



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

**AMENAZA SÍSMICA EN MEJILLONES
MEDIANTE UNA APROXIMACIÓN
GEOFÍSICA: ANÁLISIS DINÁMICO Y
AMPLIFICACIÓN SÍSMICA ASOCIADA**

JOSÉ IGNACIO MARINGUE CANALES

Tesis para optar al grado de
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:
GONZALO ALEJANDRO YÁÑEZ CARRIZO

Santiago de Chile, Julio, 2017

© 2017, José Ignacio Maringue Canales



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

AMENZA SÍSMICA EN MEJILLONES MEDIANTE UNA APROXIMACIÓN GEOFÍSICA: ANÁLISIS DINÁMICO Y AMPLIFICACIÓN SÍSMICA ASOCIADO

JOSÉ IGNACIO MARINGUE CANALES

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

GONZALO ALEJANDRO YÁÑEZ CARRIZO

ESTEBAN PATRICIO SAEZ ROBERT

GABRIEL GONZÁLEZ LÓPEZ

ANDRÉS GUESALAGA MEISSNER

Para completar las exigencias del grado de
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, Julio, 2017

*"Seremos imperfectos porque la perfección seguirá siendo el aburrido privilegio de los dioses.
Pero en este mundo, en este mundo chambón y jodido seremos capaces de vivir cada día como si
fuera el primero, y cada noche como si fuera la última"*

Eduardo Galeano

A mis Padres

AGRADECIMIENTOS

Estoy convencido que lo más importante en cualquier proceso en la vida es el camino recorrido, donde las experiencias y las personas que nos acompañaron en distintos momentos son fundamentales. Solos, ese camino es pobre y dificultoso. El resultado, los cartones, títulos, grados y demases son solo un adorno, y quedan para aquellos que no logran ver lo realmente importante, o también, para los que no piensan como yo.

En primer lugar, quiero agradecer a Pabla y Enrique. Mis padres. Los mejores que pude tener, y por los cuáles estoy acá y soy lo que soy. Gracias por estar siempre, por entregarme amor, y por aguantar todos mis defectos, y perdón por no decirles lo mucho que los amo constantemente. Los amo, y espero que pueda entregarles una alegría con esto. Nunca podré devolverles todo lo que me entregaron. Luego, quiero agradecer al resto de mi familia. Las líneas no alcanzan a mencionarlos a todos, pero llegará el momento en que les daré un abrazo apretado en persona a cada uno, diciéndoles lo mucho que los quiero.

Gracias a mis profesores, Gonzalo y Esteban, por todo lo enseñado, por la paciencia, y por hacerme crecer. Este trabajo es de ustedes también. Gracias a Gonzalo, además, por extender sus enseñanzas fuera de lo académico, sino que también a la vida. Gracias por acompañarme en cada terreno, por ser un amigo, y por nunca ponerte más arriba que yo. En un mundo donde las jerarquías y la soberbia abundan y destruyen, tu persona se valora aún más.

Gracias a las personas que me acompañaron en mis terrenos. Tanto trabajo habría sido imposible sin ustedes. Gracias a mis compañeros de universidad, del grupo de Geociencias UC y de la Pecera, y en especial a los amigos que logré forjar desde ahí. La vida no puede ser solo trabajo, y ustedes hicieron más fácil este camino. Gracias por tantas conversaciones, risas, carretes, y también por estar en el otro lado, cuando el llanto aflora y las cosas parecen ser más difíciles de lo que realmente son.

Estos agradecimientos los extiendo a mis amigos de la vida, a esa familia que uno elige. Gracias a los de la Filial La Florida por aportar con momentos felices a mi existencia y a Colo Colo por traerlos a mi vida, y por mostrarme un mundo que me permitió encontrarme con mi mismo.

Finalmente, agradezco a todos los que permitieron terminar este trabajo, a través de recursos. Gracias al CEGA, Geodatos y TRV Geofísica por el equipamiento facilitado y por su apoyo en terreno. Gracias a la Beca Magister Nacional CONICYT-PCHA 2015-221150632, al proyecto FONDAP 2011 N°15110017 y al CIGIDEN por financiar este proyecto.

INDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
INDICE DE TABLAS	viii
INDICE DE FIGURAS.....	ix
RESUMEN.....	xv
ABSTRACT	xvi
1. Introducción.....	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo General	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
1.2. Área de estudio.....	3
1.3. Antecedentes metodológicos.....	3
2. Marco sismotectónico y geológico	7
2.1. Marco sismotectónico	7
2.1.1. Fallas regionales	8
2.1.2. Fallas locales de la Península de Mejillones.....	8
2.2. Marco Geológico.....	12
2.2.1. Complejo Metamórfico de Mejillones.....	13
2.2.2. Tonalita Mejillones.....	14
2.2.3. Gabro San Luciano	15
2.2.4. Dioritoides Cerro Fortuna.....	15
2.2.5. Formación La Negra	15
2.2.6. Formación La Portada.....	16
2.2.7. Sucesión litoral Mejillones	16
2.2.8. Sedimentos de la cuenca de Mejillones	16

3.	Fundamentos teóricos y aspectos prácticos de métodos geofísicos para la caracterización petrofísica de cuencas sedimentarias.....	21
3.1.	Gravimetría	21
3.1.1.	Gravedad.....	22
3.1.2.	Método gravimétrico	24
3.2.	Magnetotelúrica.....	29
3.2.1.	Factor de Penetración	30
3.2.2.	Función de transferencia.....	31
3.2.3.	Tensor de impedancia y cálculo de resistividad aparente y fase ...	32
3.2.4.	Función de transferencia geomagnética.....	35
3.2.5.	Aplicación del método magnetotelúrico en ambientes sedimentarios	36
3.3.	Sísmica	39
3.3.1.	Ondas sísmicas.....	40
3.3.2.	Ondas superficiales	42
3.3.3.	Métodos geofísicos basados en ondas superficiales	44
3.4.	Comportamiento dinámico de los suelos	56
3.4.1.	Comportamiento del suelo ante cargas cíclicas	57
4.	Campaña de terreno	60
4.1.	Método gravimétrico.....	60
4.1.1.	Proceso de los datos.....	61
4.2.	Método magnetotelúrico	66
4.2.1.	Proceso de los datos.....	69
4.2.2.	Inversión	75
4.2.3.	Software WinGLink®.....	77
4.3.	Método sísmico	79
4.3.1.	Equipos y arreglos	80
4.3.2.	Proceso de los datos.....	82
4.3.3.	Inversión	89
5.	Resultados geofísica	93
5.1.	Resultados método gravimétrico.....	93
5.2.	Resultados método magnetotelúrico	101
5.2.1.	Inversión 1D	103

5.2.2. Inversión 2D	107
5.3. Resultados método sísmico	113
5.3.1. Resultados métodos activos (análisis f-k).....	114
5.3.2. Resultados métodos pasivos	121
5.3.3. Inversión sísmica combinada.....	125
5.3.4. Método de la razón espectral (H/V).....	130
5.4. Discusión.....	132
5.5. Modelo geomorfológico y geotécnico	139
6. Análisis dinámico de amplificación sísmica	142
6.1. Modelación computacional	142
6.1.1. Malla	144
6.1.2. Asignación de materiales	146
6.1.3. Fuente sísmica.....	151
6.2. Resultados	152
7. Conclusiones.....	168
7.1. Trabajo a futuro.....	170
BIBLIOGRAFIA	172
A N E X O S	¡Error! Marcador no definido.
Anexo A: Método TEM. Teoría, metodología, y resultados	184
Anexo B: Propagación de Ondas	190
Anexo C: Teoría Métodos Geofísicos.....	198
Anexo D: Resultados métodos geofísicos.....	208

INDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 4.1: Configuración de las mediciones a realizar en los puntos MT	68
Tabla 4.2: Duración de la medición de 128 Hz para todas las estaciones	70
Tabla 6.1: Configuración de las mediciones a realizar en los puntos MT	147

INDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1: Área de estudio.....	3
Figura 2.1: Contexto sismotectónico de Mejillones.....	9
Figura 2.2: Mapa de la península de Mejillone.....	10
Figura 2.3: Contexto morfo-tectónico de la Falla de Mejillones	11
Figura 2.4: Mapa geológico de la zona norte de la península de Mejillones	14
Figura 2.5: Eventos de surgencia en Mejillones	18
Figura 2.6: Columnas estratigráficas en Mejillones.....	20
Figura 3.1: Esquema de la fuerza gravitacional experimentada por los cuerpos de masa m y m_0	22
Figura 3.2: Atracción gravitacional en un punto P debido a una distribución de densidad ρ	25
Figura 3.3: Ejemplo de modelación de una cuenca sedimentaria a partir de un perfil de datos de anomalía gravitacional.	27
Figura 3.4: Densidades características de sistemas de cuencas sedimentarias	28
Figura 3.5: Semi-espacio homogéneo de conductividad σ	32
Figura 3.6: Modelo 2D con variación de la conductividad en dirección y	35
Figura 3.7: Resistividades eléctricas de materiales comunes en la superficie de la tierra	38
Figura 3.8: Modelo de resistividad horizontalmente estratificado de 3 capas y su respuesta en términos de su resistividad aparente	39
Figura 3.9: Tipos de onda sísmicas	41
Figura 3.10: Ejemplo de registro de ondas sísmicas.	42
Figura 3.11: Semi-espacio elástico y estratificado.....	43
Figura 3.12: a) Curvas de dispersión.....	45
Figura 3.13: Velocidades de fase para distintas longitudes de onda.....	46

Figura 3.14: Clasificación de suelos según V_s	47
Figura 3.15: Resultados f-k.....	50
Figura 3.16: Distribución normal ajustada a los datos para distintas ventanas de tiempo	50
Figura 3.17: Respuesta arreglo bidimensional.....	52
Figura 3.18: Respuesta función de autocorrelación.....	53
Figura 3.19: Arreglo imperfecto SPAC.....	55
Figura 3.20: Resultado obtenido por el método de Nakamura (H/V).....	55
Figura 3.21: Registro de aceleraciones en el terremoto de Michoacán de 1985.....	57
Figura 3.22: Secuencia de carga idealizada de un sismo.....	58
Figura 3.23: Relación histerética de esfuerzo deformación para dos amplitudes de distorsión.....	59
Figura 3.24: Curva de degradación de rigidez normalizada por $G_{\text{máx}}$ (rojo), y curva de incremento del amortiguamiento (negro).....	59
Figura 4.1: Puntos de gravedad medidos entre las campañas del 2014 y 2015.....	61
Figura 4.2: Estaciones de magnetotelúrica (rombos de color verde).....	67
Figura 4.3: Diseño del experimento MT.....	71
Figura 4.4: Primeros 2 segundos de las series de tiempo de los campos eléctricos y magnéticos para la banda de 1024 Hz, en el sitio 13.....	72
Figura 4.5: Comparación valores de resistividad entre el método TEM y MT para el sitio 8.....	74
Figura 4.6: Curvas de resistividad aparente y fase resultantes del proceso en Mapros®.....	76
Figura 4.7: Inversión 1-D para el sitio 8.....	78
Figura 4.8: Distribución de los perfiles de geófonos de 4.5 Hz.....	81
Figura 4.9: Distribución de los tendidos de sismómetros de 0.5 Hz, espaciados a 100 metros.....	82
Figura 4.10: Arriba: disposición de arreglos bidimensionales (círculos rojos). En cada punto se realizaron dos mediciones, mediante hexágonos regulares de 30 y 70 metros de lado. Abajo: geometría del arreglo utilizado.....	84

Figura 4.11: Disposición de arreglos bidimensionales (círculos rojos).	85
Figura 4.12: Resultado del análisis f-k de alta resolución para el arreglo pasivo hexagonal de lado 70 metros ubicado en el perfil Este.	87
Figura 4.13: Curvas de autocorrelación resultantes del método SPAC para el arreglo hexagonal de 70 metros ubicado en el punto Este.	88
Figura 4.14: Curva de dispersión asociada a los resultados del método SPAC para el arreglo hexagonal de 70 metros ubicado en el punto Este.	88
Figura 4.15: Resultado del método de razones espectrales H/V en un punto central del perfil Este.	89
Figura 4.16: Proceso de división del espacio en celdas de Voronei en el algoritmo del vecindario (NA)	91
Figura 4.17: Descripción de las variables consideradas en el cálculo del <i>Misfit</i> .	92
Figura 5.1: Anomalía de Bouguer	94
Figura 5.2: Plano regional	95
Figura 5.3: Anomalía residual de gravedad	96
Figura 5.4: Perfil perpendicular a la falla usado para la modelación 2D de la anomalía de gravedad.	98
Figura 5.5: Modelación gravimétrica perfil perpendicular a la falla.	98
Figura 5.6: Modelación gravimétrica perfil perpendicular a la falla.	99
Figura 5.7: A) Profundidad de basamento resultante de la inversión 2D. B) Error de ajuste en cada iteración entre la respuesta calculada y la observada.	100
Figura 5.8: Comparación soluciones 2D y 3D para la profundidad de basamento en el perfil perpendicular a la Falla.	101
Figura 5.9: Sitio 14.	103
Figura 5.10: Modelo 1D para el sitio 14.	104
Figura 5.11: Perfil MT perpendicular a la Falla Mejillones.	105
Figura 5.12: Resistividad en el perfil perpendicular a partir de modelos 1D de MT, utilizando el modo TE.	106

Figura 5.13: Inversión 2D perfil perpendicular MT utilizando las curvas del modo TE	108
Figura 5.14: Ajustes de curvas de resistividad aparente y fase entre el modelo y lo observado.	110
Figura 5.15: Inversión 2D perfil perpendicular MT utilizando las curvas del modo TE y TM, junto a las de función de transferencia geomagnética.....	111
Figura 5.16: Ajustes de curvas de resistividad aparente, fase, y tipper entre el modelo y lo observado.	112
Figura 5.17: Ubicación de perfiles sísmicos y relación espacial con los otros métodos geofísicos utilizados.....	114
Figura 5.18: Curvas de dispersión en tendido de geófonos de 4.5 Hz ubicado al centro del perfil perpendicular, generado por fuente activa.....	116
Figura 5.19: Inversión perfil central de geófonos	117
Figura 5.20: Inversión perfil oeste_centro de geófonos.....	119
Figura 5.21: Curvas de dispersión para arreglos de sismómetros de 0.5 Hz espaciados a 100 metros.....	120
Figura 5.22: Resultado proceso f-k para los ensayos pasivos con arreglos 2D en el perfil central.....	122
Figura 5.23: Curvas de dispersión obtenidas con el método SPAC para los arreglos hexagonales pasivos de 30 y 70 metros.	123
Figura 5.24: A) Curvas de autocorrelación del método SPAC. Cada curva representa a un anillo distinto (distinto radio, como se muestra en el capítulo 3.3.3.2). B) Curva de dispersión para el arreglo hexagonal de 70 metros, para el tendido Este.	124
Figura 5.25: Comparación de las curvas de dispersión obtenidas por los distintos enfoques y arreglos.	126
Figura 5.26: Comparación de las curvas de dispersión obtenidas por los distintos enfoques y arreglos: arreglo lineal activo, y arreglos pasivos bidimensionales mediante los enfoques f-k y SPAC, para el tendido Oeste.	127
Figura 5.27: Resumen inversión combinada para el perfil perpendicular central.....	128

Figura 5.28: Soluciones y ajustes en dispersión resultantes del proceso de inversión para todos los 5 perfiles estudiados.....	130
Figura 5.29: Resultados método de Nakamura para un punto del perfil perpendicular Este.....	131
Figura 5.30: Resultados método de Nakamura para un punto del perfil perpendicular Oeste.....	132
Figura 5.31: Comparación entre la inversión 2D del método magnetotelúrico y la inversión del método gravimétrico.....	137
Figura 5.32: Perfil resultante de velocidad de onda de corte obtenido en el perfil perpendicular central.....	139
Figura 5.33: Modelo geotécnico del perfil perpendicular influyendo la Falla Mejillones	141
Figura 5.34: Modelo geotécnico de la porción central del perfil perpendicular	141
Figura 6.1: Malla utilizada en la modelación dinámica	145
Figura 6.2: Curvas de laboratorio para amortiguamiento y degradación de rigidez (puntos) de los ensayos de columna resonante (RC) y torsión de corte cíclico (TS) para las muestras de limos diatomáceos a un confinamiento de 200 kPa.....	149
Figura 6.3: Curvas de laboratorio para amortiguamiento y degradación de rigidez (puntos) de los ensayos de columna resonante (RC) y torsión cíclica (TS) para las muestras de limos diatomáceos a un confinamiento de 400 kPa	150
Figura 6.4: Curvas de degradación de rigidez e incremento de amortiguamiento para suelos granulares publicadas por Seed & Idriss (1970)	151
Figura 6.5: Onda de Ricker utilizada como señal dinámica.	152
Figura 6.6: Resultados en superficie para señal de 0.2 g.	152
Figura 6.7: Resultados en superficie para señal de 0.2 g. Análisis visco-elástico	154
Figura 6.8: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos 1D y la modelación 2D en deformaciones planas.....	155
Figura 6.9: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos 1D y la modelación 2D en deformaciones planas.....	156

Figura 6.10: Comparación PGA en superficie para señal de 0.2 g entre modelos elástico y no lineal. Modelación 3D.....	156
Figura 6.11: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto x=700 (oeste).....	157
Figura 6.12: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto x=2000 m.....	157
Figura 6.13: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto x=3250 m. (centro).	158
Figura 6.14: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto x=6500 m. (este).	158
Figura 6.15: Comparación contenido de frecuencias de la onda ricker vs frecuencia fundamental del sitio.....	160
Figura 6.16: Comparación ondas de <i>ricker</i> de baja frecuencia.....	161
Figura 6.17: PGA en superficie para onda <i>ricker</i> de 0.5 Hz.....	162
Figura 6.18: PGA en superficie para onda <i>ricker</i> de 0.9 Hz.....	162
Figura 6.19: Comparación resultados en superficie para señal de 0.5 Hz.....	163
Figura 6.20: Comparación resultados en superficie para señal de 0.9 Hz.....	163
Figura 6.21: Niveles de distorsión alcanzados en la modelación no lineal.....	165
Figura 6.22: Comparación espectros de diseño elástico NCh2369 para suelos tipo C..	166
Figura 6.23: Comparación espectros de diseño elástico NCh2369 para suelos tipo D..	166

RESUMEN

La Península de Mejillones, ubicada en el norte de Chile, representa un sitio de interés en términos de peligro sísmico debido a una ‘laguna’ sísmica de aproximadamente 100 años en la zona, los grandes efectos de sitio potenciales, y la presencia del puerto más importante en la región de Antofagasta. Además, el borde oeste de la Pampa de Mejillones está limitado por la Falla de Mejillones, la cual controla el desarrollo de la Cuenca del mismo nombre hacia el este. En este trabajo, se realizó una caracterización dinámica de la porción norte de la cuenca usando una modelación integrada de observaciones geofísicas. Estas observaciones fueron: método gravimétrico, método magnetotelúrico (MT), y análisis de dispersión de ondas superficiales. Los resultados de la campaña geofísica muestran espesores de suelo de hasta 750 metros en la zona más profunda, con pendientes más fuertes hacia el Oeste, y variaciones más suaves hacia el Este, en concordancia con una geometría de cuenca del tipo hemi-graben asociada a una falla normal. El estrato sedimentario está caracterizado por velocidades de onda de corte entre 300 y 700 m/s, resistividades eléctricas extremadamente bajas (inferiores a 1 ohm-m) y densidades de entre 1.4 a 1.8 gr/cm³. La interpretación integrada permitió generar un modelo espacial y petrofísico de la cuenca de Mejillones, a partir del cual se estudia el comportamiento sísmico del lugar. Resultados preliminares del análisis dinámico inelástico (mediante el método de Elementos Espectrales) muestran aceleraciones en superficie de hasta un 100% superior a la sollicitación, evidenciando posibles amplificaciones significativas en superficie ante movimientos sísmicos. Estos efectos se hacen más importantes en la porción centro-oeste (zona más profunda). Hacia los extremos, las amplitudes disminuyen junto con la disminución de la columna de suelo.

Palabras Claves: Métodos geofísicos, efectos de sitio, amplificación sísmica, cuenca sedimentaria

ABSTRACT

Mejillones Peninsula, northern Chile, represents a site of interest for seismic hazard due to ~100-year seismic gap, the potentially large site effects, and the presence of the most important port in the region of Antofagasta. Besides, the western edge of Pampa Mejillones is limited by Mejillones Fault, which controls the development of the Mejillones Basin eastwards. In this work, we made a dynamic characterization of the northern portion of the basin using an integrated modeling of geophysics observations. These observations were: gravimetric method, magneto-telluric method (MT) and dispersion analysis of surface waves. The results of geophysical campaign show soil's thicknesses up to 750 meters on the deeper zone with steeper slopes to the West and lower slopes to the East, in agreement with the normal-fault half-graben basin geometry. The sedimentary stratum is characterized by shear velocities between 300-700 m/s, extremely low electrical resistivities (below 1 ohm-m) and densities from 1.4 to 1.8 gr/cm³. The integrated interpretation allowed us to generate a spatial and petrophysical model of the Mejillones Basin, from which we studied the seismic behavior of the zone. Preliminary results of the dynamic analysis (using the Spectral Element Method) show surface accelerations of almost 100% higher than the solicitation evidencing possible significant amplifications in surface against seismic events. These effects are more important in center-west portion (deeper zone). To the edges, the amplitudes decrease with the decrease in soil thickness.

Keywords: Geophysical methods, site effects, seismic amplification, sedimentary basin.

1. INTRODUCCIÓN

La ubicación de Chile en un margen tectónico de placas lo coloca como uno de los países más sísmicos del planeta, lo que implica un peligro constante para la sociedad chilena. Por esta razón, el estudio de los diferentes mecanismos de generación de terremotos, y la propagación de las ondas sísmicas hasta la superficie es de suma importancia para diseñar correctamente las edificaciones y obras civiles y así reducir los efectos asociados a una amenaza sísmica. En este sentido, también se hace importante conocer las propiedades dinámicas del subsuelo, ante posibles amplificaciones de las ondas sísmicas debidos al contraste en rigidez entre estratos superficiales y el basamento, así como efectos de naturaleza no lineal, fenómeno conocido como efecto de sitio (Semblat & Pecker, 2009)

En esta investigación se busca caracterizar las propiedades de amplificación dinámica la cuenca sedimentaria de Mejillones, la cual aparece como sitio de interés, debido a su importancia como principal puerto del norte de la zona, sus particulares condiciones de cuenca sedimentaria con grandes espesores sedimentarios en ambientes costeros (probablemente el único lugar en Chile con estas características en zonas urbanas), y la ausencia de grandes terremotos en la zona, en los últimos 100 años. Para este efecto, la metodología utilizada en este trabajo consiste en la utilización de diferentes métodos geofísicos (gravimétrico, electro-magnéticos, y sísmicos) que permiten, a través de una interpretación integrada de los resultados, definir la geometría de la cuenca sedimentaria, y sus propiedades petrofísicas y dinámicas. Una vez caracterizada la zona, es posible estudiar su comportamiento ante escenarios sísmicos posibles mediante la modelación dinámica de propagación de ondas sísmicas.

Los métodos geofísicos aparecen como una alternativa para la caracterización geotécnica y geológica de un sitio. Estos consisten en inferir la geología del subsuelo a partir de la medición y distribución de alguna propiedad física (resistividad eléctrica, velocidad de propagación de onda, densidad, etc.), mediante la disposición de equipos

en superficie. Los métodos geofísicos presentan varias ventajas en comparación a ensayos que miden invasivamente las propiedades del suelo (sondajes, calicatas, etc.). En primer lugar, el costo económico es mucho menor que los métodos directos, y el tiempo de ejecución es considerablemente inferior. Bajo este razonamiento, al ser más barato y rápido, se puede realizar un muestreo espacialmente más denso, permitiendo una interpretación global de la zona de estudio. Además, al utilizar equipos distribuidos en superficie, la perturbación del medio ambiente por perforaciones, plataformas y caminos, es mínima. Sin embargo, al tratarse de métodos indirectos la incertidumbre puede ser muy alta, por lo que el proceso de los datos y la interpretación de los resultados debe ser cuidadosa. Para disminuir esta incertidumbre es fundamental incorporar el conocimiento geológico en todo el proceso, y efectuar una interpretación integrada que sea consistente con las observaciones de las distintas metodologías utilizadas, y complementadas con mediciones directas de propiedades físicas de los materiales involucrados.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

El objetivo principal de esta investigación es realizar un análisis dinámico del sector de la cuenca de Mejillones para estimar posibles efectos de amplificación sísmica del área de estudio ante eventos de subducción.

1.1.2. Objetivos específicos

- Estudiar e implementar diferentes metodologías geofísicas para la caracterización geotécnica de cuencas sedimentarias. Validar su uso y realizar una integración de los resultados obtenidos.
- Estimar el espesor sedimentario, propiedades petrofísicas/mecánicas, y morfología de basamento en la Cuenca de Mejillones.

- Determinar los probables efectos de sitio de la Cuenca de Mejillones y el riesgo sísmico asociado, en una distribución areal mediante simulación computacional.

1.2. Área de estudio

El área de trabajo se ubica en la comuna de Mejillones, región de Antofagasta, principalmente en la zona de la Pampa de Mejillones ubicada al sur de la ciudad, entre las longitudes $70^{\circ}19''$ y $70^{\circ}30''$ W, y las latitudes $23^{\circ}04''$ y $23^{\circ}07''$ S, en un área aproximada de 16 x 4 kilómetros (Figura 1.1). El acceso al lugar de trabajo se realiza desde Antofagasta hacia el norte mediante la Ruta 1, para luego girar hacia el Oeste tomando la carretera B-272. La distancia desde la ciudad de Antofagasta es de 65 km.



Figura 1.1: Área de estudio. A la izquierda la ruta desde el aeropuerto de Antofagasta hasta Mejillones. A la derecha la zona de estudio (línea negra).

1.3. Antecedentes metodológicos

Los métodos geofísicos han sido ampliamente utilizados en el estudio de cuencas sedimentarias y en la caracterización geotécnica de un sitio (Vozoff, 1972; Cañuta & Fonseca, 2001; Semblat, Duval, & Dangla, 2002; Araya, 2005; González, 2013; Yáñez,

Muñoz, Flores-Aqueveque, & Bosch, 2015, entre otros). El método gravimétrico determina diferencias en densidad entre distintos estratos y cuerpos a partir de la medición de la aceleración de gravedad en ciertos puntos. Los métodos electromagnéticos utilizan como fuente de energía campos eléctricos y magnéticos (naturales y artificiales) para obtener un perfil de resistividad eléctrica en profundidad, mientras que los métodos sísmicos utilizan la propagación de las ondas sísmicas para determinar la velocidad de propagación de onda de los diferentes estratos.

En la zona de estudio se han realizado algunos estudios geológicos y geofísicos que aportan información importante para esta investigación. Glacier (1976) realizó algunos sondeos eléctricos, mediante el método SEV, en la zona oriental de la pampa de Mejillones, donde determina profundidades de basamento del orden de los 100 m. Posteriormente, Cañuta & Fonseca (2001) realiza una campaña de gravedad y magnetismo en la Pampa de Mejillones, donde se realizaron 7 perfiles gravimétricos de aproximadamente 20 kilómetros de largo, espaciados cada 4 kilómetros y con estaciones cada 500 metros, abarcando 30 kilómetros en dirección norte-sur. Si bien sólo uno de los perfiles se ubica en la zona de estudio de esta investigación, los resultados obtenidos por Cañuta y Fonseca indican la existencia de una cuenca alargada en dirección norte-sur, con espesores sedimentarios del orden de los 500 metros.

Por otro lado, González (2013) confeccionó la batimetría de la bahía de Mejillones, al norte de la península, mediante resultados de reflexión sísmica. A partir de los resultados obtenidos logró corroborar la prolongación marina de la falla de Mejillones hacia el norte, e identificó 3 unidades sismoestratigráficas, cuyo comportamiento se puede relacionar con las unidades existentes bajo la superficie en la Pampa de Mejillones.

A esto hay que sumar distintos trabajos que se dedicaron a caracterizar los sedimentos en la zona de estudio (Valdebenito & Gutiérrez, 1979; Ortlieb et al., 1994; Marquardt et al., 2003; Vargas et al., 2005; Vargas et al., 2011, entre otros), sugiriendo espesores importantes de sedimentos, y donde se describen algunos depósitos de

fosforitas y diatomitas, que permiten explicar los resultados obtenidos en la campaña geofísica (ver en capítulo 5). Además, estos trabajos sumados a los González et al. (2003), Cortés-Aranda, González, Rémy y Martinod. (2012), y Cortés-Aranda et al. (2014), logran caracterizar la falla de Mejillones y estimar magnitudes, recurrencias, y desplazamientos máximos asociados a eventos sísmicos en esta estructura.

Sin embargo, los trabajos realizados en esta zona no logran ser concluyentes en términos de definir la geometría de la cuenca de Mejillones, ni estimar sus propiedades petrofísicas y dinámicas en profundidad, lo que dificulta el estudio del comportamiento dinámico del lugar ante terremotos. En este sentido, los resultados obtenidos en esta investigación aportan información valiosa en términos de la caracterización de la cuenca y de la evaluación de la amenaza sísmica.

El trabajo realizado en esta tesis se organiza de la siguiente forma:

- En el capítulo 2 se describe el marco geológico y sismotectónico de la región, y particularmente de la Península de Mejillones. Aquí se detalla el contexto sísmico y las estructuras geológicas presentes en la zona, donde destaca la presencia de la falla de Mejillones, que limita hacia el oeste el sitio de estudio. Por otro lado, se explican los tipos de rocas y sedimentos que componen la península.
- El marco teórico sobre el cual se basan los métodos geofísicos utilizados en la caracterización de la cuenca sedimentaria se muestra en el capítulo 3. Aquí se presentan las bases teóricas de cada método y las cualidades que tienen para describir de buena forma el problema que se quiere estudiar. Además, se explica el funcionamiento de los diferentes *software* utilizados en el procesamiento de los datos.
- En el capítulo 4 se detalla la distribución de la metodología aplicada en la zona de estudio. Se detalla las configuraciones utilizadas, el proceso de los datos, y la obtención de los resultados para cada método geofísico.

- En el capítulo 5 se dan a conocer los resultados de la campaña geofísica, para finalmente obtener un modelo geotécnico. En primer lugar, se presentan los resultados para cada método, por separado. En segundo lugar, se realiza una integración para obtener un resultado final. Finalmente, se presenta el modelo geotécnico definitivo.
- Finalmente en el capítulo 6 se muestra el análisis dinámico de amplificación sísmica del modelo generado.

2. MARCO SISMOTECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1. Marco sismotectónico

Chile, en toda su extensión, se encuentra ubicado en un margen tectónico activo, donde existe subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En el norte de Chile la convergencia de estas placas ocurre a una tasa de 6.5 cm/año orientada N75°E (Angermann, Klotz, & Reigber, 1999). En estas latitudes (22°-24° S) el ángulo de subducción es de 20° hacia el Este y se caracteriza por un fuerte acoplamiento en el contacto interplaca hasta los 50 km de profundidad (p. ej. Delouis, Philip, Dorbath, & Cisternas, 1998). En esta zona se generan la mayor parte de los terremotos de subducción (zona sismogénica). Aquí, el régimen es compresional y el mecanismo focal de los sismos corresponde a un fallamiento inverso.

La zona sismogénica en el margen chileno sufre ruptura total de la zona de acoplamiento entre las placas, con sismos de magnitudes superiores a 7.5 (Comte & Barrientos, 1997), y varios autores han propuesto la segmentación sismotectónica del margen chileno (p. ej. Kelleher, 1972; Nishenko, 1985; Comte & Pardo, 1991), en zonas con recurrencia de grandes terremotos del orden de 100 años, y Vargas et al. (2010) propone una tasa de recurrencia de muy grandes terremotos (Mw/Magnitud de momento del orden de 9) del orden de 250-300 años, en la zona Norte. En particular, la península de Mejillones, objeto del presente estudio, aparece como una barrera sísmica que limita dos segmentos, con terremotos como el de Iquique en 1877 (Mw = 8.8) y el de Antofagasta en 1995 (Mw = 8.1), como se aprecia en la figura 2.1a (Vargas et al., 2010; Victor et al., 2011; Cortés-Aranda et al., 2014). A partir de esto, la zona de estudio está dentro del área que se denomina 'laguna sísmica', como parte del segmento de Iquique (figura 2.1a), donde el último terremoto de gran magnitud fue en 1877, el cual ha sido parcialmente cubierto por los terremotos de Tocopilla el 2007 (Mw=7.7), y el de Pisagua el 2014 (Mw=8.1) (Cortes-Aranda et al., 2014).

2.1.1. Fallas regionales

La convergencia de la placa de Nazca induce deformación elástica en el borde Oeste de la placa Sudamericana, la cual se libera en los ciclos sísmicos, sin embargo, parte de esta deformación se transmite de forma permanente en la placa superior (Cortés-Aranda et al., 2014). Una porción de esta deformación permanente se acumula dentro del antearco costero, lo que queda en evidencia con las fallas de escala regional que componen el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (por ejemplo, Cortés-Aranda et al., 2014).

Este sistema de fallas (Figura 2.1 a-c) se extiende por más de 1000 kilómetros en dirección N-S, desde Iquique hasta La Serena (González, 2013), y las diferentes fallas que lo componen, en su mayoría presentan un rumbo N-S (casi paralelas al margen), con manteo hacia el Este (entre 70 y 75°) y con fallamiento normal, acomodando la extensión en dirección W-E (Cortés-Aranda et al., 2014). Autores como Scheuber & González (1999) o Vargas et al. (2010) proponen que este sistema de fallas ha estado activo desde el Jurásico (~ 200 Ma) o principios del Cretácico (~ 150 Ma) hasta el presente.

La falla más prominente de este sistema corresponde a la Falla Salar del Carmen (SCF) que se aprecia en la figura 2.1 b-c, la cual forma parte de la traza principal del SFA (Cortés-Aranda, 2012). Alcanza más de 40 km de largo y ha generado desplazamientos verticales de hasta 300-400 metros en la topografía, a través del alzamiento del bloque Oeste de la falla.

2.1.2. Fallas locales de la Península de Mejillones

La Península de Mejillones presenta un contexto estructural basado en sistemas de 'horst' (sistemas elevados) y cuencas tectónicas del tipo graben (depresión limitada en ambos lados por una falla geológica) y hemi-graben (depresión limitada en un lado por una falla geológica), que se desarrollaron dentro de un contexto tectónico

extensional durante el Plioceno-Holoceno (por ejemplo, González, 2013). En la península existen una serie de fallas normales segmentadas con rumbo N-S y manteo hacia el este, que son ramificaciones del SFA y que definen los dos principales hemigraben de la península, las cuencas Pampa Mejillones y Pampa Caleta Herradura, flanqueados por los Morros Mejillones y Jorgiño, respectivamente, como se aprecia en la figura 2.2 (Cantalamessa, Di Celma, & Ragaini, 2006).

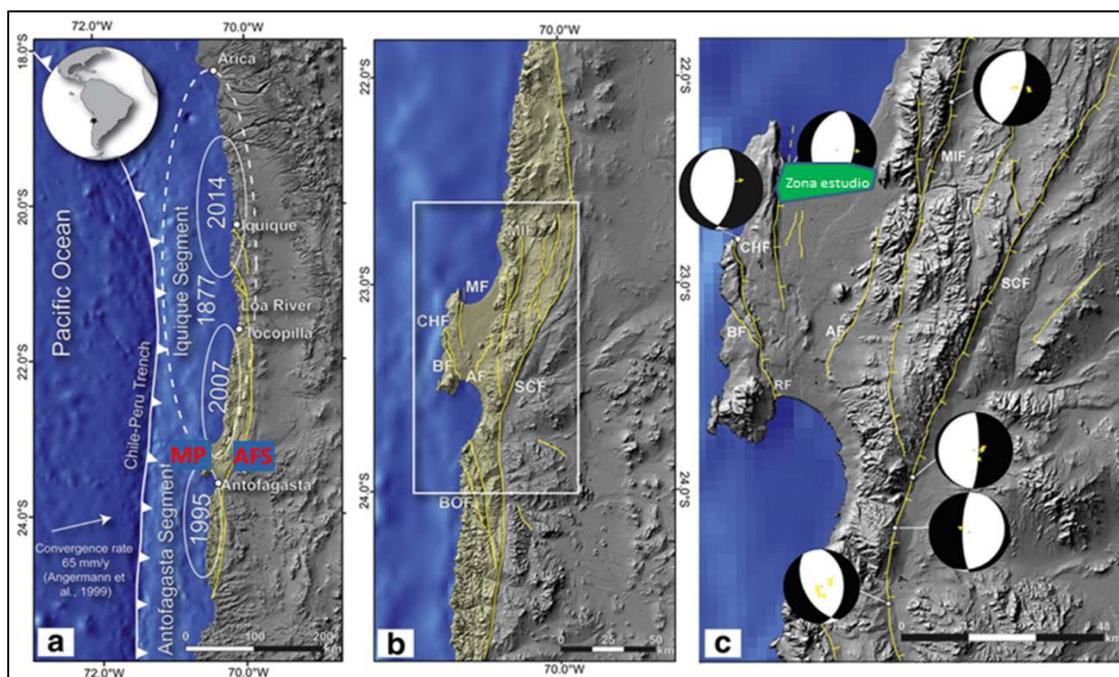


Figura 2.1: Contexto sismotectónico de Mejillones. a) Segmentación sismotectónica del Norte de Chile. Las elipses blancas representan las áreas de ruptura de los sismos que encierran. MP es la península de Mejillones y AFS es el sistema de fallas de atacama o SFA; b) detalle de las fallas (líneas amarillas) en la zona norte del SFA. MF corresponde a la Falla de Mejillones, CHF a la Falla Caleta Herradura, AF la Falla Aeropuerto, BF la Falla Bandurria, SCF la Falla Salar del Carmen, y BOF la Falla Bolfín; c) detalle de la Península de Mejillones. El polígono verde representa la zona de estudio. RF corresponde a la Falla Rinconada, y MIF la Falla Mititus. Los círculos blanco y negro corresponden a las soluciones de los planos de falla para MF, MIF, CHF, y SCF. Fuente: modificado de Cortés-Aranda et al. (2014).

La estructura más relevante de la península de Mejillones, y que es rasgo característico de la zona de estudio, corresponde a la Falla de Mejillones (MF) que se aprecia en la figura 2.3. Esta falla se aprecia en la parte noreste de la península y tiene un largo de 30 km en tierra y 10 km de largo costa afuera (en el mar) como se muestra en la figura 2.3 (Cortés-Aranda et al., 2014).

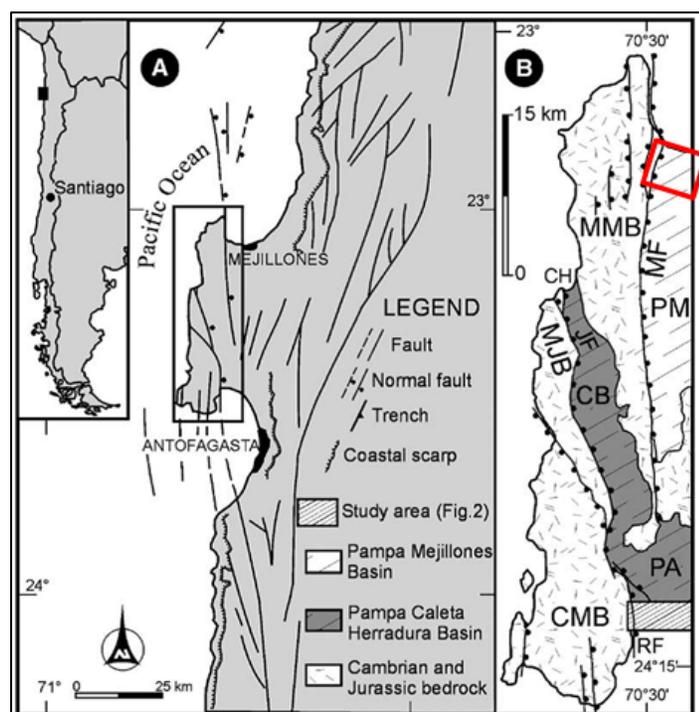


Figura 2.2: Mapa de la península de Mejillones. A) Tectónica regional de la península de Mejillones. B) Principales estructuras geológicas de la Península de Mejillones. MMB corresponde al Morro Mejillones, CMB al Cerro Moreno, MJB al Morro Jorgiño, JF a la Falla Jorgiño, PM a la cuenca Pampa Mejillones, CH la cuenca Caleta Herradura, y PA y CB a las sub-cuencas Pampa Aeropuerto y Cerro Bandurrias, respectivamente. En rojo se muestra una porción de la zona de estudio. Fuente: Cantalamessa et al. (2006).

La falla se caracteriza por el deslizamiento del bloque Este hacia abajo, marcado por el desplazamiento de depósitos marinos del Plioceno-Pleistoceno, en un plano de falla idealizado orientado N10°E y con un manteo de 65°-75° hacia el este (por ejemplo, Cortés-Aranda, 2012). Además, el mismo autor plantea que existe una componente

sinistral del movimiento, es decir, el bloque Este se desliza hacia el Norte con respecto al bloque Oeste, que corresponde a un 17% del movimiento total (rake 80° - 70° hacia abajo y al norte). Cortés-Aranda et al. (2014) infiere el plano de falla hasta una profundidad de 16-20 km desde la superficie, sin alcanzar a conectar con el contacto interplaca de la subducción. Por otro lado, la falla tiene separaciones verticales que aumentan hacia el norte, desde 70 metros en la parte Sur hasta 400 metros en la parte Norte (González et al., 2003).

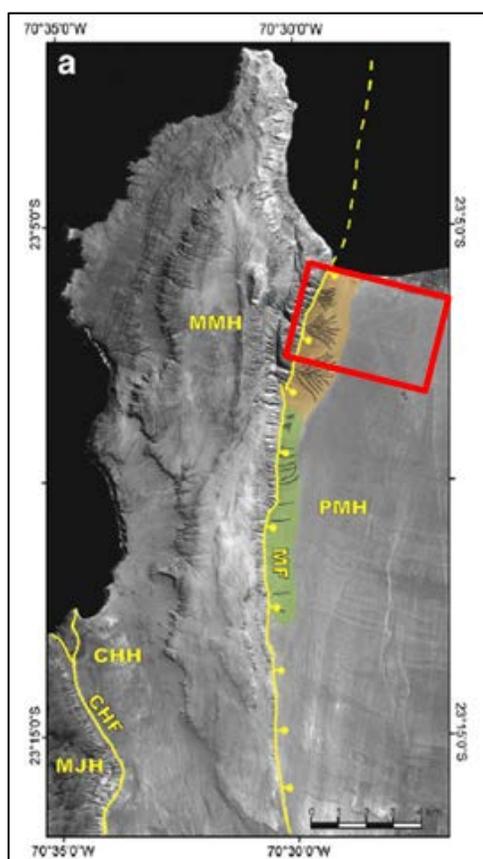


Figura 2.3: Contexto morfo-tectónico de la Falla de Mejillones. Las fallas se describen como líneas amarillas, y la línea punteada indica la prolongación de la Falla de Mejillones en el mar. Fuente: Modificado de Cortés-Aranda et al. (2014).

Con respecto a su actividad sísmica y la recurrencia de terremotos asociados a la Falla de Mejillones, varios trabajos paleo-sismológicos y geomorfológicos se han

realizado en la zona (González et al., 2003; Marquardt et al., 2003; Vargas et al., 2005; Vargas et al., 2011; Cortés A. et al., 2012 y 2014). Entre estos, Marquardt (2005) a través de un análisis morfo-estructural calcula las tasas de alzamiento para el Morro de Mejillones (0.5-0.7 m/ka) y para la Pampa Mejillones (0.2-0.3 m/ka), y la diferencia entre ambos la asocia a la actividad de la Falla de Mejillones. Además, según Cortés-Aranda et al. (2012) a través de estudios paleosismológicos, la Falla tiene la capacidad de generar terremotos de magnitud 7 con una recurrencia de 5 ± 3.5 ka y propone que en los últimos 14 ka se han generado 3 terremotos, donde el último evento fue hace cerca de 3000 años ($M_w=6.6$). Para obtener estos valores asume un largo de falla de 40 km, y que los desplazamientos máximos (slip máximo) en los terremotos generados son del orden de los 2.5 metros.

Por otro lado, se ha estudiado la reactivación de estas fallas con los ciclos de grandes terremotos de subducción, donde las principales conclusiones indican que la actividad de la Falla no está en fase con el ciclo de grandes sismos, como plantea Cortés-Aranda et al. (2012). Cortés-Aranda et al. (2014), a través de estudios de Stress de Coulomb, concluye que la reactivación de las fallas en la Península de Mejillones depende de gran forma en donde ocurran los desplazamientos sísmicos máximos del sismo de subducción, y fundamentalmente del ciclo sísmico propio de la falla, el cual se construye lentamente a través de varios ciclos de subducción, hasta alcanzar el límite de resistencia.

2.2. Marco Geológico

La península de mejillones corresponde a un relieve morfológico originado por la acreción de rocas Paleozoicas (570 millones de años) al continente, donde las rocas conformantes son del Jurásico (200-145 Ma) y Cretácico (145-65 Ma), predominantemente (Muñoz & Rivas, 2012). La Península constituye una estructura en planta de forma de yunque que se proyecta al W modificando la dirección natural N-S de la costa chilena, adentrándose por cerca de 20 km en el mar, y con un largo de alrededor

de 40 km (Figura 2.2). Corresponde a la parte emergida tectónicamente de la plataforma continental (Niemeyer, 1996), y presenta una compleja morfología de bloques alzados y deprimidos (González, 2013).

La localidad de Mejillones se encuentra emplazada en lo que corresponde a una terraza marina cubierta con sedimentos del Terciario (65 Ma) y del Cuaternario (2 Ma), que además se conforma de areniscas, limolitas y coquinas, denominadas como Formación Mejillones, o en la figura 2.4, sucesión litoral Mejillones (Muñoz & Rivas, 2012).

A continuación se describen brevemente las principales unidades geológicas que afloran en la península de Mejillones, específicamente, en la zona norte correspondiente al área de estudio. En la figura 2.4 se exhibe un mapa geológico de este sector, obtenido de González (2013).

2.2.1. Complejo Metamórfico de Mejillones

Inicialmente, parte de la zona correspondiente a la delimitada en la figura 2.4, fue definida por Ferraris & Di Biase (1978) como Formación Jorgiño, clasificada como una serie de rocas metamórficas y metasedimentarias, conformadas por gneises y esquistos micáceos. Posteriormente, autores como Domínguez (2001) y Cortés et al. (2007) agrupan todas las unidades Paleozoicas de la Península con el nombre de Complejo Metamórfico de Mejillones, agrupando rocas metamórficas de esquistos, gneises, cuarcitas y anfibolitas, cuya base no se logra identificar (González, 2013). Esta unidad subyace a la Formación La Portada. Los protolitos de estas rocas son sedimentarios y resultan de la colisión de continentes o de la construcción de prismas de acreción en el Paleozoico (Muñoz & Rivas, 2012). Dentro de la zona de estudio (Figura 2.4) esta unidad no aflora.

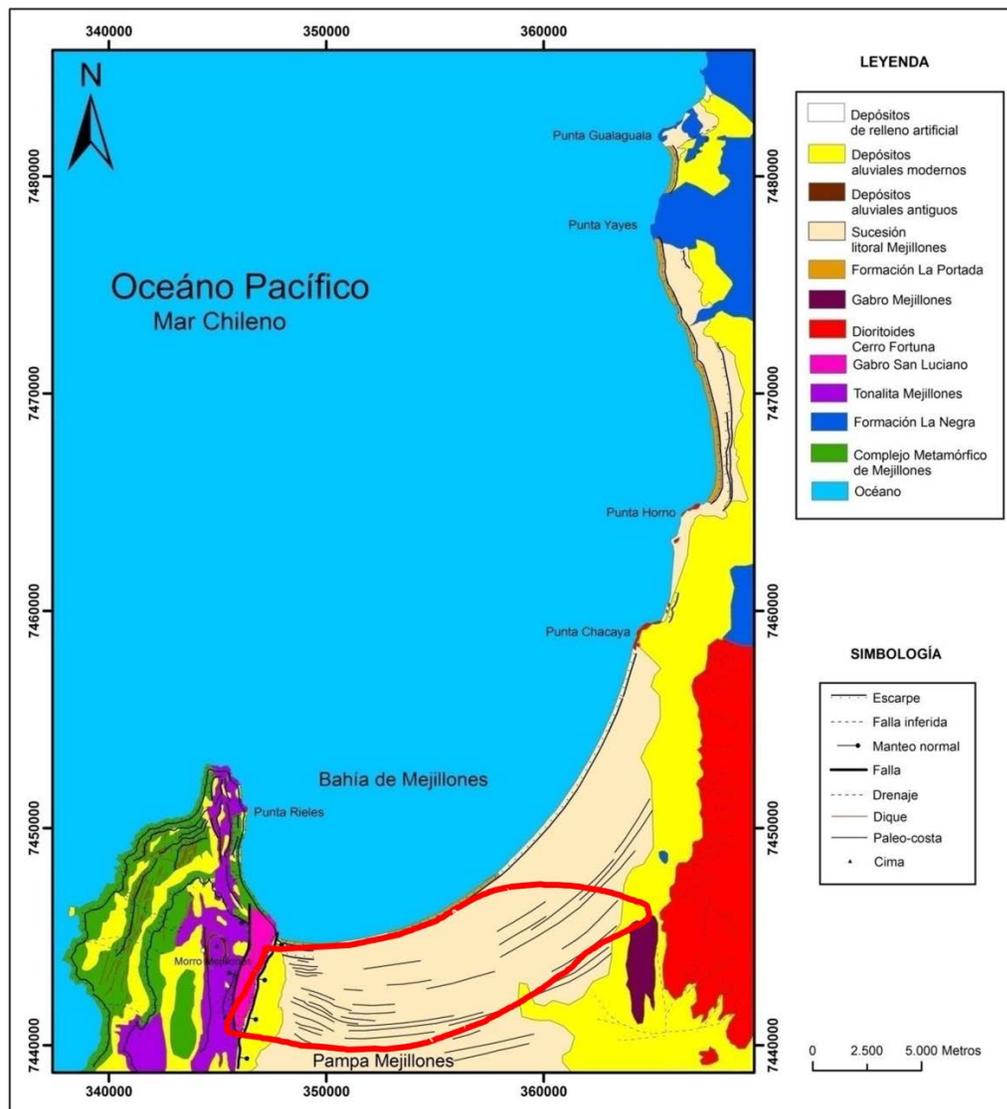


Figura 2.4: Mapa geológico de la zona norte de la península de Mejillones (modificado de González, 2013). Encerrada en rojo la zona de estudio.

2.2.2. Tonalita Mejillones

Corresponden a rocas ígneas intrusivas de color claro que afloran en la parte oeste de la península de Mejillones, en la porción centro-norte (por ejemplo, González, 2013), e intruye al Complejo Metamórfico de Mejillones. Se constituye por tonalita de biotita a biotita-anfíbola de grano grueso a medio con fenocristales de biotita (por

ejemplo, Muñoz & Rivas, 2012). Corresponden al período del Jurásico (~ 175 Ma), y su exhumación habría ocurrido a finales del Cretácico Temprano (~ 100 Ma) (por ejemplo, Cortés et al., 2007)

2.2.3. Gabro San Luciano

Aflora al noreste del Morro de Mejillones, y fue definido por Baeza (1984) como un stock de composición gábrica, de grano grueso, color verde, y levemente foliado, que presenta una zona de deformación dúctil al oeste, y frágil al este (zona de la Falla de Mejillones). Esta unidad intruye a las dos unidades anteriores, Complejo Metamórfico y Tonalita (Scheuber & González, 1999), y corresponde al Jurásico (~ 170 Ma). En el área de estudio, esta unidad corresponde al bloque yacente de la Falla de Mejillones, y las muestras de roca obtenidas en esta investigación en el flanco oeste de los perfiles de gravedad (Capítulo de Metodología) corresponden a esta unidad. Esta unidad también corresponde a los gabros ubicados hacia el este de la zona de estudio, definidos en la figura 2.4 como Gabro Mejillones (Muñoz & Rivas, 2012).

2.2.4. Dioritoides Cerro Fortuna

Corresponden a un conjunto de plutones dioríticos que afloran en superficie en el borde occidental de la cordillera de la Costa. Estas rocas intruyen a la Formación La Negra y el Gabro Mejillones, y corresponden principalmente a Dioritas de color gris a blanco grisáceo, de grano medio (por ejemplo, Muñoz & Rivas, 2012). Esta unidad es la que aflora en el extremo este de los perfiles de gravedad (Capítulo Metodológico).

2.2.5. Formación La Negra

Esta formación comprende espesores importantes de coladas de lava y sedimentos clásticos-volcánicos, que afloran en la Cordillera de la Costa entre Arica y Chañaral (Ferraris & Di Biase, 1978). Su litología corresponde a lavas andesíticas

porfídricas y afaníticas del Jurásico, cuando el arco magmático se encontraba en el ámbito costero actual (Muñoz & Rivas, 2012).

2.2.6. Formación La Portada

Definida por Ferraris & Di Biase (1978) corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias marinas fosilíferas, del Mioceno-Plioceno (~ 5 Ma) consolidadas a semiconsolidadas con una estratificación definida (por ejemplo, González, 2013). Esta formación aflora en la zona sur de la península de Mejillones entre Caleta Herradura y el balneario La Portada, donde sobreyace a la Formación La Negra, y en la zona central de la Península. En el trabajo de Cañuta & Fonseca (2001) estiman espesores de esta formación del orden de los 500 metros, a través de gravimetría. En la zona de estudio, esta unidad corresponde al relleno sedimentario que cubre la cuenca de Mejillones.

2.2.7. Sucesión litoral Mejillones

Fue definida en primer lugar con el nombre de Formación Mejillones (Ferraris & Di Biase, 1978) como una secuencia de sedimentos marinos de origen Terciario y Cuaternario (últimos 2 Ma), que afloran en la zona norte de la Pampa Mejillones. Según los autores su espesor máximo es de 80 metros. Está constituida por areniscas, limolitas, y coquinas y se extiende por un área de 200 km² desde la parte central de la Pampa hacia el norte, en bancos horizontales. Posteriormente, es redefinida como Sucesión litoral Mejillones, como secuencia sedimentaria clástica, litoral, compuesta por arenas, gravas, y coquinas. Esta unidad forma parte de los sedimentos que rellenan la cuenca. Hacia los extremos de la cuenca, aparecen algunos depósitos cuaternarios aluviales

2.2.8. Sedimentos de la cuenca de Mejillones

Uno de los objetivos de esta investigación es describir la geometría y la petrofísica de la cuenca sedimentaria de Mejillones, por lo que es muy importante entender la procedencia de los materiales que la rellenan, desde el punto de vista de su

geología y de su formación. A continuación se describen de forma más detallada las unidades que forman parte de esta cobertura sedimentaria somera, para posteriormente relacionarlas con los resultados obtenidos del trabajo geofísico.

Como plantean Muñoz & Rivas (2012), los sedimentos que rellenan la cuenca de Mejillones corresponden a depósitos Cenozoicos relacionados con eventos del Neógeno (25 a 2 Ma), y a depósitos del Cuaternario recientes. En la zona de estudio, estos se representan como sedimentos marinos litorales, restringiéndose a cuencas del tipo hemigraben y graben. Hacia la Cordillera de la Costa se depositan varias secuencias de gravas y arenas de origen aluvial, y por erosión y transporte se van depositando sobre algunas zonas con los sedimentos descritos anteriormente.

Los depósitos del Neógeno se agrupan en lo que se conoce como Formación La Portada, y corresponden a arenas, limos, coquinas, y diatomitas depositados en cuencas extensionales de gran espesor, en un ambiente de plataforma continental y bahía protegida (Muñoz & Rivas, 2012; González, 2013), tras el ingreso del mar en dicha época. Estos depósitos se encuentran por debajo de los sedimentos cuaternarios de la Sucesión litoral Mejillones, correspondientes a conglomerados con restos de conchas, en una matriz de arena media a gruesa.

Ahora bien, en particular, en el norte de Chile la acumulación de grandes espesores de sedimentos no es común, debido al clima árido existente y al desarrollo brusco de la Cordillera de la Costa en esta zona del país que limita el desarrollo de sedimentos marinos (D'aubarede, 1974). Estos sedimentos solo aparecen en Arica, Iquique, Tocopilla y Mejillones.

La particular forma de la península de Mejillones, la cual protege a la bahía del mismo nombre de las corrientes del suroeste (Ortlieb et al., 1994), favorece la existencia de depósitos de restos biogénicos y materia orgánica y la preservación de sedimentos marinos (Vargas, 2004; Villaseñor, 2008). En esta zona, además, ocurren eventos de surgencia costera o *upwelling* (Figura 2.5) desde la zona de Punta Angamos que generan

un incremento de la productividad primaria en la bahía y en el aporte de nutrientes (Villaseñor, 2008). En estas zonas, debido a la alta tasa reproductiva de biomasa, como fitoplancton, se generan zonas de mínimo oxígeno que provocan la depositación del fitoplancton en el fondo marino, permitiendo la formación de sedimentos, como las diatomitas.

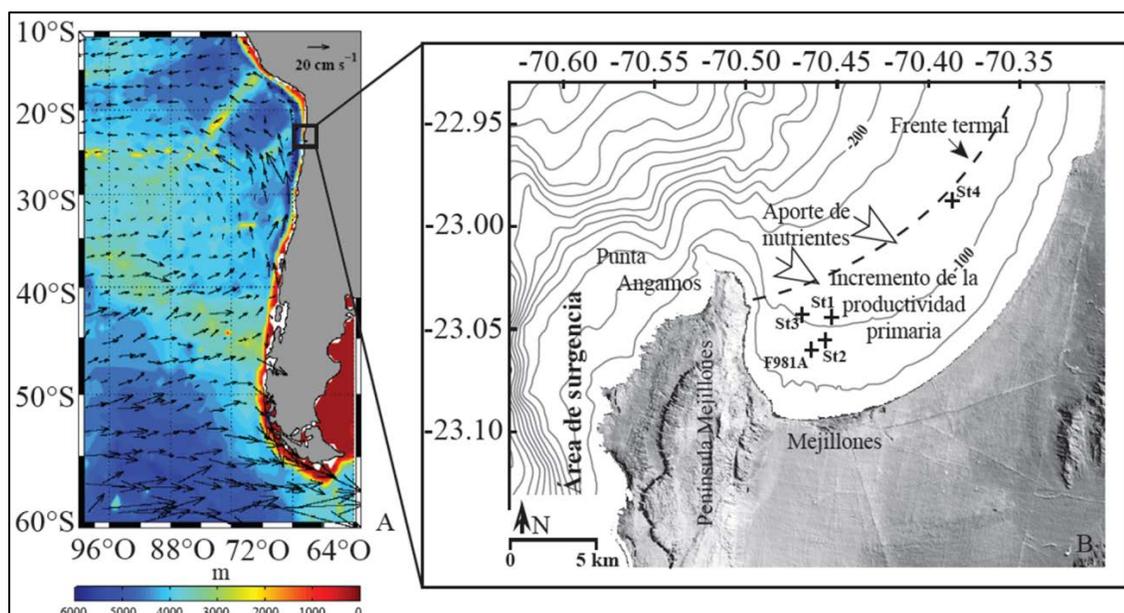


Figura 2.5: Eventos de surgencia en Mejillones. A) Ubicación de la península de Mejillones en el Pacífico y corrientes superficiales principales. B) Principales factores que influyen en la alta productividad primaria en la bahía. Fuente: Obtenido de Villaseñor (2008).

Luego, en períodos de ascenso de la marea, estos sedimentos son arrastrados hacia la península, rellenando las zonas de planicie, y generando sedimentos marinos diatomáceos, que se acumulan por millones de años. Estas diatomeas son de composición silíceas. En Mejillones son varios los trabajos que han estudiado los suelos diatomáceos y fosforíticos presentes en la zona (Valdebenito & Gutiérrez, 1979; Krebs, Aleman, Padilla & Rosenfeld., 1992; Valdés, Sifeddine, Lallier-Verges, & Ortlieb 2004; Vargas et al., 2004; Villaseñor, 2008; entre otros).

Estos sedimentos corresponden generalmente a una matriz fina limo-arcillosa con restos de diatomeas fosilizadas, donde la concentración de esta última puede afectar notoriamente las propiedades geotécnicas de los suelos. Según resultados no publicados (Nazar, Ovalle, Barrios & Arenaldi, 2016) estas diatomitas son capaces de retener mucha cantidad de agua, alcanzando humedades naturales de 100 a 150%, y sus densidades in situ, tienen valores incluso inferiores a 1 g/cc^3 (0.6 a 0.8 g/cm^3). Estos valores de densidad pueden disminuir según el contenido de diatomeas, y además, pueden aumentar mucho con el agua, debido a la gran capacidad de retención de estos tipos de suelos, alcanzando valores de $1.4 - 1.5 \text{ g/cm}^3$.

González (2013) presenta algunas columnas estratigráficas cercanas a la costa de Mejillones, donde aparecen las principales unidades que intervienen en los primeros metros. En la figura 2.6 se muestra un ejemplo hacia el este de la zona de estudio (punto 2), cerca de la costa, en la zona portuaria de Mejillones. Aquí, se muestran las dos unidades principales, con estratos de diatomitas como parte de la Formación La Portada, intercaladas con capas de limo.

Adicionalmente, se dispone de algunos sondajes de hasta 50 metros en la zona los cuales muestran la misma información descrita anteriormente, es decir, estratos de arena con carbonatos, sales, conchuelas y gravillas, de compacidad creciente en profundidad (espesor variable entre 20 y 25 m), sobre un estrato de limo formado por sedimentos marinos, de alta consistencia con restos de diatomeas. En todos los sondajes no se detectó presencia de napa freática, ni se alcanzó roca. Una columna típica de estos sondajes se muestra en la figura 2.6 C. Los ensayos realizados a las muestras de estos sondajes indican que las arenas presentan densidades naturales de $1.75-1.9 \text{ g/cm}^3$ y velocidades de onda de corte (V_s) de 400-600 m/s (medido por *cross-hole* y *down-hole*), mientras que los limos diatomáceos presentan densidades de $1.3-1.5 \text{ g/cm}^3$ y V_s de ~ 450 m/s.

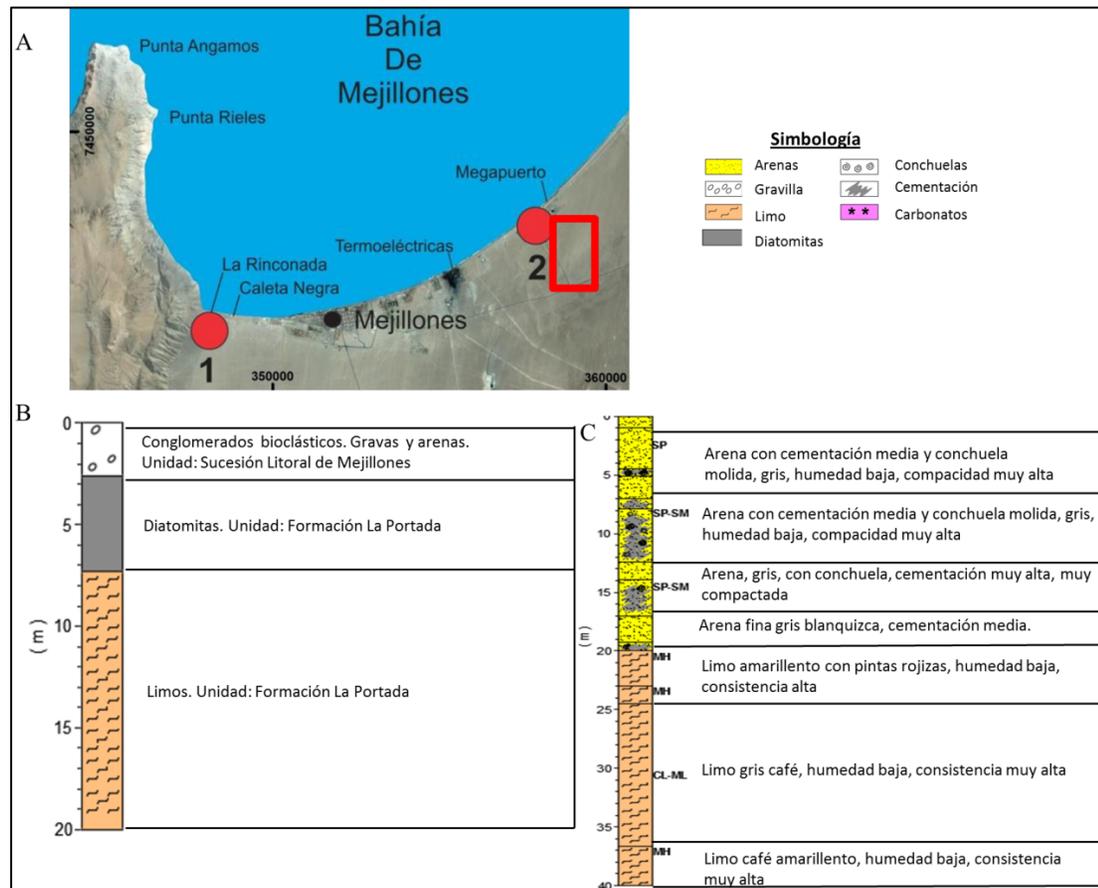


Figura 2.6: Columnas estratigráficas en Mejillones. A) Ubicación columna estratigráfica en Mejillones (Fuente: González, 2013). Recuadro rojo indica los sondajes revisados en la zona. B) Columna estratigráfica en el punto 2 (acantilado costero). C) Sondaje característico en la zona ubicado dentro del recuadro rojo de la figura 2.6 A.

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y ASPECTOS PRÁCTICOS DE MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN PETROFÍSICA DE CUENCAS SEDIMENTARIAS.

En este capítulo se dan a conocer los fundamentos teóricos que explican y validan el uso de los distintos métodos geofísicos desarrollados en esta investigación, para la caracterización petrofísica de cuencas sedimentarias. Para efectos de comprensión del lector, desde ahora en adelante, todos los vectores serán representados por letras en negrita, y los tensores de segundo orden con una raya inferior.

Los métodos empleados son los siguientes:

- Método gravimétrico: El propósito de esta metodología en este trabajo es definir el contacto suelo-basamento mediante el contraste de densidad existente entre el relleno sedimentario y la roca. Contribuye a la definición de la densidad de los materiales.
- Método magneto-telúrico: El propósito de esta metodología es complementar la definición del contacto suelo-basamento, mediante el contraste en resistividad eléctrica, y acotar los resultados del método gravimétrico.
- Método sísmico: El propósito de esta metodología es caracterizar el relleno sedimentario mediante su rigidez a pequeña deformación medida a través del parámetro de velocidad de onda de corte (V_s), lo que permite evaluar el comportamiento dinámico de la cuenca.

3.1. Gravimetría

El método gravimétrico está basado en la medición de la aceleración de gravedad en superficie. Su objetivo es obtener anomalías de gravedad las cuales se puedan deber a contrastes de densidad entre las unidades geológicas del subsuelo. A continuación se detalla la teoría necesaria para el trabajo con este método en ambientes de cuencas

sedimentarias.

3.1.1. Gravedad

La fuerza de gravedad fue definida por primera vez por Isaac Newton a finales del siglo XVII, y lo hace a partir de la Ley de Gravitación Universal proponiendo que la fuerza que genera un cuerpo de masa m sobre otro cuerpo de masa m_0 es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los cuerpos y se relaciona de manera directa con el producto de sus masas. En términos matemáticos, esto se refleja en la ecuación 3.1.

$$\mathbf{F} = -G \frac{m_0 m}{r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (3.1)$$

Donde G corresponde a la constante gravitacional de Newton, o constante de gravitación universal cuyo valor es $6.67259 \times 10^{-11} [\text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}]$, r es la distancia entre los cuerpos, y $\hat{\mathbf{r}}$ es el vector dirección unitario, donde por convención, es positivo desde la fuente gravitacional (m) al punto de observación (m_0) como se muestra en la figura 3.1.

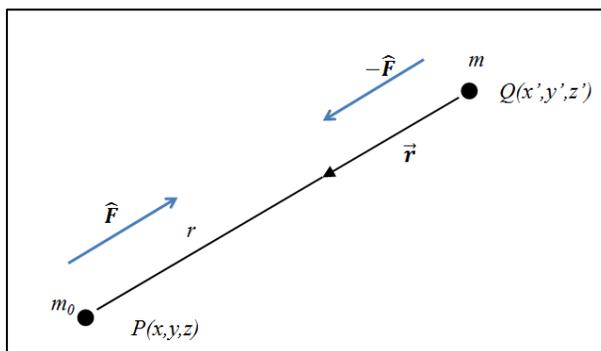


Figura 3.1: Esquema de la fuerza gravitacional experimentada por los cuerpos de masa m y m_0 (Blakely, 1995).

Tomando en consideración la segunda Ley de Newton, que relaciona la fuerza ejercida sobre un cuerpo con su aceleración, normalizando la ecuación 3.1 por m_0 se

obtiene la atracción gravitacional o aceleración de gravedad producida por la masa m en el punto m_0 :

$$\mathbf{g} = -G \frac{m}{r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (3.2)$$

Se puede demostrar que el vector de gravedad, \mathbf{g} , es un campo conservativo, por lo que es posible expresarlo como el gradiente de un potencial escalar U . Esto es:

$$\mathbf{g} = -\nabla U(p) \quad (3.3)$$

Donde $U(p)$ es llamado potencial gravimétrico:

$$U(p) = -G \frac{m}{r} \quad (3.4)$$

Este potencial gravimétrico obedece el principio de superposición, es decir, que el potencial de gravedad de un grupo de masas es la suma de las atracciones gravitacionales de cada masa individual (Blakeley, 1995). Aplicando este principio, se tiene que el Potencial gravimétrico puede expresarse de la siguiente forma:

$$U(P) = -G \int_V \frac{dm}{r} = -G \int_V \frac{\rho(V)}{r} dV \quad (3.5)$$

Donde la integración es sobre el volumen V , y $\rho(V)$ es la distribución de densidades en dicho volumen. Si se tiene un punto de observación P fuera del cuerpo masivo (Figura 3.2), y la distribución de densidades es una función continua (sin singularidades) se puede obtener la atracción de gravedad para cualquier punto debida a cualquier distribución de masa. Así, derivando para todas las componentes la ecuación 3.5, se obtiene la ecuación 3.6 para la gravedad:

$$\mathbf{g}(P) = \nabla U(P) = -G \int_V \frac{\rho(V)}{r^2} \hat{\mathbf{r}} dV \quad (3.6)$$

La ecuación 3.6 permite expresar la gravedad generada por cualquier distribución

de masa en el espacio, y muestra su dependencia con la densidad.

Por otro lado, el Teorema de Gauss aplicado a la gravedad establece que la masa total en una región R es proporcional a la componente normal de la atracción gravitacional integrada sobre el límite cerrado de la región o superficie (S). Matemáticamente:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = \int_R \nabla \cdot \mathbf{g} dV = \int_R \nabla^2 U dV \quad (3.7)$$

Utilizando el teorema de Helmholtz (explicado en Blakeley, 1995) y comparando con la ecuación 3.5 se obtiene que $\nabla^2 U = -4\pi G\rho$. Reemplazando en la ecuación 3.7 se tiene:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = 4\pi G \int_R \rho dV \quad (3.8)$$

Lo que implica que la masa total de un cuerpo se puede determinar a partir de mediciones realizadas en superficie, en particular, con la componente vertical de la aceleración.

3.1.2. Método gravimétrico

El método gravimétrico es un método geofísico que utiliza el principio de que el campo gravitacional de la tierra se puede describir a partir de la componente vertical de la aceleración de gravedad medida en superficie, con el objetivo de estudiar distintos problemas geológicos. El método consiste básicamente en medir la aceleración de gravedad en distintos puntos, y tras un procesamiento de los datos registrados, buscar y estudiar anomalías en el campo gravitacional que se asocien a algún cuerpo, estructura, u otro problema geológico.

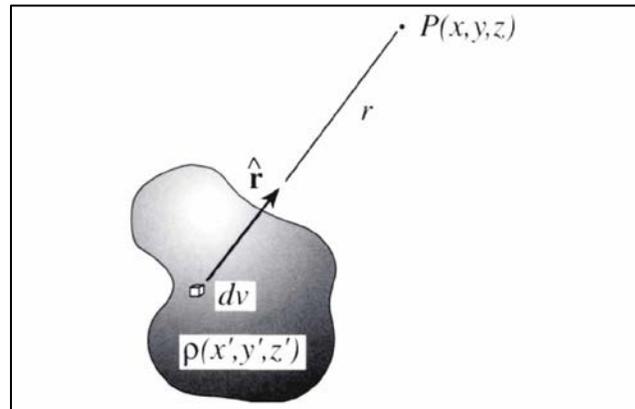


Figura 3.2: Atracción gravitacional en un punto P debido a una distribución de densidad ρ (Blakely, 1995).

La unidad de medida de la aceleración con la que se trabaja en este método pertenece al sistema c.g.s y se denomina Gal, donde 1 Gal corresponde a 1 cm/s^2 . De manera más precisa se utiliza el miliGal (mGal), debido principalmente a que las variaciones que se quieren estudiar son muy pequeñas en comparación al valor promedio de gravedad en la tierra igual a $9,81 \text{ m/s}^2$ (reemplazando con los valores promedio de masa y radio terrestre en la ecuación 3.2), por lo que resulta más cómodo para el manejo de los resultados.

La gravimetría entra en la categoría de método pasivo debido a que lo que se mide es un campo inherente al planeta y a las condiciones del lugar, y no se requiere de una excitación del medio o fuente activa para generar una respuesta que sea medible. La medición se realiza mediante un instrumento llamado gravímetro, que básicamente es un acelerómetro que es capaz de medir la componente vertical de la aceleración de gravedad, pero con una sensibilidad muy alta (del orden de los microgales), necesaria para medir variaciones del orden de 0.0001-0.5 % del valor promedio de gravedad terrestre (Pérez, 2016). Existen equipos de medición absoluta, que entregan el valor exacto de gravedad en el punto, y otros de medición relativa, que otorgan el valor relativo a otro punto, y deben ser calibrados.

El valor de gravedad medido es una sumatoria de muchas fuentes (principio de superposición) a tal punto que pequeñas variaciones locales de masa lo perturban, y el objetivo de los estudios gravimétricos es aislar el campo de gravedad causado por la fuente que se quiere estudiar (campo residual o anomalía) del resto de los factores que actúan (campo regional). Entre estos factores externos se encuentran, por ejemplo, la masa, forma, y rotación de una tierra 'normal', elevación del punto de medición, efectos en mareas producto de la Luna y el Sol, entre otros, que aportan en el valor medido en terreno (Blakeley, 1995). Los efectos considerados en el proceso se detallan en el capítulo metodológico de esta investigación.

La anomalía de gravedad resultante refleja las variaciones de densidad en la corteza y el manto superior terrestre, es decir, excesos o defectos de masa. Un ejemplo que explica estas variaciones, y que corresponde al caso de estudio, es la existencia de una cuenca sedimentaria. Una cuenca de este tipo consiste en una zona rellena de sedimentos o suelos, que son materiales más porosos que una roca y por lo tanto de menor densidad. Esta diferencia de densidad con respecto a las rocas de la corteza genera un defecto de masa en la zona, lo que se traduce en una disminución de gravedad en relación a otro punto sobre material rocoso (como se intuye de la ecuación 3.6).

Por lo tanto, si se logra aislar del valor medido todos los efectos externos a la cuenca sedimentaria, el resultado será una anomalía gravimétrica negativa cuya magnitud y variación en el espacio se relaciona directamente con la forma del contacto suelo-basamento, densidad y con la profundidad de los sedimentos que rellenan la cuenca. Un ejemplo de esto se muestra en la Figura 3.3.

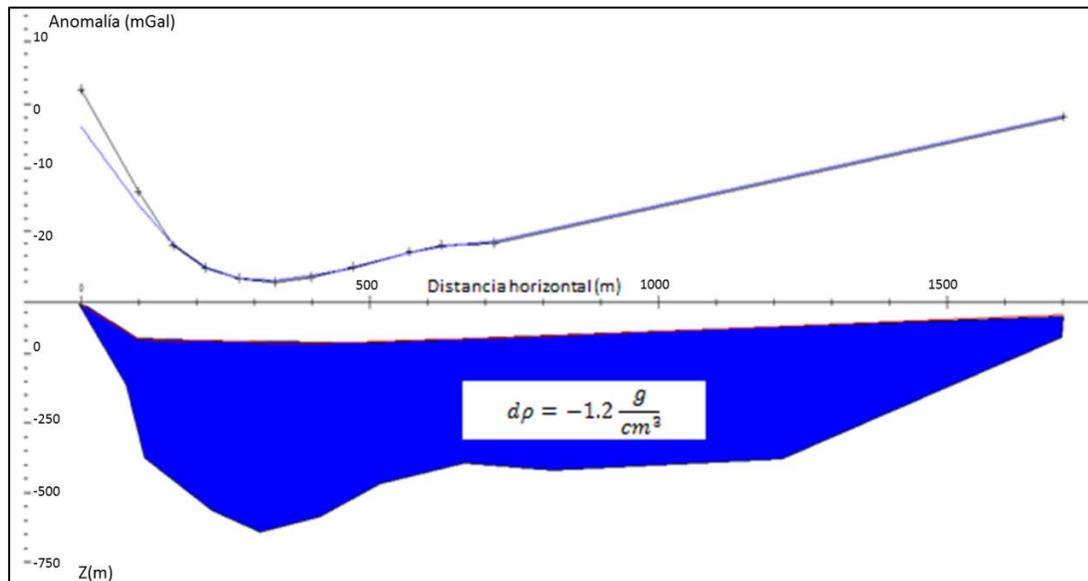


Figura 3.3: Ejemplo de modelación de una cuenca sedimentaria a partir de un perfil de datos de anomalía gravitacional. Arriba, los datos reales de anomalía residual (línea negra) y la curva de anomalía generada por el modelo (curva azul). Abajo, la modelación de una cuenca que se ajusta a los datos medidos. $\Delta\rho$ corresponde al contraste de densidad ($\rho_{basamento} - \rho_{sedimento}$) asumido para la resolución del problema inverso.

Ahora bien, esta respuesta de anomalía depende de las propiedades del modelo asociado, principalmente el espesor de los sedimentos y el contraste de densidad de estos en comparación al basamento. Por lo tanto, varias configuraciones pueden generar una misma respuesta, variabilidad que debe ser constreñida a partir de datos geológicos en la zona y de la información de otros métodos.

En base a lo anterior, es importante tener una noción previa de los valores representativos de densidad asociados a distintos tipos de roca y suelo, que luego debe ser complementada con información tomada en terreno. En la figura 3.4 se muestra un ejemplo de densidades de suelo y roca para la cuenca de Santiago (Bosh, 2014). En la figura se evidencia que los suelos que rellenan la cuenca tienen valores inferiores a los de roca, generando contrastes de densidad característicos de estos sistemas de cuencas sedimentarias que van entre 0.5 y 1.2 g/cm^3 .

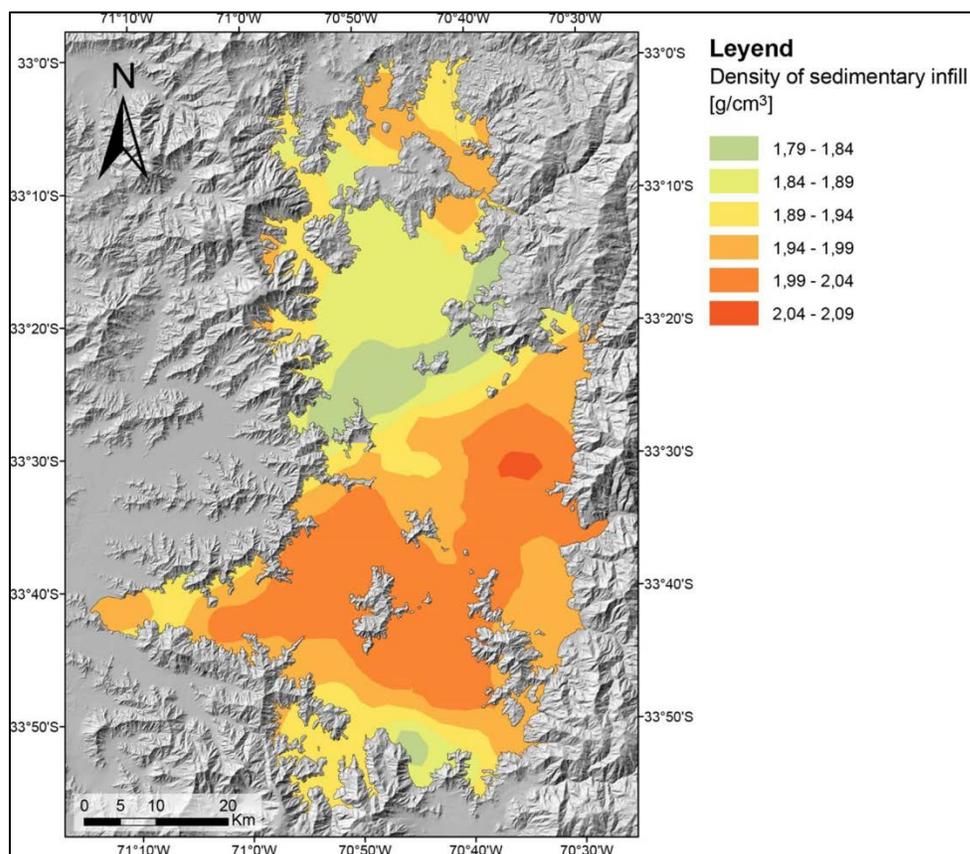
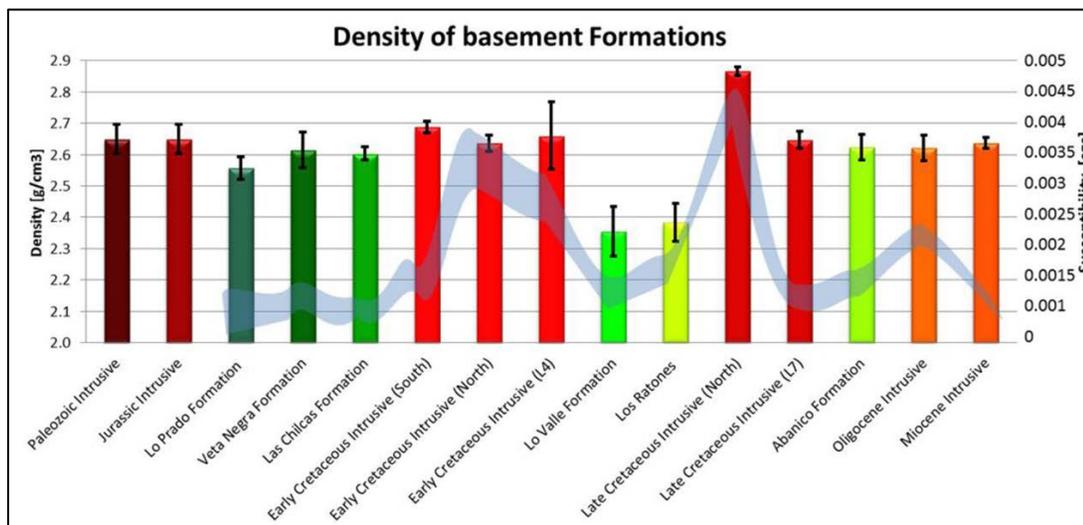


Figura 3.4: Densidades características de sistemas de cuencas sedimentarias. Arriba: Densidades de roca. Abajo: Densidades de suelo en la cuenca se Santiago. Fuente: Bosh (2014)

3.2. Magnetotelúrica

El método magnetotelúrico (MT) se basa en la medición de ondas electromagnéticas en la Tierra, provenientes de la ionósfera. El objetivo del método es obtener la estructura geoelectrica del subsuelo a partir del parámetro de resistividad eléctrica.

Para considerar la inducción electromagnética en la Tierra, y aplicar los conceptos vistos anteriormente, se han hecho una serie de simplificaciones y supuestos que son considerados como aplicables. Estos se han aplicado en la derivación de las fórmulas, pero se ordenan a continuación (Simpson & Bahr, 2005):

- Las ecuaciones de Maxwell se cumplen.
- La tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa o absorbe.
- Todos los campos pueden ser tratados como conservativos y lejanos a sus fuentes.
- Las fuente natural de los campos electromagnéticos utilizados, generados por sistemas de corriente ionosférica que están lejos de la superficie terrestre, pueden ser tratados como uniformes, de polarización plana e incidencia vertical. Este supuesto pierde credibilidad en zonas cercanas al ecuador a los polos.
- No hay acumulación de cargas libres dentro de una tierra estratificada. En un caso multi-dimensional, las cargas se pueden acumular en discontinuidades generando efectos como el corrimiento estático (explicado en el capítulo metodológico).
- Existe conservación de la carga eléctrica, y la Tierra se comporta como un conductor óhmico, cumpliendo la ecuación $\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}$.
- El desplazamiento eléctrico es cuasi-estático para los periodos frecuentes en MT. Cualquier variación causada por efectos de polarización es despreciable con respecto con las variaciones en las corrientes de conducción, lo que permite tratar

la inducción electromagnética como un proceso de difusión (ecuaciones 3.22 y 3.23).

Cualquier variación en las permeabilidades magnéticas y eléctricas de las rocas se asumen despreciables comparadas con las variaciones en las conductividades de las rocas.

Los métodos electromagnéticos se basan en las ecuaciones de Maxwell. La teoría asociada al método y la deducción de las principales fórmulas se presentan en el anexo C.1. A partir de esto se obtienen ecuaciones que relacionan el campo eléctrico (\mathbf{E}), campo magnético (\mathbf{B}) y la conductividad eléctrica (σ). Las soluciones desacopladas de \mathbf{E} y \mathbf{B} se muestran en las ecuaciones C.14 y C.15 del anexo y son:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\sigma\mu_0\omega\mathbf{E} = 0 \quad (3.9)$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} - i\sigma\mu_0\omega\mathbf{B} = 0 \quad (3.10)$$

Denominadas ecuaciones de difusión, presentando un carácter dispersivo (se atenúa con la distancia). ω es la frecuencia angular y μ_0 la permeabilidad en el vacío.

3.2.1. Factor de Penetración

Tomando un caso particular en donde la onda está polarizada en 'y' y se propaga en dirección x , se obtiene como solución de la ecuación 3.10:

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial x^2} - i\sigma\mu_0\omega H_y = 0 \quad (3.11)$$

$$H_y(x, t) = H_0 \exp\left[-\left(\frac{\sigma\mu_0\omega}{2}\right)^{\frac{1}{2}} x\right] \exp\left[i\left(\omega t - \left(\frac{\sigma\mu_0\omega}{2}\right)^{\frac{1}{2}} x\right)\right] = 0 \quad (3.12)$$

Con H la intensidad de campo magnético ($\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}$). Se ve que la componente H_y es sinusoidal y se ve amortiguada fuertemente por el parámetro:

$$\delta = \left(\frac{\sigma\mu_0\omega}{2}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (3.13)$$

El parámetro δ es conocido como factor de penetración o *skin depth*, y define la profundidad a la cual los campos han caído demasiado, como para recibir la señal en superficie (Vozoff, 1972). Reemplazando con el valor de la permeabilidad magnética en el vacío $\mu_0 = 4\pi * 10^{-7} \text{ N/A}^2$, tomando el valor de resistividad ρ (en ohm-m) como el recíproco de la conductividad σ , y el periodo $T = 2\pi/\omega$ en segundos, el *skin depth* se puede aproximar como:

$$\delta \approx 500 \sqrt{\rho T} \quad [m] \quad (3.14)$$

De la ecuación 3.14 se puede ver que la penetración del método se puede resumir a dos parámetros: la resistividad y el periodo. En relación a la resistividad, es un parámetro inherente al medio en donde se propaga, y si este es muy conductor, la onda se verá muy amortiguada y la penetración será menor. El segundo parámetro tiene que ver con el periodo (o frecuencia) de la onda. El rango de frecuencias de las ondas utilizadas en el método es muy amplio, por lo que si se es capaz de registrar frecuencias bajas, la penetración aumentará. Lo mismo aplica para los campos eléctricos.

3.2.2. Función de transferencia

El concepto de función de transferencia (\mathbf{F}_t) relaciona los parámetros medidos en terreno (campos eléctricos y magnéticos) con la resistividad (por ejemplo, García, 2014).

Para entender y derivar la función de transferencia se considera un semi-espacio homogéneo con una conductividad σ constante como el de la figura 3.5 y la incidencia vertical de una onda electromagnética plana (supuesto del método, válido considerando la lejanía de la fuente, y la conductividad nula del aire). La derivación de la función de transferencia se muestra en el anexo C.1.2.

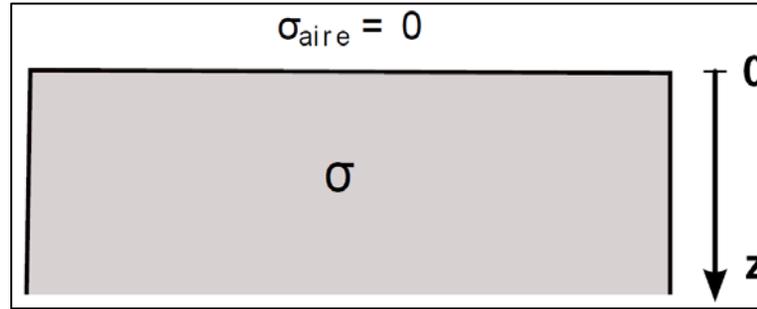


Figura 3.5: Semi-espacio homogéneo de conductividad σ (García, 2014)

Tras la derivación del anexo C.1.2 se obtiene el parámetro $F_t = \frac{1}{q}$ o función de transferencia (ecuación 3.15), el cual describe un sistema lineal con los campos medidos en superficie. A partir de este parámetro se puede obtener el valor de resistividad eléctrica del semi-espacio a través de la ecuación 3.16. La derivación para varios estratos es análoga y su solución se presenta en el anexo C.1.2.

$$F_t = \frac{1}{q} = \frac{E_x}{i\omega B_y} = -\frac{E_y}{i\omega B_x} \quad (3.15)$$

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|q|^2} \mu_0 \omega = |F_t|^2 \mu_0 \omega \frac{Vm}{A} \quad (3.16)$$

3.2.3. Tensor de impedancia y cálculo de resistividad aparente y fase

En la medición de MT se registran los campos eléctricos y magnéticos en todas las direcciones, y como se explicó anteriormente, la resistividad se relaciona con el cociente entre los campos ortogonales. Las componentes ortogonales horizontales (x e y) se relacionan a partir del tensor de impedancia \underline{Z} :

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{o} \quad \mathbf{E} = \underline{\mathbf{Z}}\mathbf{B} / \mu_0 \quad (3.17)$$

Donde el tensor \underline{Z} se obtiene para cada frecuencia y corresponde a un valor complejo, del cual su parte real se relaciona con la resistividad aparente, y su parte imaginaria con la fase, según las fórmulas 3.18 y 3.19

$$\rho_{a,ij} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \text{ohm} - m \quad (3.18)$$

$$\Phi_{ij} = \arctan\left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}(\omega)\}}{\text{Re}\{Z_{ij}(\omega)\}}\right) \quad \text{Rad} \quad (3.19)$$

Donde $\rho_{a,ij}$ y Φ_{ij} son la resistividad aparente y la fase a una cierta frecuencia ω . Los sub-índices i, j , corresponden a alguna combinación de x e y . La resistividad aparente es definida como la resistividad que una tierra uniforme debería tener para generar los valores medidos de \underline{Z} , a esa frecuencia. Esta se relaciona con la resistividad real, pero esta última es una propiedad del medio, mientras que ρ_a depende de cómo se mida. (Vozoff, 1972). La fase corresponde al desfase entre las componentes de los campos eléctricos y magnéticos.

En una tierra uniforme o semiespacio, la resistividad debe ser la misma en todas las frecuencias, y la fase entre el campo eléctrico y magnético debe ser de 45° . En una tierra 1-D, la fase aumenta por sobre los 45° cuando la señal entra en un medio muy conductor, y disminuye por debajo de este valor cuando entra a un medio resistivo.

El tensor de impedancia se relaciona con la función de transferencia calculada en superficie, el cual contiene la información de toda la estructura de resistividades en profundidad a cierta frecuencia ω (por ejemplo, García, 2014). Para el caso 1-D se relacionan de la siguiente forma:

$$|\underline{Z}(\omega)| = \mu_0 \omega |F_t(\omega, z = 0)| \quad (3.20)$$

Además, el tensor de impedancia contiene información de dimensionalidad y dirección de la estructura conductiva (Simpson & Bahr, 2005).

Para el caso 1-D, donde la conductividad varía solo en profundidad, se tiene que las componentes de la diagonal del tensor \underline{Z} son nulas, mientras que las otras dos componentes son de igual magnitud, pero opuestas en signos. Así, el tensor de impedancia queda como (Simpson & Bahr, 2005):

$$\underline{Z}_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{1D} \\ -Z_{1D} & 0 \end{pmatrix} \quad (3.21)$$

$$Z_{1D}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = -\frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (3.22)$$

Para el caso 2-D, la conductividad varía en profundidad y a lo largo de una dirección horizontal. En este caso $Z_{xx} = -Z_{yy}$, mientras que Z_{xy} y Z_{yx} son distintos. En el caso donde alguna de las direcciones (x o y) coincidan con el rumbo geoelectrónico o *strike* (dirección donde no varía lateralmente la conductividad), las componentes de la diagonal del tensor de impedancia se hacen nulas. Matemáticamente se puede rotar el tensor de impedancia en un ángulo que minimice la diagonal, obteniéndose:

$$\underline{Z}_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \quad (3.23)$$

$$Z_{TE}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (3.24)$$

$$Z_{TM}(\omega) = \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (3.25)$$

Donde el campo electromagnético queda separado en dos modos o polarizaciones (TE y TM). El modo TE o polarización E describe las corrientes que fluyen paralelas al rumbo (eje x en la figura 3.6). El modo TM o polarización B describe las corrientes que fluyen perpendiculares al rumbo geoelectrónico (eje y en la figura 3.6).

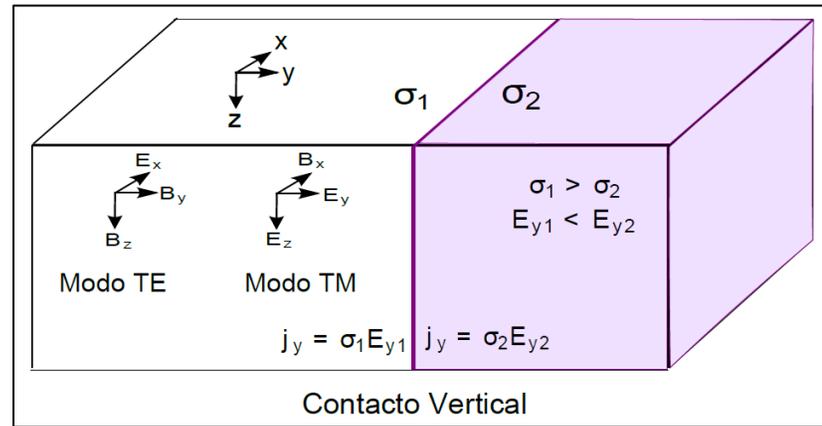


Figura 3.6: Modelo 2D con variación de la conductividad en dirección y (García, 2014)

Para el caso 3D, no existe aproximación y se deben utilizar las ecuaciones generales.

3.2.4. Función de transferencia geomagnética

De manera similar al tensor de impedancias, se puede relacionar la componente vertical del campo magnético con las componentes horizontales del mismo a partir de la función de transferencia geomagnética, también llamada *tipper* (T), que también es un número complejo para cada frecuencia (ω). Este parámetro puede ser usado para inferir la presencia o ausencia de variaciones laterales en la conductividad (efectos 3D), debido a que estas últimas generan campos magnéticos verticales (Simpson & Bahr, 2005). El *tipper* se expresa de la siguiente manera:

$$H_z(\omega) = \begin{pmatrix} T_x(\omega) & T_y(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.26)$$

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} T_x(\omega) & T_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (3.27)$$

A partir de T se originan los vectores de inducción que se utilizan para determinar contrastes horizontales de conductividad a una frecuencia dada. Estos son (por ejemplo, García, 2014):

$$\mathbf{P} = \mathbf{Re}(T_x(\omega)) \hat{i} + \mathbf{Re}(T_y(\omega)) \hat{j} \quad (3.28)$$

$$\mathbf{Q} = \mathbf{Im}(T_x(\omega)) \hat{i} + \mathbf{Im}(T_y(\omega)) \hat{j} \quad (3.29)$$

Donde \mathbf{P} es la parte real, y \mathbf{Q} la imaginaria. \mathbf{P} apunta afuera de un conductor potente y su magnitud se maximiza en la zona cercana al contraste de resistividad, mientras que \mathbf{Q} cambia de signo en el máximo de \mathbf{P} (por ejemplo, García, 2014).

3.2.5. Aplicación del método magnetotelúrico en ambientes sedimentarios

El método magnetotelúrico, como se dijo anteriormente, es un método geofísico que se basa en la medición simultánea de las variaciones de los campos eléctricos y magnéticos en la superficie de la tierra, con el objetivo de determinar la estructura conductiva de la tierra. Se cataloga como un método pasivo debido a que no se inyecta ningún tipo de energía para excitar el medio, sino que se aprovechan de los campos electromagnéticos inducidos en la tierra de manera natural, desde el exterior. Estos campos tienen un rango de frecuencias amplio que va desde los 0.001 Hz a los 20000 Hz. Para frecuencias menores a 1 Hz, estos campos electromagnéticos provienen de la interacción en la ionósfera de los campos geomagnéticos con el viento solar. Para frecuencias mayores a 1 Hz, la señal proviene de la actividad meteorológica, como tormentas atmosféricas (Vozoff, 1972).

Una de las ventajas del método es la profundidad de exploración que puede ir de decenas de metros a decenas de kilómetros. Como se expresó en la ecuación 3.14 del *skin depth*, la penetración depende del período de la señal medida, y el amplio rango de frecuencias de los campos que interactúan permiten aprovechar este efecto.

Estas variaciones de campo magnético inducen en la tierra corrientes telúricas (corrientes eléctricas o de Eddy) que se propagan por el subsuelo y se atenúan en profundidad en función de la estructura geoelectrica del suelo.

Lo que se obtiene como resultado del proceso de los datos es un modelo de resistividad (o conductividad) eléctrica en profundidad, en el espacio. Estas resistividades se pueden asociar a ciertos materiales o rocas, incorporando en la interpretación la información geológica disponible, y la información generadas con otros métodos de exploración.

En general, las rocas son muy resistivas, debido a que sus principales minerales constituyentes son el cuarzo, silicatos y sales que son aislantes. Esto, sin considerar la circulación de fluidos a través de ella (por ejemplo García, 2014). Esto deja de ser cierto cuando la roca contiene otro tipo de minerales con características conductoras, como alteraciones hidrotermales y soluciones salinas.

La resistividad de un suelo o roca, por tanto, está fuertemente ligada a la circulación de fluidos en ellos, y esta a su vez a la porosidad y permeabilidad del medio. Pero además, la capacidad de conducir corriente eléctrica puede deberse a otros factores intrínsecos de la roca, como su composición química, o a factores externos como la temperatura. En la figura 3.7 se presentan valores teóricos de resistividad eléctrica para varios materiales presentes en la tierra.

Siguiendo esta lógica, la resistividad debería disminuir con el aumento de la porosidad y permeabilidad de un suelo o roca, o con el nivel de fracturamiento de estas últimas, debido a la posible presencia de fluidos. Si el fluido es salino, la conductividad el medio es más fuerte aún, porque los iones favorecen las circulación de corriente. En este sentido, una roca más impermeable debería tener un valor de resistividad mayor.

Considerando el caso de una cuenca sedimentaria sobre un basamento (problema de la presente investigación), un modelo simplificado acorde al problema de estudio se presenta en figura 3.8. Aquí, el límite de los sedimentos resistivos y conductores podría deberse a la presencia de agua salina en profundidad, mientras que el basamento inferior se considera como un semi-espacio resistivo.

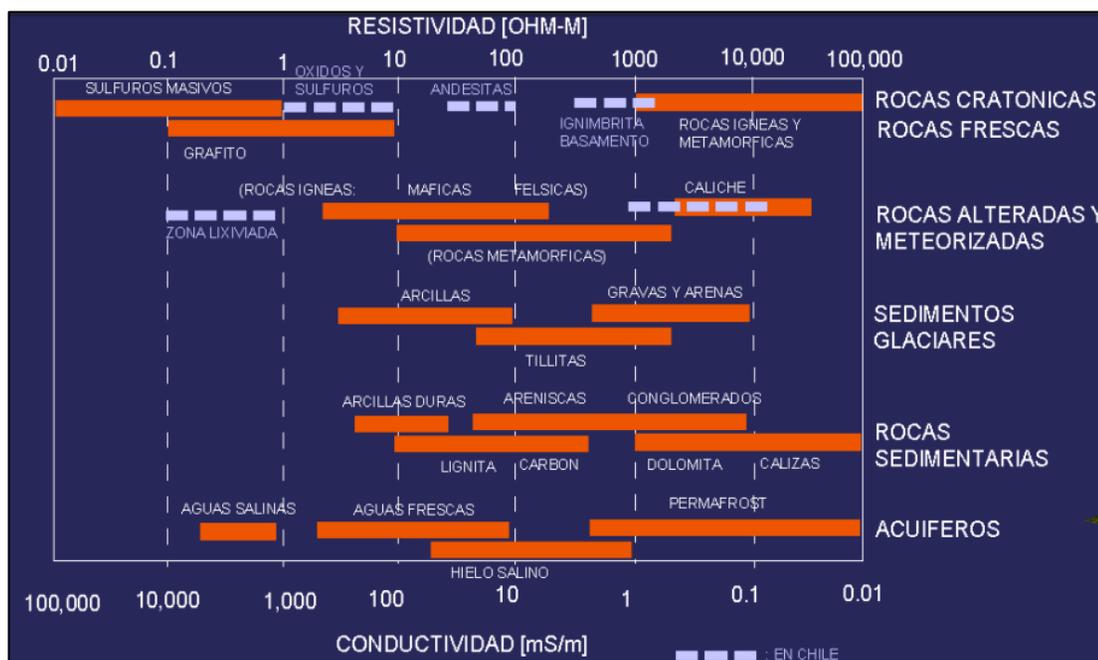


Figura 3.7: Resistividades eléctricas de materiales comunes en la superficie de la tierra (Yáñez, 2013).

La presencia de un estrato conductor se expresa como una caída en la curva de resistividad aparente, mientras que hasta los extremos de esta, tiende a hacerse asintótica hacia los valores de resistividad de los estratos 1 y 3. La respuesta geo-eléctrica de este modelo (mínimo relativo entre dos máximos) depende de cuan relevante sea el dominio conductor intermedio. Esto se relaciona, fundamentalmente, al espesor del estrato y a su conductividad. Si el estrato conductor es muy pequeño, la curva tenderá a pasar desde la resistividad del primer estrato hasta ρ_3 (frecuencias más bajas, o periodos más altos) de forma suave, y el segundo estrato no será visible a menos que sea extremadamente conductor (Vozoff, 1972). Por otro lado, si el espesor es importante, la curva debería descender hasta resistividades muy bajas, y subir en periodos altos.

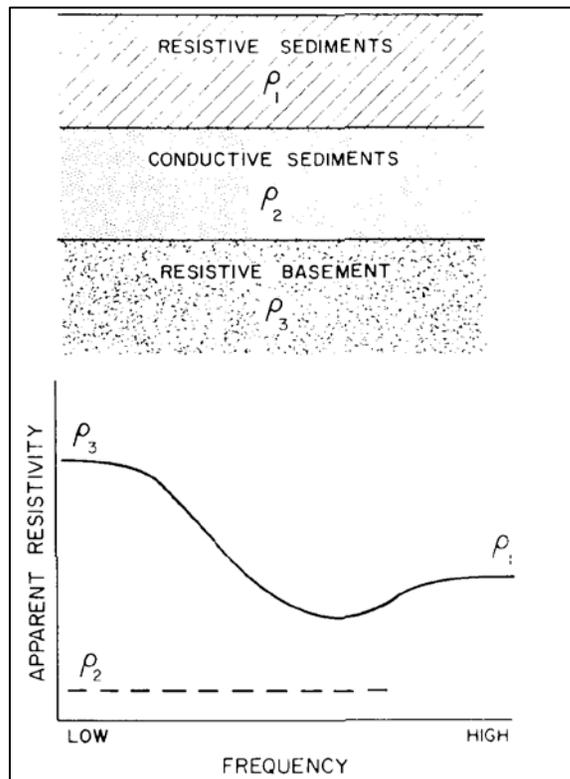


Figura 3.8: Modelo de resistividad horizontalmente estratificado de 3 capas y su respuesta en términos de su resistividad aparente (Vozoff, 1972).

Esta curva resultante corresponde a un promedio de las señales en una zona determinada por el tamaño del arreglo (descrito en el capítulo de metodología), por lo tanto, puede verse condicionada por efectos laterales o en 3 dimensiones, sobre todo en frecuencias más bajas. Además, para una interpretación 2-D del medio es necesaria una cantidad adecuada de puntos espaciados a distancias que estén en el orden del problema de estudio (profundidad de investigación).

3.3. Sísmica

El método sísmico utiliza la medición de la propagación de las ondas sísmicas al interior de la tierra como procedimiento para la estimación de las velocidades asociadas y su correlación con las litologías de subsuperficie. En esta investigación se utilizan los

métodos basados en la dispersión de ondas de superficie. A continuación se explica la teoría necesaria para entender los métodos realizados en esta investigación y las ventajas de ellos para la caracterización de cuencas sedimentarias.

3.3.1. Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son aquellas que se generan a partir de perturbaciones en el medio, como por ejemplo, fracturación de la corteza terrestre, o impactos en superficie, y se propagan desde el foco de la ruptura o impacto en todas direcciones generando vibraciones en la Tierra. Estas ondas se pueden clasificar en dos tipos: ondas de cuerpo, y ondas de superficie (Sauter, 1989).

Dentro de las ondas de cuerpo (o internas), que se transmiten a través de la tierra, existen dos tipos:

- Ondas primarias, de compresión, u ondas P: aquellas que generan un movimiento de partículas en el sentido de propagación de las ondas, comprimiendo y dilatando el medio en el que se propagan (Figura 3.9a).
- Ondas secundarias, de corte, u ondas S: aquellas que generan un movimiento de partículas en sentido perpendicular al de propagación de las ondas, generando esfuerzos de cizalle o corte en el medio en el que se propagan (Figura 3.9b). Su movimiento puede descomponerse en uno sobre el plano vertical (SV), y otro sobre el plano horizontal (SH) (por ejemplo, Semblat & Pecker, 2009)

El otro grupo corresponde a las ondas de superficie, que a diferencia de las ondas de cuerpo, se transmiten en la superficie, y pueden ser generadas por fuentes naturales (sismos, oleaje, etc.), o artificiales (actividad humana). Existen dos tipos:

- Ondas de Love u ondas L: aquellas que generan un movimiento horizontal en sentido perpendicular a la dirección de propagación, sin movimiento vertical (Figura 3.9c).

- Ondas Rayleigh u ondas R: aquellas que generan un movimiento sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas con movimiento elíptico simultaneo en la horizontal y vertical con una componente retrógrada, como se muestra en la Figura 3.9d (Sauter, 1989).

Las ondas P se pueden propagar tanto en medios sólidos como en medios líquidos, y su velocidad de propagación es superior a las velocidad de las ondas S, las que además no pueden propagarse en medios fluidos (Sauter, 1989). Por lo tanto las ondas P llegan primero (Figura 3.10). Las ondas superficiales se propagan más lento que las ondas de cuerpo.

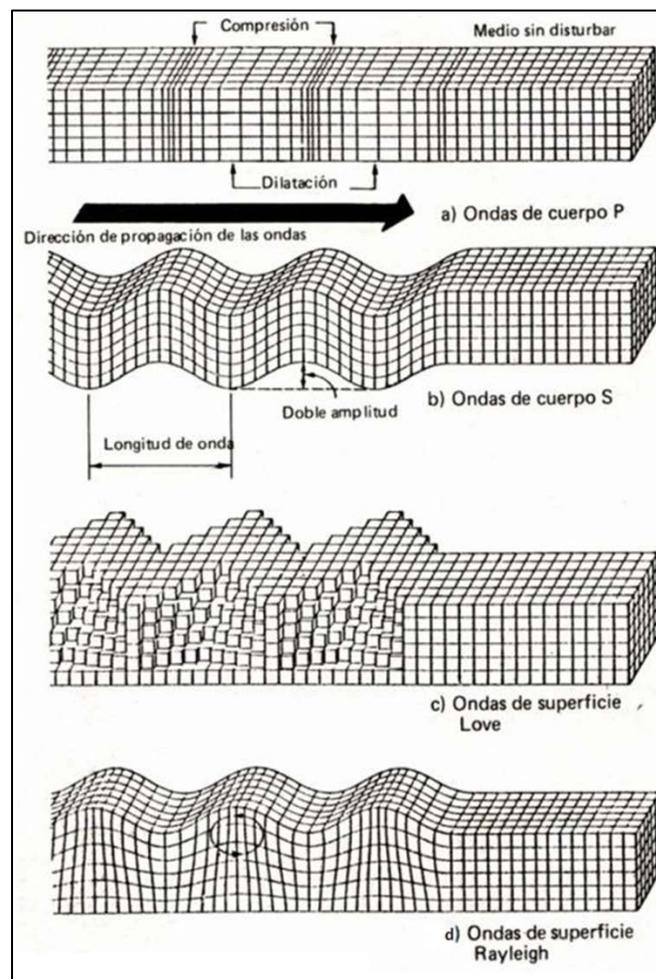


Figura 3.9: Tipos de onda sísmicas (por ejemplo, Humire, 2013)

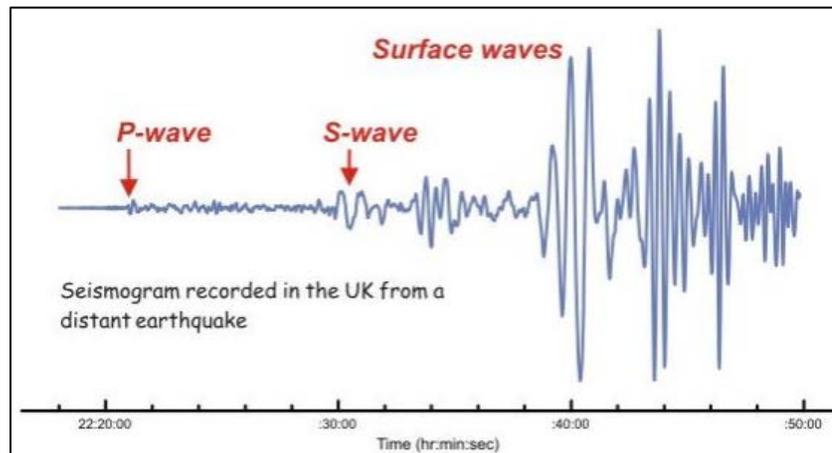


Figura 3.10: Ejemplo de registro de ondas sísmicas.

3.3.2. Ondas superficiales

Una explicación de la teoría de propagación de ondas en medios elásticos se describe en el anexo B. Siguiendo esa teoría, las ondas P o S son las únicas que se pueden propagar en un medio infinito elástico (Sáez, 2014), donde las tres componentes de \mathbf{l} (ecuaciones B.10 y B.11) son reales. Sin embargo, si una de las tres componentes es imaginaria, las ecuaciones B.6 y B.7 siguen siendo válidas. Si la componente vertical es imaginaria, la solución corresponde a una onda que se propaga en el plano x - y . Este es el caso de las ondas superficiales. Si la deformación sólo se produce en corte, se denominan ondas de Love. Si además existe deformación volumétrica, se denominan ondas de Rayleigh.

3.3.2.1 Propagación de las ondas de Rayleigh en un medio estratificado

Si se tiene un medio estratificado como en la figura 3.11 la cinemática de las ondas de Rayleigh se puede expresar como (Semblat & Pecker, 2009):

$$u_x = R_1(v_R, z, \omega) e^{\frac{i\omega}{v_R}(x - v_R t)} \quad (3.30)$$

$$u_y = 0 \quad (3.31)$$

$$u_x = iR_2(v_R, z, \omega) e^{\frac{i\omega}{v_R}(x-v_R t)} \quad (3.32)$$

Donde R_1 y R_2 son números complejos correspondientes a las amplitudes de los desplazamientos (Humire, 2013).

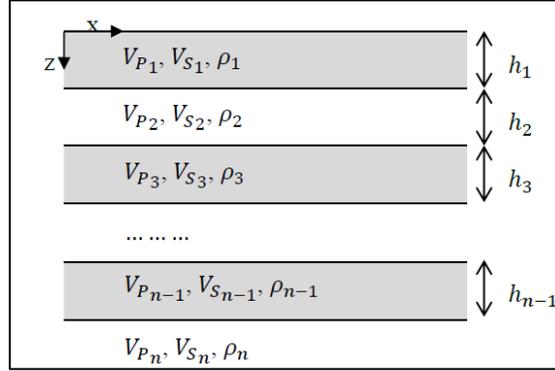


Figura 3.11: Semi-espacio elástico y estratificado (obtenida de Humire, 2013)

Por otro lado, las componentes de esfuerzos correspondientes son:

$$\tau_{xy} = \tau_{yz} = 0 \quad (3.33)$$

$$\sigma_{xx} = i \left[\lambda \frac{\partial R_2}{\partial z} + \frac{\omega}{v_R} (\lambda + 2\mu) R_1 \right] e^{\frac{i\omega}{v_R}(x-v_R t)} \quad (3.34)$$

$$\sigma_{yy} = i \left[\lambda \frac{\partial R_2}{\partial z} + \lambda \frac{\omega}{v_R} R_1 \right] e^{\frac{i\omega}{v_R}(x-v_R t)} \quad (3.35)$$

$$\sigma_{zz} = i \left[(\lambda + 2\mu) \frac{\partial R_2}{\partial z} + \lambda \frac{\omega}{v_R} R_1 \right] e^{\frac{i\omega}{v_R}(x-v_R t)} \quad (3.36)$$

$$\tau_{xz} = \mu \left[\frac{\partial R_1}{\partial z} + \frac{\omega}{v_R} R_2 \right] e^{\frac{i\omega}{v_R}(x-v_R t)} \quad (3.37)$$

Incorporando las condiciones de continuidad en cualquier interface se tiene (Semblat & Pecker, 2009):

$$\tau_{zx} = R_3(V_R, z, \omega) e^{\frac{i\omega}{V_R}(x-V_R t)} \quad (3.38)$$

$$\sigma_{zz} = iR_4(V_R, z, \omega) e^{\frac{i\omega}{V_R}(x-V_R t)} \quad (3.39)$$

Reordenando las ecuaciones anteriores se puede plantear un sistema matricial (explicado de forma detallada en Semblat & Pecker (2009)) del tipo:

$$\frac{d}{dz} \begin{Bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_3 \\ R_4 \end{Bmatrix} = \underline{M} \begin{Bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_3 \\ R_4 \end{Bmatrix} \quad (3.40)$$

Donde las condiciones de borde en la superficie libre ($z = 0$) implican que R_3 y R_4 son cero en la superficie. R_1 y R_2 tienden a cero cuando z tiende a infinito por tratarse de ondas de superficie.

El problema de la ecuación 3.40 requiere de un método numérico para su solución, entre los que destaca el método de la Matriz de Propagación (Gilbert & Bakus, 1966), que es el que aplica el software GEOPSY (Wathelet, 2008).

La ecuación 3.40 tiene múltiples soluciones no triviales para valores diferentes del número de onda k , cada una de ellas asociadas a los distintos modos de vibración de Rayleigh del suelo. Además los valores de k , para los que existe solución, definen la curva de dispersión en sus distintos modos de vibración (Figura 3.12), lo que evidencia el carácter dispersivo de las ondas superficiales, es decir, la dependencia de su velocidad de propagación (velocidad de fase) con la frecuencia.

3.3.3. Métodos geofísicos basados en ondas superficiales

Los métodos geofísicos, utilizados en esta investigación, se basan en explorar esta naturaleza dispersiva de las ondas superficiales, con el fin de caracterizar un sitio, ya que las formas de las curvas de dispersión definen de manera unívoca una estratigrafía horizontal (Humire, 2013). En un cuerpo homogéneo existe una única

velocidad para todas las frecuencias, mientras que en un medio estratificado el muestreo de diferentes longitudes de onda tendrá relación con las propiedades en diferentes porciones del suelo, como se muestra en la figura 3.13 (Strobbia, 2003). Así, la velocidad de fase a longitudes de onda cortas (altas frecuencias) dependerá de las propiedades de las capas someras, mientras que a longitudes de onda largas, la velocidad de fase tiene que ver con la información en profundidad.

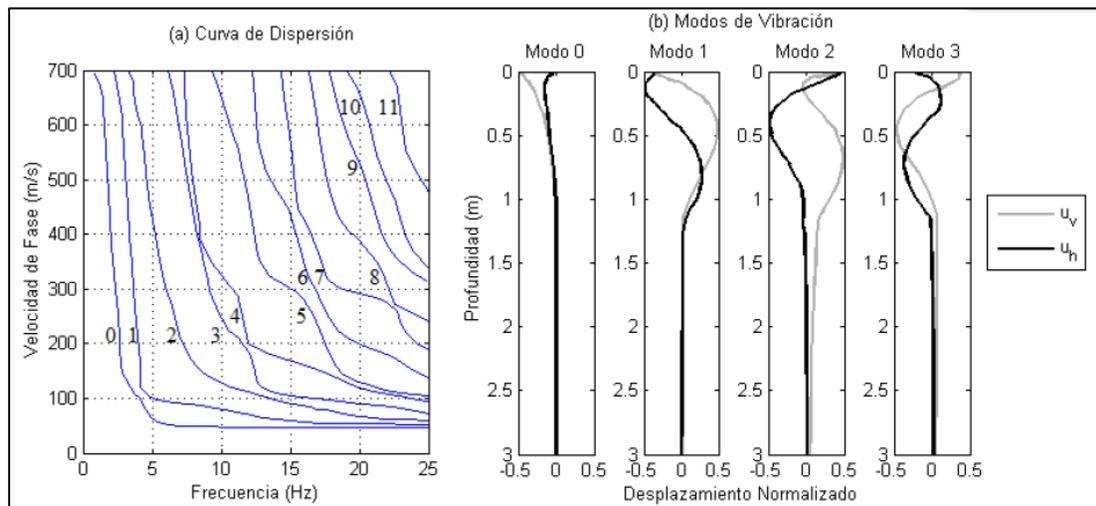


Figura 3.12: a) Curvas de dispersión, para varios modos, para un modelo de tres capas y un semi-espacio ($h_1=5$ m, $h_2=10$ m, $h_3=20$ m, $v_{s1}=50$ m/s, $v_{s2}=200$ m/s, $v_{s3}=500$ m/s, y $v_{s4}=800$ m/s). b) desplazamientos verticales y horizontales para los primeros 4 modos de vibración a 15 Hz. (Humire, 2013).

Estos métodos consisten básicamente en registrar las ondas sísmicas generadas por una fuente activa (golpes, explosiones) o por fuentes pasivas (vibraciones ambientales), y a partir de ellas, obtener el perfil de velocidades del suelo en profundidad, mediante un proceso de inversión. En particular, los métodos utilizados en esta investigación buscan obtener la velocidad de onda de corte, o V_s , parámetro que permite caracterizar de forma dinámica el comportamiento de un suelo.

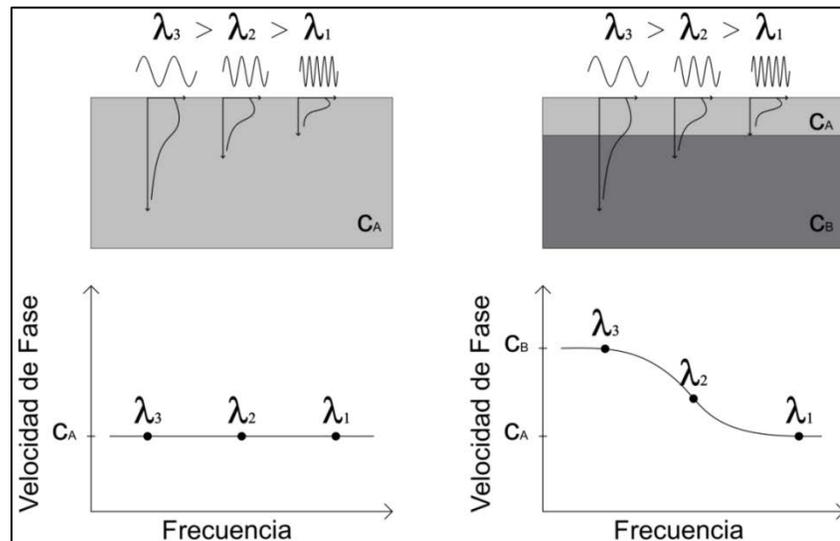


Figura 3.13: Velocidades de fase para distintas longitudes de onda en: A) semi-espacio homogéneo, B) medio estratificado (Humire, 2013).

Al igual que los otros métodos utilizados en esta investigación, el método sísmico es de carácter no invasivo, y por lo tanto sus resultados involucran un cierto grado de incertidumbre, que debe ser acotado con información geológica y de otros métodos disponibles.

En relación a la caracterización de una cuenca sedimentaria, si la energía y los arreglos dispuestos en terrenos son suficientes, eventualmente será posible obtener perfiles de velocidad de corte que alcancen valores representativos de roca, y que por lo tanto, complementen la información correspondiente a la geometría de la cuenca. Sin embargo, si los espesores de sedimento son importantes, es posible que la energía no alcance longitudes de onda lo suficientemente grandes para definir el basamento. En la figura 3.14 se muestran algunos valores representativos de V_s para sedimentos y rocas.

a)				b)					
Lithology	Range of V_s , m/sec	Range of thickness, m	Range of depth to reflector, m	Suelo Tipo	$V_{s,30}$ (m/s)	RQD	q_u (MPa)	(N_1) (golpes/pie)	S_u (MPa)
Alluvium, silt, silty sand	150 - 350	0 - 60		A	Roca, suelo cementado	≥ 900	$\geq 50\%$	≥ 10 ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	
Clay	300 - 600	0 - 70		B	Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme	≥ 500		$\geq 0,40$ ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	≥ 50
Sand, sandstone	300 - 700	15 - 100		C	Suelo denso o firme	≥ 350		$\geq 0,30$ ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	≥ 40
Calcareous sandstone	600 - 750	0 - 400	5 - 100	D	Suelo medianamente denso, o firme	≥ 180			≥ 30
Talus	400 - 700	0 - 40		E	Suelo de compacidad, o consistencia mediana	< 180			≥ 20
Marl	650 - 800	0 - 110		F	Suelos Especiales	*	*	*	*
Marl, chalk	750 - 1000	0 - 200							
Sandy limestone	1100 - 1300	0 - 250	5 - 100						
Chalk	750 - 950	0 - 250							
Gypsum and limestone	1500		100 - 400						
Chalk, chalky limestone	950 - 1400	0 - 550							
Weathered basalt	900 - 1100	5 - 100	20 - 25						
Conglomerate	750 - 1300	5 - 200	5 - 20						
Upper travertine	550 - 800	20 - 170							
Lower travertine	1000 - 1200	-							
Basalt	1800 - 2300	-	5 - 260						
Dolomite and limestone	1900 - 2000	Half-space	0 - 900						

Figura 3.14: Clasificación de suelos según V_s . a) Tabla de valores representativos de V_s para suelos y rocas (Zaslavsky, 2012), b) clasificación de suelos según $V_{s,30}$ (velocidad promedio en los 30 metros superiores de suelo) descrita en el Decreto Supremo N°61 de la norma NCh433.

De todas formas, el principal uso de estos métodos, en esta investigación, tiene que ver con la caracterización de los sedimentos, en términos de sus propiedades elásticas. Esto permitirá entender, una vez definida la geometría, como se comporta el sitio de manera dinámica ante eventos sísmicos.

Estos métodos se pueden clasificar en dos grandes grupos

- Métodos activos: Los métodos activos son aquellos en donde se excita el medio a partir de una fuente de energía artificial, generando una perturbación en superficie (ondas sísmicas) la cual es registrada a partir de receptores (geófonos, o sismómetros). Esta fuente de energía puede ser un golpe con martillo, o alguna masa que cae desde cierta altura, explosiones, etc. Estos métodos se basan en la propagación de frentes de onda plano, supuesto que no se cumple cerca de la fuente. Para considerar este efecto Park, Miller & Xia. (1999) propone que la distancia entre la fuente y el primer receptor (x_1) debe ser mayor a la mitad de la máxima longitud de onda que se quiera registrar:

$$x_1 \geq 0.5 \lambda_{m\acute{a}x} \quad (3.41)$$

El mismo autor propone la existencia de una frecuencia máxima (o longitud de onda mínima, $\lambda_{m\acute{i}n}$) hasta la cual se puede medir la velocidad de fase, debido a interferencias entre las ondas superficiales y ondas de cuerpo de alta velocidad. Esa longitud de onda mínima tiene relación con el espesor del primer estrato que se quiera modelar (H_1), donde:

$$H_1 \geq 0.5 \lambda_{m\acute{i}n} \quad (3.42)$$

Una de las principales limitantes del método, es la necesidad de una gran cantidad de energía para llegar a receptores lejanos, y con esto alcanzar frecuencias más bajas.

- Métodos pasivos: Los métodos pasivos, se diferencian de los activos, en que no se utiliza una fuente artificial para perturbar el medio, sino que se miden las vibraciones ambientales, que pueden tener su origen en la actividad humana (tráfico, por ejemplo) o a fuentes naturales (oleaje, viento). El supuesto principal es que las vibraciones ambientales se pueden considerar como una superposición de ondas superficiales que se propagan en todas las direcciones con una distribución aleatoria y uniforme (por ejemplo, Humire, 2013).

Como la fuente del método contiene información en un amplio rango de frecuencias, estos métodos pasivos permiten estudiar longitudes de onda mayores, pero tienen la limitante de que no se conoce la dirección de propagación del frente de ondas, por lo que es más adecuado realizar ensayos 2-D. De todas formas, algunos trabajos han demostrado que se pueden obtener resultados satisfactorios trabajando con arreglos lineales (Chávez-García, Rodríguez & Stephenson, 2005; Park & Miller, 2008).

Los métodos utilizados en esta investigación corresponden a arreglos 1-D y 2-D de varios receptores que miden simultáneamente las vibraciones ambientales o las ondas generadas por una fuente activa. Los análisis utilizados para el procesamiento de los datos se describen a continuación.

3.3.3.1. Análisis f-k (frecuencia número de onda)

La hipótesis fundamental del método es que el arreglo es atravesado por un frente de ondas plano. El método involucra un paso desde el dominio del tiempo al dominio de las frecuencias-número de ondas (f-k), utilizando transformada de Fourier sobre dos variables independientes tiempo-espacio. Esta metodología permite discriminar de mejor forma el ruido (Foti, 2000). Además, es posible demostrar que los *peaks* en el espectro f-k están asociados a la propagación de ondas superficiales (Foti, Lancellota, Socco & Sambuelli, 2001).

3.3.3.1.1. Análisis f-k para métodos activos

La teoría asociada al método se muestra en el Anexo C.2.1.

Una vez estimados los números de onda para cada frecuencia se puede obtener la curva de dispersión a partir de los parámetros de la ecuación C.24 (Foti, 2000), la cual queda determinada por las zonas de mayor energía en el espectro f-k (figura 3.15).

3.3.3.1.2. Análisis f-k para métodos pasivos

Al igual que en el caso activo, este análisis permite generar un espectro de energía cuyos valores máximos, para cada combinación de f y k, entregan la velocidad de fase.

La curva de dispersión, en este caso, se calcula al ajustar una distribución normal a los resultados para distintas ventanas de tiempo (figura 3.16), de tal modo que para cada frecuencia, el promedio corresponde a la lentitud (o velocidad de fase) y la desviación estándar de la distribución corresponde a la misma de la curva de dispersión (Humire, 2013).

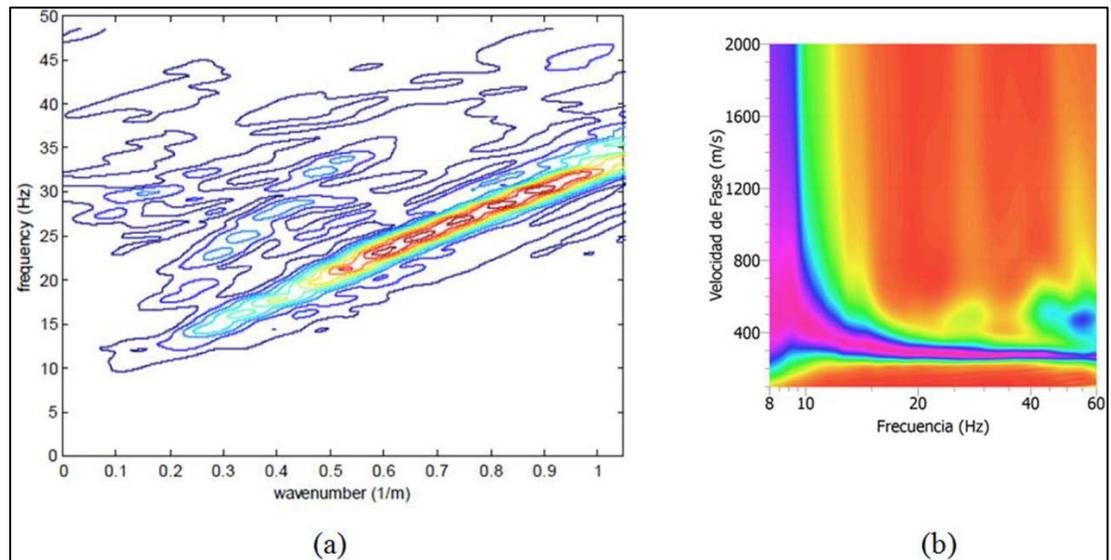


Figura 3.15: Resultados f-k: a) espectro f-k; b) curva de dispersión (obtenida de Humire, 2013)

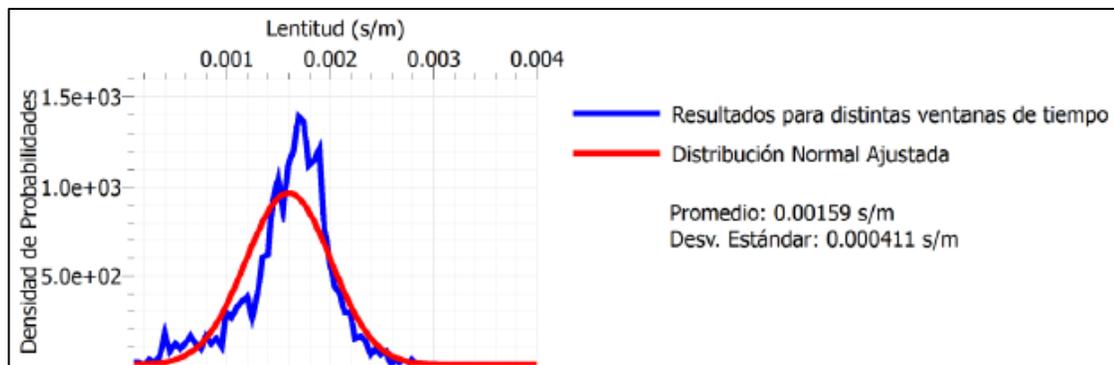


Figura 3.16: Distribución normal ajustada a los datos para distintas ventanas de tiempo (Humire, 2013)

3.3.3.1.3. Muestreo en tiempo-espacio

En relación al muestreo en tiempo, la teoría se desarrolla para un muestreo continuo lo que no es factible en la práctica, por lo tanto, se debe realizar un muestreo discreto. Esta discretización temporal puede traer problemas de *aliasing* (producto de un muestreo erróneo del espectro que mapea frecuencias incorrectas).

Si el muestreo se realiza a intervalos regulares Δt la frecuencia máxima que se puede registrar corresponde a la frecuencia de *Nyquist*, es decir:

$$f_{Nyquist} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (3.43)$$

Todas las frecuencias mayores sufrirán *aliasing*, y la respuesta en dichas frecuencias no será bien representada. Por lo tanto, la máxima frecuencia que se puede muestrear con cierto Δt corresponde al valor resultante de la ecuación 3.43.

Por otro lado, con respecto al muestreo en el espacio, este también es discreto por lo que, para evitar problemas de *aliasing* espacial, se debe limitar la separación mínima de los receptores. Para arreglos lineales, la condición es que haya al menos 3 puntos por longitud de onda, por lo tanto la longitud de onda mínima que se podrá resolver corresponde a:

$$\lambda_{mín} = \frac{d_{mín}}{2} \quad (3.44)$$

Donde $d_{mín}$ es el espaciamiento mínimo entre geófonos.

Además, pueden existir problemas de resolución espacial relacionados con la distancia máxima del arreglo. Así, la longitud de onda máxima que se puede explorar es:

$$\lambda_{máx} = \frac{D_{máx}}{2} \quad (3.45)$$

Donde $D_{máx}$ corresponde a la apertura del arreglo. Si el arreglo es bidimensional, estas relaciones no son tan directas. En la figura 3.17a se muestra un ejemplo de respuesta para un arreglo bidimensional (descrito en Humire, 2013). La resolución tiene que ver con el ancho del lóbulo central, el cual depende de la separación máxima del arreglo de manera inversa. Autores como Wathelet (2005) han fijado el valor de $k_{mín} = \frac{2\pi}{\lambda_{máx}}$ como el valor donde el lóbulo central alcanza la mitad de su amplitud máxima. Por

otro lado, $k_{m\acute{a}x} = \frac{2\pi}{\lambda_{m\acute{i}n}}$, lo fijan como aquel valor en que un *peak* local supere la mitad del *peak* del lóbulo central. Este último tiene que ver con el *aliasing* espacial.

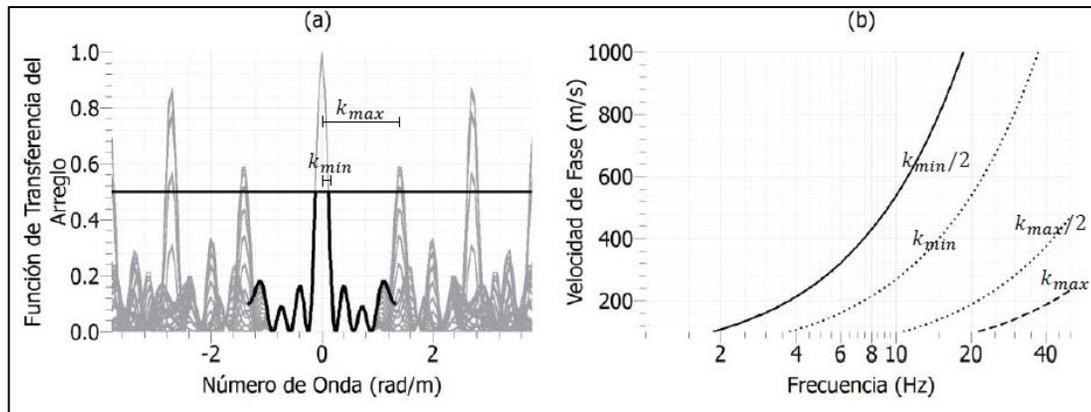


Figura 3.17: Respuesta arreglo bidimensional. a) Función de respuesta para un arreglo circular, b) límites teóricos calculados para el mismo arreglo (Humire, 2013).

3.3.3.2. Método de autocorrelación espacial (SPAC)

El método de autocorrelación espacial (SPAC) fue desarrollado por Aki (1957), y supone que el campo de ondas que componen las microvibraciones es un proceso estocástico, tanto en tiempo como en espacio. La esencia del método recae en que cuando se tienen registros de estaciones sísmicas espaciadas a una distancia constante, formando pares de estaciones en diferentes direcciones, es posible procesar las señales y estimar la velocidad de fase de las ondas que atraviesan el arreglo, sin considerar la dirección de propagación del frente de ondas (Chávez-García et al., 2005).

La teoría asociada al método se encuentra en el anexo C.2.2 De la teoría, se define el coeficiente de autocorrelación espacial $\rho(r, \varphi, \omega_0)$ como:

$$\rho(r, \varphi, \omega_0) = \frac{\phi(r, \varphi, \omega_0)}{\phi(0, \varphi, \omega_0)} = \cos\left[\frac{\omega_0 r}{v(\omega_0)} \cos(\theta - \varphi)\right] d\omega \quad (3.46)$$

De aquí se puede ver que la razón decrece más rápido con el aumento en la

frecuencia para una propagación alineada con los geófonos ($\theta = \varphi$), mientras que es constante e igual a 1 cuando la propagación es normal al par de receptores. Además, como se muestra en la figura 3.18, distintas funciones de autocorrelación (a distintos radios) describen el sitio, debido a la relación de v con la estratificación.

Bettig (2001) incorpora ciertas mejoras al método, principalmente relacionadas a corregir imperfecciones en los arreglos, donde la distancia entre varios pares de receptores no es exactamente la misma. Un ejemplo de arreglo imperfecto se muestra en la figura 3.19.

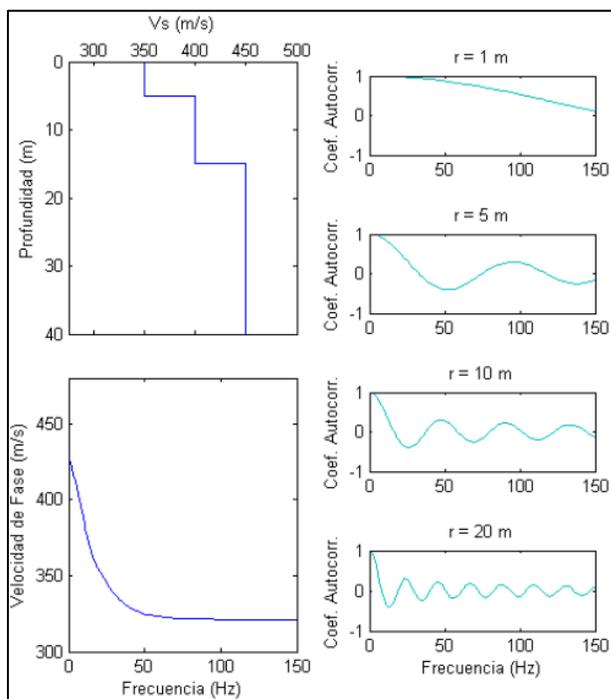


Figura 3.18: Respuesta función de autocorrelación. a) Estratificación de un sitio, b) curva de dispersión asociada, c) curvas de autotocorrelación que describen el sitio (modificado de Sáez, 2014)

Finalmente, Chávez-García et al. (2005) propone el uso del método SPAC en arreglos lineales. Para esto, en vez de realizar un promedio azimutal de los coeficientes de correlación, propone la medición durante un largo período de tiempo. Esto último

bajo el supuesto de que el frente de ondas de las vibraciones ambientales es isotrópico, es decir, se propaga en todas las direcciones con similar amplitud. Usando perfiles lineales, obtuvo resultados consistentes con otros métodos de exploración.

3.3.3.3. Método de la razón espectral H/V (método de Nakamura)

El método fue propuesto en sus inicios por Nogoshi & Igarashi en 1971, y desarrollado por Nakamura (1989). Consiste en estimar la razón entre los espectros de amplitud de Fourier (H/V) de las componentes horizontales (H) y verticales (V) de las vibraciones de ruido ambiente en una estación individual. Las fuentes generadoras de estas vibraciones, en suma, producen una sollicitación dinámica aleatoria lo que genera que un depósito de suelo tienda a vibrar en su frecuencia predominante (Pastén, 2007). Esta frecuencia corresponde a aquella donde se ubica el *peak* de la razón espectral H/V. Para esto, se ocupan los registros medidos en las 3 direcciones.

La hipótesis del método es que la energía de los microtemblores consiste básicamente en ondas de Rayleigh, y la medición se realiza en una estructura tipo suelo-basamento. Con esto se asume que cualquier amplificación del movimiento en la superficie es debido a las capas de suelo ubicadas sobre el basamento (Pasten, 2007). La teoría se muestra en el anexo C.2.3.

En la figura 3.20 se muestra un ejemplo del resultado de este método. La frecuencia donde ocurre la mayor amplitud espectral corresponde al período fundamental según Nakamura, pero hoy en día hay consenso en que corresponde al periodo predominante, i .e. hasta el contraste de impedancias que controla la vibración del sitio y no necesariamente hasta la roca

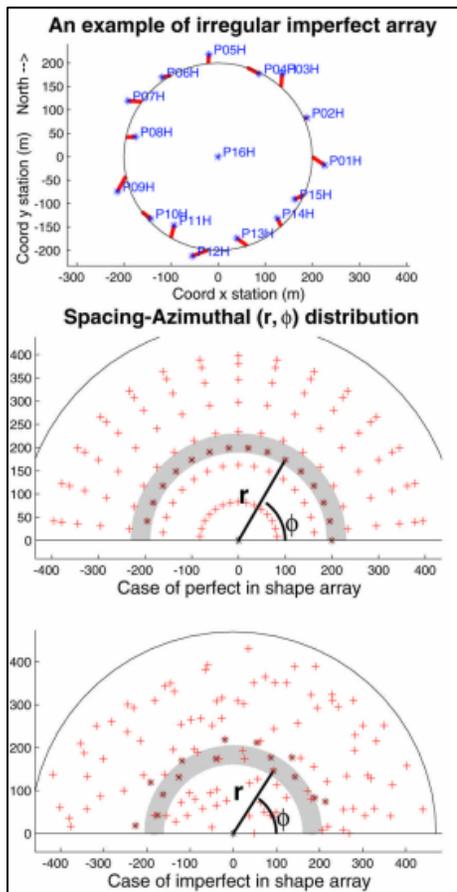


Figura 3.19: Arreglo imperfecto SPAC. Arreglo circular imperfecto de 16 receptores (arriba). 8 sub-arreglos semi-circulares que agrupan pares de receptores que se ubican a una cierta distancia definida por un anillo de radio r , en una arreglo perfecto (medio). Caso de un arreglo imperfecto donde no hay un círculo de radio constante que agrupe un mismo grupo de pares de receptores (abajo). Fuente: Bettig et al. (2001)

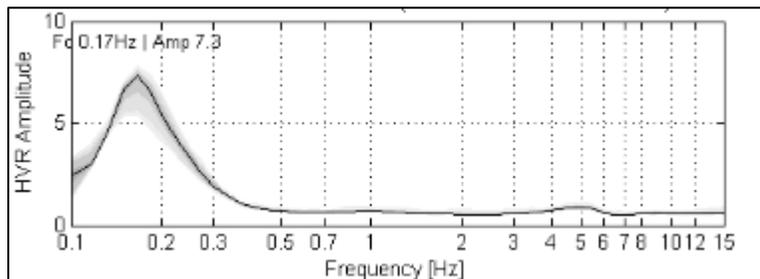


Figura 3.20: Resultado obtenido por el método de Nakamura (H/V).

La amplitud de la razón espectral entrega una idea del contraste de rigidez entre el suelo y el basamento (mayor amplitud, mayor contraste), pero no corresponde al valor de amplificación del sitio aun cuando se relaciona bien con el contraste de impedancias predominante. Además, si se conoce el perfil de velocidades de corte en profundidad o se tiene información estratigráfica, se puede estimar el espesor de sedimentos mediante la siguiente expresión:

$$T_0 = \frac{4H}{\bar{V}_s} \quad (3.47)$$

Donde \bar{V}_s corresponde a promedio armónico de la velocidad de corte del suelo, hasta el contraste de impedancias dominante.

3.4. Comportamiento dinámico de los suelos

La señal sísmica en superficie está influenciada de manera importante por la fuente y por los efectos en la trayectoria, sin embargo, la propagación de las ondas sísmicas (anexo B) en estratos superficiales de suelo pueden generar grandes amplificaciones debido al contraste en velocidad entre depósitos aluviales y el basamento o materiales más rígidos, fenómeno conocido como efectos de sitio (Semblat & Pecker, 2009). Este fenómeno puede incrementar considerablemente el impacto de un terremoto. Un ejemplo típico de este problema, y uno de los primeros en exponerlo fue el sismo de Michoacán, México, el año 1985 (figura 3.21).

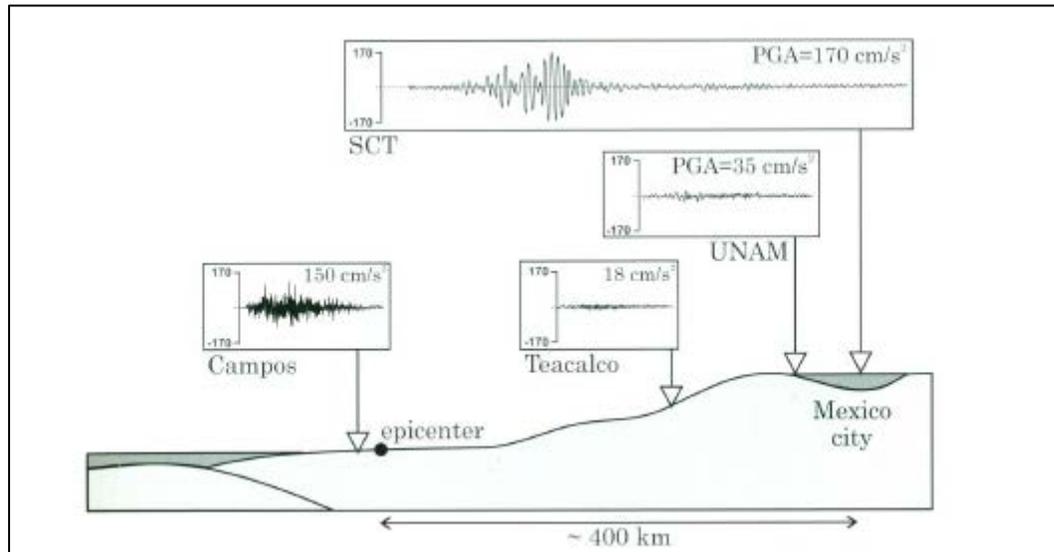


Figura 3.21: Registro de aceleraciones en el terremoto de Michoacán de 1985 (Semblat & Pecker, 2009)

La figura 3.21 muestra que en el centro de Ciudad de México (estación SCT) la aceleración máxima del suelo (PGA) fue de 0.2 g, casi 5 veces más que en la estación más cercana UNAM, ubicada cerca de la roca, e incluso mayor a la registrada en la estación Campos, muy cercana a la zona epicentral. La amplificación sufrida tiene que ver con el depósito arcilloso de gran espesor sobre el cual está fundada la ciudad.

El objetivo por tanto es evaluar la respuesta de depósitos de suelo sometidos a condiciones de carga sísmica.

3.4.1. Comportamiento del suelo ante cargas cíclicas

En el cálculo de la respuesta dinámica de un suelo se suele considerar al movimiento sísmico como una onda de corte que se propaga en la vertical (por ejemplo, Sáez, 2014). Un ejemplo de secuencia de carga a la que se somete el suelo en estas condiciones se presenta en la figura 3.22.

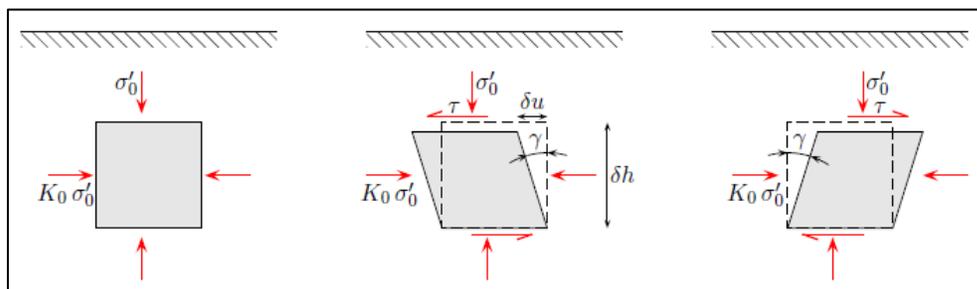


Figura 3.22: Secuencia de carga idealizada de un sismo (Sáez, 2014)

Donde K_0 corresponde al coeficiente de empuje del suelo en reposo, y σ'_0 es el esfuerzo vertical efectivo. Debido al sismo, el elemento de suelo sufre un esfuerzo de corte que se materializa en el parámetro τ , y además aparece una deformación de corte simple o distorsión γ , la cual, si el material es elástico, no induce cambios de volumen. Esta distorsión se expresa como:

$$\gamma = \frac{\delta u}{\delta h} \quad (3.48)$$

Donde δu representa la deformación horizontal del elemento de suelo, y δh su altura.

Con el fin de medir las propiedades que describen el comportamiento dinámico del suelo, se intenta reproducir la sollicitación real de forma experimental, es decir, reproducir la curva de esfuerzo en función de la deformación ($\tau = f(\gamma)$), como se muestra en la figura 3.23.

La figura 3.23 muestra que para un ciclo cerrado el comportamiento de los suelos está caracterizado por un ciclo de histéresis (ej. Sáez, 2014). En la medida que la deformación aumenta, el área encerrada por el ciclo crece, y se hace cada vez más horizontal. En términos prácticos, cada ciclo se caracteriza por dos parámetros: el módulo secante G (recta que une los extremos opuestos del ciclo), y el coeficiente de amortiguamiento β , el cual es una medida del área encerrada normalizada con respecto a la energía elástica de deformación, y por consiguiente, caracteriza la energía disipada

por el material en cada ciclo.

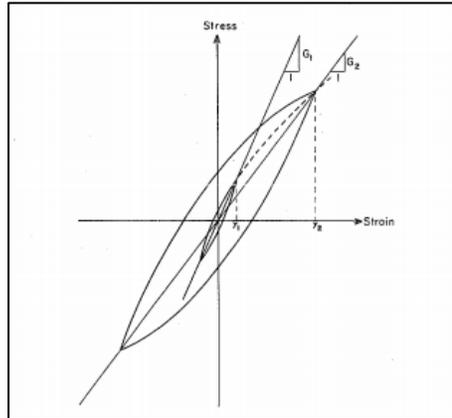


Figura 3.23: Relación histerética de esfuerzo deformación para dos amplitudes de distorsión (Seed et al., 1986)

La dependencia de estos parámetros con la distorsión se caracteriza por medio de las curvas de degradación de rigidez, e incremento del amortiguamiento (figura 3.24).

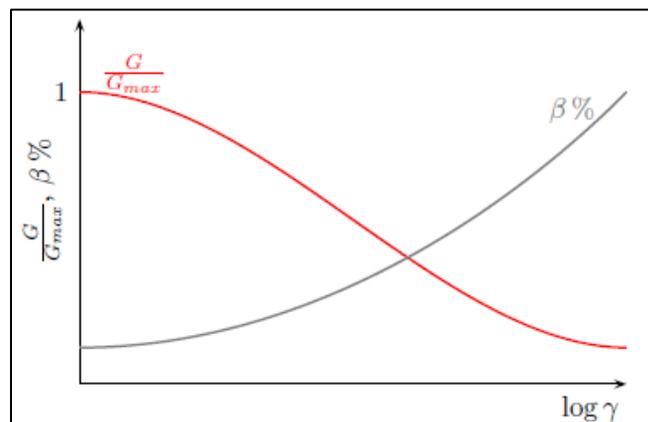


Figura 3.24: Curva de degradación de rigidez normalizada por $G_{\text{máx}}$ (rojo), y curva de incremento del amortiguamiento (negro) (Sáez, 2014).

La variación de G con la distorsión se ve muy influenciada por el tipo de suelo. Esta información se puede obtener mediante curvas de literatura, o mediante ensayos de laboratorio a muestras de suelo.

4. CAMPAÑA DE TERRENO

En este capítulo se presenta la metodología aplicada en la zona de estudio con el objetivo de determinar la geometría y las propiedades petrofísicas de la Cuenca de Mejillones. En la zona de estudio, se realizaron tres campañas de terreno, entre Julio del 2014 y Marzo del 2016, en donde se efectuaron distintos experimentos geofísicos, cuya aplicación, metodología y procesamiento se explica a continuación.

4.1. Método gravimétrico

El método gravimétrico permite determinar el contraste en densidad entre la cobertura sedimentaria y el basamento que lo subyace. Como las densidades de los sedimentos, al ser más porosos son menores a las de roca, se espera que este contraste sea negativo, por lo cual se espera encontrar un defecto de masa en la cuenca de Mejillones. Por esta razón, la gravimetría permitirá, definir la geometría del contacto suelo-basamento, y, en conjunto con otros métodos, la profundidad de este último.

Se realizaron un total de 65 mediciones de gravedad, en dos campañas distintas (Julio 2014 y Julio 2015) distribuidas principalmente de forma areal entre el Morro de Mejillones y la Cordillera de la Costa en dirección W-E y aproximadamente 5 kilómetros al sur desde el pueblo de Mejillones, como se aprecia en la figura 4.1. Dentro de estas mediciones se realizaron 3 perfiles con una dirección perpendicular a la traza de la Falla de Mejillones (E10°S), con puntos espaciados a 500 metros y con un largo promedio de 7 km. Además, del total de estaciones, se efectuaron 8 mediciones de roca, 6 en el límite oeste de la cuenca y 2 en el flanco este, con el objetivo de determinar el campo gravimétrico regional. De manera adicional, en estos 8 puntos se obtuvieron muestras de roca a las que se les midió la densidad, para estimar un valor representativo de basamento.

El equipo utilizado para ambas campañas consiste en un gravímetro digital (medición relativa) Scintrex CG-5 con una resolución de $5 \mu Gal$, donde el dato en cada

punto se calculó a partir del promedio de dos mediciones de 1 minuto cada una (que a su vez representan el promedio de 60 mediciones directas). La posición y la altura topográfica, esta última fundamental en el proceso de los datos, se obtuvieron a partir de un GPS diferencial Trimble R4, con mediciones de 4 minutos. Los datos de GPS fueron procesados utilizando una base de GPS ubicada a 35 km de la zona (proyecto IPOC), obteniéndose errores inferiores a los 10 cm, lo que se traduce en valores menores a 0.1 mGal asociados a efectos de altura.

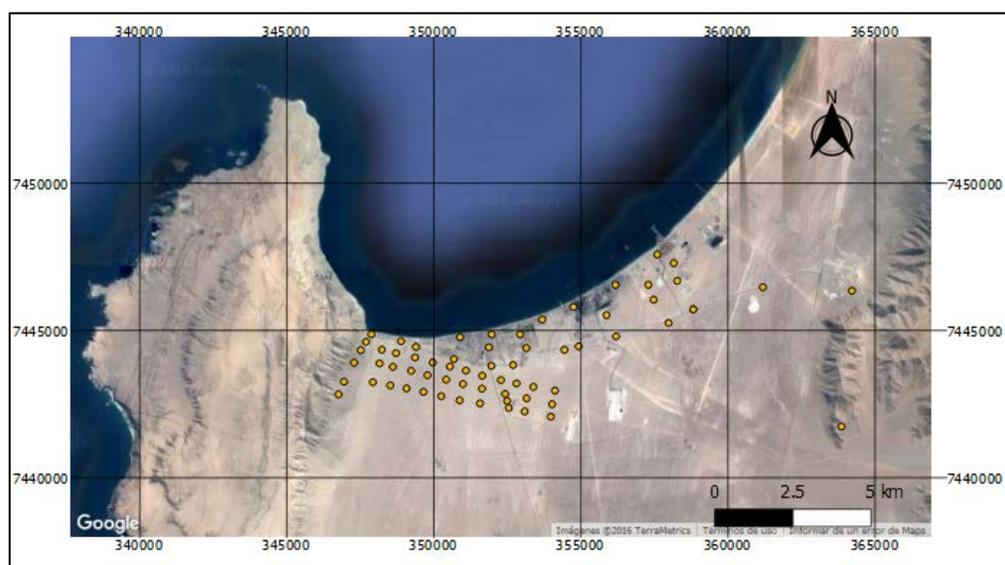


Figura 4.1: Puntos de gravedad medidos entre las campañas del 2014 y 2015 (círculos de color amarillo)

4.1.1. Proceso de los datos

Una vez recopilados los datos se procede a asociar los valores de cota y posición a los de gravedad. Posteriormente, se efectúa un proceso característico del método en el *software* Oasis Montaj, que consiste en eliminar todo efecto externo al problema que se quiere estudiar, que en este caso corresponde a las anomalías asociadas a la diferencia de densidad del relleno sedimentario con respecto al basamento, por lo que se realizan una serie de correcciones a los datos, que se explican más adelante. El valor de densidad de

basamento se fijó en 2.67 g/cm^3 a partir de las mediciones a las muestras obtenidas y valores propuestos en otros trabajos en la zona (Cañuta & Fonseca, 2001).

Las correcciones aplicadas son:

- Corrección por deriva instrumental y valor absoluto

El equipo utilizado es un gravímetro digital donde el valor medido es relativo a las propiedades del equipo. La mayoría de estos instrumentos, incluido el usado en este proyecto, basan su funcionamiento en una masa de referencia colgando de un resorte, cuyo alargamiento se relaciona con la gravedad en el punto. Si bien el equipo se encuentra aislado, de todas formas existen variaciones en las mediciones asociadas a cambios de rigidez del resorte con la temperatura. Por esta razón es que el dato debe ser corregido según la hora en que se registró. Para esto se realizan mediciones en un punto base, al inicio y al término de cada jornada, para detectar esta variación, la cual se asume lineal. El valor de deriva a cierta hora (g_{deriva}), se resta a los datos.

Por otro lado, como la medición es relativa, el dato debe llevarse a un valor absoluto. Esto se logra realizando una medición con el equipo en un punto de gravedad absoluta conocida, donde la diferencia entre ambos valores se suma al resto de los puntos. En este proyecto se utilizó el punto ubicado en las dependencias de la Universidad Católica del Norte, en la ciudad de Antofagasta.

- Corrección por mareas

La atracción gravitacional que generan la Luna y el Sol en la Tierra genera variaciones en las mareas dentro del día, que se traducen en cambios en la gravedad medida, cuya amplitud dependerá del lugar y de la hora de registro. Estas variaciones son de período largo (del orden de 12 horas) y sus amplitudes no suelen superar los 0.3 mGal (Blakely, 1995), que dependiendo del detalle requerido, pueden ser importantes. En este caso, el equipo entrega ese valor en cada medición a partir de la variable ETC (Earth Tide Correction). El ETC debe ser restado.

- Corrección por Geoide de referencia

Entre los efectos que deben ser eliminados, está la atracción gravitacional generada por la masa de la Tierra promedio sin anomalías laterales. Esta corrección considera el efecto generado por un elipsoide hasta el nivel del mar promedio (Geoide), por lo que al aplicarla quedan expuestas las variaciones laterales de densidad en la corteza y el manto. Como la tierra no es una esfera perfecta sino más bien un elipsoide (con un radio menor hacia los polos), las variaciones dependerán de la latitud en la que se registre la gravedad. Existen varios modelos de Geoide que entregan un valor teórico de gravedad según la ubicación. En este caso se utilizó el modelo del World Geodetic System 1984 (WGS84) que se expresa en la ecuación 4.1

$$g_{geoide} = 978032.67714 \frac{1 + 0.00193185138639 \text{ seno}(\varnothing)^2}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \text{ seno}(\varnothing)^2}} [mGal] \quad (4.1)$$

Donde \varnothing es la latitud en radianes. Este valor debe ser restado a la observación.

- Corrección por aire libre (Free Air)

De acuerdo a la teoría de potencial gravitatorio, la gravedad disminuye con la distancia a la fuente, por lo que una vez restado el Geoide, mediciones realizadas a una elevación mayor con respecto al nivel del mar entregaran valores inferiores a lo esperado en el punto. Esta corrección considera que no existe nada entre el nivel del mar y el punto de observación. Este efecto debe ser sumado y su valor se calcula a partir de la ecuación 4.2, aproximando la Tierra como uniforme y esférica, usando valores promedio de Masa y Radio del planeta a nivel del mar (Telford & Sheriff., 1990).

$$g_{fa} = 0.3086 h [mGal] \quad (4.2)$$

Con h la altura con respecto al nivel del mar expresada en metros.

- Corrección de Bouguer

Una vez eliminados los efectos de la Masa de la Tierra y la altura topográfica, se debe descartar el aporte gravitacional de las masas existentes entre el Geoide de referencia y el punto de observación. Estas masas son consideradas como un bloque homogéneo de extensión infinita y espesor igual a la altura sobre el nivel del mar. La aproximación de bloque infinito se calcula a partir de la ecuación 4.3 (Telford & Sheriff., 1990).

$$g_{bouguer} = 2\pi G \rho h \quad (4.3)$$

Reemplazando valores se obtiene ($G = 6.67384 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$, constante de gravedad),

$$g_{bouguer} = 0.0419 \rho h \text{ [mGal]} \quad (4.4)$$

Donde h es la altura en metros sobre el nivel del mar, y ρ la densidad promedio de la corteza en g/cm^3 . En este trabajo se utilizó un valor de 2.67 g/cm^3 . Este efecto debe ser restado.

- Corrección topográfica

La corrección anterior utiliza una aproximación de bloque infinito que funciona bien en zonas relativamente planas, pero cuando la topografía es irregular, las variaciones pueden ser importantes. Valles o altos topográficos generan una atracción adicional, opuesta en dirección, que se traduce en valores inferiores a los reales, por lo que esta corrección se utiliza para contrarrestar este efecto. En este estudio, se utilizó un modelo de cotas con resolución horizontal de 30 metros para estimar este efecto, mediante el módulo *Terrain Corrections* del software Oasis Montaj. El valor obtenido debe ser sumado (g_{topo})

Al valor resultante de la ecuación 4.5, tras aplicar todas las correcciones anteriores a la gravedad observada, se conoce como anomalía de Bouguer (Δg_b) (Telford & Sheriff., 1990).

$$\Delta g_b = g_{obs} - ETC - g_{deriva} - g_{geoide} + g_{fa} - g_{bouguer} + g_{topo} [mGal] \quad (4.5)$$

- Efecto regional

El efecto regional involucra las variaciones de gravedad generadas por configuraciones externas al problema que se quiere estudiar, principalmente la compensación isostática asociada a grandes concentraciones de masas (altos topográficos, cordilleras), e irregularidades en el basamento rocoso (cambios de litología). En el primer caso, el exceso de masa generado por grandes cordilleras se ve compensado por deficiencias de masa en profundidad con respecto a la densidad del manto, reflejado por un aumento del espesor de la corteza bajo ella. Estas deficiencias de masa generan una disminución de la gravedad, que en el caso de Chile tiende a ser hacia el este, debido al efecto de la raíz cortical de la Cordillera de los Andes (Tassara y Yáñez, 2003). Estos efectos suelen ser de amplitudes y longitudes de onda importantes. En el segundo caso, variaciones litológicas en el basamento rocoso, pueden generar anomalías gravimétricas de segundo orden debido a las diferencias de densidades que pudiesen existir entre ellas.

En esta investigación para la zona estudiada, debido a la extensión lateral (15-20 kilómetros) de la Cuenca y a la distancia con respecto al margen andino, se aproximó el efecto regional como un plano inclinado entre las mediciones de roca efectuadas en ambos bordes del relleno sedimentario. Esto bajo el supuesto de que el basamento es homogéneo en densidad bajo la cuenca, por lo que las mediciones realizadas en roca deberían generar una anomalía cercana a cero. Este supuesto se valida a partir de las mediciones de densidad de las muestras obtenidas y en base a la información geológica disponible. Una vez restado este plano, las anomalías residuales se asocian directamente

a las diferencias de densidad entre el basamento y el relleno sedimentario sobre este, que es el objetivo de la gravimetría en este estudio.

Posteriormente, una vez obtenida la anomalía residual, se procede a modelar una cuenca que se ajuste a esta anomalía, con el fin de obtener un modelo 3D de profundidad al basamento en la zona de estudio. Para esto es necesario determinar una densidad característica del relleno sedimentario. La geometría de la Cuenca está dada por la forma de la anomalía residual, sin embargo la potencia estimada de los sedimentos va a depender del contraste en masa definido con respecto al basamento. Para definir dicho contraste se utilizó información de columnas estratigráficas (González, 2013), valores medidos de densidad de suelos característicos de mejillones (Nazar et al., 2016), y los datos obtenidos a partir de los otros métodos geofísicos realizados en esta investigación (sísmicos y magnetotelúrico), que permiten acotar la profundidad y la densidad de los sedimentos.

Definido este valor de contraste en masa, el modelo de basamento se obtiene a partir de una rutina MatLab®, implementado en Yáñez et al. (2015), la cual toma como punto de partida una columna de suelo aproximada a partir de la teoría de placa infinita, y luego realiza una serie de iteraciones en donde varía esa columna en residuos, calculando el efecto gravitatorio de un prisma hasta converger a la gravedad medida en cada punto.

4.2. Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico permite estimar el perfil de resistividad eléctrica en profundidad, y definir contrastes entre zonas conductoras y resistivas. En general, el nivel de conductividad está asociado a fluidos, por lo que es válido asumir que los valores de resistividad en zonas de basamento sano, serán altos, o mayores que un suelo, debido a la nula permeabilidad de la roca. Por lo tanto, el objetivo de este método en la presente investigación es obtener un contraste de resistividad que permita distinguir el contacto suelo-basamento, definiendo la geometría de este contacto, y su profundidad.

Además, el método permitirá, eventualmente, diferenciar más de un estrato dentro de lo considerado como relleno sedimentario.

Se realizaron un total de 17 estaciones de magnetotelúrica (MT) distribuidas en dos perfiles ortogonales entre sí, uno perpendicular ($E10^{\circ}S$) a la falla Mejillones, de 5 kilómetros aproximadamente, y otro paralelo a la Falla ($N10^{\circ}E$) de casi 3 kilómetros de extensión. Las estaciones estaban espaciadas entre ellas 500 metros en promedio y su disposición se muestra en la figura 4.2. La campaña de MT se llevó a cabo entre los días 28 de Febrero y 4 de Marzo del 2016.

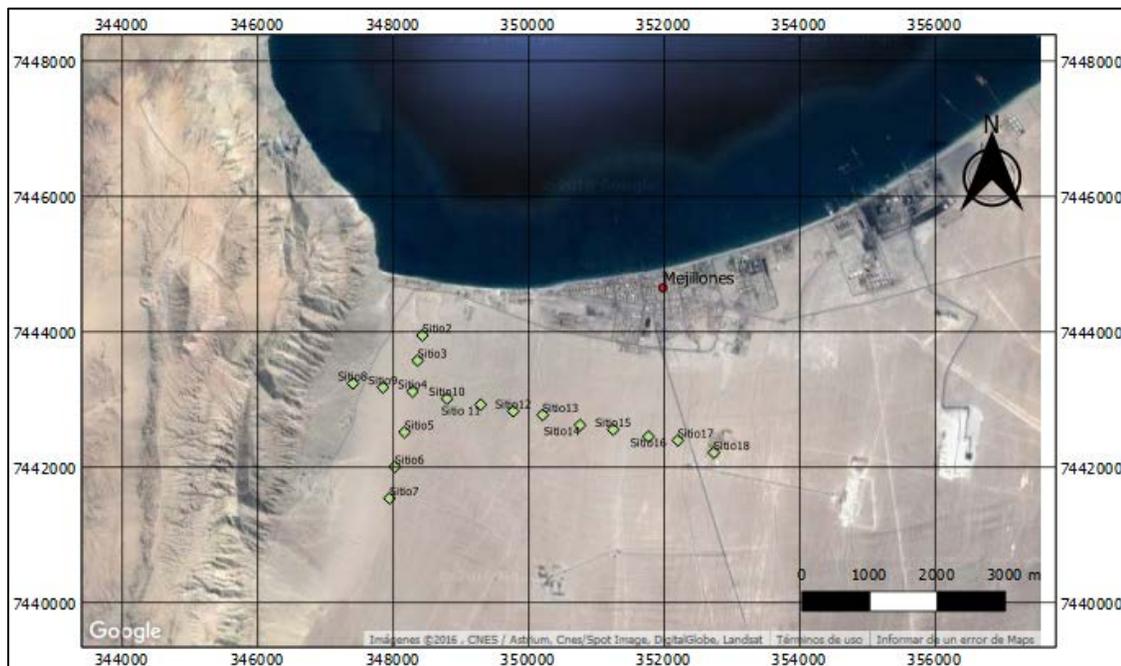


Figura 4.2: Estaciones de magnetotelúrica (rombos de color verde).

Para este método se utilizaron 5 equipos ADU-07e de la marca Metronix, los cuales se instalaban en el punto de estudio y se dejaban midiendo por varias horas, hasta su posterior retirada. Todas las estaciones fueron programadas para medir una determinada configuración de frecuencias, desde frecuencias altas (32 kHz) hasta frecuencias bajas (128 Hz). Frecuencias altas (períodos de tiempo bajos) están pensadas para obtener información de las capas más someras, y al medir datos a espacios de

tiempo muy pequeño se requiere de pocos minutos para generar una buena estadística. Al contrario, frecuencias bajas (períodos largos) están orientadas a grandes profundidades y se necesitan de varias horas de medición para generar una estadística sólida. En el caso de la banda de 128 Hz, el largo de registro varía entre 24 y 48 horas. La configuración utilizada para todas las estaciones se presenta en la tabla 4.1

Tabla 4.1: Configuración de las mediciones a realizar en los puntos MT

Frecuencia de muestreo (Hz)	Tiempo de medición
32768	1 minuto
32768	2 minutos
16384	4 minutos
4096	10 minutos
1024	30 minutos
32768	2 minutos
16384	4 minutos
128	24-48 horas

Cabe destacar que previamente en la misma zona, como parte de esta investigación, se realizaron 30 puntos de Transiente Electro Magnético (TEM) en la campaña de Julio 2015, cuya teoría, distribución en la zona, y resultados se incluyen en el Anexo A. De la totalidad, 8 puntos fueron utilizando un *loop* transmisor de 200 m (mayor penetración), y el resto de 50 m. La idea inicial de este experimento era alcanzar resistividades atribuibles al basamento, sin embargo, la penetración del método no fue capaz de alcanzar las profundidades deseadas, debido principalmente a la presencia de un estrato muy conductor (resistividades inferiores a 1 ohm-m) el cual no fue posible atravesar.

La profundidad de investigación alcanzada en la zona con TEM varía entre 100 y 150 metros, y en ningún caso se alcanza a salir de la banda controlada por el estrato conductor, aun cuando se registra hasta los 60-90 milisegundos de periodo. Para lograr llegar más profundo con el método, se requiere aumentar el tamaño del loop, inyectar más corriente (más baterías), y muestrear más allá de los 100 ms, condiciones que hacen

muy dificultoso el TEM en términos logísticos y económicos, por lo que se decidió realizar un nuevo experimento eléctrico, pero ahora utilizando MT. Este último, está diseñado para alcanzar profundidades mayores (del orden de kilómetros), debido a que es posible muestrear un rango mayor de frecuencias, y la fuente es natural, lo que implica un menor costo logístico, sin embargo, según las condiciones del medio, el tiempo de medición puede ser mucho mayor.

Con respecto a la banda de 128 Hz, su largo de registro influye de manera importante en las profundidades máximas a explorar (ecuación 3.27). Considerando los resultados del TEM, al ser el medio muy conductor, y como se desean explorar profundidades de mínimo 1 kilómetro, siguiendo la ecuación del *skin depth* (ecuación 3.14) se necesitan alcanzar períodos del orden de 100 segundos, lo que implica medir muchas horas. Las horas registradas en cada sitio para la banda de 128 Hz se muestran en la tabla 4.2, donde la mínima duración fue de 21 horas, a excepción de la estación 18 que se dejó midiendo solo 4 horas por temas logísticos

El arreglo dispuesto en terreno en cada estación se muestra en la figura 4.3. Consiste en 2 pares de electrodos, ubicados en dirección N-S y W-E, los cuales miden las componentes de campo eléctrico en dichas direcciones, con distancias dipolares dx y dy , respectivamente. En esta campaña se utilizaron distancias dipolares que varían entre 70 y 100m. Además, se disponen 2 bobinas magnéticas orientadas N-S, W-E y una tercera bobina enterrada en dirección vertical, las cuales miden el campo magnético en las tres direcciones. Se utilizaron bobinas de la marca Metronix de modelos MFS-06e y MFS-07e, donde las primeras cubren un rango de 0.0001 Hz a 10 kHz, mientras que las segundas de 0.001 Hz a 50 kHz.

4.2.1. Proceso de los datos

El proceso de los datos se realiza con el software Mapros®, desarrollado por Metronix. Los archivos de entrada corresponden, en primer lugar, a las series de tiempo de los campos eléctricos y magnéticos medidos para cada frecuencia de muestreo. En

segundo lugar, se requieren las curvas de calibración de las bobinas magnéticas, distintas para cada bobina, y que convierte el valor de voltaje a unidades de campo magnético para cada frecuencia. Finalmente, se ingresa la geometría del arreglo. En la figura 4.4 se muestra un segmento de los primeros 2 segundos de la serie de tiempo de la estación 13 para una frecuencia de muestreo de 1024 Hz.

Tabla 4.2: Duración de la medición de 128 Hz para todas las estaciones

Estación	Inicio 128 Hz	Final 128 Hz	Tiempo ~ (Horas)
2	2-3-16 15:16	3-3-16 15:36	24
3	2-3-16 17:26	3-3-16 17:01	24
4	2-3-16 23:02	4-3-16 13:34	39
5	3-3-16 16:23	4-3-16 20:47	28
6	3-3-16 17:46	4-3-16 21:19	28
7	3-3-16 18:51	4-3-16 21:58	27
8	1-3-16 23:21	3-3-16 14:25	39
9	1-3-16 17:17	2-3-16 20:32	27
10	29-2-16 23:09	1-3-16 21:18	22
11	29-2-16 14:03	1-3-16 15:16	25
12	28-2-16 23:40	29-2-16 21:09	21
13	28-2-16 22:23	1-3-16 13:08	39
14	1-3-16 14:00	3-3-16 12:11	46
15	28-2-16 18:44	1-3-16 11:04	40
16	1-3-16 13:28	2-3-16 13:12	24
17	1-3-16 15:46	2-3-16 15:26	24
18	3-3-16 14:33	3-3-16 18:35	4

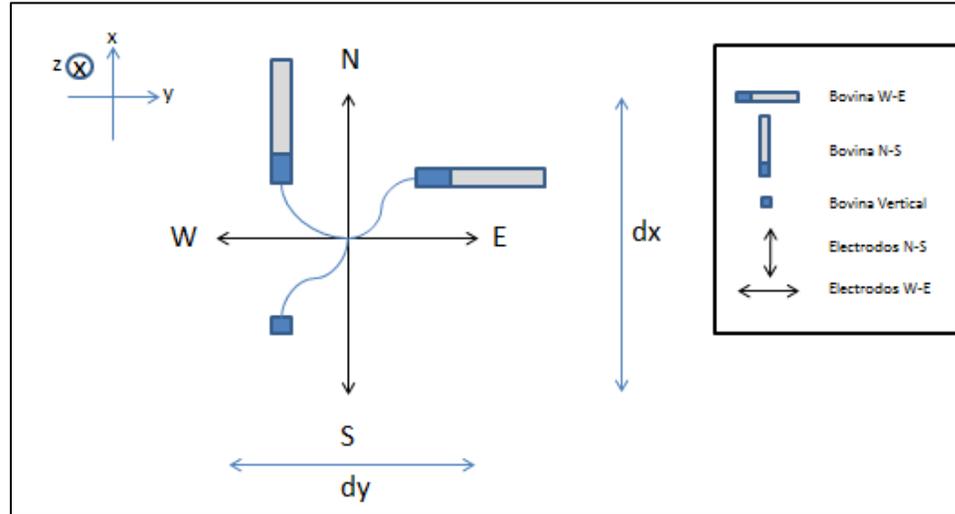


Figura 4.3: Diseño del experimento MT

Luego, se inicia el proceso de los datos para cada banda de frecuencia medida, lo que arroja como resultado valores de resistividad aparente y fase para una ventana de frecuencias determinada que es función del muestreo y largo del registro de la serie de tiempo. En primer lugar se escogen ventanas de tiempo de un cierto largo o cantidad de puntos (ancho de la ventana de la transformada de Fourier o *FFT length*). Para cada ventana, la información en el tiempo se lleva al dominio de las frecuencias mediante la transformada rápida de Fourier. Posteriormente se procede a calcular las componentes del tensor de Impedancias Z_{ij} de la ecuación 3.17. Separando la ecuación matricial del tensor de impedancia (ecuación 3.17), se obtienen las ecuaciones 4.6 y 4.7.

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega) H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega) H_y(\omega) \quad (4.6)$$

$$E_y(\omega) = Z_{xy}(\omega) H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega) H_y(\omega) \quad (4.7)$$

Multiplicando las ecuaciones anteriores por algún par de variables como por ejemplo H_x y H_y y despejando los términos Z_{ij} se obtienen las ecuaciones 4.8-4.12

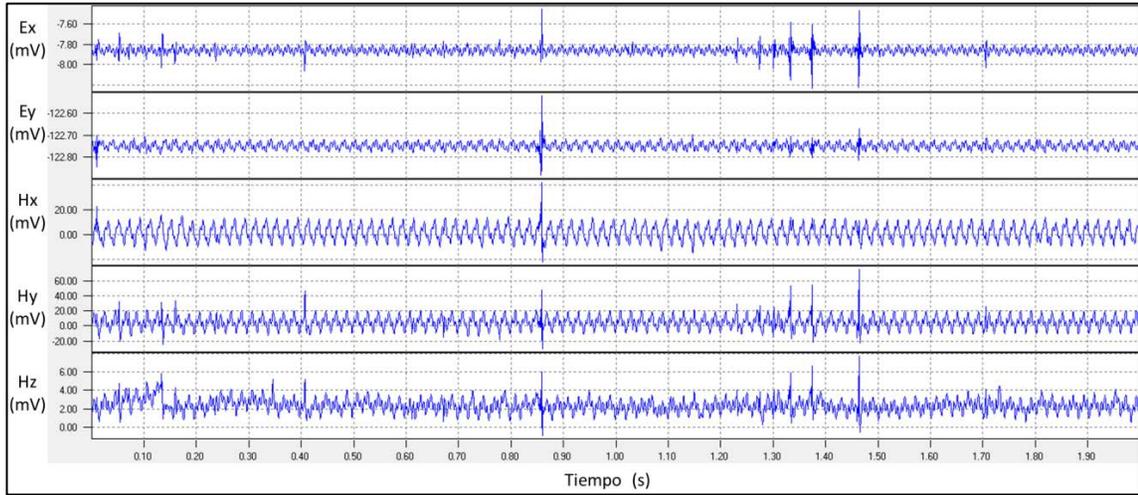


Figura 4.4: Primeros 2 segundos de las series de tiempo de los campos eléctricos y magnéticos para la banda de 1024 Hz, en el sitio 13. Los resultados se muestran en unidades de mili-Volts (mV)

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_x \rangle \langle H_y H_y \rangle - \langle E_x H_y \rangle \langle H_x H_y \rangle^*}{DET} \quad (4.8)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_y \rangle \langle H_x H_x \rangle - \langle E_x H_x \rangle \langle H_x H_y \rangle}{DET} \quad (4.9)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y H_x \rangle \langle H_y H_y \rangle - \langle E_y H_y \rangle \langle H_x H_y \rangle^*}{DET} \quad (4.10)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y H_y \rangle \langle H_x H_x \rangle - \langle E_y H_x \rangle \langle H_x H_y \rangle}{DET} \quad (4.11)$$

$$DET = \langle H_x H_x \rangle \langle H_y H_y \rangle - \langle H_x H_y \rangle \langle H_x H_y \rangle^* \quad (4.12)$$

Donde el superíndice * corresponde al conjugado del valor complejo.

Este cálculo no se hace para todas las frecuencias, si no que se eligen frecuencias de evaluación f_k que concentran la información de un intervalo alrededor de ella. En general, se toman entre 6-10 valores por década. Por lo tanto, cada término $\langle A B \rangle$ corresponde a un valor promedio dentro de un rango. Para esto se calculan valores de

correlación espectral cruzada y autocorrelación suavizados por frecuencia. Estos se definen de la siguiente manera:

$$\langle AB \rangle (j) = \frac{1}{k+1} \sum_{m=-\frac{k}{2}}^{\frac{k}{2}} \frac{1}{N} A(j+m)B^*(j+m) \quad (4.13)$$

Posteriormente, se hace un promedio (*stacking*) con la información de todas las ventanas disponibles dentro de una serie de tiempo. Asimismo se puede obtener la función de transferencia geomagnética que relaciona los campos magnéticos en las tres direcciones.

$$H_z(w) = T_x(w) * H_x(w) + T_y(w) * H_y(w) \quad (4.14)$$

$$T_x = \frac{\langle H_x H_x \rangle * \langle H_y H_y \rangle - \langle H_y H_z \rangle * \langle H_x H_y \rangle}{DET} \quad (4.15)$$

$$T_y = \frac{\langle H_y H_z \rangle * \langle H_x H_x \rangle - \langle H_x H_z \rangle * \langle H_x H_y \rangle}{DET} \quad (4.16)$$

$$DET = \langle H_x H_x \rangle \langle H_y H_y \rangle - \langle H_x H_y \rangle \langle H_x H_y \rangle^* \quad (4.17)$$

Una vez procesado los datos se debe tomar en cuenta el fenómeno de corrimiento estático (*static shift*). Este fenómeno consiste en variaciones en el tensor de impedancia en todas las frecuencias a causa de distorsiones locales de las amplitudes de los campos eléctricos (Simpson & Bahr, 2005). Esto se genera por cuerpos pequeños superficiales que generan discontinuidades en la resistividad eléctrica. Dicho corrimiento estático se denomina así porque no depende del tiempo, y por lo tanto solo afecta a la resistividad aparente y no a la fase. Hay varias opciones para corregirlo, sin embargo, en esta investigación se aprovecharon los datos generados con el método TEM (Anexo A), en puntos cercanos a los sitios de estudio. Este método no se ve afectado por el *static shift*, por lo que se comparan las curvas de resistividad aparente de ambos métodos y se traslada la curva correspondiente a MT. En general este efecto es más importante en

medios altamente resistivos, que no es el caso del sitio de estudio. En la figura 4.5 se puede ver la comparación de ambos métodos para el sitio 8, donde se ve que las curvas calzan bastante bien, comportamiento que se mantiene en el resto de los puntos. Para el MT se muestran ambas polarizaciones.

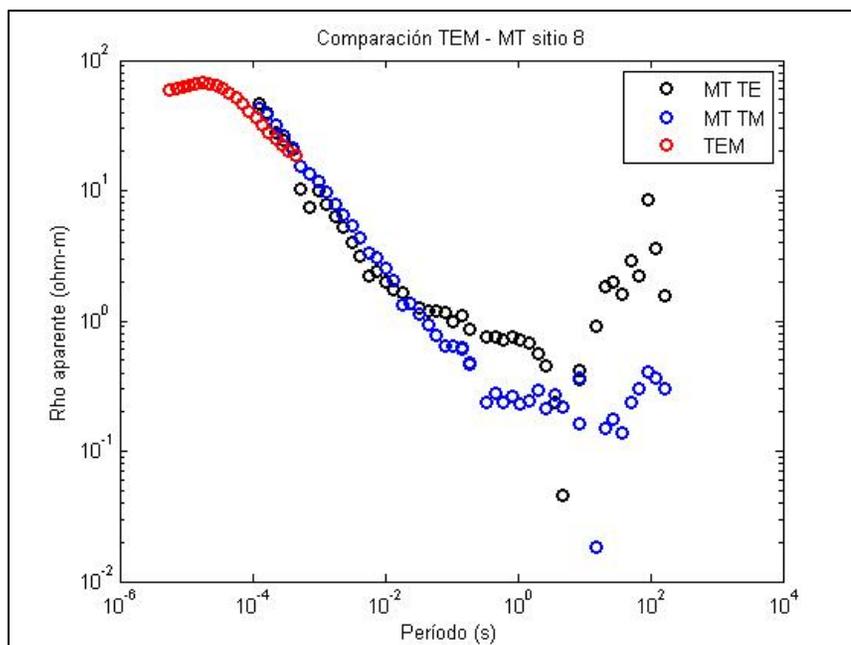


Figura 4.5: Comparación valores de resistividad entre el método TEM y MT para el sitio 8.

Un parámetro importante en el proceso de los datos es el largo de la FFT o ventana de datos (256, 512, 1024, 2048, 4096, 8192, 16384 puntos). Este parámetro es de suma importancia para la calidad de los resultados. Valores pequeños del ancho de ventana entregan una baja resolución limitando las frecuencias que se pueden estudiar, y se alcanzan períodos menores. Además, si la ventana es menor, se incrementa la estadística y el promedio de las frecuencias vecinas es más suave. En cambio, valores mayores de ancho de la ventana entregan mejor resolución y permite alcanzar períodos de observación más grandes, con el compromiso de un incremento en el error estadístico. En este estudio, se utilizaron valores de 4096 puntos y 16384 puntos en función de la duración de las series de tiempo en cada estación. En la figura 4.6 se

muestra una comparación entre las curvas de resistividad aparente y fase del sitio 14 para 16384 y 2048 puntos.

Por último se eligen las frecuencias de evaluación. En este caso, se utilizó la opción por defecto del *software* que utiliza 8 frecuencias por década, desde los 10^7 Hz hasta los 10^4 segundos.

4.2.2. Inversión

La inversión de los datos se realizó mediante el *software* WinGLink®. El objetivo es, mediante un proceso computacional, obtener valores de resistividad real en el espacio a partir de los valores de resistividad aparente y fase obtenidos en el proceso de los datos en cada estación. Este proceso permite ir desde las observaciones (resistividad aparente v/s frecuencia) al modelo de resistividad que los genera (resistividad v/s profundidad). Debido a que existen múltiples soluciones, el proceso debe tomar en cuenta la geología de la zona, información de otros métodos, y los resultados de la inversión 1-D en cada punto. Además, se busca generalmente minimizar la complejidad del modelo buscando uno más suave que se adapte a los datos dentro de cierto umbral, en vez de ajustarse lo mejor posible a los datos, lo que aumenta la rugosidad del modelo y favorece la aparición de artefactos o estructuras.

En este caso, el *software* utiliza un módulo de inversión bidimensional, basado en el algoritmo NLCG (NonLinear Conjugate Gradients) desarrollado por Rodi & Mackie (2001) de tipo no lineal, y que utiliza el método de gradientes conjugados para la minimización de la función objetivo. El programa invierte para una malla de diferencias finitas 2-D definida por el usuario, de bloques de resistividad constante, extendida lateralmente y en profundidad, y que incorpora la topografía.

El problema inverso se puede escribir de la siguiente manera, donde se busca encontrar \mathbf{m} , a partir de \mathbf{d} :

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad (4.18)$$

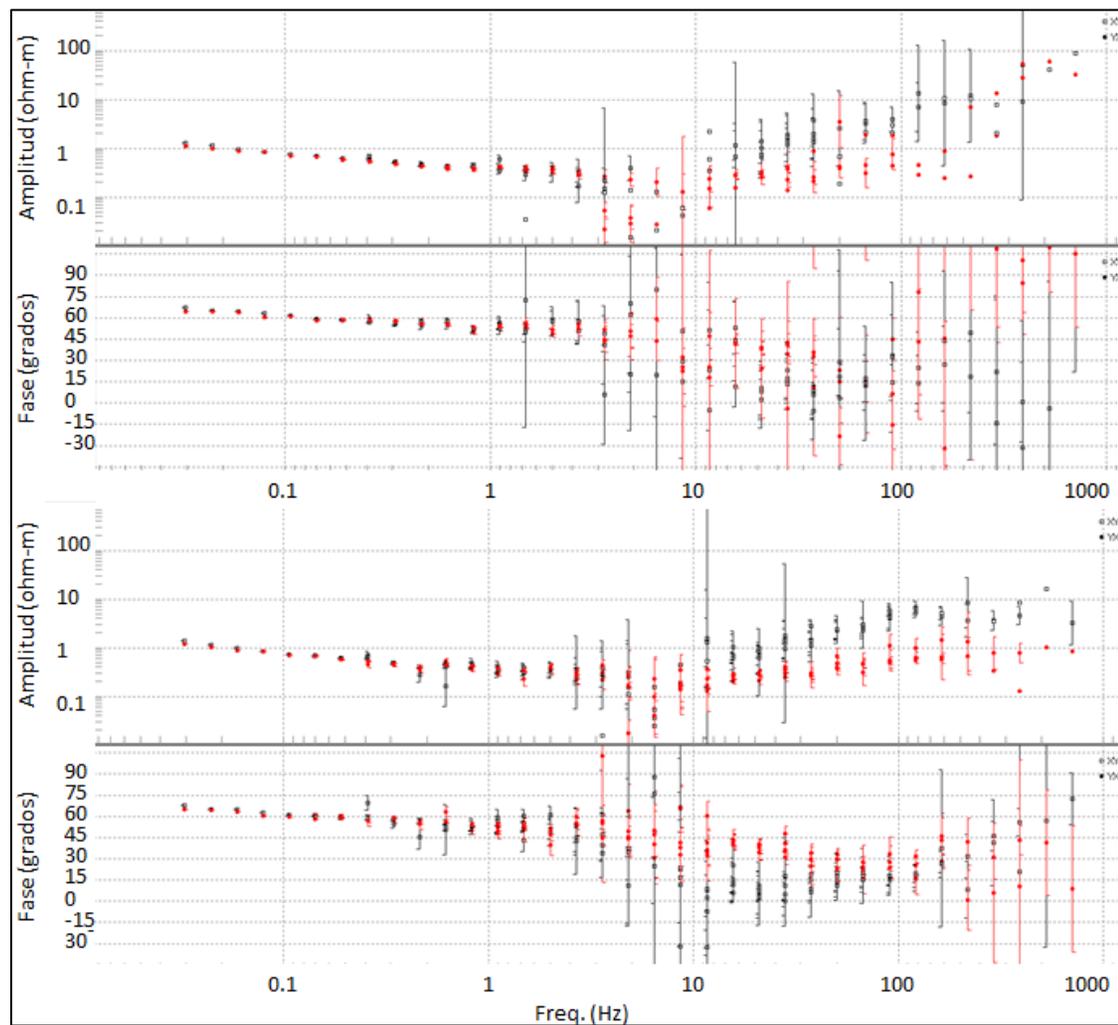


Figura 4.6: Curvas de resistividad aparente y fase resultantes del proceso en Mapros®. Arriba se muestra el resultado para una ventana de 16384 puntos. Abajo, para 2048. Negro: modo XY. Rojo: modo YX.

Donde \mathbf{d} es el vector de datos, \mathbf{m} es el vector del modelo, \mathbf{e} es el vector de error, y F es la función del modelo directo (“*Forward*”). El largo de \mathbf{m} corresponde a la cantidad de bloques de resistividad constante presentes en la malla.

El problema inverso se resuelve minimizando una función objetivo definida por:

$$\varphi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad (4.19)$$

Donde \mathbf{V} , \mathbf{L} , y λ son dados. \mathbf{V} es una matriz definida positiva que cumple el rol de varianza de \mathbf{e} . \mathbf{L} es una matriz que cumple un rol estabilizador, y λ es un parámetro de regularización positivo.

El detalle del algoritmo puede ser revisado en el trabajo de Rodi & Mackie (2001).

4.2.3. Software WinGLink®

Los archivos de entrada del software son de extensión .ascii y contienen las componentes del tensor de impedancia, transferencia geomagnética, resistividad aparente, fase, y sus respectivos errores, para cada frecuencia. Además se ingresan las coordenadas y la altura topográfica de cada sitio. Posteriormente se definen perfiles lineales que involucren sitios cercanos. En este caso se definieron 2 perfiles, uno perpendicular a la Falla de Mejillones, y el otro paralela a ella, tal como se muestra en la figura 4.2.

Luego, se suavizan las curvas de resistividad aparente y fase para cada sitio, con el módulo de edición del *software* y se realiza una inversión 1-D (en sentido vertical) con el método de Occam (Constable, C.S., Parker & Constable, C.G., 1987), como se muestra en la figura 4.7, donde la curva continua corresponde al modelo de la solución.

Finalmente se utiliza el módulo de inversión 2-D. Se cargan los datos del perfil a estudiar y se genera la malla. La malla se crea automáticamente según un rango de resistividad de estudio, y posteriormente se modifica por el usuario. Dentro de los parámetros de la inversión que se pueden modificar, los más importantes se describen a continuación:

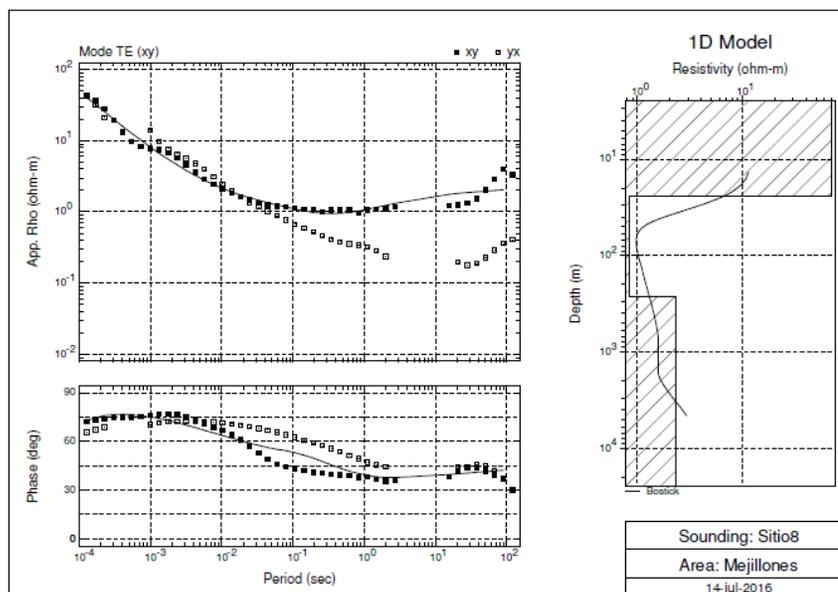


Figura 4.7: Inversión 1-D para el sitio 8. En líneas punteadas los datos, y en línea continua el ajuste del modelo. A la derecha se muestra el modelo de resistividad real. La zona achurada en la figura de la derecha corresponde a un modelo simplificado, ajustado a la curva.

- Datos utilizados en la inversión:

Se puede realizar la inversión incluyendo ambas polarizaciones (TE y TM) y la función de transferencia geomagnética (Hz), o solo una de ellas. En este caso, se hizo con todas las combinaciones, pero en general las curvas polarizadas magnéticamente (TM) no eran consistentes y presentaban mucho error en los datos, por los que se prefirió usar las curvas con polarización eléctrica (TE). Este efecto puede deberse a cierta influencia de torres de alta tensión, ubicadas en promedio a 4 km al este del área de medición (y a casi 1 km del punto 18), que afectan los datos magnéticos en dirección N-S. Otra explicación puede ser el efecto 3D que genera el mar (conductor importante) a frecuencias bajas.

- Uso de curvas reales o suavizadas.

En este trabajo se utilizaron las curvas suavizadas, minimizando de este modo la influencia de ruido antrópico, de redes de alta tensión, antenas de celular, y proximidad de la ciudad.

- Parámetros de inversión suavizada:

El parámetro importante es el valor τ que controla el compromiso entre ajustarse lo mejor posible a los datos y la suavidad del modelo. A mayor el valor de τ mayor la suavidad del modelo. Tras probar con varios valores se llegó a un valor de 3.

- Función de ponderación:

Determinado por los valores α y β tienen la función de controlar la información estructural lateral y en profundidad. El factor β tiene incidencia en la rugosidad del modelo en profundidad, y en el espesor de los bloques. Para este trabajo se utilizó un valor de 3.

Una vez definidos los parámetros se procede a realizar la inversión.

4.3. Método sísmico

El método sísmico permite estimar las propiedades elásticas y dinámicas de un sitio. En particular, el objetivo de este método para la presente investigación es obtener un perfil de velocidades de onda de corte en profundidad, y con esto crear un modelo petrofísico que sea representativo de la zona, con el fin de entender posteriormente su comportamiento dinámico

La campaña de terreno del método sísmico se realizó en dos períodos distintos, Julio 2015 y Febrero-Marzo 2016. En el primer período se realizaron distintos ensayos activos con arreglos lineales distribuidos en dos perfiles, uno perpendicular a la Falla de Mejillones y otro paralelo a ella, en la misma zona donde se ubicaban los sitios de MT,

TEM y de gravedad. En el segundo período, como complemento a los datos generados en 2015, se realizaron ensayos pasivos de geometría 2-D (hexágonos) en cinco puntos, 3 de ellos ubicados en el perfil perpendicular, y los restantes en el perfil paralelo.

4.3.1. Equipos y arreglos

Como fuente de energía, para los ensayos activos, se utilizó la caída libre de una masa de 500 kilos desde 4.5 metros de altura. Esta fuente fue facilitada por Geofísica TRV.

En relación a los sensores sísmicos (geófonos), para el caso de los perfiles activos de 235 metros, se utilizó para la adquisición de datos un equipo GEODE de Geometrics® asociado a dos sets de geófonos de 24 canales conectados en serie, formando un total de 48 geófonos, espaciados a 5 metros. Estos geófonos van enterrados cerca de 10 cm y miden la componente vertical de la velocidad de partícula y su frecuencia natural es de 4.5 Hz. Este valor indica el rango de validez del dato. Para frecuencias inferiores a la frecuencia natural, la respuesta deja de ser plana y cae rápidamente. La frecuencia de muestreo utilizada fue de 8000 muestras por segundo, y en cada zona de disparo se efectuaron 2 golpes, con un largo de registro de 4 segundos en cada uno.

Para el resto de los ensayos activos y los arreglos circulares pasivos se utilizaron sismómetros individuales modelo SS BHV de la marca SARA®, los cuales van enterrados completamente unos 20 cm por sobre su largo (80 cm). Estos miden velocidad de partícula en las 3 componentes y su frecuencia natural es de 0.5 Hz, por lo que permiten aumentar el rango de estudio en comparación a los geófonos. Cada sismómetro va conectado a un equipo de registro de la misma marca (modelo SL06) donde se configura la medición. El registro es continuo según hora GPS, por lo que existe sincronía entre todos los sensores de un mismo perfil. La frecuencia de muestreo fue de 300 muestras por segundo, y en cada zona de disparo se efectuaron dos golpes.

Los arreglos realizados entre las dos campañas fueron:

- Ensayo activo Geófonos 4.5 Hz:

Se realizaron 15 tendidos de 235 metros de longitud utilizando en cada uno 48 geófonos de 4.5 Hz espaciados a 5 metros. De estos tendidos, 9 se efectuaron siguiendo el perfil perpendicular a la falla, y los otros 6 tendidos a lo largo del perfil paralelo, como se muestra en la Figura 4.8. En todos los perfiles se realizaron disparos a 50 metros de cada extremo y en los geófonos 12, 24 y 36, utilizando una masa de 500 kilos liberada desde 4.5 metros, como se explica más adelante.

- Perfil activo Sismómetros 0.5 Hz a 100 metros:

Se realizaron 5 tendidos de 800 metros de longitud utilizando en cada uno 9 sismómetros, marca SARA®, de 0.5 Hz y espaciados cada 100 metros. 3 de estos tendidos fueron siguiendo el perfil perpendicular a la falla, y los otros dos el paralelo, como se muestra en la Figura 4.9. En todos los perfiles se realizaron disparos a 100, 200 y 300 metros de cada extremo y en el centro del perfil utilizando la fuente de 500 kilos.

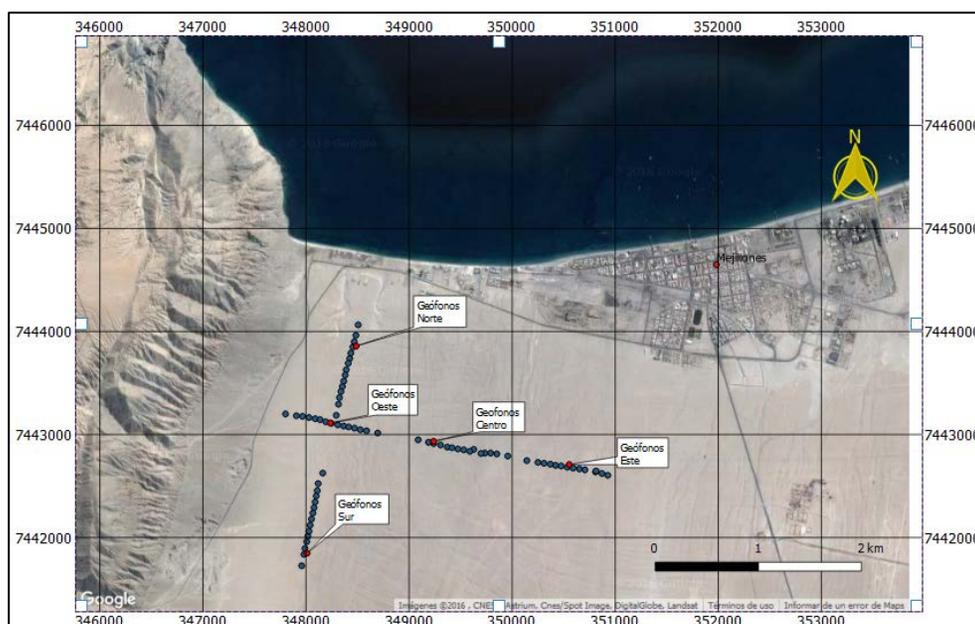


Figura 4.8: Distribución de los perfiles de geófonos de 4.5 Hz.

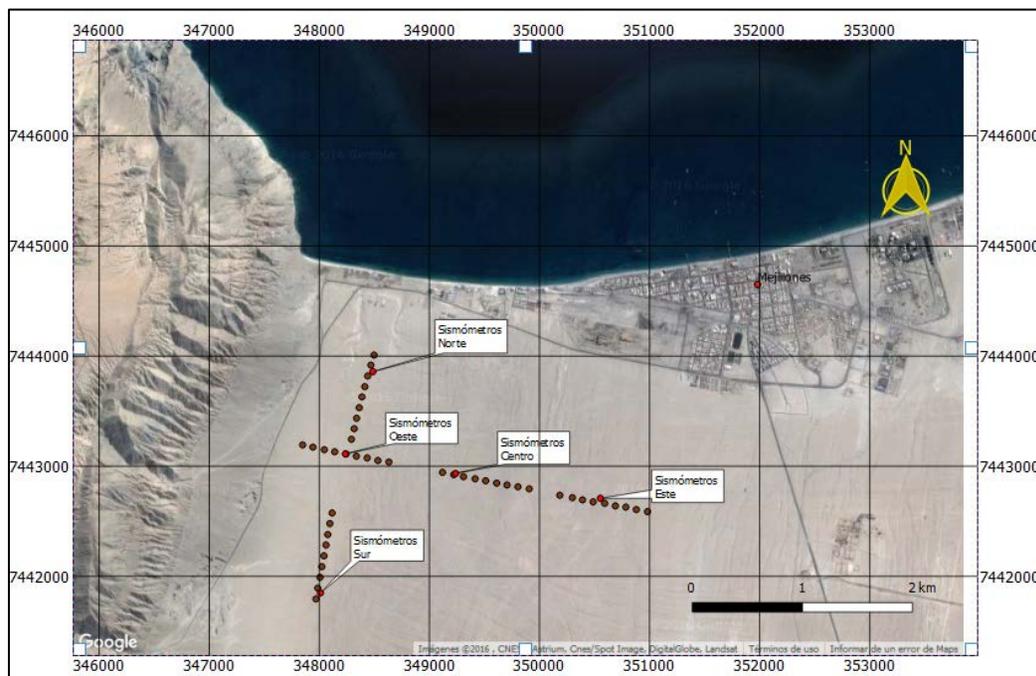


Figura 4.9: Distribución de los tendidos de sismómetros de 0.5 Hz, espaciados a 100 metros.

- Perfil pasivo hexagonal Sismómetros 0.5 Hz:

Se realizaron 10 arreglos hexagonales en 5 puntos distintos utilizando 7 sismómetros de 0.5 Hz. En cada sitio se realizaron dos arreglos. El primero formando un hexágono de lado 30 metros, y el segundo de 70 m, ambos con un sismómetro al centro. Cada punto se ubicó en la misma zona de los arreglos de geófono, es decir, 3 en el perfil perpendicular, y 2 en el perfil paralelo, como se muestra en la figura 4.10. Los equipos se dejaron registrando por 1-2 horas.

4.3.2. Proceso de los datos

El proceso de los datos se realiza mediante el Software GEOPSY®, el cual presenta una serie de funciones y algoritmos de proceso, y en su módulo gráfico permite organizar y trabajar con las series de tiempo registradas en terreno. En el caso del GEODE utilizado para los geófonos de 4.5 Hz, los archivos vienen ordenados por

posición y por tiempo, donde el tiempo cero corresponde al momento del golpe, lo que se logra a partir de un geófono adicional que cumple la función de *trigger* o gatillo activando el registro. Para el caso de los sismómetros, los archivos de entrada corresponden a ventanas de registro de 1 hora de medición según hora GPS. Por lo tanto, se deben cargar los archivos de cada sismómetro individualmente y ordenarlos por posición. En el caso de los ensayos pasivos, se tienen que combinar los archivos de diferentes horas para generar un sólo gran archivo con la duración del arreglo. En el caso de los activos, se debe buscar el momento del golpe manualmente en la serie de tiempo y cortar la curva desde ahí por una cierta duración. En este caso se utilizaron ventanas de 10 segundos. Este tiempo cero se obtuvo utilizando un *trigger* externo.

4.3.2.1. Ensayos activos

Para el proceso de los ensayos activos en GEOPSY se utilizó el módulo de análisis f-k, que considera una dirección conocida de propagación, y genera una curva de dispersión (frecuencia vs velocidad de fase) para cada golpe. Posteriormente se combinan las señales (*stacking*) en frecuencias para mejorar la razón señal/ruido. Esto se basa en la condición aleatoria del ruido, lo que hace que tienda a cero cuando se promedian señales. Luego del *stacking* se procede a identificar gráficamente la curva de dispersión característica del sitio, la que entrega para cada frecuencia un valor de velocidad de fase correspondiente al punto de mayor energía. Este proceso, también se realiza de forma automática o manual, eligiendo las zonas de mayor energía (color más rosado en la curva de dispersión). En la figura 4.11 se aprecian las curvas de dispersión de los 4 golpes en el perfil Oeste (sub-perfil Este) de geófonos, y al lado derecho de la figura el “*stacking*” de dichas curvas junto a la curva seleccionada gráficamente para la inversión (en negro).

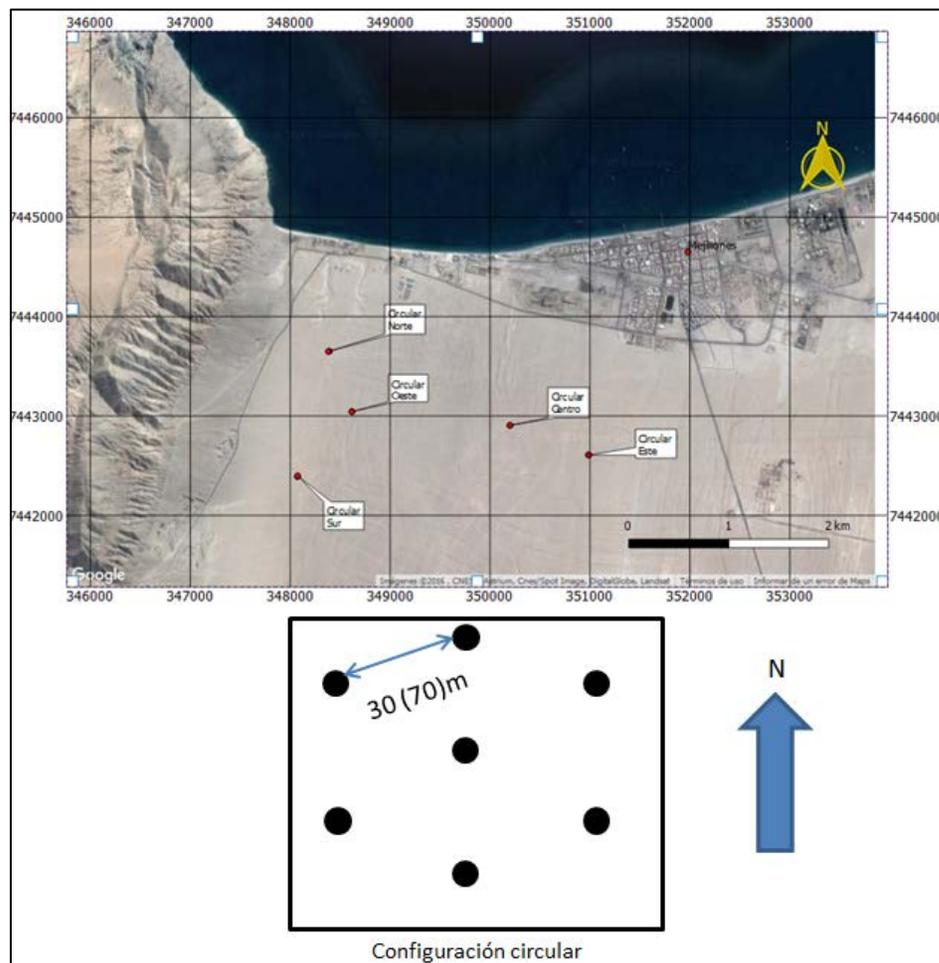


Figura 4.10: Arriba: disposición de arreglos bidimensionales (círculos rojos). En cada punto se realizaron dos mediciones, mediante hexágonos regulares de 30 y 70 metros de lado. Abajo: geometría del arreglo utilizado (hexágono regular de lado 30 y 70 metros).

Este proceso se realiza para todos los perfiles activos, tanto de geófonos de 4.5 Hz como de sismómetros de 0.5 Hz. El rango de validez de la curva de dispersión final que se elige depende de la calidad de la señal, de la frecuencia natural del equipo, y de los límites asociados a la geometría del arreglo, por lo que hay que tener en cuenta que porción de la curva que fue válidamente muestreada.

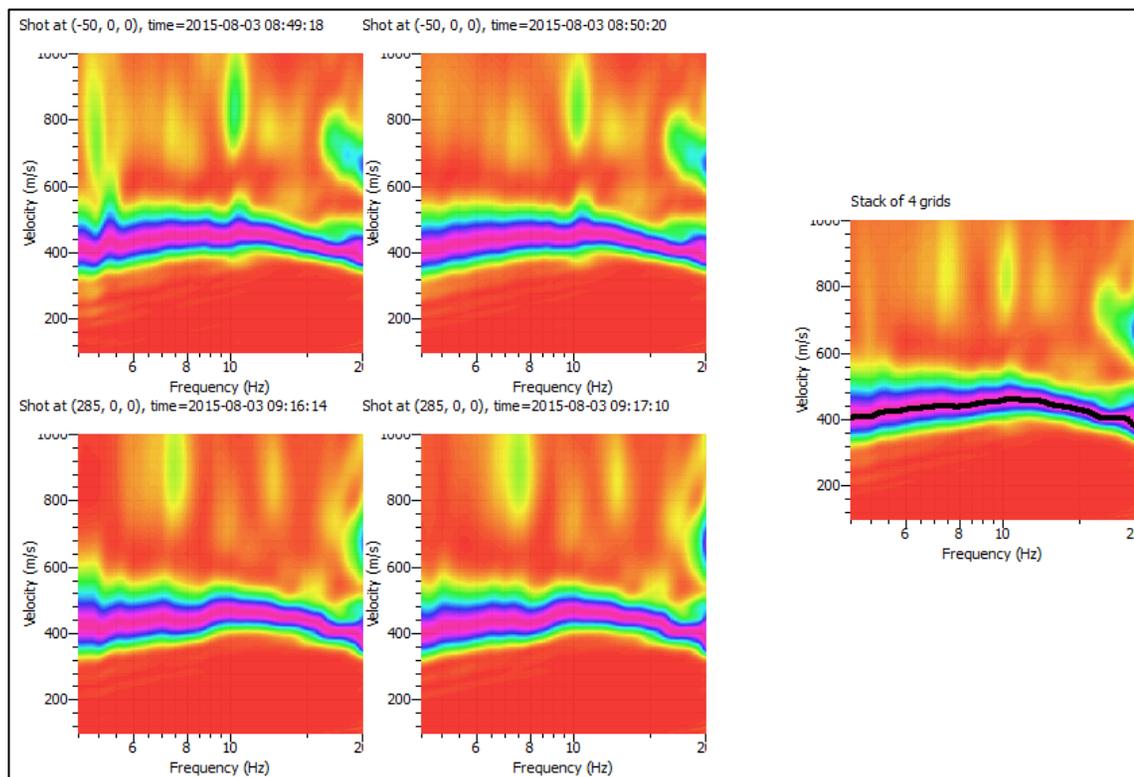


Figura 4.11: Disposición de arreglos bidimensionales (círculos rojos). En cada punto se realizaron dos mediciones, mediante hexágonos de 30 y 70 metros de lado.

4.3.2.2. Ensayos Pasivos

Para los ensayos pasivos, GEOPSY permite el análisis utilizando los módulos f-k para ensayos pasivos, H/V y SPAC. En este caso se utilizaron tanto el método f-k de alta resolución como el método SPAC para los arreglos bidimensionales (basado en la teoría desarrollada por Aki, 1957). Además, el método SPAC se utilizó para los arreglos lineales de sismómetros espaciados a 100m. El método H/V se efectuó en todas las posiciones en las que se ubicó un sismómetro, debido a que al registrar continuamente por varias horas, de manera automática se tienen registros de vibraciones ambientales, donde los golpes de los ensayos activos son fácilmente identificables.

Para el caso del método f-k se cargan directamente las curvas ordenadas por posición y por tiempo. Los parámetros de ajuste son las ventanas de tiempo elegidas, que en este caso son dependientes de la frecuencia (10 veces el recíproco de esta), el rango de frecuencias a estudiar, y los parámetros del grillado que dependen directamente de la geometría del arreglo. Además, la señal se filtra para considerar sólo aquella que tiene que ver con vibración ambiental, dejando fuera del proceso todas aquellas secciones donde se sobrepase cierto umbral definido como un porcentaje de la amplitud máxima. Este filtro tiene como objetivo eliminar todos los *peaks* asociados, por ejemplo, a los golpes de la fuente. En este caso se ocupa un umbral el 90 %.

El resultado consiste en una curva de frecuencia vs velocidad, donde la curva final se define eligiendo el valor de mayor energía para cada frecuencia, al igual que para el caso activo, donde además se entrega el valor de desviación estándar. Un ejemplo de la curva resultante de este método, para el arreglo 2-D de radio 70 metros, se muestra en la figura 4.12, con los límites teóricos asociados a la geometría del arreglo.

Para el caso del SPAC, el proceso es similar, pero hay que definir los anillos asociados al arreglo, que involucran todos los pares de receptores que se ubican a una misma distancia (con cierto rango de error). Luego, el proceso es similar al f-k, en relación a la elección de ventanas, filtros aplicados, y rango de frecuencias de exploración. El resultado que se obtiene son curvas de autocorrelación espacial, donde para cada frecuencia se entrega el promedio de este coeficiente y su desviación estándar, lo que posteriormente se relaciona con la velocidad de fase. En la figura 4.13 se muestran las curvas de autocorrelación para el arreglo bidimensional de 70 metros ubicado en el punto Este. La curva generada se carga con el módulo SPAC de GEOPSY®, donde se seleccionan las zonas donde la dispersión se observa con claridad en el histograma de la figura 4.14 (donde hay una gran concentración de puntos coincidentes). Esto se hace encerrando la zona deseada por curvas determinadas por los números de onda máximo y mínimo, y por líneas definidas por el usuario que acotan la posición donde se ve la curva. Un ejemplo de este proceso se observa en la figura 4.14,

donde además se superpone la curva de dispersión calculada con los geófonos de 4.5 Hz, en la misma zona.

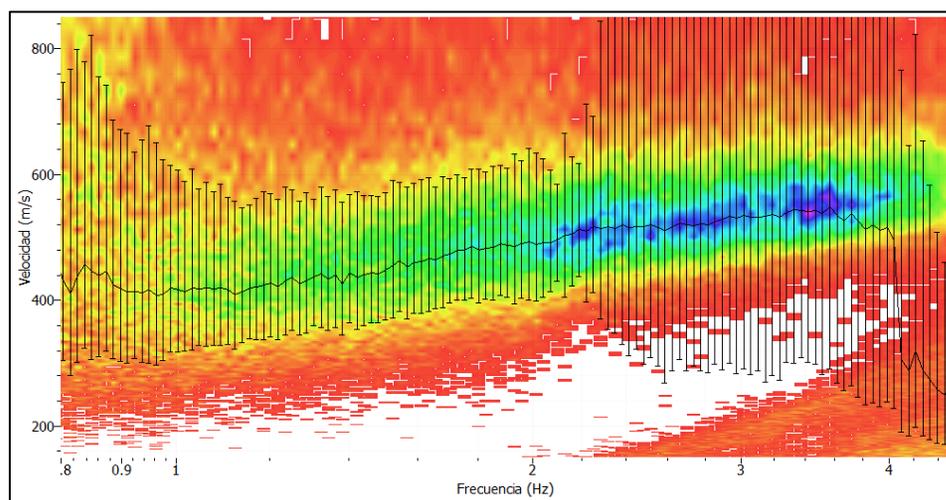


Figura 4.12: Resultado del análisis f-k de alta resolución para el arreglo pasivo hexagonal de lado 70 metros ubicado en el perfil Este.

Finalmente, para el método H/V el proceso es similar. Sin embargo, aquí se cargan las tres componentes de la aceleración. El software GEPOSY permite ejecutar este análisis, pero para esta investigación, se utilizó una rutina MatLab® desarrollada por Luis Podestá, que utiliza la transformada de Stockwell de las series de tiempo en lugar de la transformada de Fourier. En este caso se utilizaron ventanas de 60 segundos, y un rango de frecuencias de 0.1 a 15 Hz, para series de tiempo de entre 1 y 2 horas de duración. En la figura 4.15 se muestra un resultado para un punto central del perfil Este de sismómetros espaciados a 100 metros. Se observa un período predominante muy bajo (0.17 Hz) con una gran amplitud H/V, y un segundo *peak* más pequeño cerca de los 6 Hz.

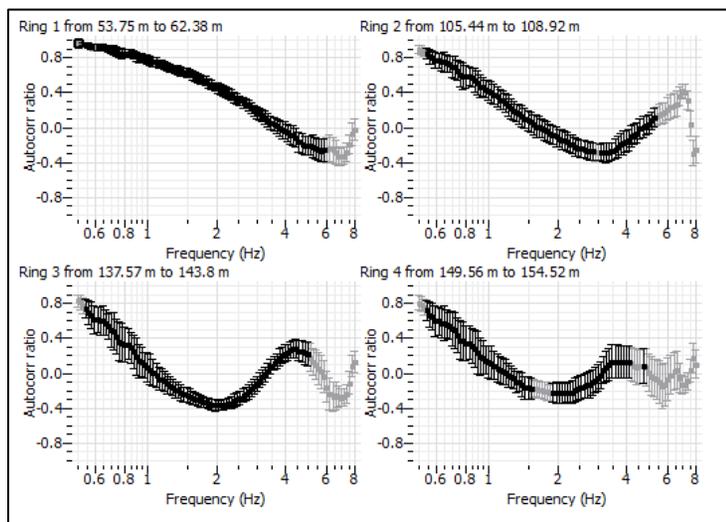


Figura 4.13: Curvas de autocorrelación resultantes del método SPAC para el arreglo hexagonal de 70 metros ubicado en el punto Este.

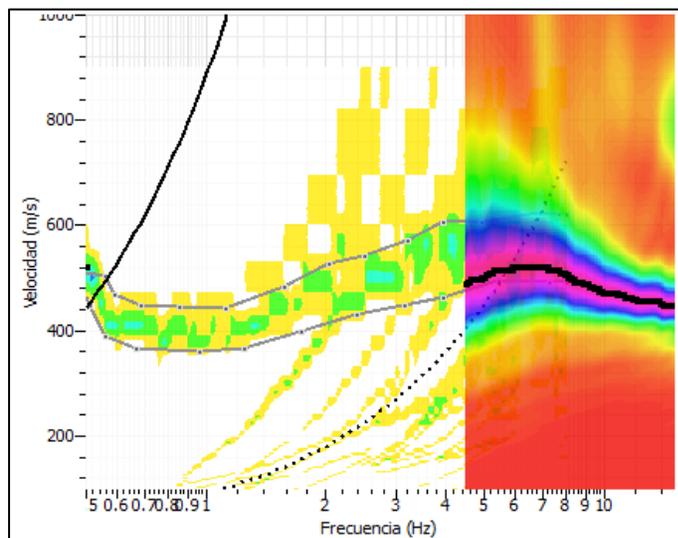


Figura 4.14: Curva de dispersión asociada a los resultados del método SPAC para el arreglo hexagonal de 70 metros ubicado en el punto Este. Superpuesta, la curva de dispersión asociada al arreglo de geófonos de 4.5 Hz en la misma zona. Las curvas grises son definidas por el usuario.

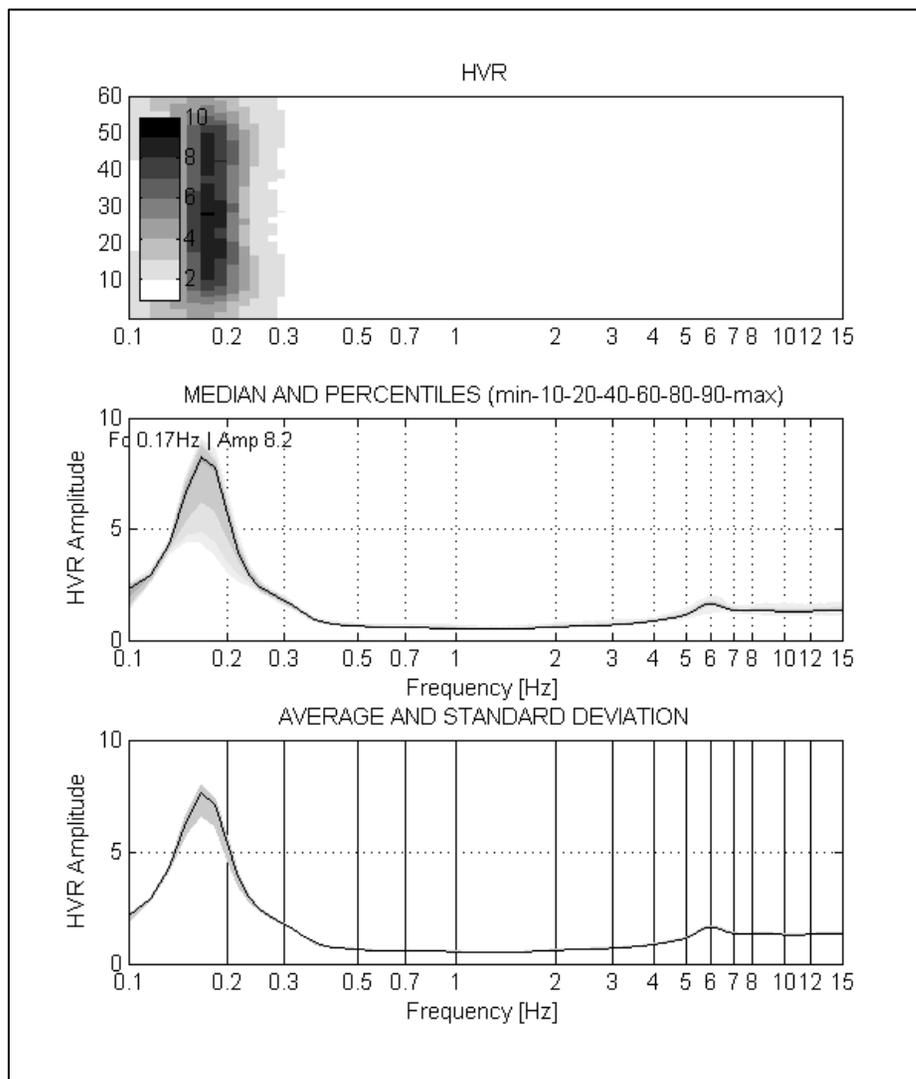


Figura 4.15: Resultado del método de razones espectrales H/V en un punto central del perfil Este.

4.3.3. Inversión

Para la inversión de los datos se utilizó el programa DINVER, que es parte del paquete de GEOPSY. Aquí el objetivo es obtener un modelo estratificado horizontalmente de velocidad de corte en profundidad que tenga un comportamiento acorde con las observaciones de terreno (curvas de dispersión y autocorrelación). El

método que ocupa el *software* para el proceso de inversión es el Algoritmo del Vecindario (Neighborhood Algorithm, o NA) desarrollado por Sambridge (1999) y luego modificado por Wathelet (2008), que se trata de un algoritmo de búsqueda global basado en la división del espacio en celdas de Voronoi, que se definen como la región que encierra todos los puntos del espacio que se encuentran más cerca de un punto particular dentro de un grupo finito de elementos (Sambridge, 1999). El proceso se muestra en la figura 4.16, y en términos simples consiste en generar una cantidad finita de modelos (N_{s0}) en el espacio de los parámetros de estudio, y luego dividir este espacio en N_r celdas de Voronoi. Una vez dividido se eligen aquellas celdas que presenten un mejor ajuste con los datos, en las cuales se generan una nueva cantidad de muestras (N_s). Este proceso se repite para una cierta cantidad máxima de iteraciones. A diferencia con un método basado en Montecarlo, el NA trata de guiar la generación aleatoria de muestras con los resultados obtenidos en muestras anteriores (Wathelet, 2008). Wathelet modifica este método permitiendo incorporar condiciones entre los parámetros, como relaciones entre V_s y V_p , o entre los espesores de las capas.

Entre las ventajas de este método está el hecho de que no requiere de una solución inicial para realizar el proceso de inversión, y la exploración del espacio factible de combinaciones de parámetro es bastante completa. Además, no recurre a supuestos de linealidad en la resolución del problema, lo que permite diferenciar mínimos locales del mínimo global (Humire, 2013).

El *software* de inversión recibe como parámetros de entrada las curvas de dispersión, tanto de los ensayos activos como de los ensayos pasivos, además de las curvas de autocorrelación. Una vez cargadas estas curvas se procede a generar distintos modelos, con una configuración especial de parámetros. En particular, para cada modelo se asigna una cierta cantidad de capas, un rango de V_p y V_s y de espesor (m) para cada una de ellas, rangos de coeficiente de Poisson y densidad. Además, se pueden establecer relaciones entre las capas, como por ejemplo, imponer que la velocidad sea creciente en profundidad, o asociar las velocidades V_p de cada capa con su respectiva V_s . En este

trabajo la evidencia es consistente en sugerir una capa de menor velocidad bajo otra de mayor valor, por lo que no se utiliza la relación creciente en todas las capas. Finalmente, a cada modelo se le asignan límites de iteración, de celdas de Voronoi, y de modelos por celda.

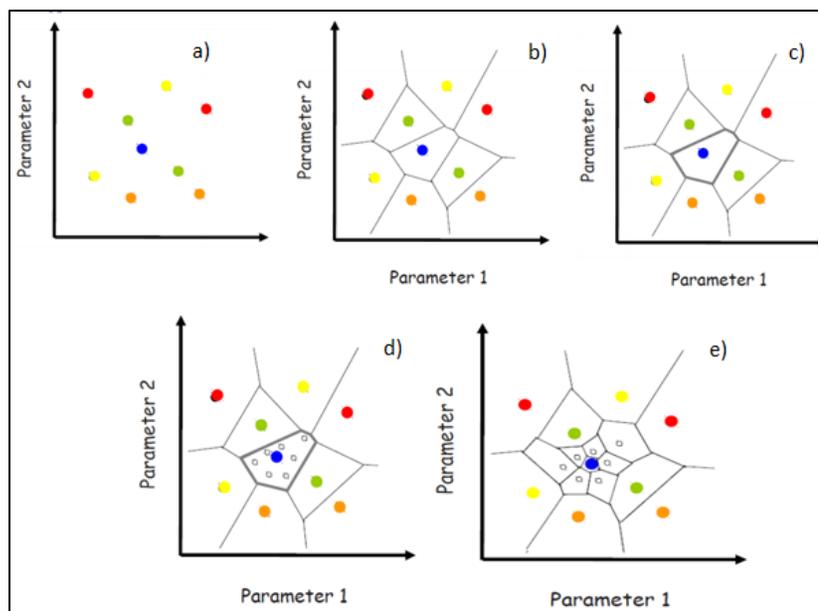


Figura 4.16: Proceso de división del espacio en celdas de Voronei en el algoritmo del vecindario (NA): a) generación de N_{s0} modelos, b) división del espacio en celdas de Voronoi, c) selección de las N_r mejores celdas, d) generación de N_s muestras dentro de las N_r , e) repetir hasta un número de iteraciones máximas.

Una vez iniciada la inversión, el programa trabaja para cada modelo hasta llegar al número máximo de iteraciones, o hasta alcanzar un *misfit* mínimo. El proceso consiste en minimizar este desajuste:

$$\text{Min } \text{misfit}^2$$

$$\text{misfit} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n_f} \frac{(X_{di} - X_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (4.20)$$

Los parámetros de la ecuación 4.20 se pueden ver en la figura 4.17

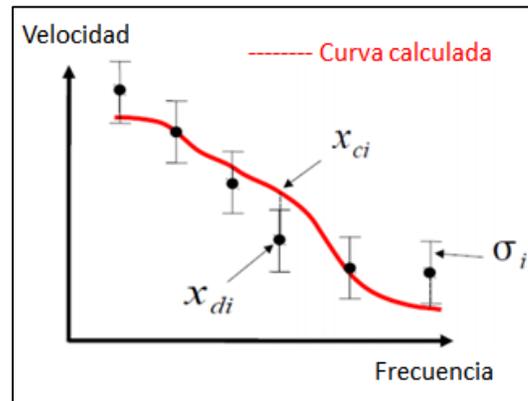


Figura 4.17: Descripción de las variables consideradas en el cálculo del *Misfit*.

5. RESULTADOS GEOFÍSICA

En este capítulo, en primer lugar, se presentan los resultados de los diferentes métodos geofísicos por separado. En segundo lugar, se realiza una discusión en conjunto de los resultados, para finalmente obtener un modelo geométrico y petrofísico de la cuenca sedimentaria de Mejillones, en el sector de estudio. Este modelo será utilizado en el Capítulo 6 para determinar la respuesta dinámica, ante eventos sísmicos.

5.1. Resultados método gravimétrico

Como se explicó en los capítulos anteriores, el método gravimétrico mide la aceleración de gravedad en cada punto, y luego de un proceso de los datos orientado al problema de una cuenca sedimentaria, se obtiene una anomalía de gravedad que es el producto de un contraste de densidad entre el relleno y el basamento. Una vez definido este contraste de densidad es posible modelar/invertir la anomalía de gravedad para obtener una estimación de la geometría de la cuenca.

En este contexto, al aplicar todas las correcciones físicas asociadas al estudio de una cuenca sedimentaria (ver descripción en sección 4.1.1), se obtiene la anomalía de Bouguer en la zona de estudio (Figura 5.1). La anomalía de Bouguer de figura 5.1 muestra los valores en los puntos de observación, y en las zonas donde no existe dato se realiza una interpolación utilizando el método de mínima curvatura, mediante el software Oasis Montaj®.

Para la estimación de la anomalía de gravedad residual se debe eliminar la tendencia regional (capítulo 4.11). Para estos efectos, se resta un plano calculado a partir de las mediciones en roca, donde se asume que la gravedad residual es cero, o casi nula. Esto es razonable considerando el tipo de rocas que componen los afloramientos a ambos extremos de la zona de estudio, y las densidades que se obtuvieron de las muestras, donde los valores se diferenciaban del valor de densidad de basamento utilizado en el proceso (2.67 g/cm^3) en menos de 0.1 g/cm^3 , es decir ambos extremos

forman parte de la gravedad regional del área de estudio. Utilizando la ecuación 4.4, esta diferencia genera un error máximo de cerca de ± 4 mGal de anomalía de gravedad por kilómetro de espesor.

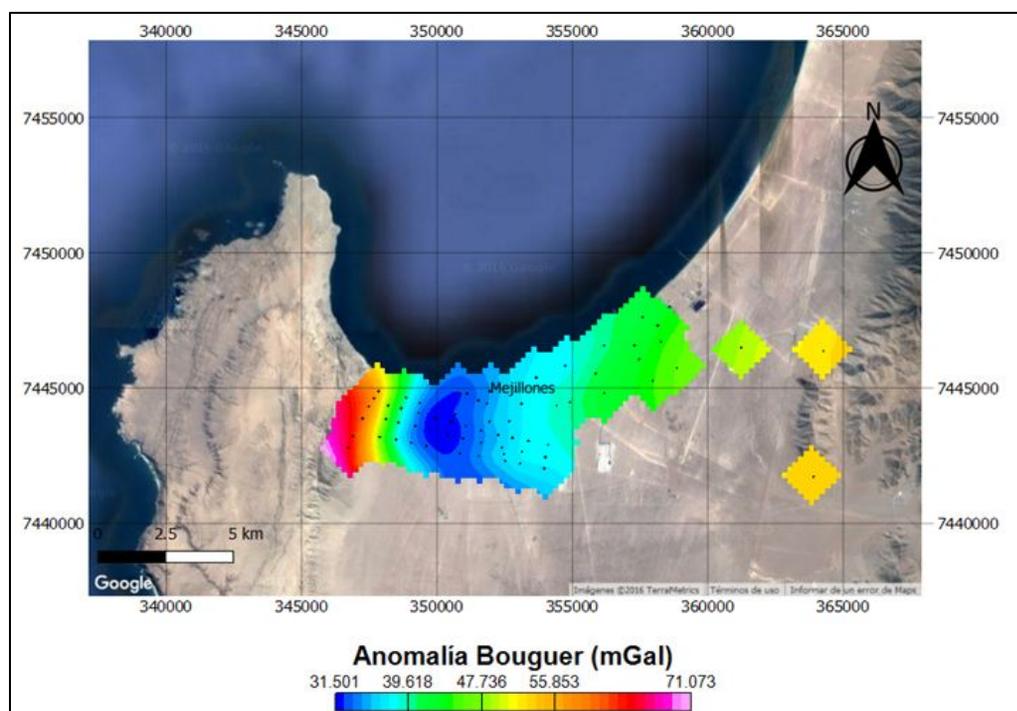


Figura 5.1: Anomalía de Bouguer. Los puntos negros indican las estaciones de gravedad medidas en esta investigación.

En base a esto último, el plano regional de gravedad que se restó a los datos se presenta en la figura 5.2. Aquí se puede ver la tendencia de la gravedad a disminuir hacia el Este debido a los defectos de masa asociados a la raíz de la cordillera de los Andes, explicada en el capítulo metodológico. Además, se puede apreciar que hay una componente de la disminución que se dirige al norte, que posiblemente se deba a efectos locales de masas rocosas ubicadas en esa dirección, que se atribuyen también a un efecto regional.

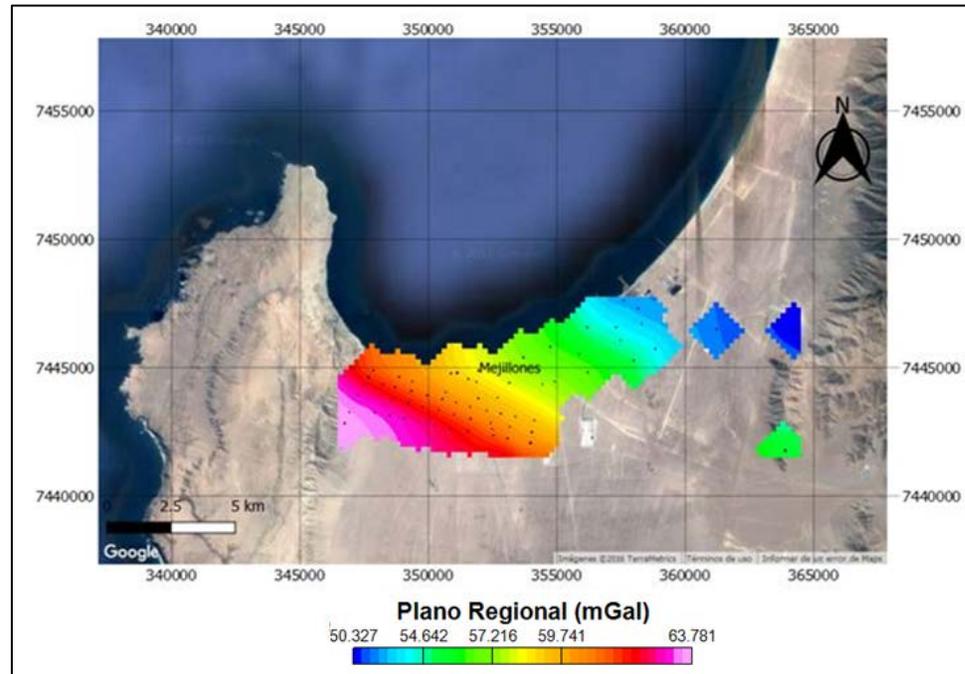


Figura 5.2: Plano regional. Los puntos negros indican las estaciones de gravedad medidas en esta investigación.

La anomalía residual, asociada al contraste de densidad de los sedimentos con respecto a la roca, se calcula restando el plano regional a la anomalía de Bouguer. Esta anomalía residual se presenta en la figura 5.3.

La figura 5.3 muestra una fuerte anomalía de gravedad negativa (casi -30 mGal) en la porción centro-occidental de la cuenca sedimentaria, lo que se asocia a mayores espesores de sedimentos, debido a un defecto de masa con respecto a la roca basal. El depocentro de esta cuenca se ubica hacia el este de la Falla de Mejillones (línea negra en la figura 5.3) con un fuerte gradiente hacia ella (hacia el oeste), mientras que hacia el Este, la anomalía tiende a disminuir de manera más suave, con un gradiente menor. Esta forma de la anomalía de gravedad se puede asociar a la geometría de hemi-graben del área de estudio (por ejemplo Muñoz & Rivas, 2012; González, 2013). Hacia ambos extremos se observan valores cercanos o mayores a cero, correspondiente a la roca que

aflora. Además, se puede observar que las variaciones en la cuenca son principalmente en dirección WE, mientras que en la dirección NS no se presentan grandes variaciones.

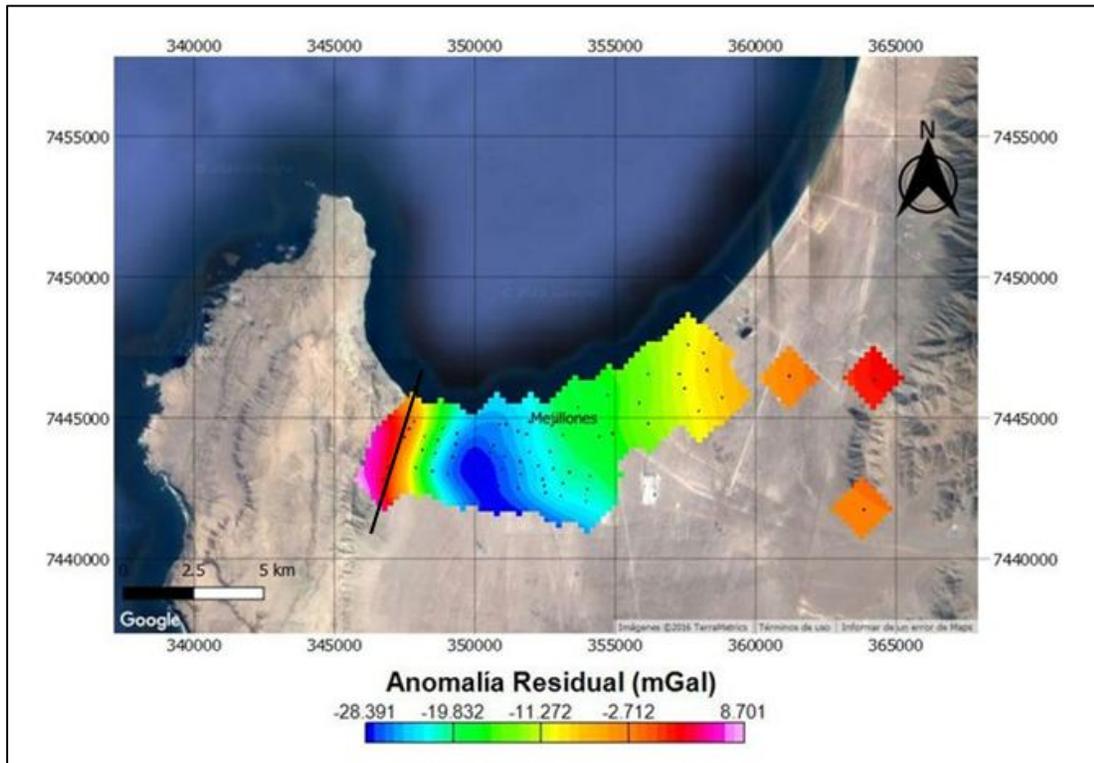


Figura 5.3: Anomalía residual de gravedad. Los puntos negros indican las estaciones de gravedad medidas en esta investigación. La línea negra representa una porción de la traza de la Falla de Mejillones.

La anomalía residual permite tener una idea de la geometría de la cuenca, donde los mayores valores negativos se asocian a mayores profundidades. Sin embargo, el valor de profundidad depende directamente de las diferencias de densidades entre los sedimentos que rellenan la cuenca, y las rocas sobre las que se soporta. Por lo tanto, como no se conoce con exactitud la distribución de densidades en el relleno sedimentario, ni las densidades de las rocas del basamento, es necesario simplificar la solución a un modelo que se asemeje a la realidad. Para esto, se asume un sólo cuerpo de densidad constante que represente a los suelos de relleno, y un cuerpo rocoso que represente al basamento.

Con el fin de determinar la geometría del sistema, se realiza, en primer lugar, una modelación 2D del problema utilizando un perfil recto representativo de la zona (sobre el cual se realizaron, además, arreglos sísmicos y electromagnéticos) que se aprecia en la figura 5.4. Para la modelación se utiliza el software Modelvision®, el cual permite calcular la respuesta gravimétrica de uno o más cuerpos de cierta geometría y valor de densidad. Para esto, se ingresan los perfiles procesados de gravedad, junto a los datos de posición de los puntos, y una grilla topográfica de la zona de estudio. Posteriormente, se ingresa la densidad del basamento de referencia, y se agregan cuerpos en el espacio con un contraste de densidad con respecto a este, hasta que la respuesta gravimétrica para una geometría dada de cuerpos anómalos se ajuste a las observaciones.

En la figura 5.5 se muestra la modelación para el perfil perpendicular de la figura 5.4. Para esto se utilizó un polígono de relleno sedimentario con un contraste de densidad de 1.2 g/cm^3 con respecto al basamento.

La figura 5.5 permite distinguir una cuenca sedimentaria en un ambiente de hemi-graben, caracterizada por una pendiente fuerte hacia el oeste, mientras que hacia el este tiende a ser más suave. La profundidad máxima de la cuenca en el perfil es de 640 m.b.n.m (metros bajo el nivel del mar), y se ubica a aproximadamente 3 km al este de la Falla Mejillones. Además se ve un segundo depocentro ubicado a la derecha del principal. La forma del modelo en la mitad Este no es necesariamente representativa debido a que no se tomaron puntos en esa porción, pero, de todas formas, se observa una disminución de la profundidad de la cuenca en dirección este.

Como se expresó anteriormente, la profundidad de la cuenca depende fuertemente del contraste de densidad. Así, si este disminuye, se necesita de espesores mayores para igualar la gravedad observada. En la figura 5.6 se muestra la misma modelación, pero con un contraste de densidad de 1 g/cm^3 con respecto al basamento. Se puede observar una cuenca con la misma forma que la anterior, pero con profundidades mayores, alcanzando un valor máximo de 810 m.b.n.m, casi 200 metros más que en el

caso anterior. Ese contraste de densidad, corresponde a un valor promedio para toda la cuenca sedimentaria, y corresponde a una simplificación del problema.

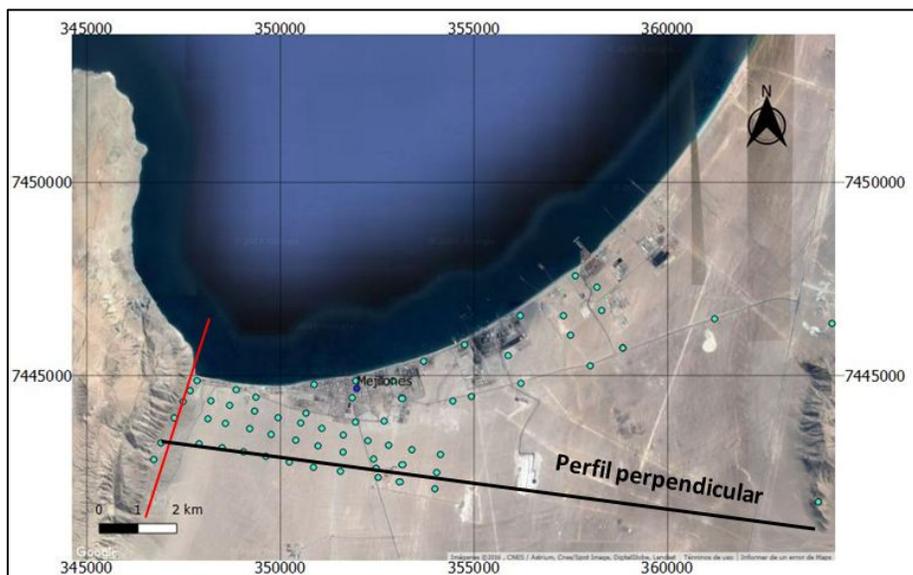


Figura 5.4: Perfil perpendicular a la falla usado para la modelación 2D de la anomalía de gravedad. En rojo se presenta una porción de la Falla Mejillones.

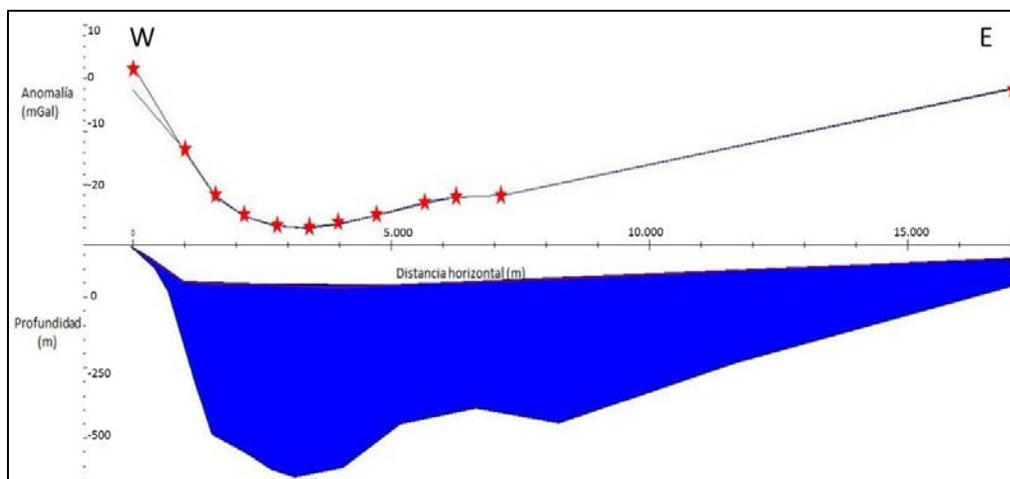


Figura 5.5: Modelación gravimétrica perfil perpendicular a la falla. Arriba: anomalía medida (curva negra) y anomalía modelada (azul). Las estrellas rojas representan los puntos medidos. Abajo: el polígono azul corresponde a la cuenca sedimentaria modelada con un contraste de densidad 1.2 g/cm^3 .

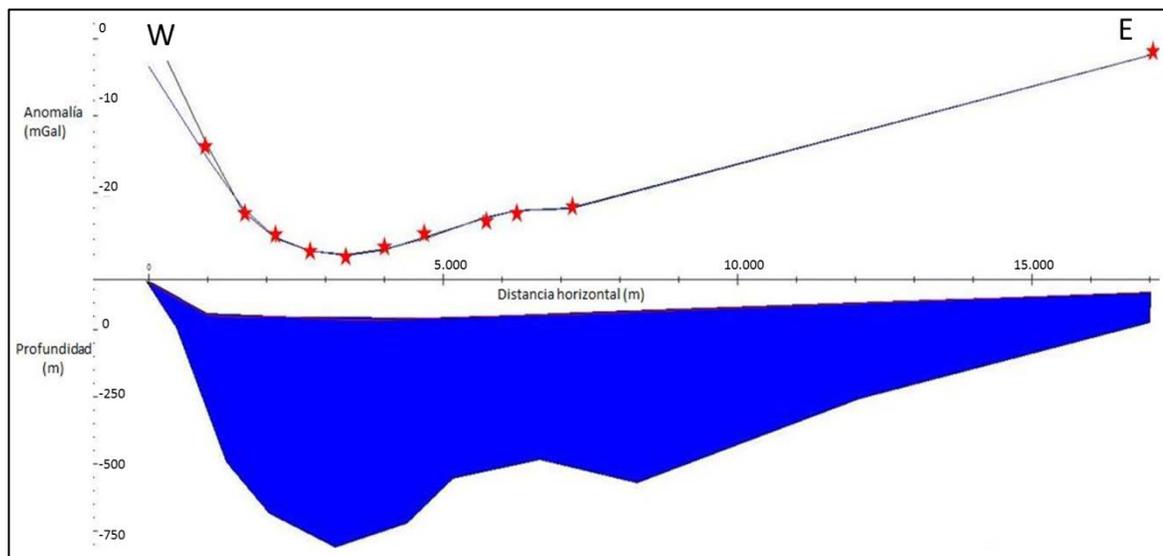


Figura 5.6: Modelación gravimétrica perfil perpendicular a la falla. Arriba: anomalía medida (curva negra) y anomalía modelada (azul). Las estrellas rojas representan los puntos medidos. Abajo: el polígono azul corresponde a la cuenca sedimentaria modelada con un contraste de densidad 1.0 g/cm^3 .

Para determinar este contraste es necesario tener una idea de los valores de densidad de los sedimentos. Esta información se puede obtener de sondajes en el área, u otro tipo de información geológica/geotécnica, o mediante el complemento con otros métodos geofísicos, como se detalla más adelante.

Adicionalmente a los modelos 2D se realizó una inversión 3D de los datos de gravedad. Para esto se utilizó una rutina MatLab® implementada en Yáñez et al. (2015), explicada en 4.1. Aquí, se ingresa como dato de entrada, la grilla de anomalía residual y el contraste de densidad, y el resultado corresponde a la profundidad de basamento. En la figura 5.7 se muestra el resultado de esta rutina, para un contraste de densidad de 1.2 g/cm^3 .

En la figura 5.7 se puede ver que las profundidades máximas son del orden de 750 m.b.n.m, aunque en los extremos del modelo resultante las soluciones no son confiables, debido a problemas de borde. Se puede apreciar que la forma de la cuenca

tiene una forma muy parecida a la anomalía residual. El error alcanzado en la última iteración es de 1 mGal, que corresponde al 3% de la máxima anomalía.

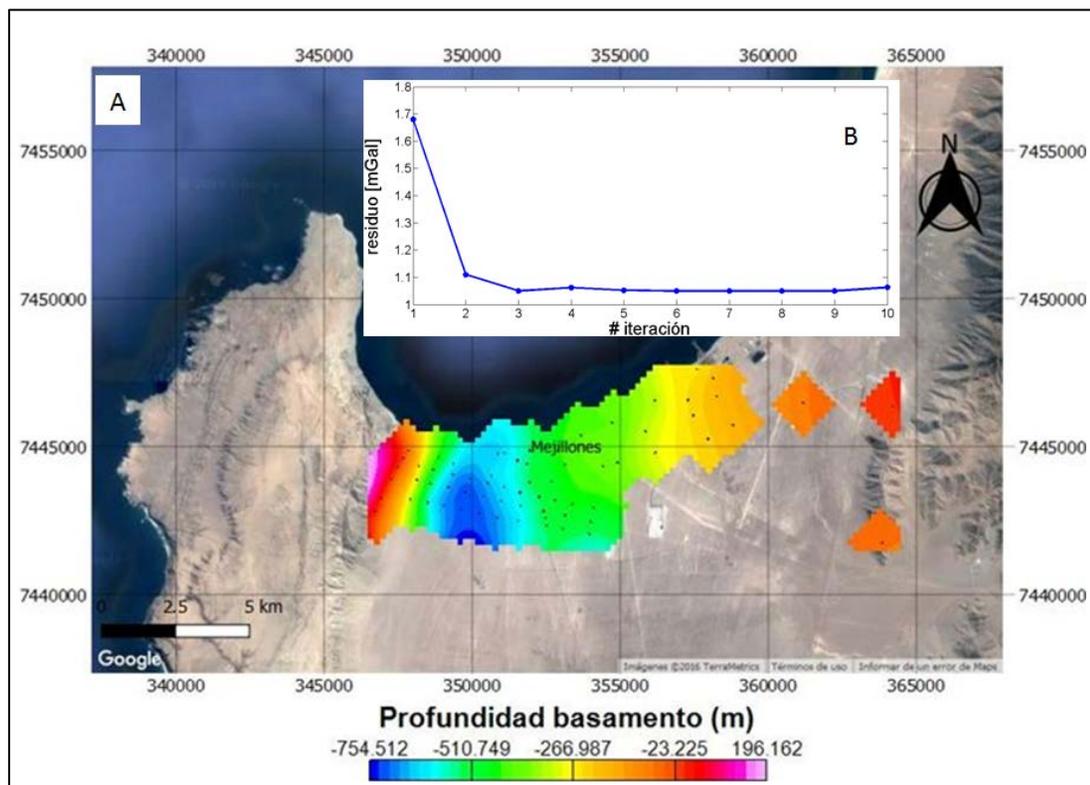


Figura 5.7: A) Profundidad de basamento resultante de la inversión 2D. B) Error de ajuste en cada iteración entre la respuesta calculada y la observada.

En la figura 5.8 se muestra una comparación entre las profundidades de basamento obtenidas con el modelo 2D y la inversión 3D, en el perfil perpendicular a la Falla Mejillones. Ambas soluciones fueron generadas con un contraste de densidad de 1.2 g/cm^3 . Se puede apreciar una gran similitud en las soluciones. La curva resultante de la inversión 3D alcanza en general mayores profundidades (en la zona donde hay dato), y una geometría más suave.

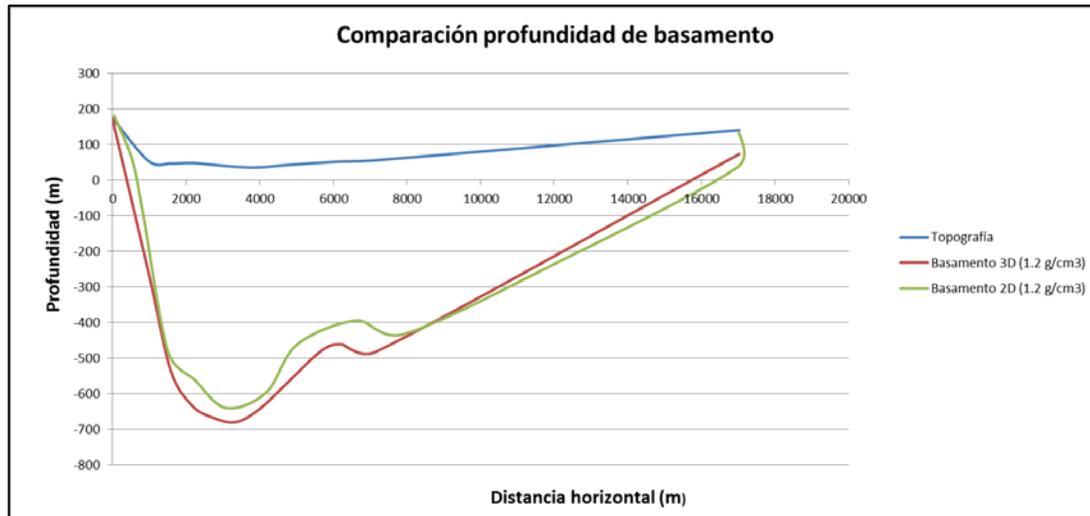


Figura 5.8: Comparación soluciones 2D y 3D para la profundidad de basamento en el perfil perpendicular a la Falla.

5.2. Resultados método magnetoteléurico

Como se explicó en los capítulos anteriores, el método magnetoteléurico permite obtener un perfil de resistividades a profundidad a partir del análisis de la propagación de ondas electromagnéticas en la Tierra. Estos valores de resistividad, con una interpretación cuidadosa y ajustada a la información de la geología y de otros métodos, se pueden asociar a tipos de suelos/presencia de napas freáticas (conductores eléctricos relativos), y la existencia de un basamento rocoso (resistivos eléctricos relativos). Para el caso de estudio, el objetivo del método es alcanzar resistividades que puedan atribuirse a un basamento, para complementar el análisis gravimétrico, y para relacionar las propiedades eléctricas del subsuelo, con su densidad y otras propiedades geotécnicas.

Del proceso de los datos, se obtiene una curva de resistividad aparente vs período, como la de la figura 4.7, donde este último da una idea de la profundidad a la que se encuentra el dato. Posteriormente, con un proceso de modelación e inversión, se logra llevar esta información aparente, a un valor de resistividad real en profundidad,

para cada sitio. La modelación integrada de todos los puntos en un perfil, permite generar una solución 2D al problema.

Previo a los procesos de modelación e inversión se realiza una revisión de los perfiles obtenidos del proceso, para cada sitio. El objetivo es suavizar las curvas de resistividad aparente, fase y *tipper* (o función de transferencia geomagnética), para eliminar puntos que se alejan de la tendencia, debido a ruido o efectos externos. Un ejemplo de esto se muestra en la figura 5.9, donde se presenta este proceso aplicado al sitio 14 (según la figura 4.3). El primer cuadro muestra las resistividades aparentes para los modos TE y TM (ecuación 3.23), el segundo las fases (ecuación 3.19), y el último el *tipper* (ecuaciones 3.28 y 3.29), todos graficados en función del período, en segundos.

De la figura 5.9, se puede ver, en primer lugar, que las curvas de resistividad aparente ρ_{xy} y ρ_{yx} parten casi iguales y se empiezan a distanciar en períodos mayores (cerca de los 2 segundos en el sitio 14), lo que indica que a partir de los 2 segundos el problema deja de ser 1D y pasa a tener efectos en las otras direcciones. Lo mismo se puede ver en la magnitud del *tipper*, la cual empieza a aumentar a partir de los 2 segundos aproximadamente, lo que indica que existe un contraste horizontal de resistividad a mayor profundidad. En el mismo cuadro C, el parámetro ‘Z skew’, representa un parámetro de la dimensionalidad del tensor de impedancia, y según Friedrichs (2007), si este es menor que 0.3, se puede considerar que no hay efectos 3D. Finalmente, en el caso de las fases (llevadas al primer cuadrante, para mejor visualización), en ambos modos se aprecia una disminución a partir de los 2 segundos, y hacia los períodos más grandes tiende a volver a aumentar acercándose a un valor de 45° asociado a un semi-espacio.

En la figura 5.9, las líneas continuas en los cuadros A y B corresponden a la suavización de las curvas de resistividad aparente y fase, a partir de los datos originales, y serán las que se usarán en los procesos de inversión.

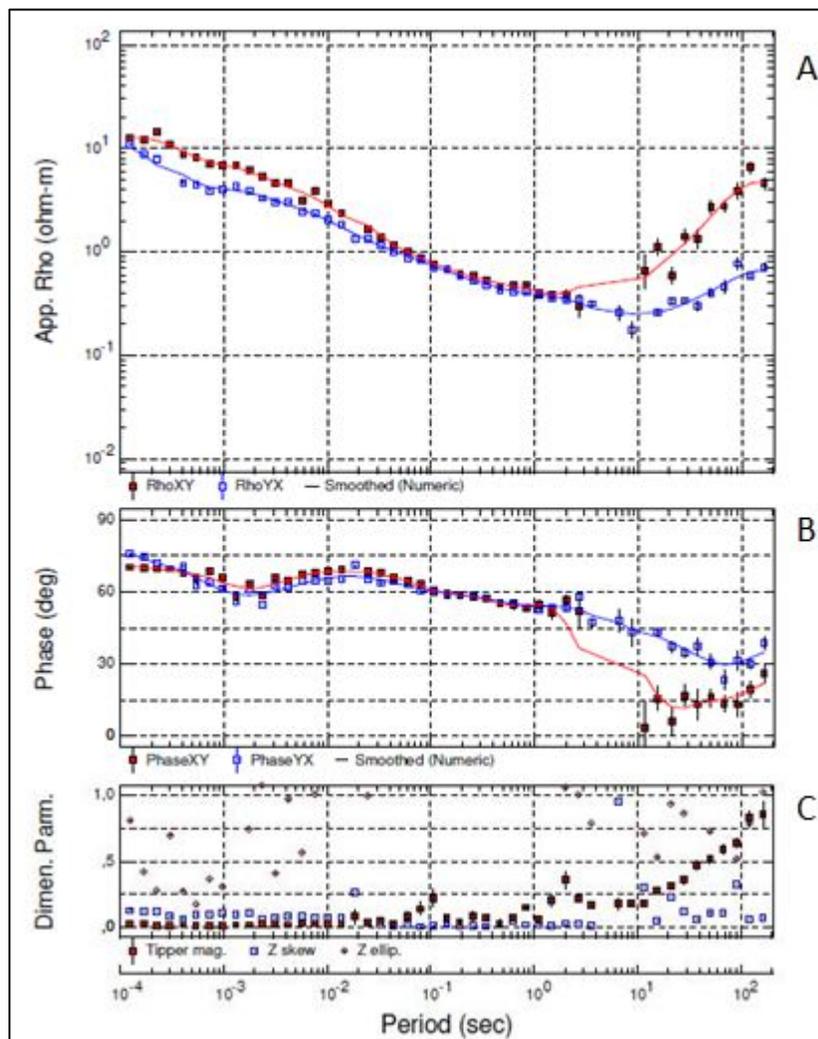


Figura 5.9: Sitio 14. A) curvas de resistividad aparente. B) curvas de fase. C) curvas de *tipper*. En los cuadros A y B las curvas continuas corresponden a las curvas suavizadas.

5.2.1. Inversión 1D

En primer lugar, se realizó una inversión 1D para cada sitio individual, lo que entrega un modelo de resistividad vs profundidad bajo el punto medido. Si el medio fuese perfectamente 1D, este resultado sería el caso real. Si existen variaciones laterales de resistividad, la curva de resistividad se verá afectada según la cercanía y la amplitud de estas variaciones, entregando un resultado que diferirá de la condición real. Simpson

& Bahr (2005) engloban este efecto en el concepto de largo horizontal de ajuste, que es la distancia horizontal en la que la función de transferencia es sensible a variaciones laterales de la resistividad, a un cierto período. Los mismos autores proponen que anomalías en conductividad ubicadas en un rango de 2-3 veces la profundidad de penetración (para cierta frecuencia), pueden generar efectos en las curvas de resistividad aparente, lo que hace que a mayores profundidades las diferencias sean mayores en las curvas.

Para la inversión 1D se utilizó el software WinGLink®, el cual permite modelar manualmente un perfil de resistividad estratificado, o realizar una inversión computacional mediante el método de Occam (sección 4.2.4). En la Figura 5.10 se presenta un ejemplo de un modelo 1D de 5 capas que se ajusta a la curva observada en el sitio 14. Aquí, la solución para este sitio, con un buen ajuste, indica que aparece un conductor muy fuerte de menos de 1 ohm-m a los 50 metros de profundidad, el cual alcanza una potencia, de casi 650 metros, para finalmente salir a un medio más resistivo de 30 ohm-m.

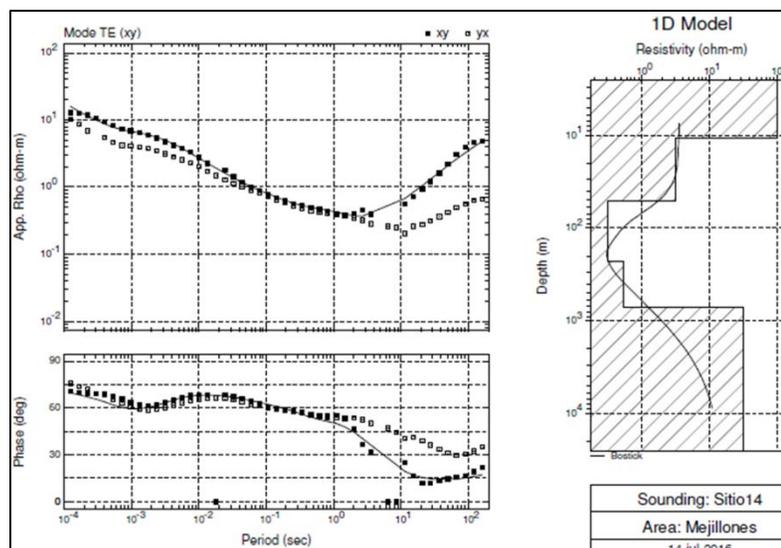


Figura 5.10: Modelo 1D para el sitio 14 (Modo TE, la curva de TM no modela en este ejemplo). Izquierda: en continuo se muestra el ajuste con respecto al dato observado (punteada). Arriba: Resistividad aparente. Abajo: Fase. A la derecha se presenta el modelo de capas resultante.

Los valores de resistividad inferiores a 1 ohm-m son extremadamente conductores, y son raros de encontrar en ambientes típicos de cuencas sedimentarias. Estos valores son del mismo orden que los valores que arrojan los resultados del método TEM, como se muestra en el anexo A. Por esta razón, el método TEM fue insuficiente para alcanzar las profundidades deseadas, y se optó por MT que permite alcanzar mayores profundidades de observación. En la discusión de los resultados se aborda este tema de manera más detallada, pero en una primera instancia, estos valores extremos se pueden deber a la presencia de agua de mar salina (ejemplo, en la figura 3.7), y la salida a valores razonablemente altos de resistividad podría indicar la presencia de un medio más impermeable y denso, por ejemplo, la roca de basamento o sedimento de mayor densidad.

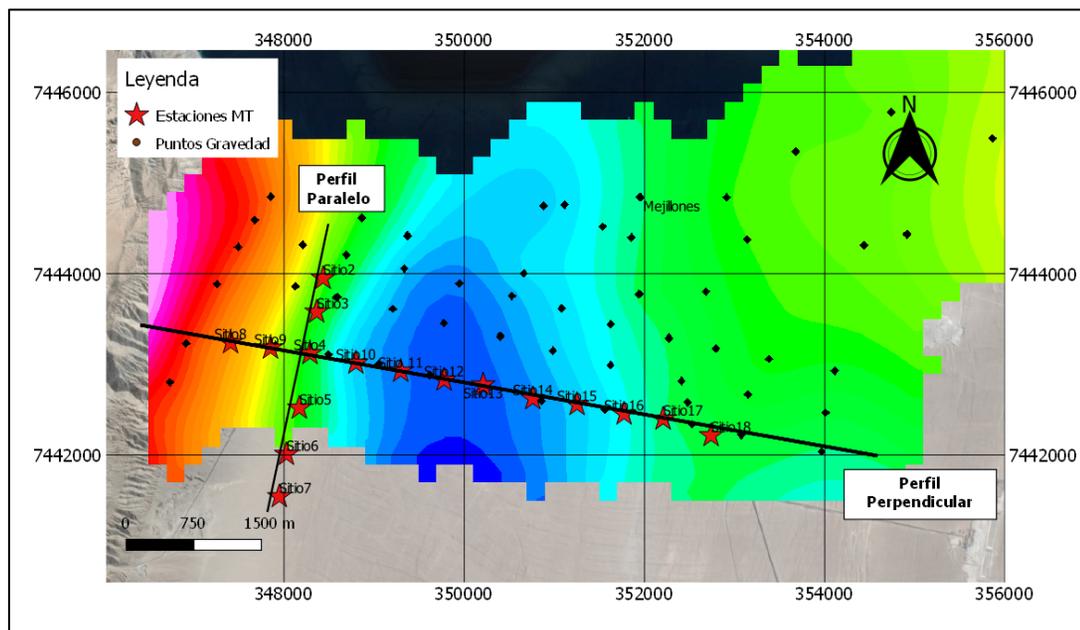


Figura 5.11: Perfil MT perpendicular a la Falla Mejillones. De fondo, en colores, se presenta la grilla de basamento obtenida de gravedad, y las estaciones asociadas a dicho método.

Los ajustes del resto de los sitios se muestran en el anexo D.1. Con el resultado de esta inversión en todos los puntos se realizó una primera aproximación pseudo 2D para

un perfil perpendicular, en la misma posición que el de gravedad de la figura 5.4. La ubicación de este perfil en el espacio se muestra en la figura 5.11.

De la figura se puede ver que el sitio 14 de MT se ubica cercano a la zona de mayor profundidad, según la gravedad. El espesor de relleno sedimentario en un punto de gravedad ubicado en la misma posición del sitio 14 de MT, para un contraste de densidad de 1.2 g/cm^3 , es de 680 metros, lo que es muy cercano a los 700 metros que indica la inversión 1D en el método electromagnético, para la salida de un medio ultra conductor, a un medio más resistivo. El gráfico pseudo 2D para el perfil perpendicular, utilizando las curvas del modo TE, se presenta en la figura 5.12

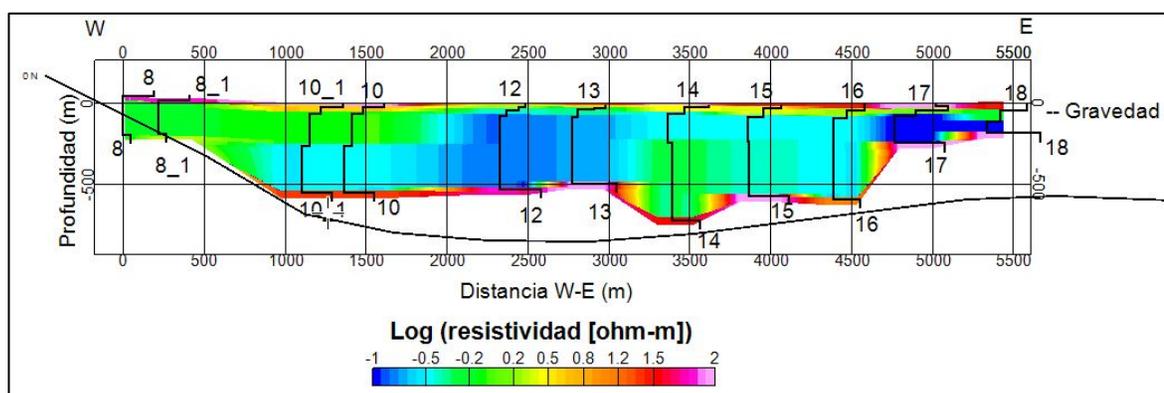


Figura 5.12: Resistividad en el perfil perpendicular a partir de modelos 1D de MT, utilizando el modo TE. Se grafica el logaritmo de la resistividad. La curva continua de color negro corresponde al basamento gravimétrico en el mismo perfil con un contraste de 1.2 g/cm^3 en densidad.

En la figura anterior se graficaron en profundidad los perfiles 1D de MT, repitiendo la información hacia ambos lados a una distancia del 20% con respecto al sitio más cercano, con el objetivo de darle cierta continuidad a la interpolación lateral. Además, se eliminaron los sitios 9 y 4 de este perfil, debido a que las curvas eran demasiado ruidosas, y no se apreciaba una tendencia clara. En las zonas sin información, la resistividad fue interpolada linealmente entre los datos cercanos.

El perfil de la figura 5.12 muestra un primer estrato de 20-30 metros con una resistividad relativamente alta de entre 20-100 ohm-m (zonas superiores amarillas y rojas). Le sigue un segundo estrato más conductor, con resistividades entre 1-6 ohm-m de espesor variable desde 5 metros en el este hasta unos 50 metros en el extremo oeste (zona amarilla-verde). Posteriormente, aparece un cuerpo ultra conductor con resistividades inferiores a 1 ohm-m con espesores bastante grandes alcanzando valores máximos de 500-700 metros en la zona central del perfil (zona celeste -azul), para terminar saliendo a un estrato más resistivo (5-100 ohm-m), a profundidad. En una primera instancia, el primer estrato resistivo tiene relación con las arenas secas superficiales. Los estratos más conductores pueden corresponder a los suelos más finos que retienen una mayor cantidad de agua salina que reduce considerablemente la resistividad del medio. La salida a un estrato más resistivo, puede marcar el fin del relleno sedimentario de la cuenca o ambientes sedimentarios densos de menor permeabilidad.

Si se compara el resultado de la figura 5.12, con los resultados de gravedad, estos últimos muestran los mayores espesores sedimentarios hacia el oeste del sitio 14 de MT (donde se ubica la mayor profundidad según las inversiones 1D), a diferencia del perfil eléctrico de la figura. Esto puede ocurrir debido a la falta de prolijidad de las inversiones 1D, donde no se considera en el proceso, el resultado en los sitios vecinos.

5.2.2. Inversión 2D

Como una primera aproximación los modelos 1D entregan una buena idea del problema que se quiere estudiar. Sin embargo, como se explicó anteriormente, cuando existen variaciones de la conductividad en el plano horizontal estas afectan la señal generando diferencias en los campos electromagnéticos en diferentes direcciones. Para incorporar estos efectos es necesario realizar un análisis en más de una dimensión. Para esta investigación, se decidió limitar el análisis a dos dimensiones, debido al comportamiento esencialmente 2D de la anomalía gravimétrica, y a la distribución en

dos perfiles rectos de las estaciones de MT, en vez de una distribución areal (por costos económicos, logísticos y de tiempo).

Para esta inversión también se utilizó el software WinGLink®, como se explicó en el capítulo metodológico. Para este proceso es necesario definir perfiles lineales que involucren un cierto número de estaciones. En función de la distribución de las estaciones en el espacio (figura 5.11) se generaron dos perfiles, uno perpendicular a la Falla Mejillones que corresponde al mismo de la figura 5.11, y otro paralelo a esta (ortogonal al perfil perpendicular) que involucra las estaciones desde la 2 a la 7 (desde ahora perfil perpendicular y perfil paralelo).

En la figura 5.13 se presenta el resultado de la inversión 2D para el perfil perpendicular de MT. Para la inversión de la figura se utilizó solamente la información del modo TE, debido a que sus curvas presentaban menos ruido y valores en un rango razonable, en comparación a las curvas del modo TM. El modo TE representa la polarización de la onda electromagnética con el campo eléctrico en sentido del perfil y el campo magnético en sentido perpendicular.

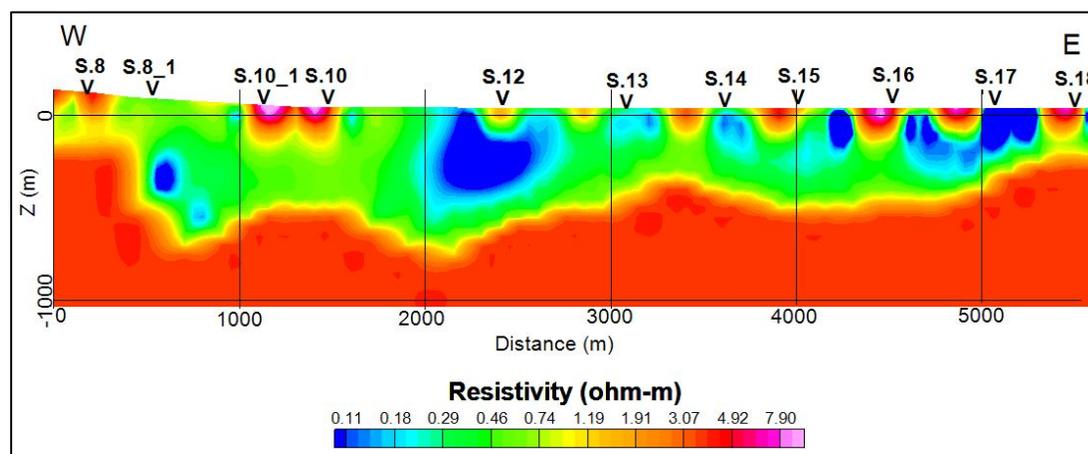


Figura 5.13: Inversión 2D perfil perpendicular MT utilizando las curvas del modo TE.

Los sitios S.10_1 y S.8_1 corresponden a las estaciones S.10 y S.8 respectivamente, las cuales fueron repetidas para darle continuidad al modelo tras

eliminar dos de los puntos. Del modelo resultante se puede apreciar una gran zona ultra conductora con resistividades inferiores a 1 ohm-m (zonas verde y azul) que forman una cuenca en dirección WE. En la zona Oeste se pasa, de manera brusca, desde una zona relativamente resistiva a un conductor potente, mientras que hacia el Este, el espesor ultra conductor disminuye de forma más gradual hasta casi los 300 metros de profundidad, en el sitio 18. El espesor máximo que se alcanza es de 750 metros a la altura del sitio 12, lo que coincide con la zona más profunda de gravedad. Posterior a este estrato conductor, la resistividad empieza a aumentar gradualmente desde valores de 1-2 ohm hasta los 8 ohm-m a los 2 kilómetros de profundidad. Estos valores siguen siendo conductores, pero corresponde a un comportamiento totalmente distinto a la zona anterior, lo que se puede interpretar como un límite de materiales pasando a una capa menos permeable. En la figura 5.14 se presentan las curvas de ajuste para todos los sitios, con sus respectivos errores (rms = root median square).

Para los resultados del modelo se estudia hasta una profundidad máxima de 2000 metros, donde el dato es confiable, siguiendo la fórmula del *skin depth* (ecuación 3.14). Para esto se considera un estrato súper conductor de 0.2 ohm-m y un período máximo de muestreo de 100 segundos.

En la figura 5.15 se presenta la inversión 2D para el mismo perfil perpendicular, pero utilizando las curvas de resistividad y fase para los dos modos (TE y TM), y la información del *tipper*. Las fases fueron trasladadas al mismo cuadrante (0-90°) para una mejor visualización. Al igual que en el caso anterior, los errores asociados a esta inversión se muestran en la figura 5.16.

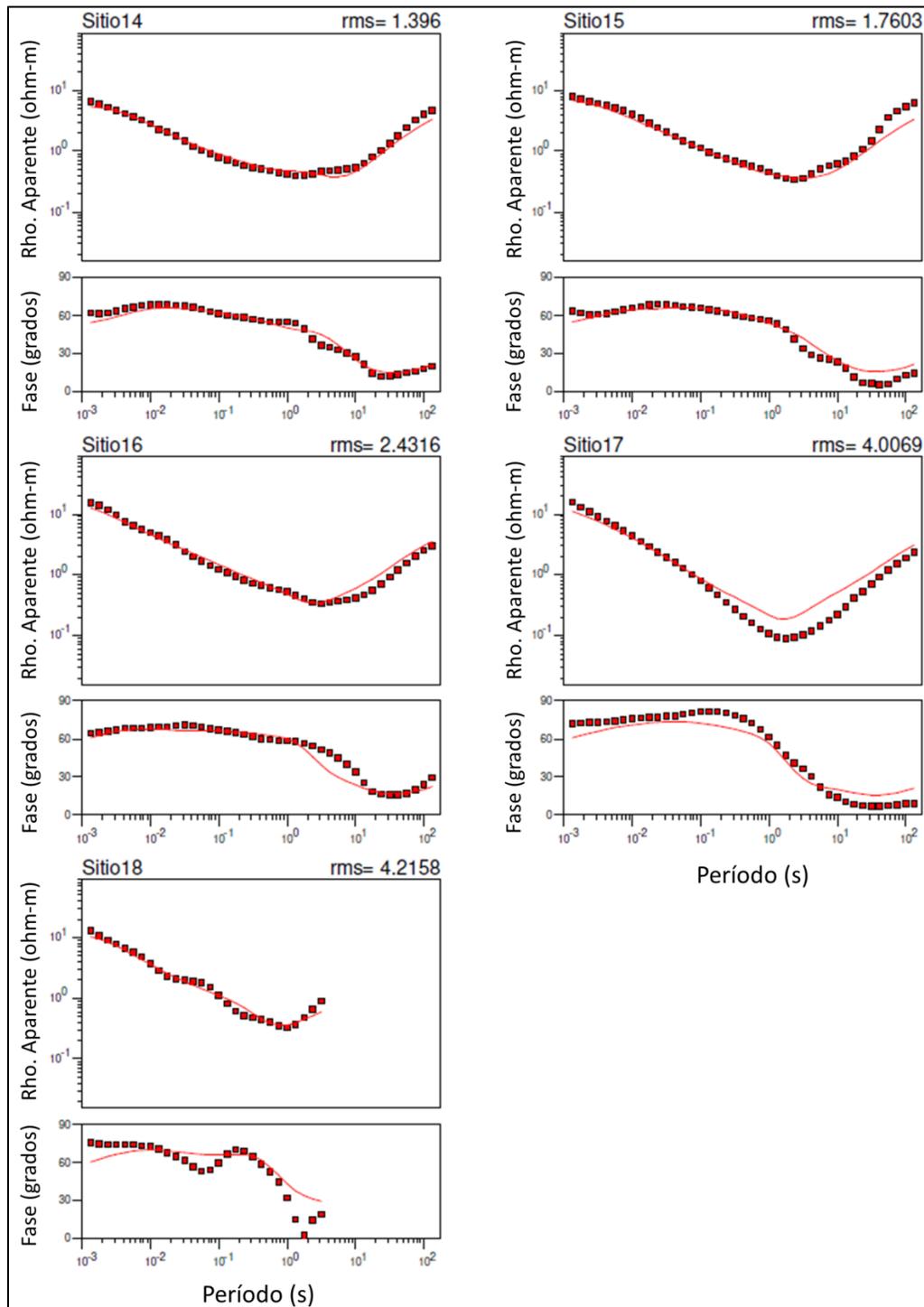


Figura 5.14: Ajustes de curvas de resistividad aparente y fase entre el modelo y lo observado. La curva continua corresponde a la respuesta del modelo, y la curva puntual a los datos observados.

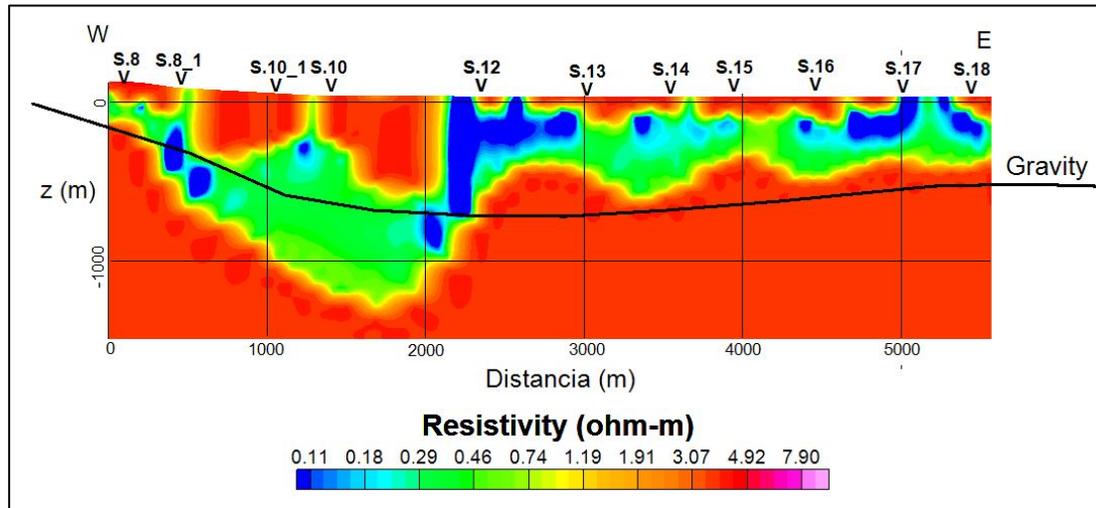


Figura 5.15: Inversión 2D perfil perpendicular MT utilizando las curvas del modo TE y TM, junto a las de función de transferencia geomagnética. En negro se muestra la curva la profundidad gravimétrica con un contraste de 1.2 g/cm^3

A partir del resultado de la figura 5.15 se pueden apreciar diferencias con respecto a la solución de la figura 5.13. En primer lugar, al considerar todos los modos en la inversión aparece un estrato ultra conductor que se hace muy profundo en la zona oeste, alcanzando profundidades máximas de cerca de 1200 metros, casi el doble que en la inversión que utiliza solo el modo TE. En segundo lugar, en el primer caso la pendiente en el lado Oeste es menos pronunciada que en el caso de la figura 5.13, y el espesor del estrato conductor es mayor. Hacia el este, las soluciones tienden a ser más similares, aunque en el caso de la figura 5.15 la base del estrato súper conductor es más irregular.

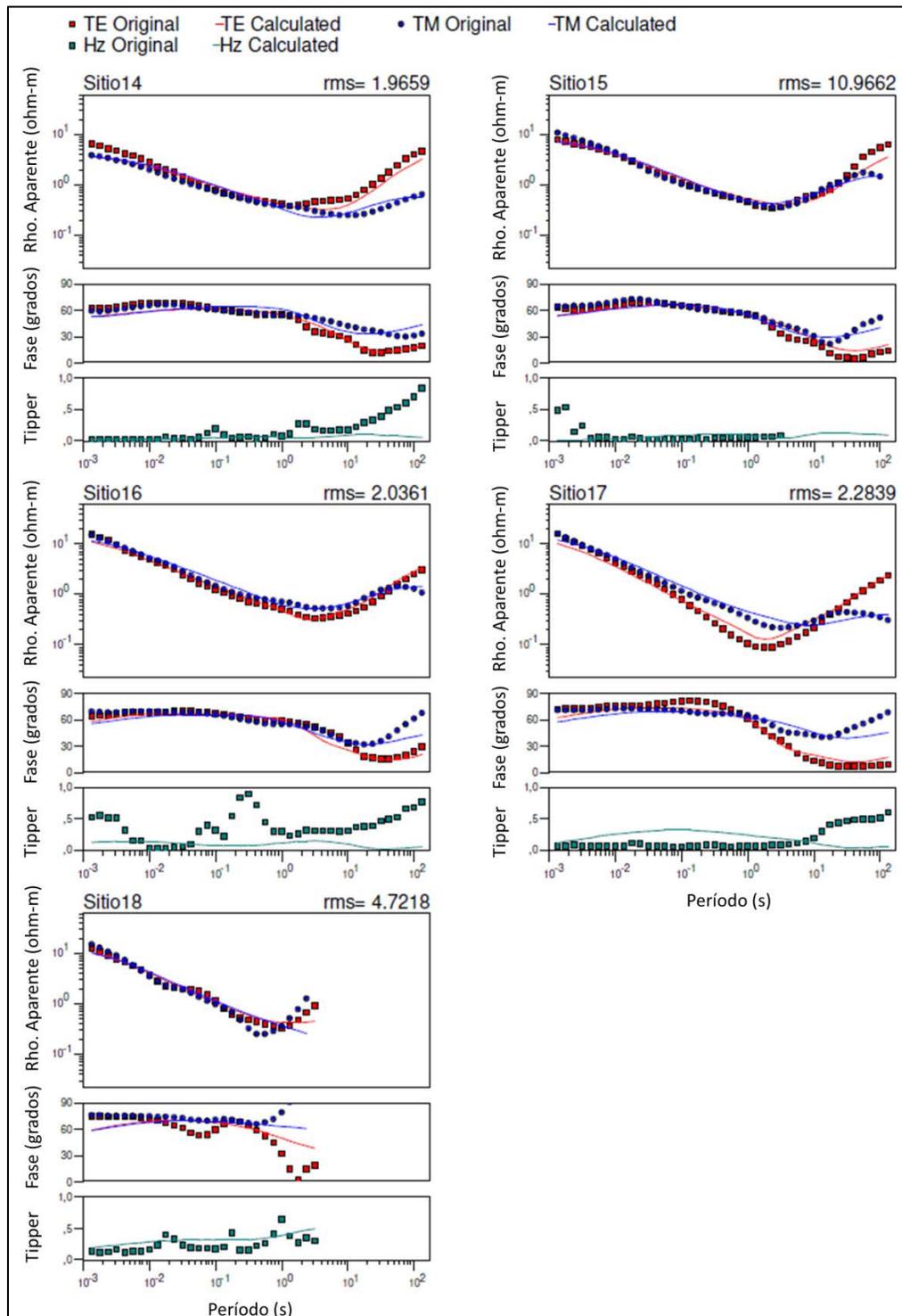


Figura 5.16: Ajustes de curvas de resistividad aparente, fase, y tipper entre el modelo y lo observado.

Estas diferencias en el flanco oeste se pueden corresponder a las irregularidades que se muestran en las curvas de resistividad del modo TM en los sitios 8 y 10, particularmente (figura 5.16), las cuales se diferencian de la tendencia en el otro modo, alcanzando resistividades extremadamente bajas y a períodos muy altos. Este efecto, puede deberse a efectos 3D generados en esa zona debido, posiblemente a dos razones: la cercanía a la Falla Mejillones y al borde de la cuenca, y a los efectos generados por el mar (como un fuerte conductor) a frecuencias muy bajas, generando variaciones en tres dimensiones, lo que genera resultados menos confiables al utilizar un modelo 2D. Estos mismos efectos se aprecian en el perfil paralelo, cuyos resultados se muestran en el Anexo D.1, sin embargo, para efectos del modelo petrofísico del sector, se decidió tomar la información en el perfil perpendicular a la Falla Mejillones.

5.3. Resultados método sísmico

El método sísmico tiene por objetivo obtener una idea de las velocidades de propagación de ondas mecánicas características de los materiales a través de los cuales se propaga. Las velocidades obtenidas se pueden relacionar con tipos de suelo o roca, y son de gran importancia para caracterizar los aspectos dinámicos del comportamiento del lugar. Para el caso de estudio de una cuenca sedimentaria, se espera obtener un perfil con velocidades características de suelo que permitan simplificar la geometría de la cuenca a un modelo estratificado, y aportar con parámetros dinámicos al modelo petrofísico. Idealmente, si la energía es suficiente, los perfiles podrían alcanzar velocidades atribuibles a roca, permitiendo aportar con la definición del contacto suelo-basamento.

Los métodos sísmicos se realizaron preferencialmente en dos perfiles ortogonales entre sí, los cuales coinciden con los perfiles del método MT, y gravimétricos. Para efectos de comprensión, estos serán llamados de la misma forma, como perfil perpendicular (a la Falla) y paralelo (a la Falla). Esta situación se muestra en la figura 5.17.

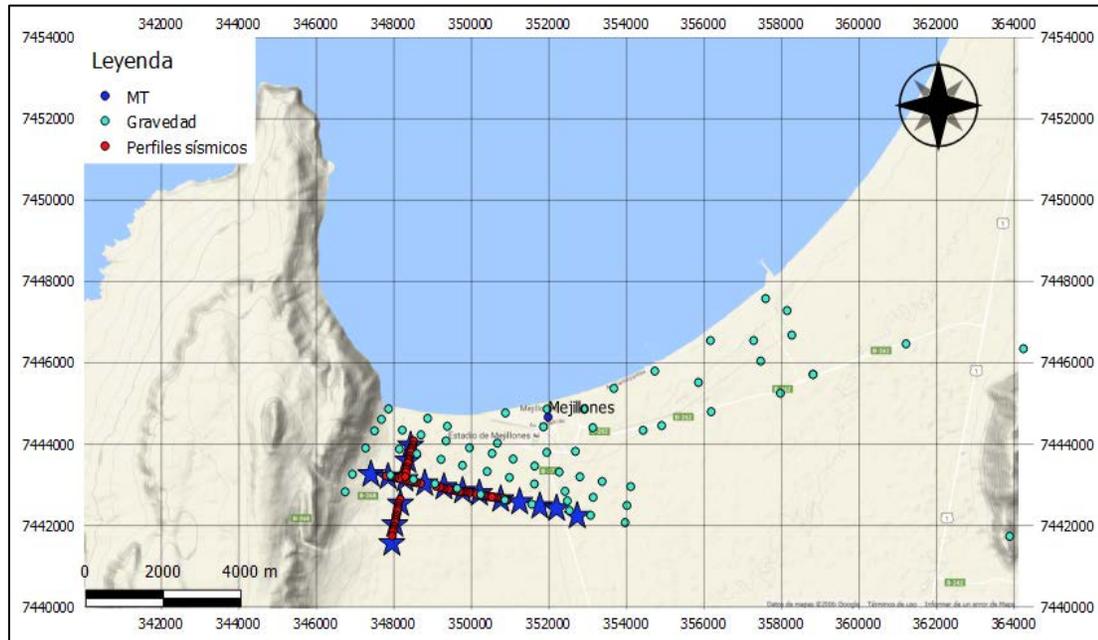


Figura 5.17: Ubicación de perfiles sísmicos y relación espacial con los otros métodos geofísicos utilizados.

5.3.1. Resultados métodos activos (análisis f-k)

Se presentan a continuación los resultados obtenidos aplicando un análisis f-k a ensayos activos realizados en tendidos de geófonos de 4.5 Hz y en arreglos de sismómetros de 0.5 Hz (ver descripción metodológica en sección 4.3).

5.3.1.1. Geófonos 4.5 Hz

Como se explica en el capítulo 4.3, se realizaron 5 grandes tendidos, 3 de ellos en el perfil perpendicular (denominados Oeste, Centro, y Este), y los dos restantes en el perfil paralelo (denominados Norte y Sur). Cada uno de los 5 tendidos se subdivide en 3 arreglos de 48 geófonos cada uno (235 metros) ubicados uno tras otro, y denominados de la misma forma (Oeste, Centro, Este, Norte, y Sur, según su ubicación en el espacio. Así, el arreglo de más al Este correspondería al arreglo Este, del tendido Este

Del proceso de los datos se obtiene una curva de dispersión, es decir, velocidad de fase de Rayleigh vs frecuencia. Tras un proceso de inversión de los datos, se obtiene una distribución de velocidad de corte en profundidad, el cual describe el comportamiento promedio bajo el tendido sobre el cual se calculó.

En la figura 5.18 se muestra las curvas obtenidas en el tendido centro-centro, con disparos a 50 metros de ambos extremos. Este tendido se ubica en la zona más profunda según gravedad, la que coincide, además, con el sitio 12 de magnetotelúrica. La curva de la derecha corresponde al *stacking* en frecuencias de los datos, tal como se explicó en el capítulo metodológico.

La curva de dispersión se corta en 4.5 Hz, correspondiente a la frecuencia natural del geófono, y por el otro lado en 20 Hz. Se puede ver una curva bastante limpia en todo el rango de frecuencias, lo que se debe al tamaño del arreglo, y la gran cantidad de energía aportada por la fuente utilizada. Además, se observa un decaimiento de la velocidad a partir de los 6-8 Hz aproximadamente, comportamiento que se repite en la mayoría de los perfiles realizados (Anexo D.2), indicando una inversión de velocidad en la zona. Este comportamiento se hace menos importante hacia el oeste, y desaparece en los puntos más cercanos a la Falla Mejillones, como así también en los del perfil paralelo, más próximos al bloque yacente de la falla normal.

El rango de profundidad teórico donde es válida la información está determinado por las longitudes de onda mínima y máxima de las curvas de dispersión. La profundidad máxima corresponde aproximadamente a entre un medio y un tercio de la longitud de onda máxima, la cual a su vez depende de la velocidad y de la frecuencia. De las curvas generadas en los perfiles activos de geófonos, la longitud de onda máxima varía entre 100 y 150 metros. Por ejemplo, en el caso de la figura 5.18, este valor corresponde a 108 metros, a los 4.5 Hz. Esto indica que la información es válida hasta aproximadamente los 35-45 metros.

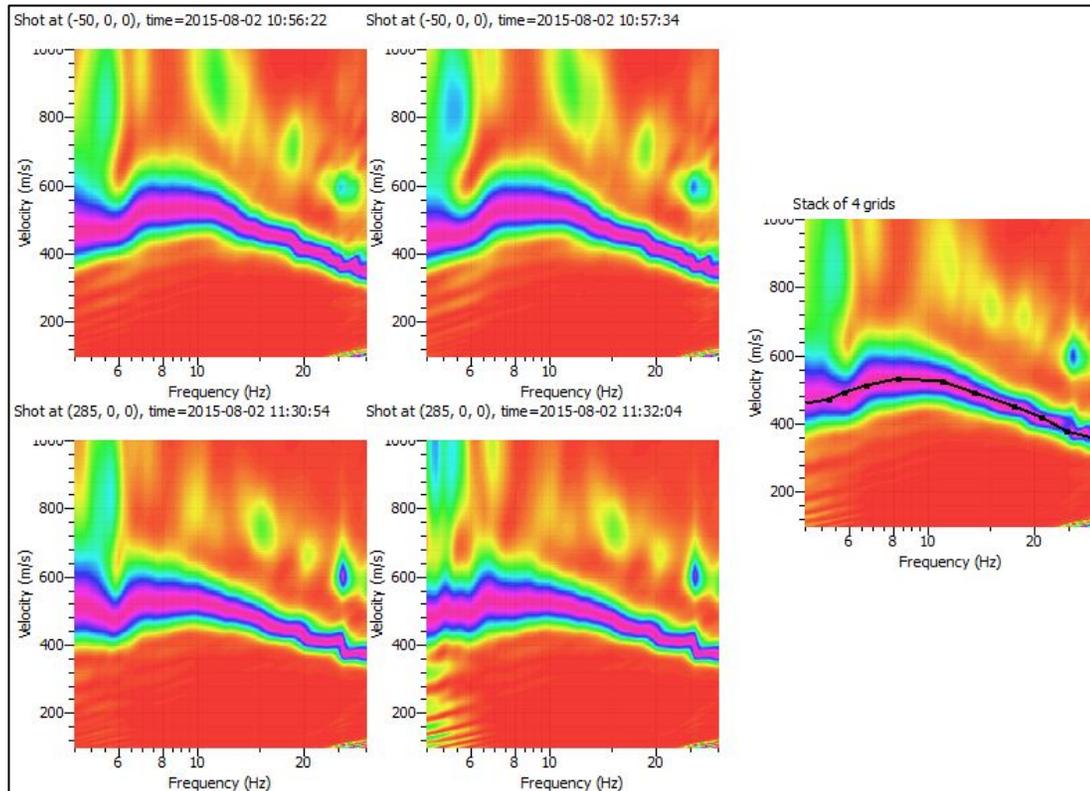


Figura 5.18: Curvas de dispersión en tendido de geófonos de 4.5 Hz ubicado al centro del perfil perpendicular, generado por fuente activa. La curva de la derecha corresponde a la curva promedio en frecuencias.

Por otro lado, por efectos de *aliasing* (explicado en la sección 3.3.3.1.3.), la longitud máxima depende de largo del arreglo (la mitad), en este caso de 235 metros. Es decir, para todos los arreglos, la longitud de onda máxima donde el dato es creíble corresponde a 115 metros.

Una vez obtenida la curva de dispersión se realiza una primera inversión utilizando sólo los datos de los geófonos de 4.5 Hz. Para el mismo perfil anterior, el resultado de la inversión se presenta en la figura 5.19. En el panel A) se muestra la solución de menor error obtenida, cuyo desajuste (misfit) es de 0.015. En el panel C se muestra el ajuste entre la curva de dispersión modelada y la observada. De la figura se puede apreciar un ajuste muy bueno, con un error muy bajo, y consistencia entre las

soluciones de menor desajuste hasta aproximadamente los 50 metros. El perfil resultante se compone principalmente de 3 estratos, pasando de un estrato de alta a uno de baja velocidad aproximadamente a los 20 metros. El último estrato caracterizado de 600 m/s está cerca del rango de validez de la solución y no se condice con claridad con la curva de dispersión, sumado a que a esa profundidad los modelos a distintos desajustes empiezan a divergir.

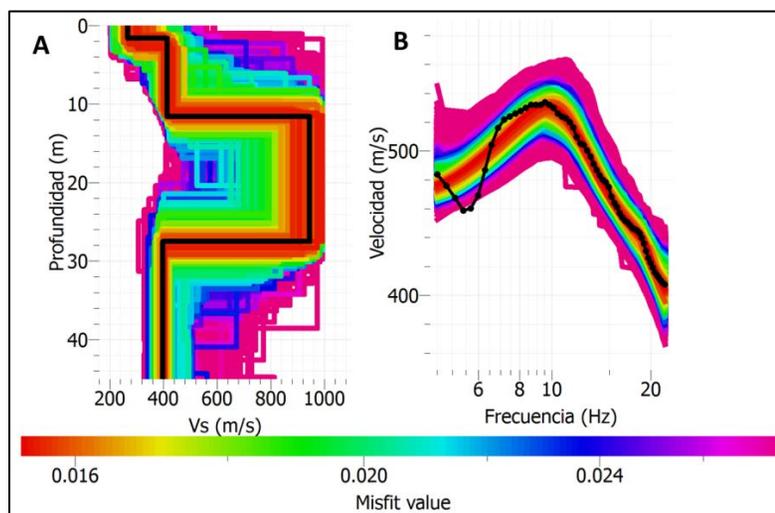


Figura 5.19: Inversión perfil central de geófonos. A) Perfil de menor misfit en negro, junto con las soluciones de mayor misfit en color. B) Ajuste entre la respuesta modelada (colores) para distintos misfits y la observada (negro), para la curva de dispersión.

Esta inversión de velocidades que se aprecia en el resultado de uno de los perfiles centrales, se presenta en la mayoría de los datos del perfil perpendicular (WE), salvo en el extremo oeste (los dos arreglos de más al oeste), más cercano a la Falla Mejillones, donde el comportamiento de la velocidad es monótonamente creciente hacia las frecuencias bajas. Un ejemplo de esto se muestra en la figura 5.20, donde se presenta el resultado del proceso e inversión para el perfil oeste-centro.

En la figura 5.20, en el panel D se muestra la curva de dispersión al realizar un *stacking* de las curvas procesadas. Se ve, al igual que en el caso anterior (y que todos los perfiles), una curva bastante limpia desde los 4.5 hasta los 30 Hz, que crece desde los

300 m/s hasta pasado los 400 m/s en su última porción. En los paneles A y B de la figura 5.20 se muestran los resultados de la inversión para este caso, donde aparece un cambio de estrato de 300 a 450 m/s casi a los 20 metros de profundidad. El último estrato de más de 800 m/s está fuera del rango de validez según la longitud de onda máxima (30-40 metros), y además las soluciones de menor error se separan, por lo que no se considera. En el panel C se observa un ajuste perfecto entre el modelo y la curva observada.

En general los resultados del método activo para los perfiles de geófonos de 4.5 Hz presentan curvas muy nítidas, e inversiones con errores muy bajos y buenos ajustes, sin embargo, tienen la limitante de la frecuencia natural del sensor sísmico, que no permite alcanzar información en frecuencias menores, y por lo tanto alcanzar profundidades mayores. Para todos los perfiles, la profundidad de investigación varía entre 35-50 metros. Por esta razón, se realizaron ensayos activos con sensores de frecuencia natural menor, y ensayos pasivos con geometrías 2D, con el fin de obtener información de la curva de dispersión a frecuencias menores. Estos resultados se muestran a continuación.

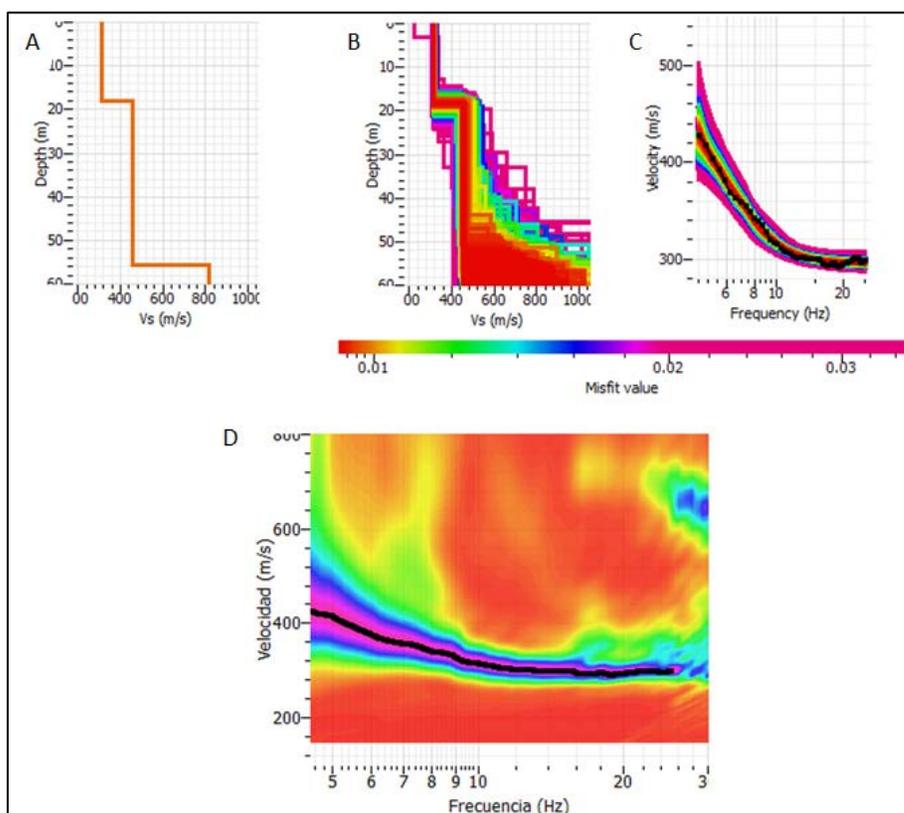


Figura 5.20: Inversión perfil oeste_centro de geófonos. A) Perfil de menor *misfit*. B) Soluciones de distinto *misfit*. C) Ajuste entre la respuesta modelada (colores) para distintos *misfit* y la observada (negro), para la curva de dispersión. D) Curva de dispersión obtenida del ‘*stacking*’ de las curvas procesadas.

5.3.1.2. Sismómetros 0.5 Hz

Como se explica en el capítulo metodológico y en la figura 4.10, se realizaron 5 tendidos lineales, 3 de ellos en el perfil WE (denominados Oeste, Centro, y Este), y los dos restantes en el perfil NS (denominados Norte y Sur). Cada uno de los 5 tendidos corresponde a 9 sismómetros espaciados a 100 metros creando un arreglo de 800 metros.

En estos perfiles se realizaron golpes en ambos extremos del tendido, y también se aprovecharon las cerca de dos horas de funcionamiento, para realizar un análisis pasivo (como se explicará posteriormente). En la figura 5.21 se muestran las curvas de

dispersión de 3 de los perfiles. La línea punteada externa indica el límite teórico donde la solución es confiable, según la longitud de onda mínima determinada por el espaciamiento de los sensores. Como en este caso el espaciamiento es de 100 metros, la curva empieza a ser válida para frecuencias menores a 2-3 Hz. El límite de la izquierda está determinado por el largo del arreglo, y no aparece en la gráfica porque en este caso es suficiente, siendo el límite la frecuencia mínima del sensor (0.5 Hz)

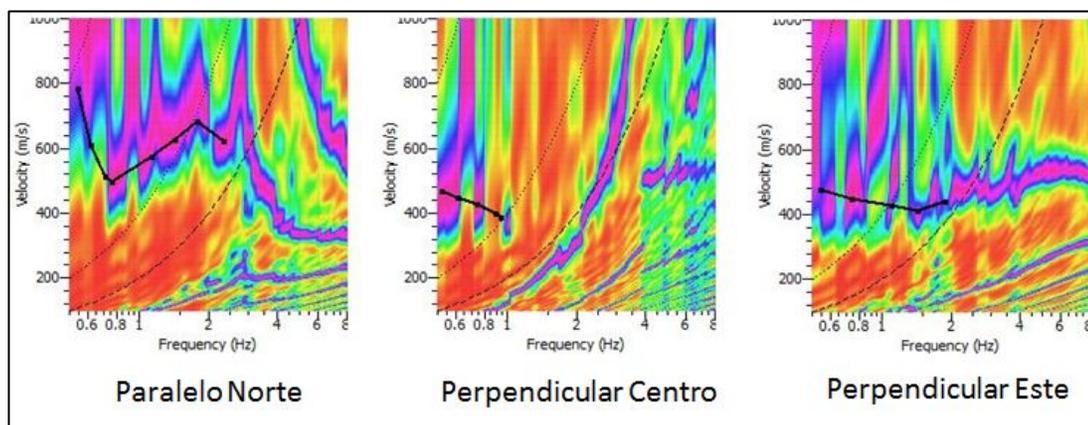


Figura 5.21: Curvas de dispersión para arreglos de sismómetros de 0.5 Hz espaciados a 100 metros. La curva punteada externa indica el límite teórico donde es válida la solución hacia las altas frecuencias.

De la imagen 5.21 se pueden establecer dos cosas. En primer lugar, los resultados son mejores en algunos sitios, pero en todos los casos la solución no es tan clara como con los geófonos de 4.5 Hz. Esto se debe fundamentalmente a que la energía a baja frecuencia no fue suficiente para alcanzar a caracterizar las propiedades de dispersión del sitio, además de disponer relativamente de pocos geófonos. En segundo lugar, al tener un espaciamiento tan grande entre los sismómetros, el fenómeno de *aliasing* se hace presente en frecuencias menores, provocando que no exista un traslape con la solución de los geófonos (que llega hasta los 4.5 Hz), por lo que hay una zona donde no existe información. Esto se mejora con el análisis de los ensayos pasivos, fundamentalmente con los arreglos 2D, como se explica más adelante. Además, los ensayos pasivos permiten contrastar y mejorar la información en frecuencias bajas.

Para estos 5 perfiles no se realizó una inversión individual debido a que entregan información en un rango muy acotado de frecuencias y no existe un traslape con la información de los geófonos de 4.5 Hz. Posteriormente serán utilizados para contrastar la información de los ensayos pasivos.

5.3.2. Resultados métodos pasivos

Se presentan a continuación los resultados obtenidos aplicando los análisis f-k y SPAC a ensayos pasivos realizados en tendidos de sismómetros de 0.5 Hz de frecuencia natural, con configuraciones lineales y hexagonales. Además se utilizarán las series de tiempo generadas en todas las posiciones donde se ubicaron los sensores para efectuar una análisis con el método de Nakamura (H/V), considerando que en todos los puntos se tiene más de una hora de medición, y los sensores utilizados miden la aceleración en las tres componentes.

5.3.2.1. Análisis f-k

El análisis f-k enfocado a ensayos pasivos se utilizó solamente para los arreglos bidimensionales. Como se explicó en el capítulo metodológico, los perfiles bidimensionales consisten en arreglos de 7 sismómetros, formando un hexágono regular, con un sensor en el centro. Se realizaron en 5 centros distintos (Norte, Sur, Oeste, Centro, Este) como se muestra en la figura 4.10, y en cada uno se realizaron dos arreglos: uno de radio 30 metros, y uno de radio de 70 metros. Como se explicó en la sección 3.3.3.1.3., según la geometría del arreglo existen límites teóricos donde la solución es confiable.

En la figura 5.22 se presenta el resultado para el análisis f-k, en ambos arreglos hexagonales, para el tendido del centro. En ambos arreglos se cortó la curva dentro de los límites teóricos. En la curva del hexágono de 30 metros se observa el empalme con la dispersión de los geófonos en el mismo sitio, y se aprecia que el resultado del arreglo bidimensional, va un poco por debajo que la del arreglo lineal. Para el hexágono de 70

metros, la curva está ligeramente por arriba del arreglo más chico, pero sigue la misma tendencia. En ambos casos se aprecia una fuerte desviación estándar en los datos.

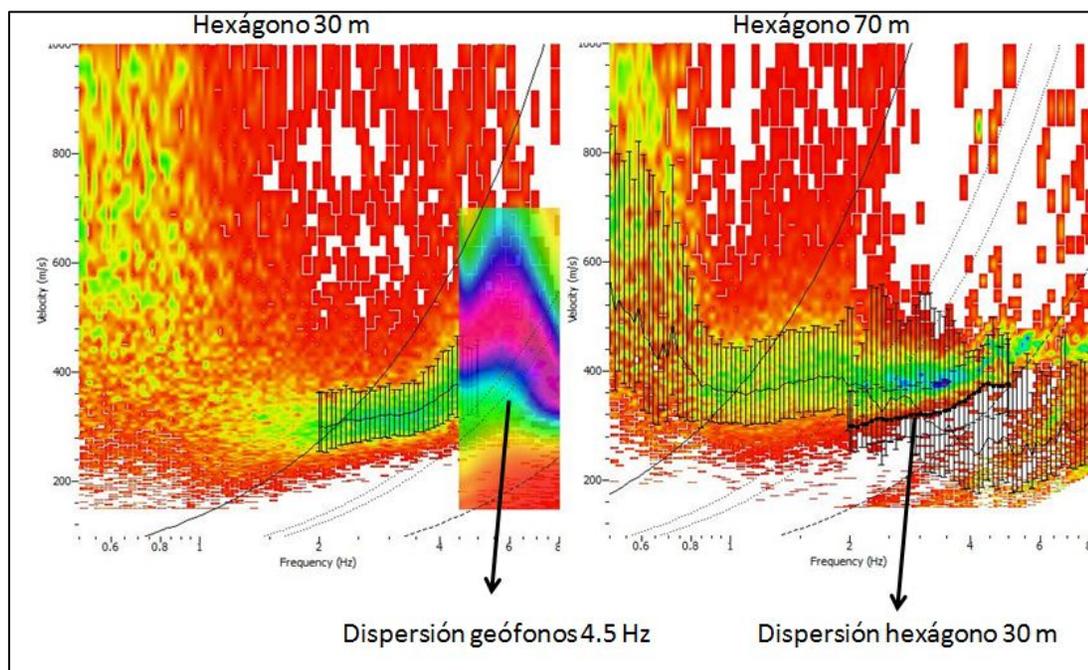


Figura 5.22: Resultado proceso f-k para los ensayos pasivos con arreglos 2D en el perfil central. A la izquierda, la curva de dispersión para el arreglo de 30 metros, y a la derecha, para el arreglo de 70 metros.

En todas las curvas de dispersión con el método f-k, para los arreglos de 30 metros, se aprecia un calce muy bueno con la curva proveniente de los ensayos activos (geófonos 4.5 Hz), como se muestra en la figura 5.22. El empalme entre las curvas de los arreglos de 30 y 70 metros, no es tan exacto, generándose pequeñas variaciones en la vertical (sobre todo entre los 3-4 Hz), pero siguiendo una tendencia clara. Por otro lado, la desviación estándar de los datos es muy alta, y en algunos casos quedan zonas vacías debido a los límites teóricos.

En todos los resultados se ve, al igual en el caso de los activos, un decaimiento de la velocidad a partir de los 5 Hz, el cual se mantiene hasta por lo menos los 2 Hz. En algunos casos, se logra apreciar un alza en la velocidad de fase a frecuencias muy bajas,

pero en zonas externas a los límites de confiabilidad. En el caso de los arreglos del perfil NS, el decaimiento es más leve y se produce a frecuencias menores 3-5 Hz.

5.3.2.2. Análisis SPAC

El análisis SPAC se utilizó para los ensayos pasivos bidimensionales. Como se explicó en los capítulos anteriores, el método calcula las curvas de autocorrelación y, a partir de ellas, estima las curvas de dispersión. En la figura 5.23 se aprecia un resultado del proceso con el análisis SPAC para los arreglos hexagonales de 30 y 70 metros en el tendido central.

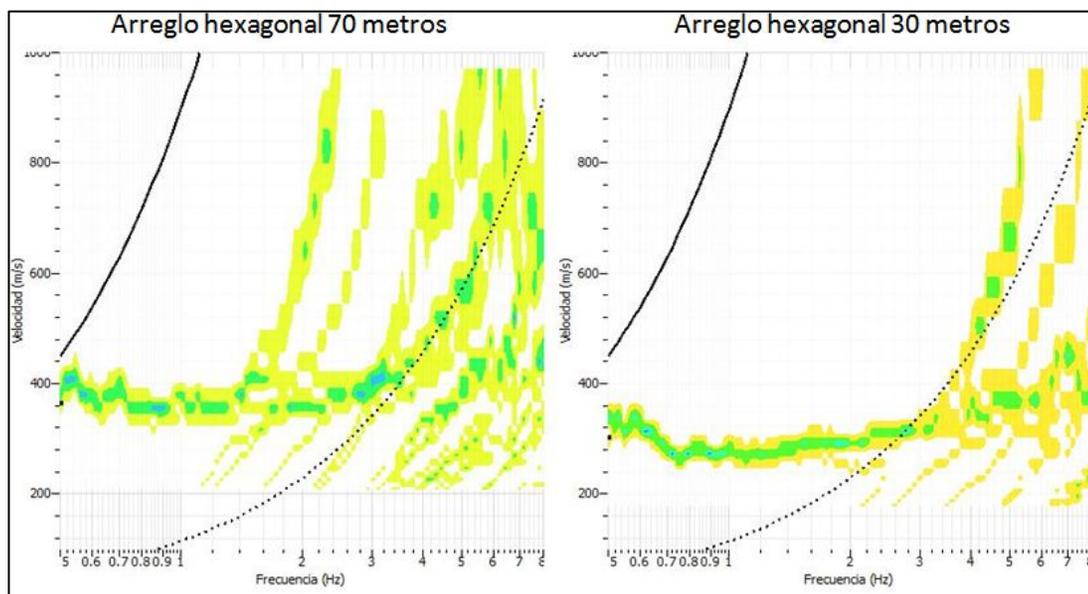


Figura 5.23: Curvas de dispersión obtenidas con el método SPAC para los arreglos hexagonales pasivos de 30 y 70 metros.

De la figura 5.23 se puede apreciar que ambos arreglos logran ver la misma tendencia en la velocidad, la cual disminuye hasta frecuencias cercanas a 1 Hz, para luego crecer de manera tenue. Esta tendencia se puede asociar al gran espesor que puede alcanzar el estrato de baja velocidad. Además, la curva para el arreglo menor (30 metros) está mejor definida a lo largo de todo el rango de frecuencias, lo que en parte se puede

deber a que los sensores están más cerca, generando una mejor resolución a frecuencias mayores, como también al tiempo de registro utilizado. En todos los arreglos, el registro fue mayor a 1 hora, por lo que el dato logra alcanzar una mejor definición.

En la figura 5.24 se aprecian las curvas de autocorrelación a partir de la cual se calcula la curva de dispersión del panel B. Como se explicó anteriormente, de estas curvas sólo se seleccionan aquellas zonas donde exista una mayor concentración de puntos en el histograma del panel B, lo que queda determinado por las curvas negras. Se grafica además, la curva de dispersión resultante del ensayo activo en el perfil de geófonos 4.5 Hz ubicado en el mismo perfil, la cual se ajusta bastante bien a la resultante del método SPAC.

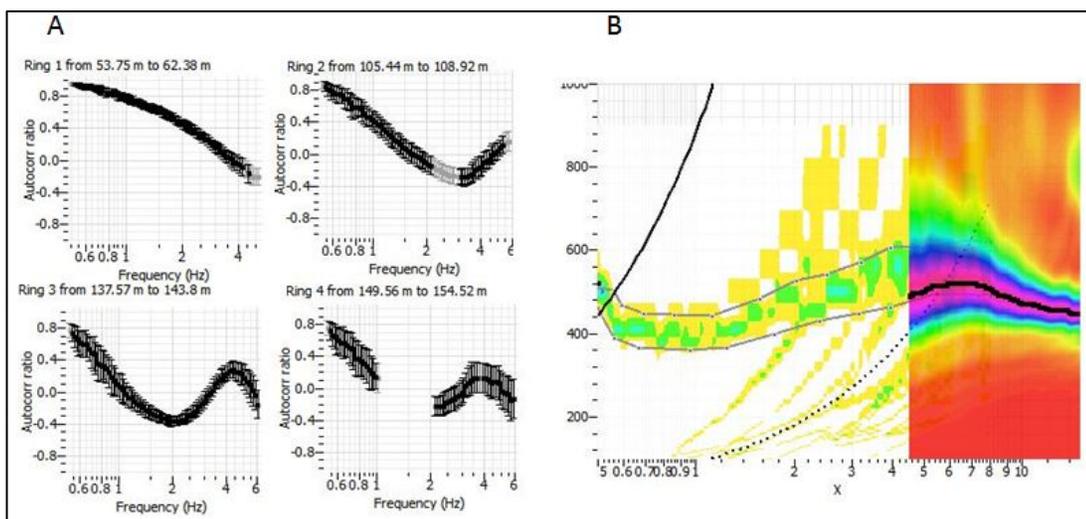


Figura 5.24: A) Curvas de autocorrelación del método SPAC. Cada curva representa a un anillo distinto (distinto radio, como se muestra en el capítulo 3.3.3.2). B) Curva de dispersión para el arreglo hexagonal de 70 metros, para el tendido Este.

En el tendido Este, se observa el mismo comportamiento que en el caso del tendido central, con una curva de dispersión que desciende hasta 1Hz, para luego crecer tenuemente. Este comportamiento es general para todos los tendidos, sin embargo, en los tendidos asociados al perfil NS (paralelos a la Falla), el cambio hacia un estrato de

mayor velocidad hacia frecuencias bajas es más claro (Figura 5.29). El resto de los perfiles se muestran en el anexo D.2.

5.3.3. Inversión sísmica combinada

Tal como se mostró en los resultados previos, los diferentes métodos y arreglos utilizados aportan información en diferentes rangos de frecuencia, determinados por los instrumentos utilizados (frecuencia natural de los sensores), la fuente de energía utilizada (activa o pasiva), la geometría de los arreglos, y la teoría asociada al análisis efectuado. Es por esta razón, que la utilización de diferentes enfoques, técnicas, y arreglos, permite complementar y determinar la curva de dispersión en un rango más amplio de frecuencias, y validar la información generada en el proceso de los datos.

En la figura 5.25 se grafican las curvas de dispersión para los distintos enfoques utilizados, en el perfil perpendicular Este. A la derecha se observa la curva del ensayo activo con geófonos de 4.5 Hz. De fondo, se muestra la curva de dispersión calculada a partir de las curvas de autocorrelación con el método SPAC, y en negro, a la izquierda, aparecen las curvas asociadas al análisis pasivo f-k. Se puede concluir que existe consistencia entre los diferentes métodos, y la aplicación de los métodos pasivos a arreglos de distinto tamaño permite generar la curva de dispersión en un rango completo de frecuencias desde los 0.6 Hz hasta los 20 Hz.

Las principales diferencias, sin embargo, se presentan con los resultados del análisis f-k. Las curvas presentan un alto error, y en algunos casos se producen inconsistencias con el resto de las soluciones, sobre todo, cerca de los límites teóricos correspondientes al método (como en las figuras 5.25 y 5.26), sumado al hecho de que en algunos perfiles con velocidades más altas, quedan algunas zonas sin traslape, como en la figura 5.26. De todas formas, en el resto de las zonas, las curvas f-k alcanzan una gran consistencia con el resto de los datos. Estas diferencias entre ambos métodos, y el mejor empalme de los resultados del método SPAC, pueden tener relación con la cantidad de sensores utilizados. En general el método SPAC requiere menos sensores

para alcanzar la misma resolución que en el método f-k (Chávez-García et al., 2005; Okada, 2003), donde ciertas componentes del campo de ondas de Rayleigh se pueden perder en este último.

En la figura 5.26 se muestra la comparación de los métodos para el tendido perpendicular Oeste, con los resultados SPAC para los dos tamaños de arreglo bidimensional, donde existe diferencias más importantes con los datos del análisis f-k, principalmente en el rango 2-4 Hz.

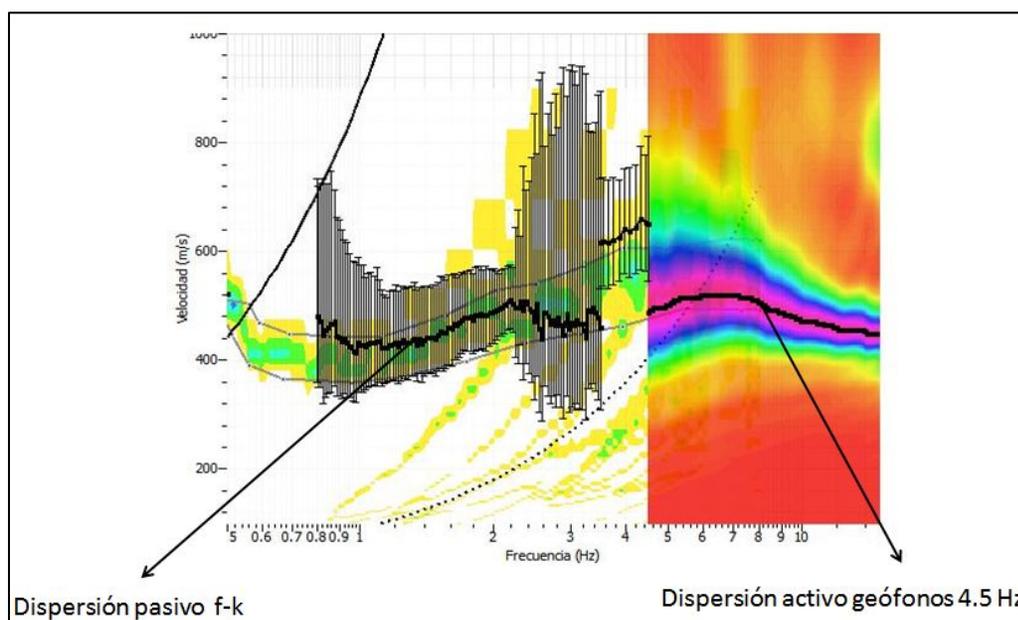


Figura 5.25: Comparación de las curvas de dispersión obtenidas por los distintos enfoques y arreglos: arreglo lineal activo, y arreglos pasivos bidimensionales mediante los enfoques f-k y SPAC, para el perfil perpendicular Este.

En la misma figura 5.26 se ve una zona de poca resolución en la curva SPAC para el arreglo de 70 metros, lo que se soluciona considerando el arreglo de menor tamaño (30 metros), cuya porción de la curva de dispersión, entre 2-5 Hz, queda representada por la línea de color rojo, en el panel inferior derecho.

Considerando los problemas en los extremos de las curvas f-k, y la consistencia que logran hacia frecuencias más bajas, se decidió realizar la inversión combinada utilizando solamente las curvas de dispersión de los ensayos activos con geófonos de 4.5 Hz, y las curvas de autocorrelación del análisis SPAC, para los dos tamaños de arreglos bidimensionales. La inversión, al igual que con los ensayos activos, se realiza mediante el *software* Dinver, donde se cargan todas las curvas a utilizar. Para los modelos generados, se limitó la razón de Poisson entre 0.2-0.5 y la densidad se fijó entre 1600 y 2100 kg/m³. Según autores como Wathelet (2005), el parámetro más influyente en la inversión corresponde a la velocidad de corte, por lo que los rangos anteriores, no modifican de manera relevante la solución del proceso.

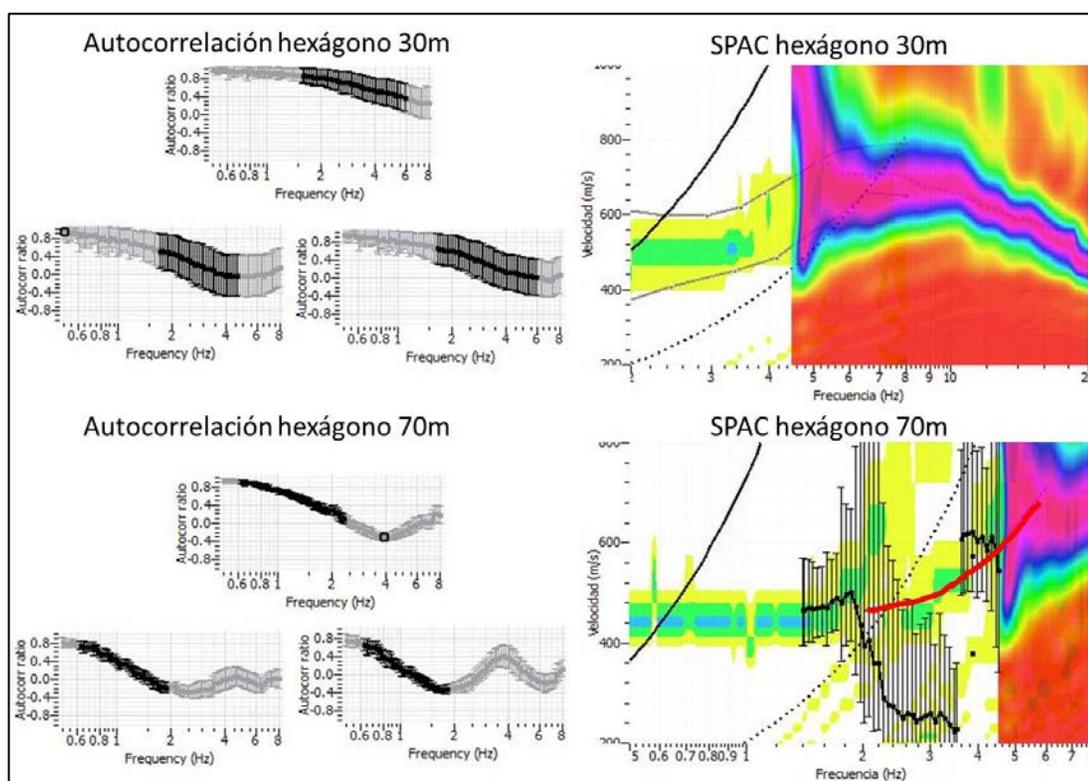


Figura 5.26: Comparación de las curvas de dispersión obtenidas por los distintos enfoques y arreglos: arreglo lineal activo, y arreglos pasivos bidimensionales mediante los enfoques f-k y SPAC, para el tendido Oeste.

Por lo tanto el problema se limita a dos incógnitas por capa: la velocidad de corte y su espesor. En la figura 5.27 se presenta el resumen de la inversión combinada para el tendido perpendicular central. Se puede apreciar un buen ajuste en las curvas de autocorrelación asociadas al método SPAC, y en la curva de dispersión, con los datos de los ensayos activos. Las soluciones en velocidad de corte para distintos desajustes son consistentes entre sí, mostrando un estrato de baja velocidad aproximadamente a los 50 metros cuyo espesor no se logra identificar. El mínimo error de las soluciones es de un 23%, lo que es alto. Esto se debe a la combinación de técnicas que genera errores mayores en el proceso de inversión pues el número de puntos para calcular el *misfit* es alto. Sin embargo, el buen ajuste logrado en los paneles B y C, junto con la consistencia de los modelos de menor *misfit* (panel A), demuestra que el resultado es satisfactorio.

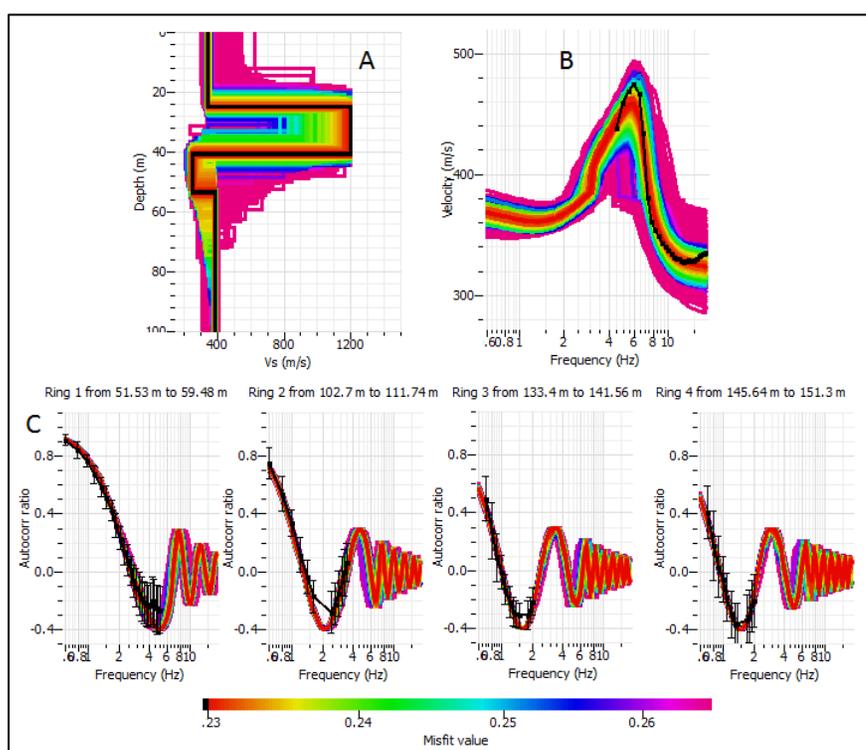


Figura 5.27: Resumen inversión combinada para el perfil perpendicular central. A) Perfil de velocidad de onda de corte en profundidad resultante de la inversión. La curva en negro corresponde a la de menor desajuste (23%). B) Ajuste en la curva de dispersión. C) Ajuste en las curvas de autocorrelación.

El modelo de menor desajuste, indica un paso desde una primera capa de 400 m/s, a una capa de alta velocidad cerca de los 20 metros, para luego entrar a un estrato de menor velocidad, el cual se extiende en profundidad sin una salida. La longitud de onda máxima alcanzada es de 625 metros a los 0.6 Hz, lo que sugiere una profundidad teórica confiable del orden de los 200 metros. En términos del resultado de la inversión, la solución de los diferentes modelos son consistentes en todo el rango de 0-100 m (Panel A figura 5.27), y el último estrato se propaga hacia abajo desde los 100 m sin que sea factible identificar su espesor. Como la inversión no arroja un estrato más allá del último mencionado, es posible concluir que la capa profunda de 400 m/s se extiende al menos hasta los 200 metros, aproximadamente.

Las soluciones para los 5 tendidos se muestran en la figura 5.28. En todos los tendidos existe un paso desde un estrato de alta velocidad (600-900 m/s) a uno de menor velocidad (400-500 m/s) el cual se extiende hasta por lo menos los 200 metros, según las longitudes de onda máxima alcanzadas en todos los tendidos (600-800 metros). En los tendidos NS, se alcanzan las máximas longitudes de onda (1500 metros en el Norte, 1300 en el Sur), lo que indica una profundidad de exploración teórica del orden de los 500-600 metros. Además, en estos perfiles, se logra identificar un estrato de mayor velocidad cerca de los 550 metros. De todas formas, la velocidad y profundidad de este último estrato presentan una alta variabilidad, debido a que esa zona se ubica en el límite de confiabilidad, sumado al hecho de que el supuesto de considerar el medio 1D es discutible. Las curvas de autocorrelación se muestra en el anexo D.

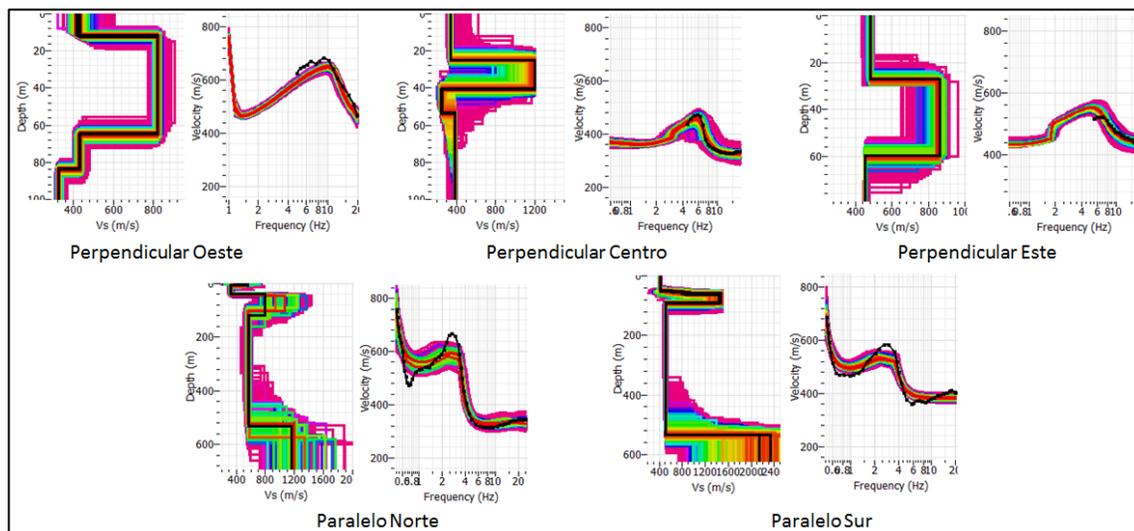


Figura 5.28: Soluciones y ajustes en dispersión resultantes del proceso de inversión para todos los 5 perfiles estudiados. En paréntesis se muestran los desajustes mínimos para cada caso.

5.3.4. Método de la razón espectral (H/V)

Como se explicó en el capítulo metodológico, la larga duración de los ensayos pasivos realizados con los sismómetros de 0.5 Hz, permitió tener registros de aceleración en las tres componentes de más de una hora, en distintos puntos de los tendidos paralelo y perpendicular. Esto permitió realizar, de manera complementaria, un análisis con el método de la razón espectral (Nakamura), con una buena estadística.

El método entrega un valor de frecuencia predominante de vibración del sitio, y además entrega una idea de qué tan rígido es con respecto a la roca, a través de las amplitudes en el valor de H/V. Un ejemplo del resultado obtenido para este método se presenta en la figura 5.29, correspondiente a un punto del tendido perpendicular Este, que se ubica al lado del sitio 14 del MT (figura 5.11). En la figura se muestra un ‘peak’ claro de gran amplitud (8.2) a una frecuencia fundamental del sitio de 0.17 Hz. La gran amplitud de la curva indica un fuerte contraste de rigidez entre el suelo y la roca basal, sin embargo, no tiene relación cuantitativa directa con las amplificaciones que tendrá el sitio ante un evento sísmico.

En general los resultados son similares al de la figura 5.29 en los puntos de los tendidos perpendicular centro y este, con frecuencias fundamentales entre 0.17 y 0.18 Hz, pero hacia el oeste, las amplitudes van disminuyendo hasta llegar a curvas como la de la figura 5.30, donde no se aprecia un ‘*peak*’ claro. Las curvas del perfil paralelo, son curvas con un ‘*peak*’ claro, pero con amplitudes muy bajas (inferiores a 3) y con períodos más cercanos a 0.2 Hz y algunos superiores a dicho valor.

Este comportamiento podría explicarse, según los resultados de los métodos anteriores, debido al basamento más cercano hacia el oeste, y a la presencia de suelos más rígidos relacionados con el aporte del Morro Mejillones.

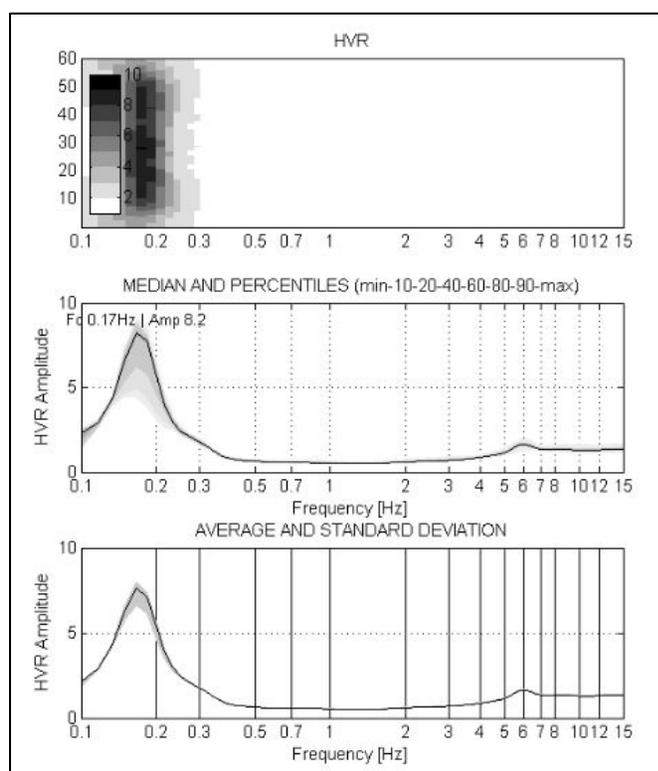


Figura 5.29: Resultados método de Nakamura para un punto del perfil perpendicular Este.

Por último, utilizando la ecuación 3.75, se puede estimar el espesor de la columna de suelo, asumiendo una velocidad representativa promedio para todo el estrato. Utilizando esta fórmula en el punto cuyo resultado se muestra en la figura 5.30,

con un período predominante de 5.88 segundos (frecuencia de 0.17 Hz), y una velocidad promedio en ese punto de 480 m/s, se obtiene un espesor de 705 metros, muy similar a los 680 metros que sugiere el método gravimétrico, y a los 670 metros del MT donde aparecen resistividades superiores a 1 ohm-m.

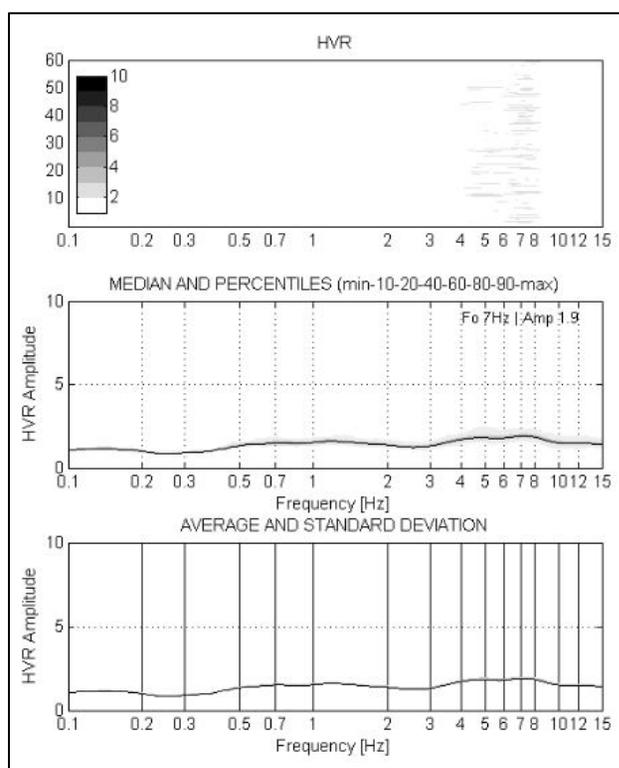


Figura 5.30: Resultados método de Nakamura para un punto del perfil perpendicular Oeste.

5.4. Discusión

Los resultados presentados en los subcapítulos anteriores permiten interpretar, desde enfoques totalmente independientes, la geometría de la cuenca y las propiedades de los sedimentos que la rellenan. El objetivo de esta sección es discutir el rango de validez de los resultados de cada método, e interpretarlos en conjunto para lograr definir un modelo geomorfológico y geotécnico representativo de la zona de estudio, que permita constreñir de manera adecuada la modelación dinámica de la cuenca.

En primer lugar, y de manera general, se puede apreciar un buen ajuste entre las respuestas generadas por los modelos y los resultados obtenidos, con errores que son bastante bajos, siempre inferiores a 5-10%.

En relación a los resultados del método gravimétrico, la anomalía residual de la figura 5.3 permite entender como es la forma del contacto entre el relleno sedimentario y el basamento rocoso, presentando un fuerte gradiente vertical hacia la Falla Mejillones en el Oeste, y una transición más suave hacia la roca en el Este. Además, las fuertes anomalías obtenidas (de casi -30 mGal en su mayor expresión) indican un espesor de 600-800 metros de los materiales que rellenan la cuenca.

Ahora bien, la profundidad asociada del relleno va a depender del contraste de densidad que se establezca entre este y la roca, donde una mayor diferencia se traducirá en menores espesores de suelo. Con respecto a la roca, las muestras obtenidas en ambos extremos de la zona de estudio coinciden en valores en torno a los 2.67 g/cm^3 , y como se comentó anteriormente, el error en asumir este valor es bajo, considerando la información geológica disponible. Con respecto a los suelos, este valor es más difícil de establecer.

En relación a esto último, el primer supuesto para la inversión de los datos de gravedad es considerar un único cuerpo que se asocie al relleno sedimentario, el cual presenta una densidad constante. Esto no considera, por ejemplo, el aumento de la densidad en profundidad por confinamiento, sin embargo, considerando las magnitudes de anomalía y espesores que se manejan, este efecto no generaría variaciones muy grandes en el resultado final. También se ignora la presencia de distintos tipos de suelos, los que podrían presentar variaciones de densidad. Sin embargo, los resultados de los otros métodos geofísicos realizados en la zona, permiten avalar el supuesto de uniformidad. En el caso del método magnetotelúrico, las inversiones 1D y 2D realizadas muestran un gran cuerpo súper-conductor, que se proyecta por cerca de 500-600 metros, y que no presenta grandes variaciones en resistividad que permitan identificar con claridad más de un estrato. Por otro lado, en el método sísmico, las curvas de dispersión

se vuelve relativamente planas hacia bajas frecuencias más bajas, y las inversiones no presentan cambios importantes de velocidad en profundidad, por lo menos hasta la profundidad de exploración que bordea los 200 metros. Finalmente, los cambios de propiedades eléctricas y de velocidad de corte están limitados en promedio a los primeros 50-80 metros, por lo que el aporte de un cambio en densidad en una columna de más de 600 metros no generará cambios importantes.

Con respecto al valor de densidad, segundo supuesto en la modelación de la gravedad, Nazar et al. (2016) sugieren la presencia de suelos diatomáceos (comentados en el marco geológico), correspondientes a una matriz limo-arcillosa con restos de diatomeas fosilizadas en profundidad en Mejillones, cuyas densidades secas son incluso inferiores a 1 g/cm^3 . Según este mismo autor, estos suelos son capaces de retener mucha cantidad de agua alcanzando valores de hasta 1.56 g/cm^3 . Los sondeos disponibles al este de la cuenca, indican los mismos niveles de densidad para los limos con diatomeas (Capítulo 2). Además, González (2013) presenta algunas columnas estratigráficas en la zona de estudio (figura 2.6), hacia la costa, donde exhibe la existencia de suelos limosos y diatomitas asociadas a la Formación La Portada en profundidad, tras capas delgadas de arenas y gravas, lo que sumado a la información geológica expuesta en el capítulo 2, permite proponer la propagación de este estrato por varios cientos de metros.

Es así, que para la inversión de los datos gravimétricos se consideró en principio un rango de contraste de $1-1.2 \text{ g/cm}^3$, es decir, densidades de la columna de suelo que van desde $1.47-1.67 \text{ g/cm}^3$, como se muestra en las figuras 5.5 y 5.6. Para acotar este valor se hizo uso de los otros métodos geofísicos realizados. Los resultados sísmicos (figura 5.29) en general no lograron alcanzar velocidades atribuibles a basamento, alcanzando profundidades de estudio de ~ 200 metros. En el caso de los perfiles paralelos, se aprecia una transición a un estrato de mayor velocidad, sin embargo, ni este valor ni la profundidad a la que ocurre están bien acotados por las soluciones generadas, presentando un profundidad variable de entre 500 y 600 metros. Si se compara con la

gravedad en ese punto, utilizando un contraste de 1.2 g/cm^3 , la profundidad del basamento en esos perfiles sería del orden de 500 metros.

En relación a los resultados del método magnetoteléurico, estos muestran la presencia de una gran zona súper-conductora con resistividades que alcanzan valores inferiores a 1 ohm-m , y de hasta 0.2 ohm-m , y que se extiende en general desde los primeros 50 hasta los 700 metros, en su máxima profundidad. Como se explicó anteriormente, valores de resistividad inferiores a 1 ohm-m son muy conductores, y son difíciles de encontrar en ambientes comunes de cuencas sedimentarias. Si se siguen los rangos de resistividad de la figura 3.7, estos valores son asociables a sulfuros masivos, o presencia de agua salina. Esta última razón, es la que explica los niveles alcanzados en el lugar, debido a la cercanía con el borde costero (2 km). En los primeros 50-100 metros, la resolución del método MT es baja, debido a que el rango de frecuencias registrado está pensado para profundidades mayores. Sin embargo, el método TEM logra medir en períodos de micro y mili segundos, por lo que la información en los primeros 50-100 metros es más confiable. Si se observan los resultados de este método en los mismos perfiles del MT (Anexo A, Figura A.4), se ve que los valores inferiores a 1 ohm-m , o cercanos a ese valor, se alcanzan incluso por sobre la cota del nivel del mar. Además, en los mismos resultados se distingue un primer estrato de 20-30 metros con resistividades superiores a $10\text{-}20 \text{ ohm-m}$, y luego existe un estrato de espesor variable (entre 5-30 metros) con resistividades del orden de 5 ohm-m y superiores a 1, a partir del cual se llega al súper-conductor.

Estos valores conductores se pueden explicar por la presencia de agua salina retenida en los suelos del sector. Si bien, algunos sondeos mencionados en el trabajo de Muñoz & Rivas (2012) no detectan la presencia de napa freática en los primeros 30 metros, la gran capacidad de retención de agua de los suelos diatomáceos mencionados anteriormente en el trabajo de Nazar et al. (2016), puede explicar los valores de resistividad registrados, a partir de crecidas del nivel del mar en períodos pasados.

Además, se tomó una muestra de diatomita presente cerca de la costa en la zona de estudio, a la cual se le realizaron ensayos de resistividad eléctrica mediante un resistivímetro, siguiendo el procedimiento descrito en el trabajo de Araya (2005). La muestra fue obtenida desde una pared expuesta al ambiente, a cerca de un metro de la superficie, cuya densidad registrada, en estado natural, fue de 0.81 g/cm^3 . Los ensayos se realizaron en dos condiciones: en estado natural, y saturada en una solución salina con concentraciones típicas de agua de mar (3.5 %). Para el primer caso, la resistividad eléctrica obtenida varió entre 4 y 7 ohm-m para distintas mediciones. En el caso saturado, el equipo no fue capaz de registrar, lo que se debe al comportamiento extremadamente conductor de la muestra, lo que sugiere que los valores de resistividad son inferiores a los del primer caso, alcanzando posiblemente los valores inferiores a 1 ohm-m obtenidos con las mediciones MT y TEM.

En este sentido, la transición de un medio tan conductor a un medio con resistividades bajas, pero superiores a 1 ohm-m (un orden de magnitud de diferencia), como se muestra en la figura 5.13, se podría asociar a la presencia de un medio más impermeable, como el basamento. Los valores obtenidos de 1 a 10 ohm-m son aún conductores, pero una década superiores a los del estrato superior, y se pueden deber a un basamento fracturado, que permite la circulación de fluidos, efecto que va disminuyendo en profundidad hasta llegar a un basamento más puro. En esta investigación, se propone este cambio en un orden de magnitud de los valores de conductividad, como el contacto entre el relleno sedimentario y el basamento.

Considerando esto, se utilizan los resultados obtenidos con el método MT, para calibrar el contraste de densidad utilizado en el método gravimétrico. En la figura 5.31 se muestra la inversión 2D de MT para el perfil perpendicular, junto con el basamento gravimétrico para dos contrastes de densidad: 1.2 y 1 g/cm^3 . Se puede ver que el perfil gravimétrico con el contraste de 1.2 g/cm^3 se ajusta de mejor forma con los datos eléctricos. En general, las profundidades coinciden bastante bien, salvo en la zona oeste cercano a la falla, donde efectos 3D pueden afectar la solución del MT.

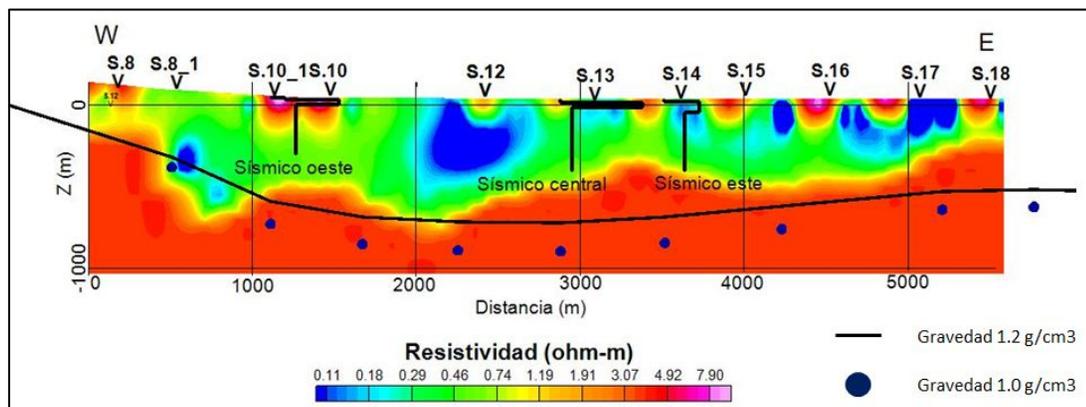


Figura 5.31: Comparación entre la inversión 2D del método magnetotelúrico y la inversión del método gravimétrico.

Con respecto a la validez de la solución del método eléctrico, en general las curvas de resistividad aparente son similares en ambos modos (TE y TM), sugiriendo un comportamiento principalmente 2D, a excepción de los puntos ubicados al Oeste (principalmente el 8 y 10) donde las curvas se distancian más entre ellas (Figura 5.16), y donde la inversión global presenta profundidades demasiado grandes en comparación a la figura 5.13. Esto se puede deber a efectos 3D asociados a la cercanía del cerro y de la Falla de Mejillones hacia el Oeste. Además se puede ver que en el resto de las curvas, si bien son más parecidas en ambos modos, hay algunas diferencias leves, sobre todo las del modo TM, que presentan comportamientos más conductores, posiblemente debidos al efecto del mar en los períodos más altos. De todas formas, considerando los problemas que pueden existir en la zona oeste, y la inversión utilizando solo el modo TE, los ajustes son bastantes buenos y coinciden en forma con la gravedad.

En base a la consistencia en el contacto suelo-basamento entre los datos electromagnéticos y de gravedad, y por la suavidad de la curva de este último, es que se decidió definir el basamento rocoso del perfil perpendicular, como aquel otorgado por la inversión 3D del método de gravedad, utilizando un contraste en densidad de 1.2 g/cm^3 , es decir, un suelo con una densidad promedio de 1.47 g/cm^3 y un basamento de densidad 2.67 g/cm^3 .

En relación a los resultados del método sísmico, como se mencionó anteriormente, no se logró alcanzar velocidades atribuibles al basamento, debido a la gran profundidad a la que aparece este en la zona. Las curvas, si bien se definen de buena forma hasta incluso por debajo de 1 Hz, no muestran una transición clara, y las longitudes de ondas alcanzadas no son lo suficiente para estudiar profundidades del orden de los 700 metros.

De todas formas, permite obtener información importante en los primeros 200-300 metros, la cual se puede propagar en profundidad a partir de la información geológica y de los otros métodos geofísicos aplicados. Se puede apreciar en los resultados que existe una muy buena correlación entre los resultados del método activo y los ensayos pasivos, principalmente con aquellos obtenidos del método SPAC. Junto a esto, los ajustes entre las respuestas observadas y modeladas son bastante buenos, con errores bajos y con consistencia entre las soluciones obtenidas para distintos desajustes.

Los perfiles de velocidad de corte obtenidos muestran una respuesta similar entre ellos, donde la solución se puede simplificar a un modelo de 3 estratos, con características compartidas en todos los perfiles. En la figura 5.32, por ejemplo, se muestra la solución obtenida en el perfil perpendicular central. El modelo se puede simplificar en un perfil de 3 estratos, donde el primero posee una velocidad de cerca de 350 m/s y un espesor de 20-25 metros. Posteriormente lo sigue un estrato de gran velocidad, que si bien la inversión propone 1000 m/s posiblemente sea más bajo, y cuyo espesor es de casi 20 metros. Finalmente, aparece una caída de la velocidad a un estrato de aproximadamente 400 m/s, el cual se propaga hasta la profundidad de exploración.

Si nos remitimos a la información del marco geológico, la primera capa puede corresponder a las arenas sueltas que se ven en terreno, con conchas y restos marinos. El segundo estrato puede corresponder a estas mismas arenas y gravas más compactadas, mientras que el último podría tener relación con los limos diatomáceos comentados previamente.

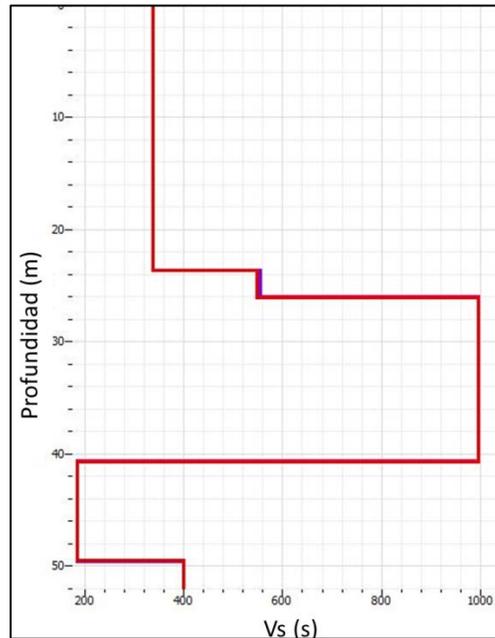


Figura 5.32: Perfil resultante de velocidad de onda de corte obtenido en el perfil perpendicular central.

En términos eléctricos, el primer y segundo estrato de arenas se puede relacionar con la zona de alta resistividad en los métodos MT y TEM (sobre 20 ohm-m), debido a que no retienen el agua. El estrato de suelos diatomáceos se puede relacionar con los estratos de menor resistividad y el medio súper-conductor, en función de la cantidad de agua que pueden retener y la posición de la napa freática. Esto también es consistente con las columnas estratigráficas que se muestran en González (2013), donde los estratos de arena se pueden ir haciendo más importantes a medida que se alejan de la costa.

5.5. Modelo geomorfológico y geotécnico

A partir de los resultados e interpretaciones presentadas anteriormente, se procede a generar un modelo geomorfológico y geotécnico representativo del sitio de estudio, a partir del cual se estudiará en el siguiente capítulo el comportamiento dinámico de la zona de mejillones ante eventos de carácter sísmico de subducción.

En función de los recursos disponibles, se concentraron las diferentes metodologías de prospección, principalmente, a lo largo de dos perfiles ortogonales entre sí, y orientados según la presencia de la Falla de Mejillones: Perfil paralelo y perpendicular a la Falla.

A modo de simplificación, y tomando en cuenta posibles efectos 3D en el perfil cercano a la falla, se decidió dirigir los resultados hacia la definición de un modelo geotécnico 2D asociado al perfil perpendicular, cuya disposición en el espacio se muestra en la figura 5.11.

El modelo generado consiste en una simplificación del problema, cuyas propiedades geométricas y geotécnicas son valores promedios, distribuidos en una cantidad finita de estratos de propiedades constantes, y definidos y sustentados a partir de resultados puntuales en distintos sitios del perfil. En este caso, la geometría del basamento corresponde a la generada por el método gravimétrico, calibrada por el método magnetotelúrico e interpretaciones geológicas. Las propiedades petrofísicas, densidad y velocidad de onda de corte, son determinadas a partir de la gravedad, y de perfiles puntuales de velocidad en profundidad, cuya información se proyecta en las zonas donde no existe dato.

Con el fin de incluir los efectos asociados a posibles desplazamientos de la Falla de Mejillones, se extendió el modelo lateralmente, usando la información de los ensayos activos sísmicos en los extremos Oeste y Este. Este modelo se presenta en la figura 5.33. A partir de la información sísmica, los perfiles de más al oeste presentaban velocidades mayores y un ascenso continuo en los primeros 30 metros, producto de los materiales que se depositan desde el morro. Por eso, el primer estrato de menor velocidad desaparece hacia el Oeste. La Falla Mejillones aparece al extremo oeste del perfil, con las características mencionadas en el marco sismo-tectónico, presentando un ángulo de manto de 70° con respecto a la horizontal y un movimiento normal, como lo indican las flechas en la figura 5.33

En la figura 5.34 se muestra un modelo acotado a los 3 km centrales del perfil perpendicular. El modelo consiste en 3 estratos de suelo, cuyas velocidades promedio se muestran en la figura, y un basamento rocoso, cuya proyección en profundidad se limita a 100 metros por debajo del último estrato, para efectos de la modelación dinámica.

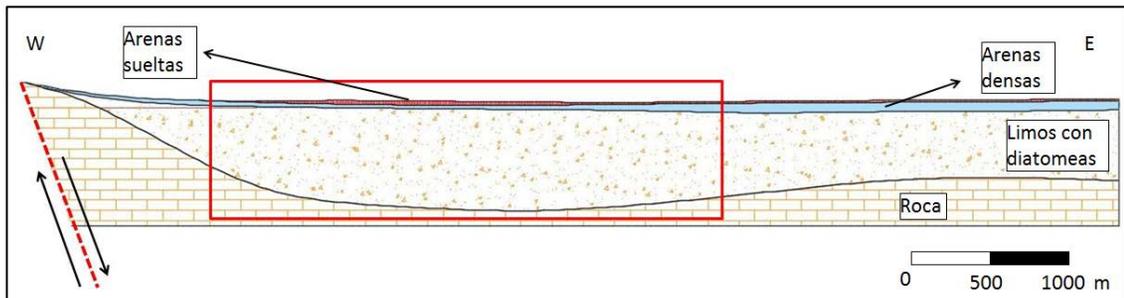


Figura 5.33: Modelo geotécnico del perfil perpendicular influenciado por la Falla Mejillones.

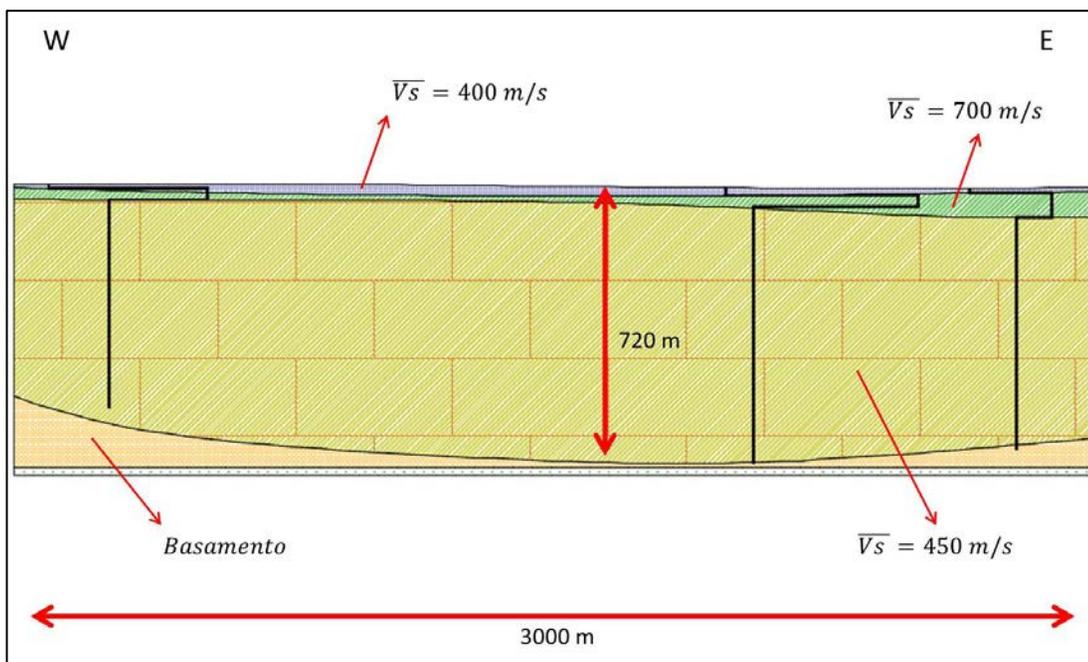


Figura 5.34: Modelo geotécnico de la porción central del perfil perpendicular. En líneas negras las soluciones de velocidad de onda de corte de la inversión sísmica combinada para los 3 sub-perfiles perpendiculares.

6. ANÁLISIS DINÁMICO DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA

Una vez generado el modelo geotécnico se procede a evaluar su comportamiento ante cargas dinámicas mediante modelación computacional, a fin de cuantificar las amplificaciones en superficie de las ondas sísmicas. El análisis dinámico se realiza utilizando el método numérico de elementos espectrales (SEM por sus siglas en inglés) implementado en el código SPEED (SPectral Elements in Elastodynamics with Discontinuous Galerkin) el cual busca aproximar el problema de propagación sísmica en medios visco-elásticos heterogéneos tridimensionales (Mazzieri et al., 2013). El método SEM fue introducido inicialmente por Patera (1984), y combina las ventajas del método de elementos finitos (como la aplicación en geometrías altamente complejas) con la precisión de las técnicas espectrales. En particular, el método utiliza polinomios de Lagrange de alto orden como funciones de forma, donde la solución mejora en gran medida aumentando el orden de los polinomios (e.g. Patera, 1984; Faccioli et al., 1997). Una explicación detallada de la aplicación del método en el código de SPEED se puede encontrar en los trabajos de Faccioli et al. (1997), Stupazzini et al. (2009), Antonietti et al. (2012), y Mazzieri et al. (2013).

6.1. Modelación computacional

A continuación se detallan los aspectos más importantes utilizados en la modelación computacional, incluyendo los modelos utilizados y la señal utilizada como excitación sísmica.

SPEED incorpora el comportamiento visco-elástico de los materiales a partir de un vector de fuerzas viscosas (f_{visc}) en la ecuación de equilibrio (ecuación 6.1):

$$\mathbf{M} \frac{d^2 \underline{u}}{dt^2} + \mathbf{K} \underline{u} = \underline{f} + \underline{f}_{visc} \quad (6.1)$$

Donde \mathbf{M} es la matriz de masa, \mathbf{K} la matriz de rigidez, \underline{f} el vector de fuerzas externas, y \underline{u} el vector de desplazamientos obtenido. El vector \underline{f}_{visc} corresponde a las fuerzas de volumen que representan el comportamiento visco-elástico del material caracterizado por un factor de decaimiento γ_d . Este vector se define según la ecuación 6.2.

$$\underline{f}_{visc} = -\mathbf{M} \left(2\gamma_d \frac{d\underline{u}}{dt} + \gamma_d^2 \underline{u} \right) \quad (6.2)$$

Este parámetro γ_d se ajusta para que todas las componentes de frecuencia se atenúen de la misma forma (no dispersivo). En SPEED, el factor de decaimiento se relaciona al factor de calidad Q , el cual queda expresado en la ecuación 6.3.

$$Q = \frac{\pi f_0}{\gamma_d} = \frac{Q_0 f}{f_0} = \frac{1}{2\zeta} \quad (6.3)$$

Donde f_0 representa la frecuencia característica del movimiento sísmico, y ζ corresponde a la razón de amortiguamiento crítico habitual. Por ejemplo, para un amortiguamiento de 1%, el factor Q es 50.

Además, SPEED tiene implementado un modelo No Lineal (ocupado en esta investigación), el cual actualiza los parámetros de rigidez (G) y amortiguamiento viscoso (ζ) según la distorsión máxima instantánea al centro de cada elemento, siguiendo como referencia las curvas entregadas para cada material. La distorsión máxima instantánea la calcula según la ecuación 6.4 (Smerzini, 2010).

$$\gamma_s^{m\acute{a}x}(t) = m\acute{a}x \left(|\varepsilon_1(\underline{x}, t) - \varepsilon_2(\underline{x}, t)|, |\varepsilon_1(\underline{x}, t) - \varepsilon_2(\underline{x}, t)|, |\varepsilon_1(\underline{x}, t) - \varepsilon_2(\underline{x}, t)| \right) \quad (6.4)$$

Donde ε_i son las deformaciones principales. Para cada paso de tiempo, en el centro de cada elemento (posición según vector \underline{x}), se calcula la distorsión máxima, a partir de la cual se lee el nivel de degradación correspondiente según las curvas de decaimiento de rigidez e incremento del amortiguamiento, y se actualizan los parámetros. Para más detalles, revisar el trabajo de Smerzini (2010).

6.1.1. Malla

Para la modelación computacional se utilizó como base el modelo presentado en la figura 5.33. Para generar la malla se utilizó el software Trelis® (desarrollado por Csimsoft®), utilizando elementos hexaédricos. El modelo generado para su evaluación en SPEED consiste en un modelo pseudo 3D (2D en deformaciones planas), donde a la geometría de la figura 5.33 se le asigna un espesor en la dirección perpendicular (eje Y) de 10 metros. Además, se incorporó la falla cortical en el modelo, como un bloque idealizado según las propiedades descritas en el capítulo 2. La extensión lateral del modelo es de 7 kilómetros, y la malla cuenta con un total de 51919 elementos y 35184 nodos lineales.

La asignación de propiedades se simplificó a través de la generación de 12 grupos de elementos, los cuales se describen a continuación (Figura 6.1):

1) Grupo de elementos hexaédricos correspondiente al estrato de arenas sueltas (suelo), con espesor variable en la dirección W-E (eje X). Tamaño aproximado de elementos igual a 20 m.

2) Grupo de elementos hexaédricos correspondiente al estrato de arenas compactadas (suelo) con espesor variable en el eje X. Tamaño aproximado de elementos igual a 20 m.

3) Grupo de elementos hexaédricos correspondiente al estrato de limos diatomáceos, con espesor variable en el eje X. Tamaño aproximado de elementos igual a 20 m.

4) Grupo de elementos hexaédricos correspondiente a la roca característica de la zona de falla. Tamaño aproximado de elementos igual a 30 m.

5) y 6) Grupo de elementos hexaédricos correspondiente al basamento rocoso (fuera de la zona de falla). Tamaño aproximado de elementos igual a 30 m.

7) Grupo de elementos hexaédricos correspondiente a un estrato de roca auxiliar ubicado al fondo del modelo, donde se aplica la excitación sísmica (frente de onda plano). Los elementos tienen un tamaño de 30 m.

8), 9), 10) y 11) Grupos de elementos cuadriláteros planos en las caras verticales del modelo (ejes X e Y) donde se aplican condiciones de borde de Dirichlet (desplazamiento nulo en Y en Z).

12) Grupos de elementos cuadriláteros planos en el fondo del modelo (eje Z) donde se aplican condiciones de borde absorbente, y además se aplica el frente de onda plano.

La figura 6.1 muestra una vista de la malla utilizada, donde la escala de colores indica la velocidad de onda de corte (V_s) de cada estrato.

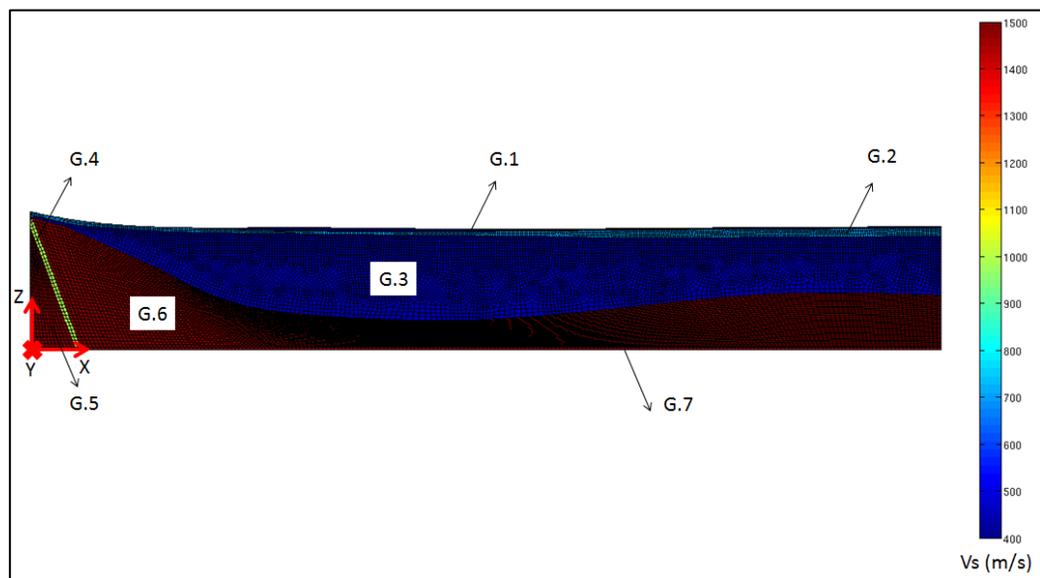


Figura 6.1: Malla utilizada en la modelación dinámica. La velocidad de onda de corte es mostrada en la escala de colores, al igual que los grupos de elementos hexaédricos.

6.1.2. Asignación de materiales

El código SPEED requiere que a cada material (grupo) se le asignen las siguientes propiedades: densidad (ρ), velocidad de onda de corte (V_s), velocidad de onda P (V_p), y factores de calidad (Q_p y Q_s). Estos últimos se calculan asumiendo una razón de amortiguamiento crítico inicial. En esta investigación se realizaron dos tipos de análisis: Visco-elástico, y No Lineal. Para el primer caso, basta con las propiedades mencionadas anteriormente. En el segundo caso, es necesario otorgarle al material curvas de rigidez y amortiguamiento características, las que permiten actualizar las propiedades de los suelos en forma iterativa.

Además, se estudió la implicancia de la falla en el comportamiento dinámico de la cuenca de Mejillones y en las aceleraciones y desplazamientos en superficie. Para esto se modeló la falla de 3 formas distintas:

- Roca pura: La falla (grupo 4) presenta las mismas velocidades que el basamento rocoso (grupos 5 y 6)
- Roca dañada: La falla presenta una degradación de las velocidades de onda de corte y onda P.
- Rellena con arcilla: La falla presenta una degradación de las velocidades de onda de corte y onda, presentando valores muy bajos, comparables con el suelo de relleno.

La tabla 6.1 resume las propiedades asignadas a cada material del modelo.

Para el caso no lineal, como se mencionó anteriormente, es necesario asignar curvas de amortiguamiento, y degradación de la rigidez. En este caso, el suelo de mayor interés corresponde a los suelos finos diatomáceos, los cuales se estima en este trabajo, se propagan por cientos de metros. Para estos suelos, se cuentan con muestras obtenidas de calicatas y sondajes en la zona. Una muestra inalterada fue sometida a ensayos de laboratorio, para estudiar sus propiedades dinámicas. Los ensayos realizados

corresponden a ensayos de columna resonante (RC) y torsión de corte cíclico (TS) para confinamientos de 100, 200, y 400 kPa. Las curvas obtenidas para los confinamientos de 200 y 400 kPa se muestran en la figuras 6.2 y 6.3, respectivamente.

Tabla 6.1: Propiedades de los materiales del modelo

Material	Grado polinomio	Densidad (kg/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p
Suelo 1 (arenas sueltas)	4	1800	400	600	50	100
Suelo 2 (arenas densas)	4	1900	700	1200	50	100
Suelo 3 (limos diatomáceos)	4	1500	450	900	50	100
Falla (Roca pura)	4	2700	1500	3000	100	200
Falla (Roca dañada)	4	2700	1000	2000	100	200
Falla (rellena de arcilla)	4	2700	400	600	100	200
Basamento rocoso	4	2700	1500	3000	100	200
Roca auxiliar	4	2700	1500	3000	100	200

En la figura 6.2 se grafican los resultados obtenidos en los ensayos para un confinamiento de 200 kPa (puntos) junto con un par de curvas publicadas (líneas punteadas) por Vucetic & Dobry (1991) para suelos finos con distintos índices de plasticidad (PI = 15 y 50 %). En el caso de la rigidez, la curva roja continua corresponde a un ajuste hiperbólico, usando la ecuación 6.5, donde el parámetro α depende del confinamiento y γ_r regula la curvatura. El parámetro γ corresponde a la distorsión en porcentaje. En el caso del amortiguamiento, la curva roja corresponde al ajuste de los datos siguiendo el trabajo de Darendeli (2001). La relación utilizada se muestra en la ecuación 6.6.

$$\frac{G}{G_{m\acute{a}x}} = \frac{1}{1 + \left(\frac{\gamma}{\gamma_r}\right)^\alpha} \quad (6.5)$$

$$D_{ajustado} = b \left(\frac{G}{G_{m\acute{a}x}} \right)^{0.1} D_{masing} + D_{min} \quad (6.6)$$

En la ecuación 6.6, el parámetro D_{masing} corresponde al amortiguamiento según Masing (explicado en Darendeli, 2001), que depende de los parámetros de la curva de rigidez. D_{min} y b corresponden a los parámetros de ajuste, donde ambos dependen del confinamiento.

Los resultados obtenidos son consistentes, ya que se ubican, en general, en el rango propuesto por los autores mencionados anteriormente, salvo las curvas de amortiguamiento que alcanzan valores levemente inferiores para distorsiones bajas. Además, las curvas para un confinamiento de 200 kPa son bastantes similares a las curvas para un PI 50 %.

La figura 6.3, muestra el ajuste (curva roja) para los datos a un confinamiento de 400 kPa (puntos). Además se grafican las curvas para 200 kPa y 800 kPa (líneas segmentadas). Esta última se obtuvo utilizando los parámetros calibrados en los dos casos anteriores (200 y 400 kPa), variando el confinamiento. En este caso, para la curva de rigidez, se ajustó un valor γ_r para los datos obtenidos, y se varió solamente α , según el confinamiento, de manera lineal. Para el amortiguamiento, se variaron los parámetros b y D_{min} , donde ambos decrecen a medida que aumenta el amortiguamiento. En este caso D_{min} varía linealmente, y b varía con forma de raíz cuadrada. Con estos datos, considerando los niveles de confinamiento presentes en el modelo para el estrato de suelo fino (profundidad mínima de 30 metros), se decidió utilizar las curvas de 400 y 800 kPa. Para esto, el grupo 3 (estrato de limo diatomáceo) se dividió en 3 zonas en función de la profundidad. Para profundidades inferiores a 80 metros, se utilizó la curva de 400 kPa, mientras que bajo los 150 metros las de 800 kPa. Para profundidades mayores, debido a los altos niveles de confinamiento (sobre 1 MPa), se consideró visco-elástico sin degradación de propiedades.

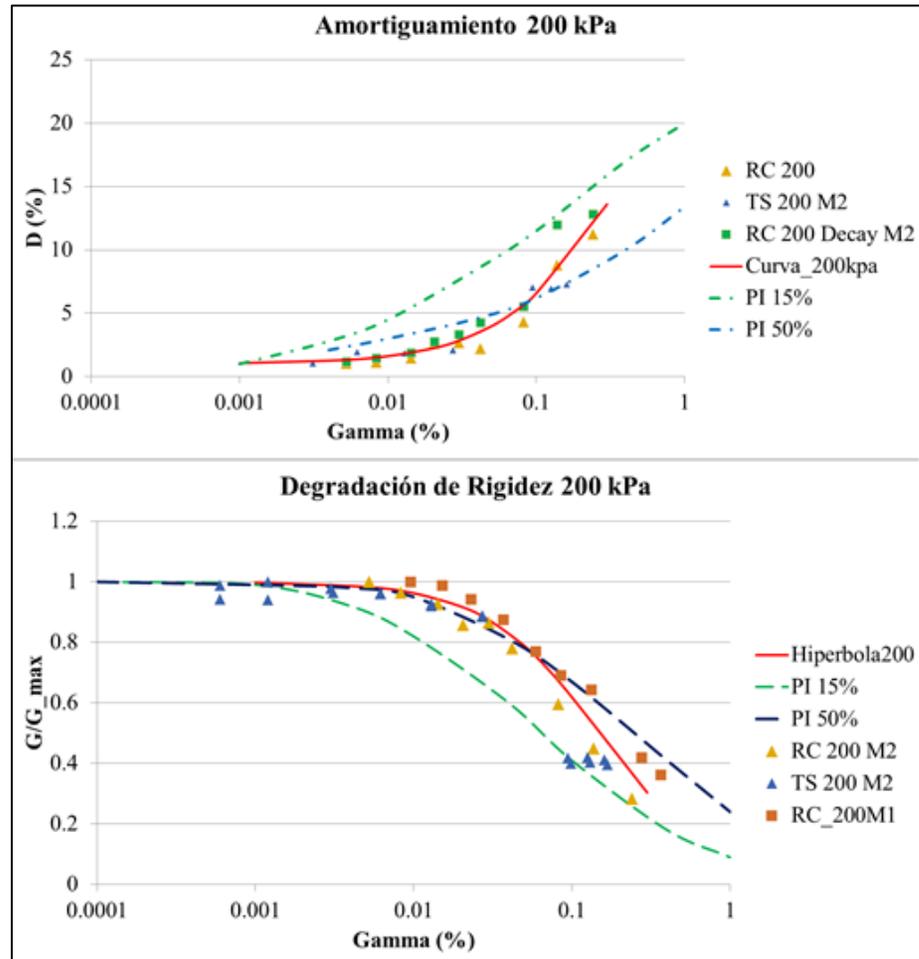


Figura 6.2: Curvas de laboratorio para amortiguamiento y degradación de rigidez (puntos) de los ensayos de columna resonante (RC) y torsión de corte cíclico (TS) para las muestras de limos diatomáceos a un confinamiento de 200 kPa. Se muestran además las curvas publicadas (Vucetic & Dobry, 1991) para suelos finos con distinto PI (líneas punteadas), y un ajuste hiperbólico a los datos de 200 kPa.

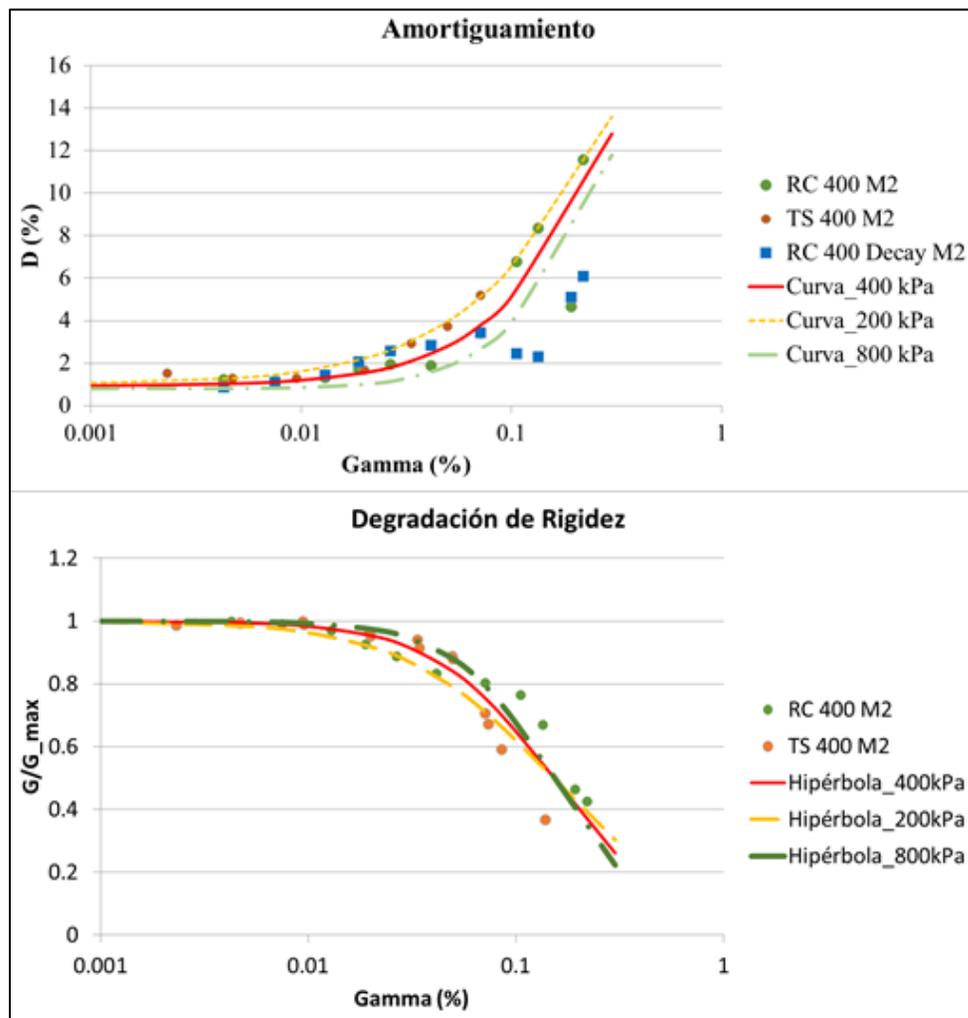


Figura 6.3: Curvas de laboratorio para amortiguamiento y degradación de rigidez (puntos) de los ensayos de columna resonante (RC) y torsión cíclica (TS) para las muestras de limos diatomáceos a un confinamiento de 400 kPa. En línea continua se muestra el ajuste hiperbólico para los datos de 400 kPa. Las curvas punteadas corresponden a las curvas para confinamientos de 200 y 800 kPa.

Para las arenas (grupos 1 y 2) no se cuenta con ensayos de laboratorio para muestras propias, por lo que se decidió utilizar las curvas publicadas por Seed & Idriss (1970) para suelos granulares, las cuales se muestran en la figura 6.4. En función de las velocidades de onda de corte de ambos estratos de arena, se decidió utilizar las curvas

del límite medio (*mean* en la figura 6.4) para las arenas sueltas (400 m/s), y las curvas del límite máximo (*max* en la figura 6.4) para las arenas densas (700 m/s).

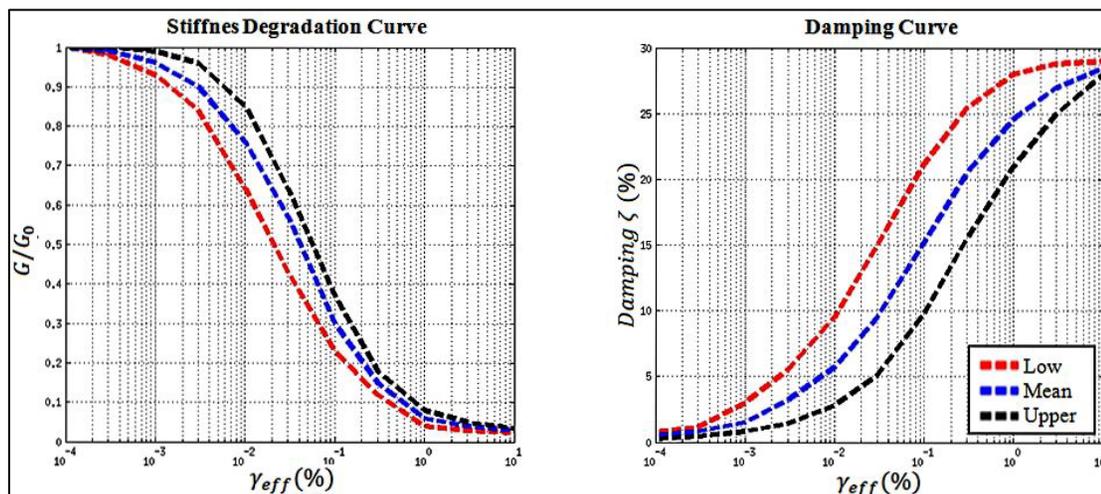


Figura 6.4: Curvas de degradación de rigidez e incremento de amortiguamiento para suelos granulares publicadas por Seed & Idriss (1970).

6.1.3. Fuente sísmica

La señal utilizada para la simulación numérica corresponde a una señal sintética del tipo Ricker, tal como se muestra en la figura 6.5, la cual presenta un *peak* de 0.2g en afloramiento rocoso (*outcrop*), y un contenido de frecuencias que va desde 0-10 Hz, concentrado entre 3 y 8 Hz. Esta señal fue inducida en el material 7, es decir en la base del modelo, y corresponde a la propagación de un frente de onda plano. Este supuesto se puede considerar como válido en este caso de estudio, si se toma en cuenta la gran distancia a la cuenca desde la fuente sísmica (15-40 km para terremotos de subducción), y la disminución de la rigidez de la corteza en los primeros kilómetros, lo que hace que la incidencia se vaya haciendo más vertical (Ley de Snell – Anexo B). Posteriormente se amplificó la señal hasta un *peak* de 0.5 g. El largo del registro es de 5-7 segundos y el paso de tiempo de la modelación numérica es de 0.0001 s. La solución en desplazamientos se registra en un número determinado de nodos definidos por el

usuario, llamados monitores. En este caso, se monitorearon todos los puntos del plano $y=0$.

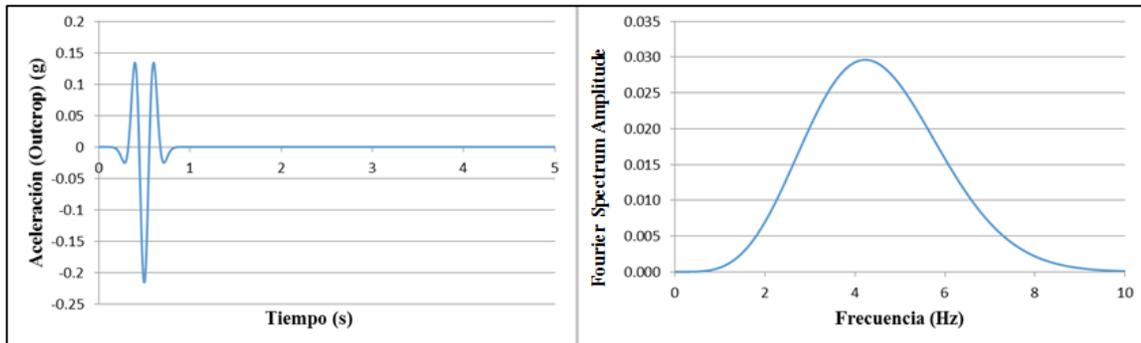


Figura 6.5: Onda de Ricker utilizada como señal dinámica.

6.2. Resultados

En primer lugar, se muestran los resultados correspondientes al caso visco-elástico, para los 3 escenarios de falla nombrados anteriormente. Un resumen de los resultados se puede ver en la figura 6.6.

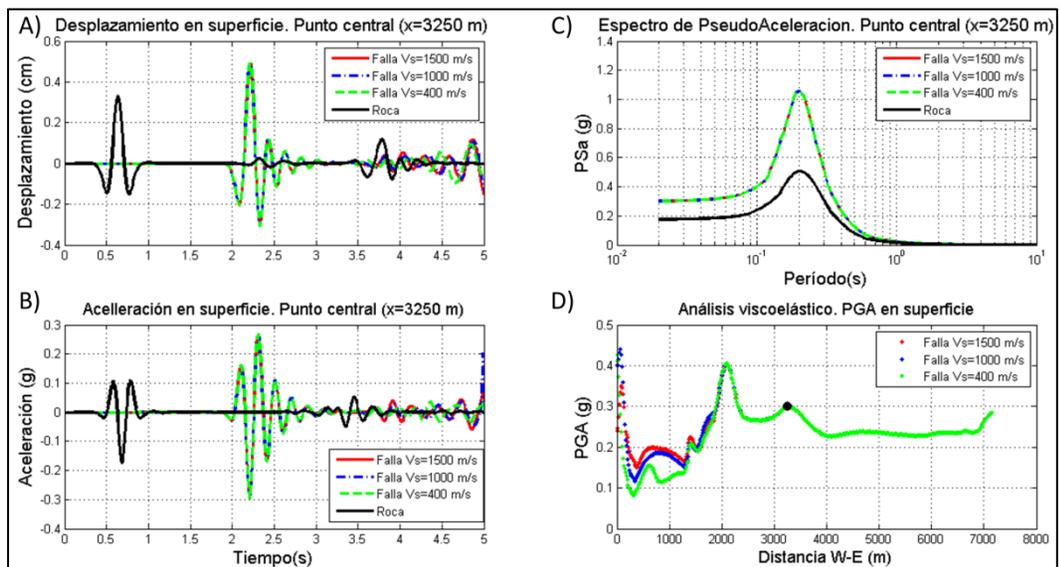


Figura 6.6: Resultados en superficie para señal de 0.2 g. Análisis visco-elástico. Gráficos A, B, y C corresponden a un punto particular ubicado en $x=3250$ metros (círculo negro en el Gráfico D).

El panel D muestra el PGA (peak ground acceleration) para todos los puntos de la superficie del modelo. De la figura es posible apreciar que prácticamente no existen diferencias en la respuesta para los 3 casos de falla hacia el este del modelo (zona más lejana a la Falla Mejillones). Mientras que hacia el oeste aparecen algunas diferencias, principalmente en los primeros 2000 metros, donde el PGA tiende a ser menor para los casos donde la Falla presenta velocidades inferiores al basamento. Los valores son cercanos a 0.2 g hacia el este y tienden a aumentar hacia el oeste alcanzando un máximo 0.4 g, evidenciando amplificación en la zona.

El resto de los paneles muestra la comparación en un punto en particular ubicado cerca de la zona central del modelo (círculo negro en el panel D). En términos de desplazamientos y aceleraciones (panel A y B), las diferencias entre los 3 casos se dan hacia el final del tiempo, las cuales son pequeñas, y corresponden a los rebotes de la onda propagada que podrían ser ondas de cuerpo o de superficie. En ambos casos se ven aceleraciones y desplazamientos máximos que son mayores a los del registro sísmico inicial, evidenciando amplificación sísmica. En el espectro de respuesta (panel C) no se aprecian diferencias entre los 3 casos, y se aprecia que la pseudoaceleración es casi el doble que el *input* de la onda ricker en afloramiento rocoso.

La figura 6.7 muestra el mismo resultado anterior, pero para un punto cercano a la falla (oeste – $x=700$ m), donde se aprecian diferencias en los PGA (Panel D figura 6.6). Las diferencias también se hacen presentes en desplazamientos, aceleraciones y en el espectro de pseudoaceleraciones (Paneles A, B, y C, respectivamente). En general, en el caso de las aceleraciones, estas tienden a disminuir levemente a medida que disminuye la velocidad de onda de corte de la falla, al igual que los desplazamientos. Además, la amplificación en superficie es menor en este punto debido al menor relleno de suelo. En el caso del espectro de pseudoaceleración, se alcanzan los mayores valores en el caso de la roca pura. Eso sumado al hecho de que el período fundamental de la respuesta en superficie está un poco trasladado hacia períodos altos con respecto a la respuesta en roca. Las diferencias entre los 3 casos se deben, probablemente, a la mayor

cercanía que hay en ese punto a la falla (en profundidad), con respecto al punto central de la figura 6.6 (1 km vs 8 km). Así, es probable que las propiedades de la falla afecten la rigidez efectiva del basamento en la zona.

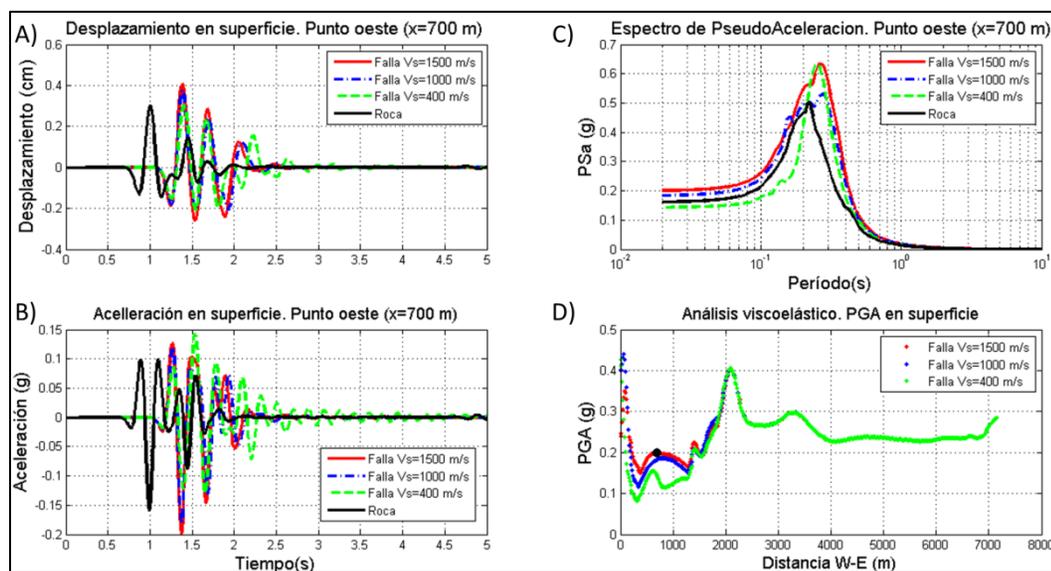


Figura 6.7: Resultados en superficie para señal de 0.2 g. Análisis visco-elástico. Los gráficos A, B, y C corresponden a un punto particular ubicado en $x=700$ metros (Gráfico D – círculo negro).

Con el fin de validar los resultados obtenidos anteriormente, se compararon las respuestas con modelos 1D utilizando el mismo código SPEED (columnas), y además el software DEEPSOIL (Hashash et al., 2016), para cuatro puntos de control ubicados en $x=700$, 2000, 3250, y 6500 metros. Los resultados para aceleración y espectro de pseudoaceleraciones se muestran en las figuras 6.8 y 6.9. En general, las respuestas son similares entre el modelo inicial y los modelos 1D, donde el calce se hace casi perfecto en los puntos más orientales ($x=3250$, $x=6500$ – figura 6.9), debido a que en esa zona el modelo es más semejante a un modelo 1D (basamento y estratos casi horizontales). Las pequeñas diferencias que existen entre el modelo 1D y el cálculo externo con DEEPSOIL están asociadas al tratamiento del amortiguamiento. En el caso del modelo 1D la resolución es en el dominio del tiempo y el amortiguamiento es aproximadamente independiente de la frecuencia. En el caso de DEEPSOIL, la resolución es en el dominio

de las frecuencias y el amortiguamiento es rigurosamente independiente de la frecuencia.

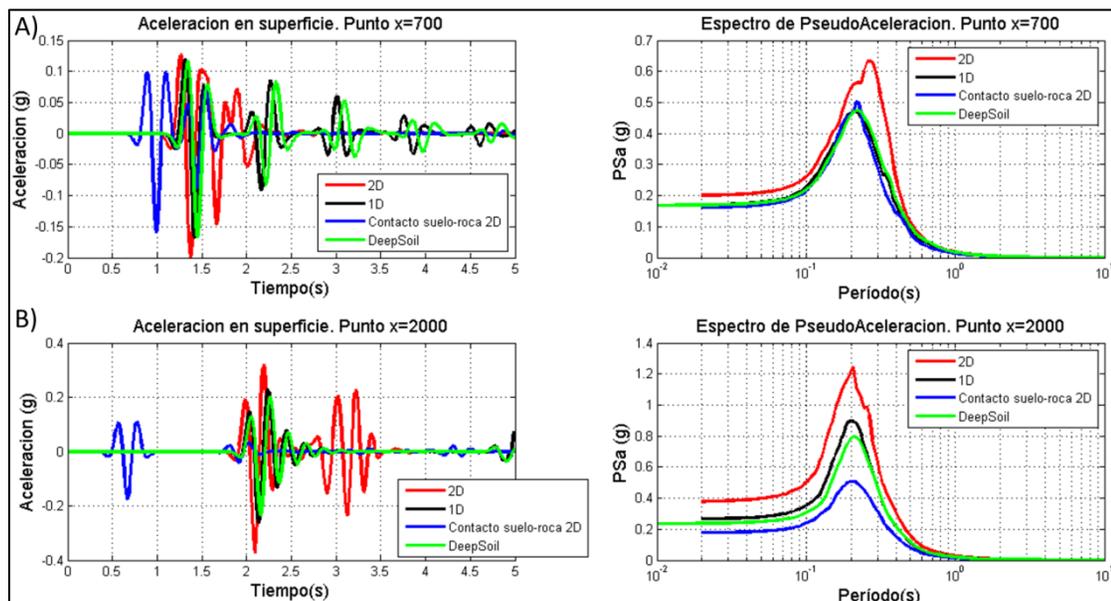


Figura 6.8: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos 1D y la modelación 2D en deformaciones planas. Análisis viscoelástico. El gráfico A corresponde al punto occidental ($x=700$). B corresponde a $x=2000$.

En los puntos más occidentales hay más diferencias, donde los efectos de amplificación tienden a ser mayores en el caso 2D, sumado al hecho de que en este análisis aparecen efectos derivados del rebote de ondas, que son más importantes. Las diferencias en estos casos se explican por la geometría 2D del basamento y de la topografía que hacen que pierdan validez los supuestos de la teoría 1D. Estos resultados permiten validar la modelación.

Posteriormente, se realizó la modelación No Lineal, ocupando las curvas descritas en la sección 6.1.2. La figura 6.10 muestra el PGA para todos los puntos de la superficie, comparando los resultados con el caso elástico. Se puede ver que la forma de la curva es casi idéntica al caso visco-elástico (roca pura), pero con valores inferiores, debido a la degradación del material por la actualización de los parámetros de rigidez y

amortiguamiento con la deformación. El PGA máximo en el caso no lineal es de 0.3 g, mientras que hacia el este se hace más cercano a 0.15 g.

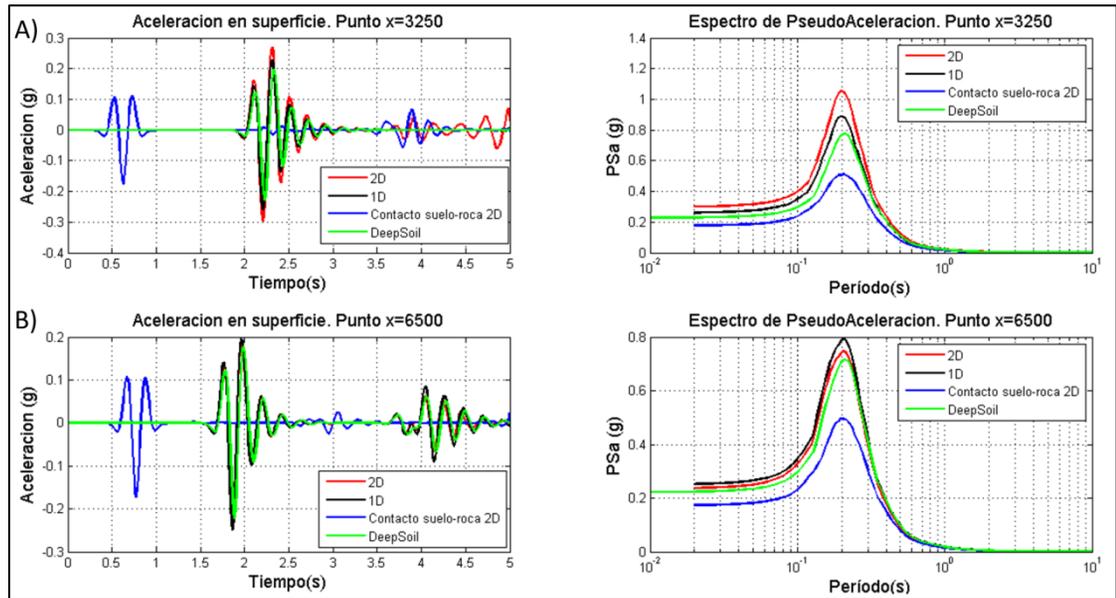


Figura 6.9: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos 1D y la modelación 2D en deformaciones planas. Análisis viscoelástico. El gráfico A corresponde al central (x=3250). B corresponde a un punto oriental (x=6500).

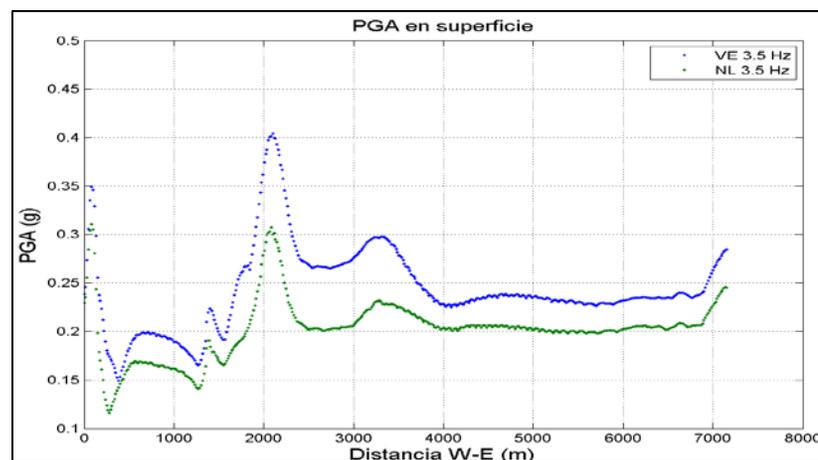


Figura 6.10: Comparación PGA en superficie para señal de 0.2 g entre modelos elástico y no lineal. Modelación 3D.

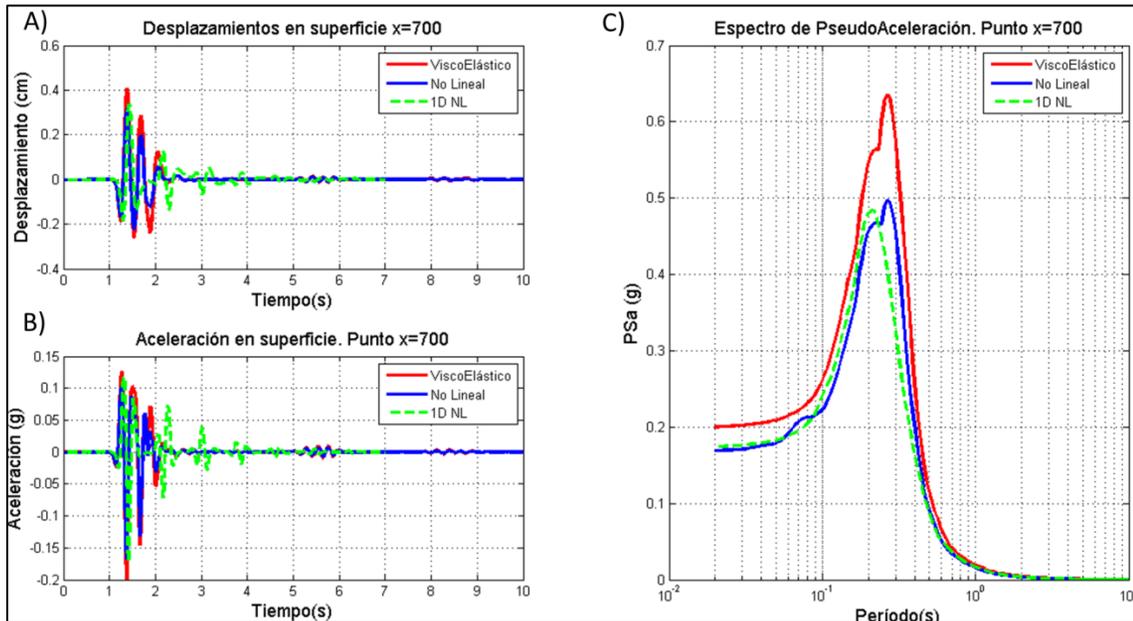


Figura 6.11: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto $x=700$ (oeste)

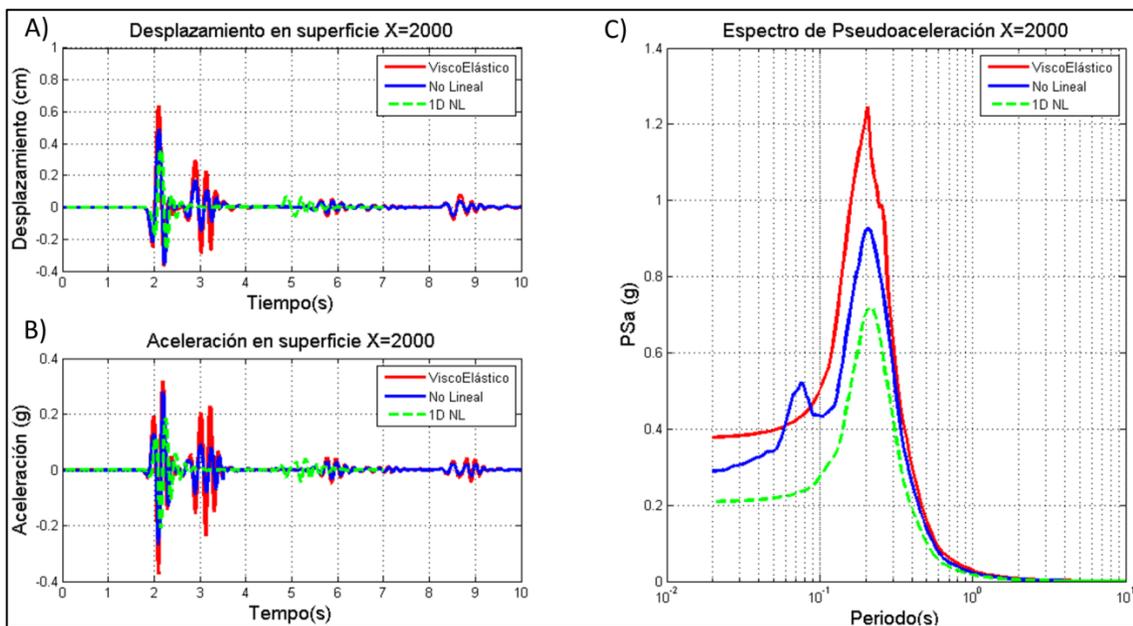


Figura 6.12: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto $x=2000$ m.

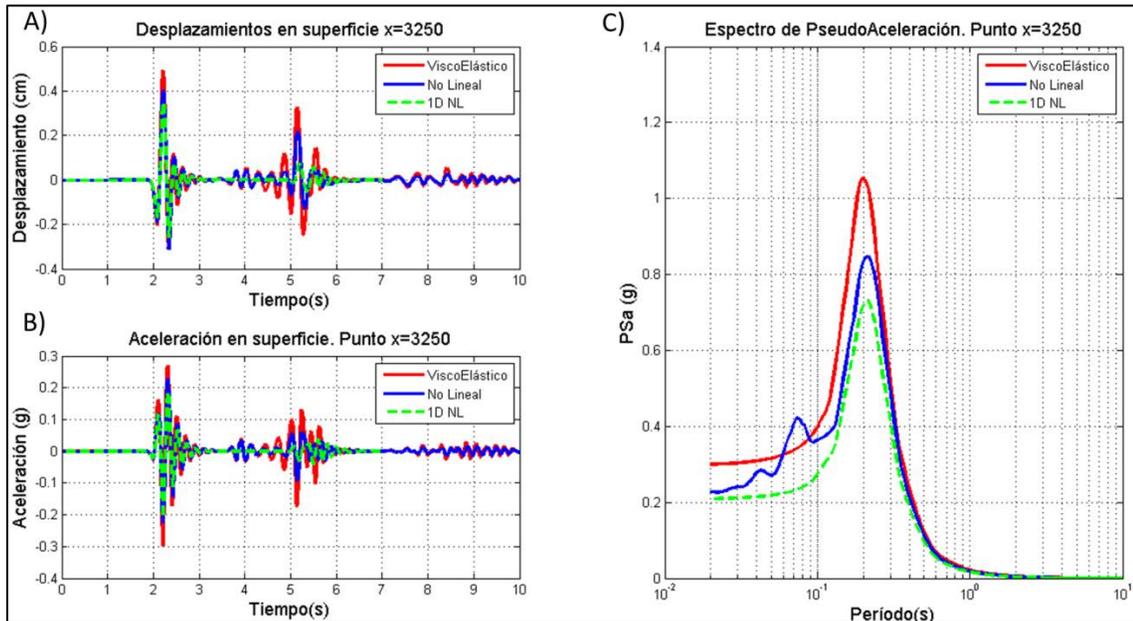


Figura 6.13: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto $x=3250$ m. (centro).

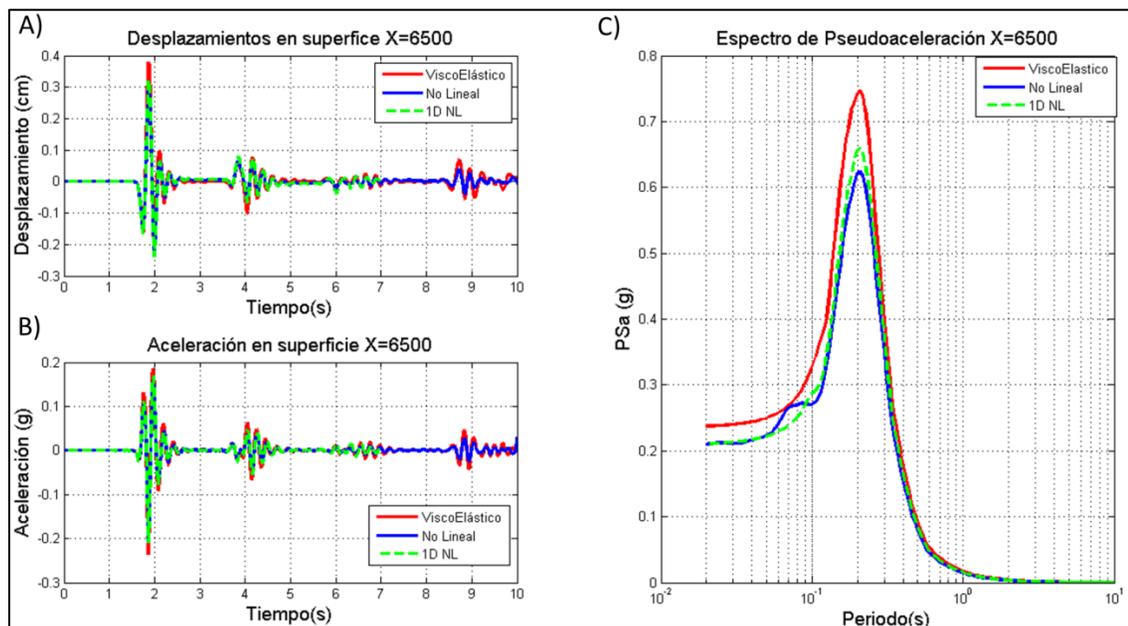


Figura 6.14: Comparación resultados en superficie para señal de 0.2 g entre modelos no lineales. Punto $x=6500$ m. (este).

Las figuras 6.11-14 muestra las soluciones en los mismos 4 puntos de control que las figuras 6.8 y 6.9. En ellas se compara la solución no lineal (2D), con modelos 1D no lineales, y con la solución 2D visco-elástica. Se puede ver que, al igual que el PGA, los valores de aceleración, desplazamientos, pseudoaceleración máximos son inferiores al caso elástico, como debe ser por degradación de las propiedades. Sin embargo, la disminución no es tan fuerte, alcanzando valores máximos de 0.3 g en aceleración y 0.5 cm en desplazamiento. Además, las diferencias entre la respuesta no lineal, en comparación a los modelos 1D vuelven a presentar las mayores diferencias hacia el oeste, debido a la geometría abrupta en esa zona. Por otro lado, en general, hacia tiempos más lejanos, los efectos de rebote son más importantes en el modelo 2D debido a las ondas que llegan desde otras zonas de la cuenca. En los modelos 1D, los rebotes se producen en el basamento subyacente, por lo que son tardíos y de menor amplitud.

Se puede apreciar además que los períodos predominantes en los espectros de pseudoaceleración coinciden entre respuestas elásticas y no lineales. En este último caso, aparece un *peak* inferior hacia períodos más bajos, junto con una disminución en la amplitud máxima.

De las figuras anteriores, se puede ver que, a pesar de haber una disminución de las amplitudes en los resultados no lineales debido a la degradación de las propiedades, no se aprecian grandes diferencias en la forma de los registros en tiempo, ni del PGA en superficie, con respecto al caso visco-elástico. Esto se debe a que los niveles de distorsión alcanzados no logran ser tan altos, y por lo tanto el comportamiento no lineal no es tan importante. La razón puede estar en que el contenido de frecuencias de la onda ricker utilizada (2-8 Hz, Figura 6.5) es superior a las frecuencias fundamentales del sitio, según las mediciones de H/V (por ejemplo, Figura 5.29), que bordean los 0.2 Hz.

La figura 6.15 muestra la superposición del contenido de frecuencias de la onda ricker utilizada con la frecuencia fundamental en cada punto de la superficie, obtenida de la función de transferencia (frecuencia a la que ocurre la máxima amplitud). En la figura se puede apreciar que las frecuencias fundamentales son del orden de los 0.2 Hz, a

excepción de la zona oeste, donde crecen, debido al bajo relleno sedimentario en esa zona. Por lo tanto, la mayor parte de la cuenca se encuentra fuera del rango de frecuencias esencial del movimiento.

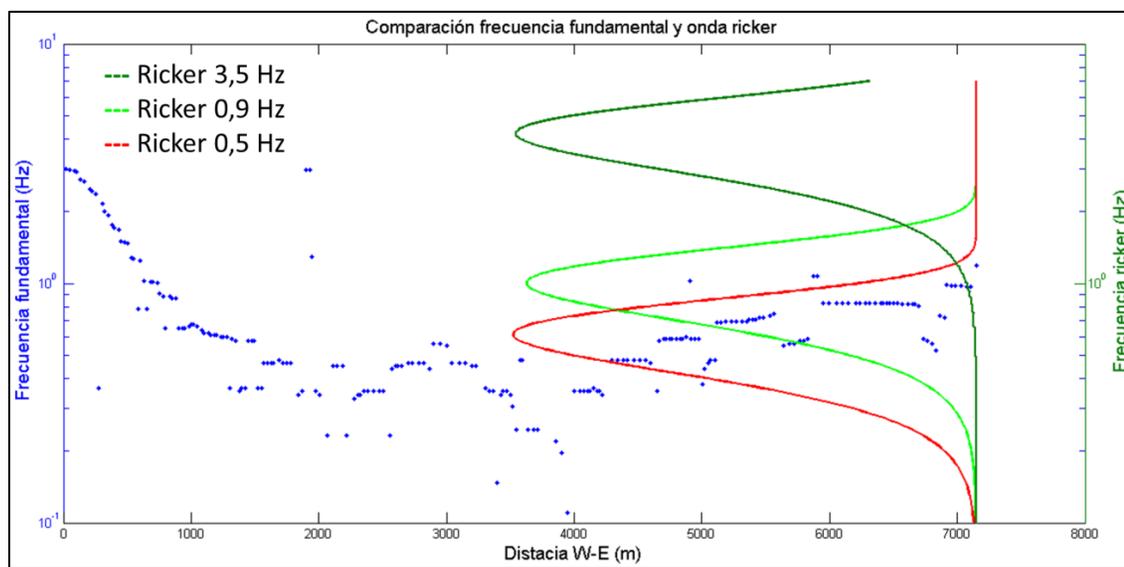


Figura 6.15: Comparación contenido de frecuencias de la onda ricker vs frecuencia fundamental del sitio.

Por esta razón se decidió realizar nuevas modelaciones utilizando otras dos ondas *ricker*, con frecuencia fundamental de 0.5 y 0.9 Hz, las cuales se muestran en la figura 6.16. La aceleración máxima de ambas ondas es la misma que la ocupada anteriormente (0.2 g), y sólo cambian los parámetros del *wavelet* que definen los tiempos de llegada y el contenido de frecuencias.

Los resultados de PGA en superficie para las ondas *ricker* de la figura 6.16 se muestran en las figuras 6.17 y 6.18. De las figuras se puede ver que hay diferencias en la forma de la curva entre los casos visco-elásticos y no lineal, además de las diferencias en amplitud, lo que no era tan evidente en el caso de la onda *ricker* de 3.5 Hz. En estos casos, los valores de PGA visco-elásticos tienden a ser más bajos, en comparación a los resultados de la figura 6.10, alcanzándose valores máximos cercanos a 0.35 g (las cuales tienden a ubicarse en la zona occidental). Los valores No Lineales tienden a ser

superiores hacia la zona este, probablemente debido a los mayores efectos no lineales en la zona más profunda, asociados a las sollicitaciones de menor frecuencia.

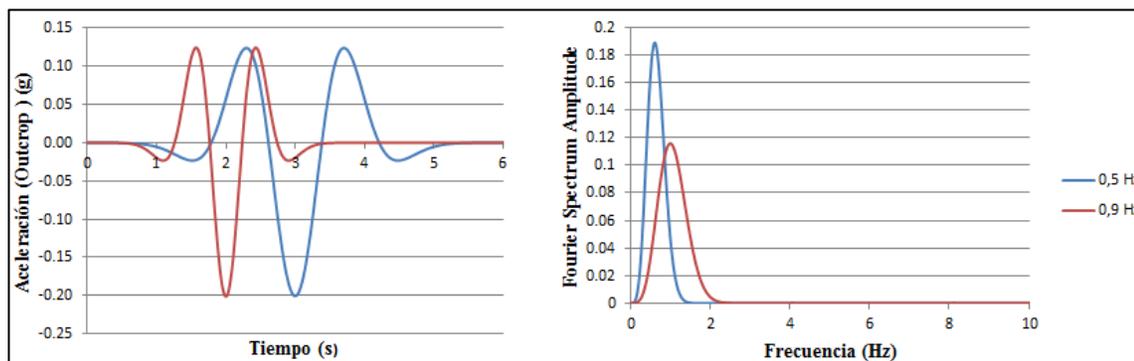


Figura 6.16: Comparación ondas de *ricker* de baja frecuencia

En la figura 6.19 se presentan las respuestas en superficie para una onda *ricker* de frecuencia 0.5 Hz, en el punto de control ubicado al oeste del modelo ($x=700$). En primer lugar se puede ver que los desplazamientos obtenidos en superficie (Panel A) son mucho más grandes que los obtenidos con la onda de 3.5 Hz, alcanzando casi 30 cm. La aceleración máxima (Panel B) es de 0.35 g, mayor que en el caso de 3.5 Hz, tal cual como se aprecia en las curvas de PGA. Por otro lado, la respuesta no lineal se diferencia bastante de la respuesta visco-elástica, obteniendo valores máximos de hasta un 50 % más bajo por incremento del amortiguamiento. Además, la respuesta no lineal en aceleración se diferencia en forma con respecto a la visco-elástica, al igual que en el espectro de pseudoaceleración, donde aparecen algunos *peaks* menores hacia períodos más bajos.

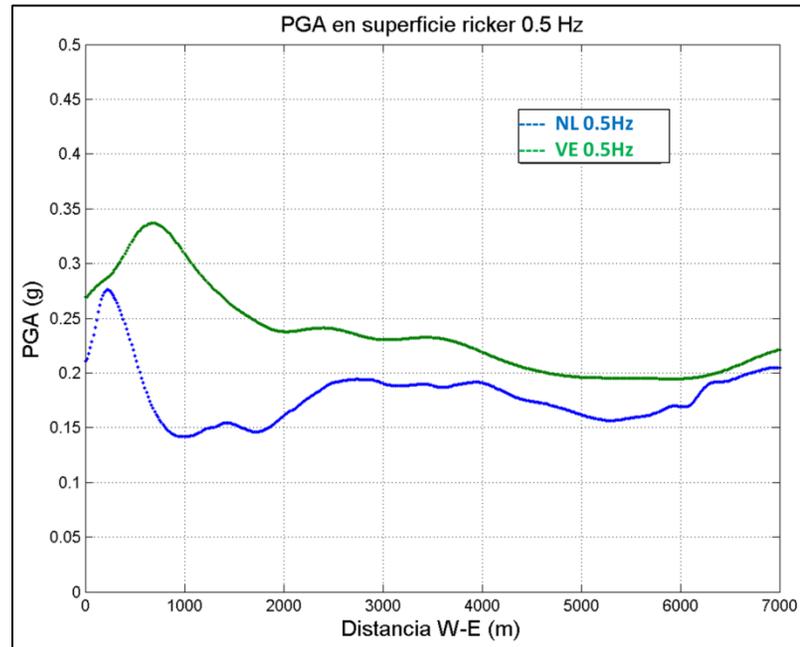


Figura 6.17: PGA en superficie para onda *ricker* de 0.5 Hz. En azul, no lineal. En verde, visco-elástico.

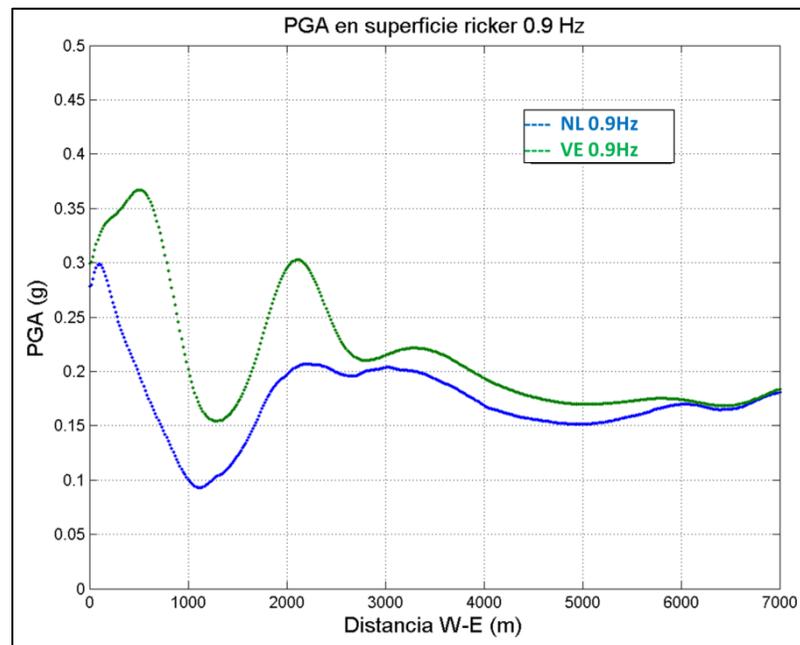


Figura 6.18: PGA en superficie para onda *ricker* de 0.9 Hz. En azul, no lineal. En verde, visco-elástico.

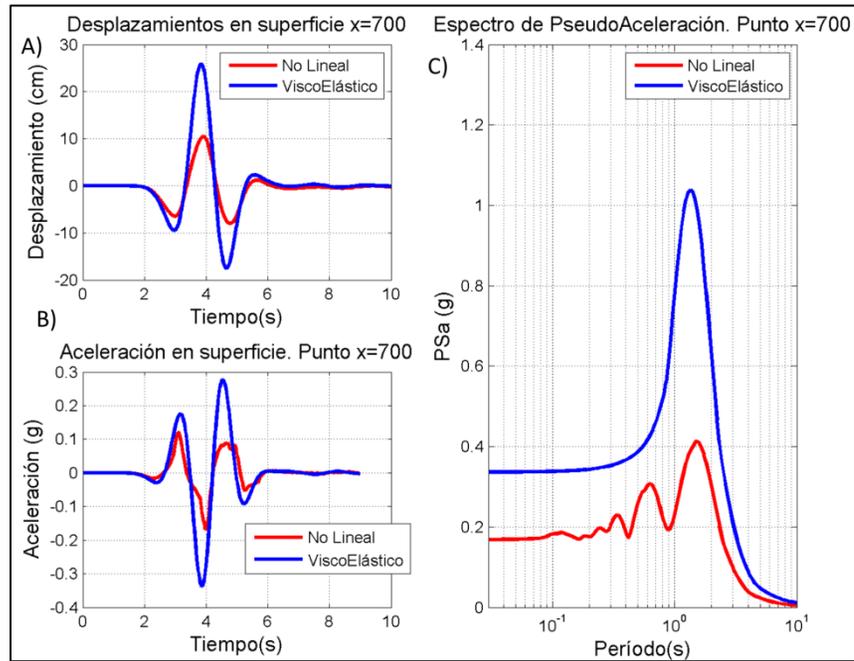


Figura 6.19: Comparación resultados en superficie para señal de 0.5 Hz. Punto x=700 m.

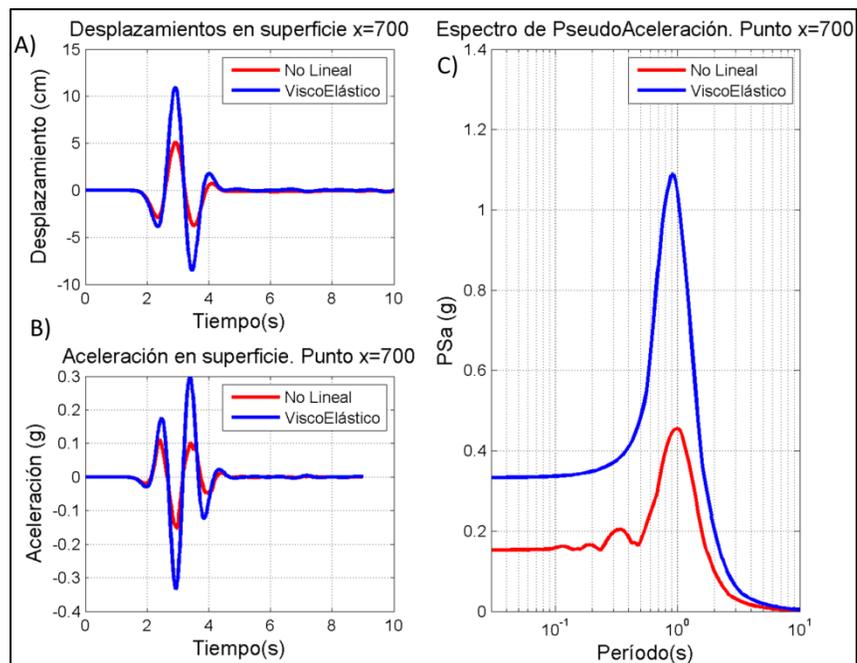


Figura 6.20: Comparación resultados en superficie para señal de 0.9 Hz. Punto x=700 m.

La figura 6.20 presenta los mismos resultados de la figura 6.19, pero para la onda de 0.9 Hz. Los resultados, y el comportamiento son muy similares al caso anterior, sin embargo, se obtienen desplazamientos menores en superficie, y el espectro de pseudoaceleración no lineal presenta menos irregularidades. Además, la forma de las respuestas en tiempo entre ambos análisis no es tan grande como en el caso anterior. En ambas figuras, los espectros de pseudoaceleración fueron cortados en 20 Hz (0.05 s), debido a que es la máxima frecuencia que se puede diferenciar según la geometría de la malla (velocidades de ~ 450 m/s, tamaño de elemento ~ 20 m).

Por lo tanto, de los resultados anteriores, se desprende que al disminuir el contenido de frecuencias de la onda *ricker*, los efectos no lineales adquieren mayor importancia, debido a las mayores distorsiones alcanzadas pues el contenido de frecuencias del movimiento es más cercano a las frecuencias fundamentales de la cuenca. Los desplazamientos son mayores al disminuir la frecuencia, mientras que las aceleraciones se mantienen en un mismo orden. La razón tiene que ver con la extremadamente baja frecuencia fundamental del sitio, que hace que movimientos de frecuencias mayores no estimulen tanto la cuenca.

La figura 6.21 muestra las curvas de degradación de rigidez utilizadas en la modelación no lineal, junto con las distorsiones máximas alcanzadas en la modelación (promedio horizontal, a distintas profundidades), para las tres ondas *ricker* utilizadas. Se puede apreciar con claridad, que a medida que disminuye la frecuencia de la sollicitación (más cercana a la frecuencia fundamental del sitio), aumenta la distorsión. En el primer caso (3.5 Hz) las distorsiones son muy bajas, alcanzando un máximo de 0.0085 %, mientras que en el caso con 0.5 Hz, la distorsión alcanza un valor máximo de 0.05 %.

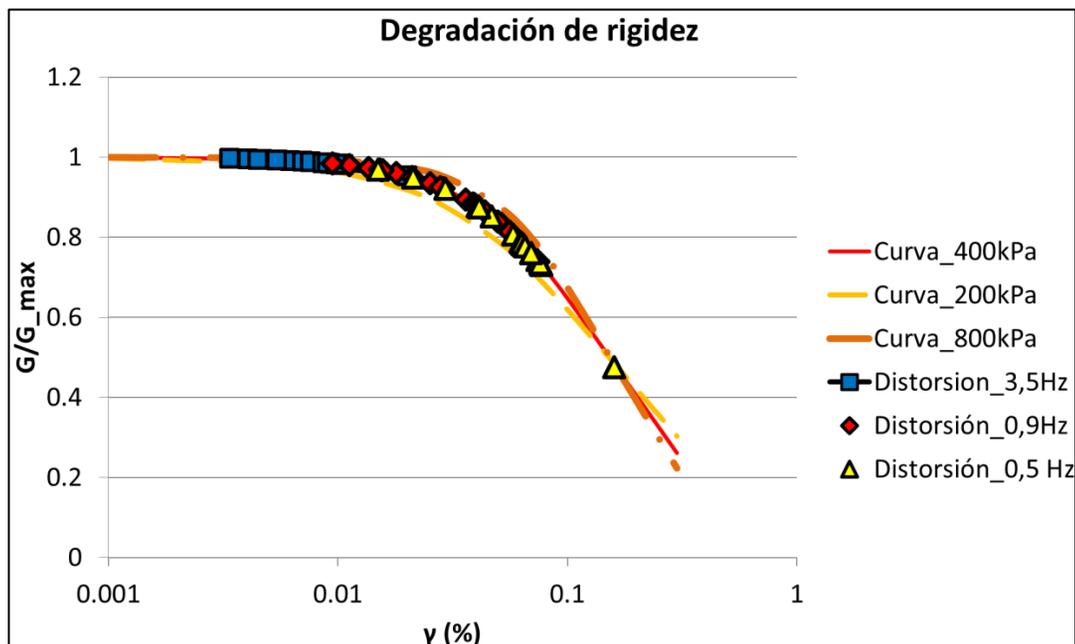


Figura 6.21: Niveles de distorsión alcanzados en la modelación no lineal.

Por último, en las figuras 6.22 y 6.23 se muestra la comparación entre los espectros de pseudoaceleración no lineales, obtenidos en la superficie del modelo, y los espectros de diseño elástico según la norma industrial chilena (NCh2369), para tres puntos de control (los mismos utilizados anteriormente) y para dos tipos de suelos (C y D) según la norma sísmica chilena NCh433. La curva de pseudoaceleración no lineal, en los gráficos, corresponde a la envolvente de las respuestas obtenidas por las tres ondas ricker, es decir, el máximo valor entre las tres respuestas para cada valor de período. Las curvas de diseño elástico de la norma corresponden a la zona sísmica 3 ($A_0=0.4$ g – PGA 0.2 g). Además considerando estructuras del tipo industrial, se utilizó un amortiguamiento del 2%. El valor de R que diferencia ambas curvas de la norma corresponde a un factor de modificación de la respuesta, según el tipo de estructura que se quiere diseñar. El valor $R=2$ se ocupa cuando la estructura no cae en ninguna clasificación, y corresponde a un valor conservador (mayor respuesta). El valor $R=3$ es típico para estructuras de hormigón armado e industriales.

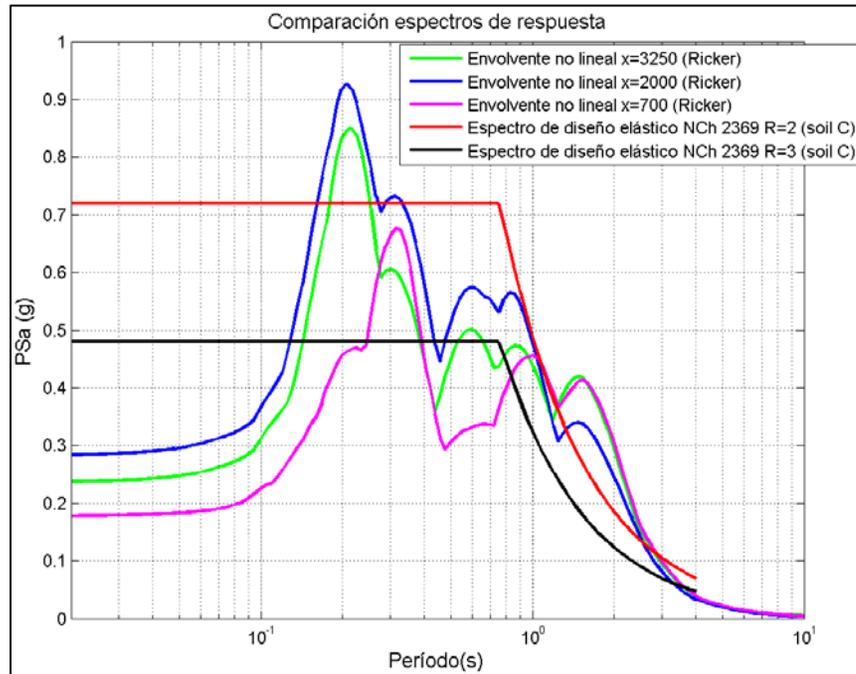


Figura 6.22: Comparación espectros de diseño elástico NCh2369 para suelos tipo C.

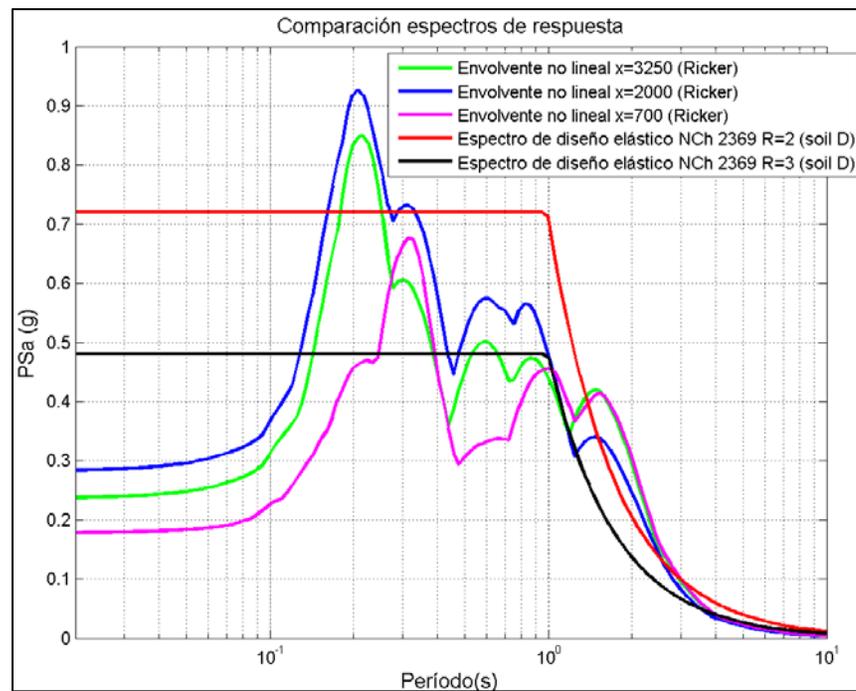


Figura 6.23: Comparación espectros de diseño elástico NCh2369 para suelos tipo D.

Los espectros de diseño consisten en la respuesta máxima a la cual se verá enfrentada una estructura ante un terremoto típico, según las condiciones sísmicas de la zona donde está emplazada, y el período de la edificación. Estas condiciones sísmicas no son asociadas a algún terremoto en particular, sino que más bien consideran un comportamiento general de varios eventos. Si las respuestas en un sitio en particular sobrepasan los valores del espectro de diseño, significa que hay potencialmente amplificación sísmica en el lugar, y por lo tanto se debe reconsiderar el diseño, según el tipo de estructuras que se deseen construir. Estos espectros corresponden a una simplificación de la respuesta dinámica del sismo, y no consideran otros parámetros como, por ejemplo, la duración del evento.

Los resultados de las figuras 6.22y 6.23 indican, en primer lugar, mayores niveles de respuesta en la zona central de la cuenca, que es donde existe mayor espesor de suelo de relleno, tal cual como se dijo anteriormente, mientras que hacia el oeste disminuyen. En segundo lugar, la respuesta de los espectros no lineales de la modelación, sobrepasa ambos espectros de diseño en los puntos centrales (2000 y 3250), pero en un rango de período que es acotado entre 0.1-0.4 segundos. Para el resto de los períodos, la respuesta se mantiene por debajo de los espectros de diseño, salvo para un rango de 1.5-2.5 s, hacia el final de la curva, el cual es más importante en los espectros en suelo tipo C. Esto significa, en principio, que las estructuras de bajo período (casas, edificios de bajo número de pisos), ubicadas en la zona central de la cuenca, podrían verse expuestas a mayores aceleraciones, y por lo tanto tener mayor riesgo a sufrir daño.

7. CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta una caracterización dinámica de la porción norte de la Cuenca de Mejillones a partir de una campaña exhaustiva basada en métodos geofísicos, y la simulación numérica de un modelo característico de la zona expuesto ante solicitaciones dinámicas.

Los resultados de la caracterización petrofísica y geométrica de la cuenca de Mejillones están sustentados en una interpretación integrada de la zona, a partir de enfoques totalmente distintos (aceleración de gravedad, electromagnetismo, métodos sísmicos). Esta metodología integrada permite controlar la incerteza de la interpretación, inherente a la aplicación de métodos geofísicos, obteniendo soluciones independientes que son consistentes entre sí.

La inversión de la anomalía de gravedad evidencia una geometría de basamento con una pendiente muy fuerte hacia el oeste, mientras que hacia el este, el desarrollo de la cuenca es mucho más suave. Este resultado es consistente con la información geológica recolectada en la zona, donde se define una cuenca del tipo hemi-graben, controlada por la presencia de la Falla de Mejillones en el borde occidental. Las anomalías obtenidas de hasta -30 mGal indican un relleno sedimentario de al menos 700 m, y un alto contraste en densidad entre la roca y los suelos de relleno. Una cuenca sedimentaria de esta potencia constituye un valor anómalo en comparación a lo observado en los ambientes litorales del norte de Chile.

El método magnetotelúrico (MT) provee valores de resistividad eléctrica muy bajos, junto con un gran estrato súper-conductor con resistividades inferiores a 1 ohm-m. Esto se explica por la presencia de agua salina retenida en los suelos limosos diatomáceos (consistentes con la información de sondajes en la zona), los cuales pueden incrementar sus densidades naturales desde $\sim 0.8 \text{ g/cm}^3$ hasta 1.5 g/cm^3 . Además, el basamento eléctrico es consistente con la geometría suavizada derivada del método gravimétrico.

Los métodos sísmicos, por otro lado, permiten caracterizar desde un punto de vista dinámico la cuenca, a partir del parámetro de velocidad de onda de corte. Los resultados muestran una inversión en la velocidad en los primeros 100 metros, hasta un estrato de menor velocidad que se propaga hasta las profundidades de exploración (~200-300 metros), sin obtener velocidades que sean atribuibles a basamento. La falta de información en profundidad, se debe a varios factores, entre los que destacan la insuficiente energía aplicada para arreglos activos de gran tamaño (sobre los 500 metros), y la cantidad limitada de sismómetros para los arreglos pasivos. Sin embargo, es posible detectar cierta homogeneidad de los resultados en profundidad, consistente con la respuesta geoelectrica.

Con esto, es posible demostrar que la integración de distintas metodologías geofísicas es una técnica válida para caracterizar cuencas sedimentarias profundas. La elección de las metodologías, y la definición de las disposiciones en terreno deben ser escogidas en función de la información geológica previa, la cual, junto con información de sondajes y ensayos de muestras de terreno, son fundamentales para una interpretación correcta de los resultados.

Con respecto al análisis dinámico efectuado, en consideración de la geometría y petrofísica de la cuenca, es posible ver que existe amplificación de la onda sísmica, sobre todo hacia el oeste del modelo, debido al mayor espesor del relleno en esa zona y a efectos 3D asociados a la pendiente del basamento hacia el oeste, lo cual genera efectos de rebote y mayor interacción entre las ondas reflejadas. Hacia el extremo este, las amplitudes son más bajas debido al menor espesor de suelo, mientras que hacia el extremo oeste ocurre lo mismo, sumado a la desaparición del estrato superficial de arenas sueltas. La aceleración máxima en superficie es dos veces más grande que la sollicitación en el caso visco-elástico y casi un 50 % mayor en el caso no lineal. Ahora bien, los valores promedios, sobre todo hacia el este de la cuenca, son inferiores, y si bien existe amplificación, es menor a lo esperado considerando los espesores obtenidos. En general, el análisis no lineal entrega amplitudes inferiores al caso visco-elástico, y

algunos efectos en períodos bajos, asociados a la interacción de las capas someras. Las diferencias entre ambos enfoques se van acentuando a medida que el contenido de frecuencias de la sollicitación es más parecido a la frecuencia fundamental de la cuenca (en este caso, disminuyendo la frecuencia característica de la onda *ricker*). Con esto, se obtienen niveles de distorsión mayores, intensificando efectos no lineales.

La comparación de los resultados entre el modelo 2D en deformaciones planas y los análisis 1D muestra respuestas muy similares hacia el este del modelo, y diferencias que se van haciendo más importante hacia el oeste, debido a efectos de la topografía y pendiente del basamento en esa zona. Es decir, debido a la transición de un medio esencialmente 1D en el flanco oriental a una geometría de borde de cuenca en el flanco occidental (3D). Por otro lado, el efecto en las propiedades asignadas a la Falla de Mejillones toma cierta importancia hacia el extremo oeste del modelo, generando algunas diferencias en las aceleraciones obtenidas en superficie, pero en principio, no alcanzan a ser determinantes, considerando las diferencias en amplitud, y lo localizado del efecto.

De los resultados obtenidos, es posible afirmar que existen efectos de sitio en la zona de Mejillones, que podrían generar amplificación de la onda sísmica en superficie particularmente para el caso de sismos de baja frecuencia. Los espectros de respuesta sobrepasan en un rango acotado de períodos a los espectros de diseño, pudiendo generar mayores aceleraciones a las contempladas, en estructuras de bajo período. Si bien, es necesario seguir evaluando el comportamiento del sitio, utilizando registros reales, y extendiendo el modelo en la dirección Norte-Sur, los resultados indican que la zona de estudio tiene un riesgo potencial, sobre todo al considerar que aún se espera un gran terremoto en la zona norte del país.

7.1. Trabajo a futuro

Considerando los resultados obtenidos y la metodología aplicada, el trabajo a futuro se debe centrar en mejorar los resultados del análisis dinámico. Para esto es

necesario, en primer lugar ampliar el modelo en la dirección perpendicular al perfil estudiado, para estudiar posibles efectos 3D. Con esta idea en mente, se proyecta realizar una campaña de terreno para fortalecer la información en la dirección Norte-Sur.

En segundo lugar, es necesario considerar escenarios sísmicos más realistas. Esto involucra, por un lado, aplicar como fuente sísmica eventos reales, con un registro de tiempo mucho más amplio, y con información en las tres componentes, para representar de buena forma el efecto de los terremotos de subducción en esa zona. Por otro lado, se proyecta incorporar como escenario sísmico, eventos corticales asociados a desplazamientos en la Falla de Mejillones, utilizando la información disponible. Si bien las magnitudes de los eventos son menores, y la recurrencia de eventos es más baja, la cercanía de la fuente sísmica con respecto a la cuenca es mucho mayor, pudiendo generar efectos importantes en superficie. Todos estos esfuerzos serán puestos en marcha, una vez generado el modelo 3D.

BIBLIOGRAFIA

Achenbach, J. D. (1973). *Wave propagation in elastic solids*. North-Holland: North-Holland Publishing Company.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415–456.

Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9)

Antonietti, P. F., Mazzieri, I., Quarteroni, A., & Rapetti, F. (2012). Non-conforming high order approximations of the elastodynamics equation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 209-212, 212–238. <https://doi.org/10.1016/j.cma.2011.11.004>

Araya, J. (2005). *Geometría de los depósitos y plutones del jurásico superior-cretácico inferior en la Cordillera de la Costa entre Taltal (25°30's) y Vallenar (28°35's). Una aproximación geológica y geofísica integrada*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile, Chile.

Árnason, K., 1989: Central loop transient electromagnetic sounding over a horizontally layered earth. *Orkustofnun, Reykjavík*, report OS-89032/JHD-06, 129 pp.

Baeza, L. (1984). *Petrography and tectonics of the plutonic and metamorphic complex of Limón Verde and Mejillones península, northern Chile*. Ph. O. Thesis, University Tübingen, West Germany, 205 p.

Bettig, B., Bard, P., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., & Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, 281-304.

Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Program. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816>

Bosch, A. (2014). *Profundidad del basamento en la Cuenca de Santiago a través de un modelo de gravimetría y evaluación de su potencial geotérmico*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil Industrial, con Diploma en Ingeniería en Transporte. Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile.

Cantalamessa, G., & Di Celma, C. (2005). Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology*, 178(3-4), 259–273. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.05.007>

Cantalamessa, G., Di Celma, C., & Ragaini, L. (2006). Tectonic controls on sequence stacking pattern and along-strike architecture in the Pleistocene Mejillones Formation, northern Chile: Implications for sequence stratigraphic models. *Sedimentary Geology*, 183(1-2), 125–144. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.09.010>

Cañuta ,J. & Fonseca, A. (2001). Gravimetría y magmatismo de Pampa Mejillones. *SERNAGEOMIN*.

Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2005). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationarity of Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 277-293.

Comte, D. & Barrientos S. (1997). Potencial sísmico en Chile. *Congreso Geológico Chileno*, 8., Antofagasta, 13-17 Octubre 1997: pp.1755-1759

Comte, D., & Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1), 23–44. <https://doi.org/10.1007/BF00126557>

Constable, C.S., Parker, R.L., Constable, C.G. (1987). Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics* vol. 52, 289-300.

Cortés, J., Marquardt, C., González, G., Wilke, H., Marinovic, N. (2007). Cartas Mejillones y Península de Mejillones. Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000, N° 103-104, 58 p.*

Cortés-Aranda, J., González, G., Binnie, S. A., Robinson, R., Freeman, S. P. H. T., & Vargas, G. (2012). Paleoseismology of the mejillones fault, northern Chile: Insights from cosmogenic ^{10}Be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics*, 31(2), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2011TC002877>

Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D., & Martinod, J. (2014). Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics*, 639, 118–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.019>

D'aubarede, G. (1974). *Evaluación de los conocimientos existentes sobre Asbesto, Bentonita, Boratos, Carbonato de Soda, Diatomita, Magnesio, Sulfato de Aluminio, Sulfato Sódico, Titanio*. Programa de las naciones unidas para el desarrollo Of. de Cooperación Técnica, Corporación de Fomento de la Producción – Instituto de Investigación de Recursos Naturales. 2ª Edición, Santiago, Chile.

Darendeli, M.B. (2001). *Development of a new family of Normalized Modulus Reduction and Material Damping curves*. Ph.D. thesis, University of Texas, Austin, United States.

Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., & Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region(northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2), 302–338. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x>

Di Celma, C., & Cantalamessa, G. (2007). Sedimentology and high-frequency sequence stratigraphy of a forearc extensional basin: The Miocene Caleta Herradura Formation, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology*, 198(1-2), 29–52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.11.003>

Domínguez, O. (2001). *Geología del Paleozoico y Mesozoico de la Península de Mejillones, II Región Chile, con Énfasis en el Basamento Cristalino Paleozoico*. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito). Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile. Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas.

Faccioli, E., Maggio, F., Paolucci, R., & Quarteroni, A. (1997). 2D and 3D elastic wave propagation by a pseudo-spectral domain decomposition method. *J. Seismol.*, 1, 237–251.

Ferraris, F. & Di Biase, F. 1978. Hoja de Antofagasta, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, escala 1:250.000. *Carta Geológica de Chile*, N° 30, 48 p.

Foti, S. (2000). *Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves*. Ph.D. thesis, Politecnico di Torino, Torino, Italy.

Foti, S., Lancellota, R., Socco, L. V., & Sambuelli, L. (2001). Application of FK analysis of surface waves for geotechnical characterization. *Proceedings: Fourth International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics and Symposium in Honor of Professor W.D. Liam Finn, Paper No. 1.14*. San Diego, California.

Friedrichs, B. (2007). *Mapros*. Manual de software libre. Recuperado de www.geometronix.de/mtxgeo/images/wiki/Software/mapros_07/mapros.pdf

Gamble, T. D. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1), 53. <https://doi.org/10.1190/1.1440923>

García, K. (2014). *Aplicación del método magnetotelúrico en la exploración de un sistema geotermal, en la región de Atacama, Chile*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile, Chile.

Gilbert, F., & Backus, G. (1966). Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics*, 31, 326–332.

Glacier, H. (1976). Estudio de resistividad en la Península de Mejillones. Sección Geofísica, Informe SGF 76.5 (Inédito). *Instituto de Investigaciones Geológicas*, 23 p.

González, J. (2013). *Geología y estructura submarina de la Bahía de Mejillones: su vinculación con la deformación activa en la plataforma emergida a los 23°S*. Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., & Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 321–342. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00100-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00100-7)

Hashash, Y. M. A., Musgrove, M. I., Harmon, J. A., Groholski, D., Phillips, C. A., & Park, D. (2016). *DEEPSOIL V6.1, User Manual* (Tech. Rep.). Urbana, IL.

Humire, F. (2013). *Aplicación de métodos geofísicos basados en ondas superficiales para la caracterización sísmica de suelos. Aplicación a la microzonificación sísmica del norte y poniente de Santiago*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile.

Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087. <https://doi.org/10.1029/JB077i011p02087>

Krebs, W.N. , Aleman, A.M. , Padilla, H. , Rosenfeld, J. H. and H. N. (1992). Age and paleoceanographic significance of the caleta herradura diatomite, peninsula de

mejillones, antofagasta, chile. *Revista Geológica de Chile*, 19(1), 75–81.

Marquardt, C. (2005). *Deformations néogènes le long de la côte nord du Chili(23°-27° S), avant-arc des Andes centrales*. These pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Toulouse III, France (inédito).

Marquardt, C., Ritz, J.-F., Philip, H., Bourles, D., Braucher, R., Lavenue, A., ... Delouis, B. (2003). Slip Rates of a Late Quaternary Normal Fault in Mejillones Peninsula (23°S), Estimated Using ¹⁰Be Exposures Ages. *10 Congreso Geológico Chileno, Actas*.

Mazzieri, I., Stupazzini, M., Guidotti, R., & Smerzini, C. (2013). SPEED: SPectral Elements in Elastodynamics with Discontinuous Galerkin : a non-conforming approach for 3D multi-scale problems. *Int. J. Numer. Meth. Eng.*, 95(12), 991–1010.
<https://doi.org/10.1002/nme>

Muñoz, E. & Rivas, M. Ilustre Municipalidad de Mejillones, Mejillones, Chile (2012). *Modificación Plan Regulador comunal de Mejillones, zona urbana consolidada y portuaria Mejillones. Estudio Fundado de Riesgos*. Recuperado de https://www.mejillones.cl/wp-content/uploads/2013/02/6.3_Estudio-Fundado-de-Riesgos-Oct2012.pdf

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Q.R. Rail. Tech*, 30, 25–30.

Nazar, R., Ovalle, C., Barrios, A., & Arenaldi, G. (2016). Caracterización geotécnica y resistencia al corte de suelos diatomáceos y de la interfaz suelo-acero. *IX Congreso Chileno de Ingeniería Geotécnica* (1), 0–9.

Niemeyer, H. (1996). Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta , norte de Chile. *Revista Geologica de Chile*, 23(2), 165–186.

Nishenko, S. P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian Margins of South America: A quantitative

reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, 90(B5), 3589–3615.
<https://doi.org/10.1029/JB090iB05p03589>

Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of microtremors. *J. Seism. Soc. Japan*, 23, 264-280.

Okada, H. (2003). *The Microtremor Survey Method, Geophysical Monographs Series, no.12*. Published by Society of Exploration Geophysicists.

Ortlieb, L., Zuñiga, O., Follegati, R., Escribano, R., Kong, I., Rodríguez, L.,... Iratchet, P. (1994). Paleooceanografía de la bahía de Mejillones del Sur (Antofagasta, Chile): resultados preliminares para el último milenio. *Estudios Oceanológicos (Chile)* 13: 45-55.

Park, C., & Miller, R. (2008). Roadside Passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 13, 1-11.

Park, C., Miller, R., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64 (3), 800-808.

Pasten, C. (2007). *Respuesta Sísmica de la Cuenca de Santiago*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Mención Ingeniería Geotécnica. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Patera, A. T. (1984). A Spectral Element Method for Fluid Dynamics: Laminar Flow in a Channel Expansion. *J. Comput. Phys.*, (Vol. 54), No. 3 pp. 468-488. doi: 10.1016/0021-9991(84)90128-1

Pérez, N. (2016). *Peligro sísmico asociado a fallas corticales: Caso de estudio Falla San Ramón*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile.

Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174–187.

<https://doi.org/10.1190/1.1444893>

Sáez, E. (2014). *Dinámica de suelos ICE-3663*. Recuperado del sitio de Internet de la Pontificia Universidad Católica de Chile, Facultad de Ingeniería, departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnia: www.ing.puc.cl.

Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with neighborhood algorithm - I. Searching the parameter space. *Geophysical Journal International*, 138, 479-494.

Sauter, F. (1989). *Fundamentos de ingeniería sísmica: Introducción a la sismología*. Castago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.

Scheuber, E., & González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895. <https://doi.org/10.1029/1999TC900024>

Seed H.B., Idriss I.M. (1970). Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses. *Technical Report EERRC-70-10*, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California, 40p.

Seed, H., ASCE, F., Wong, R., ASCE, M., Idriss, I.M., ASCE, M., & Tokimatsu, K. (1986). Moduli and Damping Factors for Dynamic Analyses of Cohesionless Soils. *Journal of geotechnical Engineering*, 112 (11), 1016-1032.

Semblat, J., & Pecker, A. (2009). *Waves and Vibrations in Soils*. Instituto Universitario di Studi Superiori di Pavia.

Semblat, J. F., Duval, A. M., & Dangla, P. (2002). Seismic site effects in a deep alluvial basin: numerical analysis by the boundary element method. *Computers and Geotechnics*, 29(7), 573–585. [https://doi.org/10.1016/S0266-352X\(02\)00017-4](https://doi.org/10.1016/S0266-352X(02)00017-4)

Simpson, F. & Bahr K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge, UK. Cambridge University.

Smerzini, C. (2010). *The Earthquake Source in Numerical Modeling of Seismic Wave Propagation in Heterogeneous Media*. Ph.D. Thesis, Politecnico di Milano, Italy.

Spies, B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic soundings methods. *Geophysics*, 64(7), 872–888.

Strobbia, C. (2003). *Surface Wave Methods: Acquisition, processing and inversion*. Ph.D. thesis, Politecnico di Torino, Torino, Italy.

Stupazzini, M., Paolucci, R., & Igel, H. (2009). Near-Fault Earthquake Ground-Motion Simulation in the Grenoble Valley by a High-Performance Spectral Element Code. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(1), 286–301. <https://doi.org/10.1785/012008027>

Tassara, A., y Yañez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen Andino (15°-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159–186.

Teklesenbet, A. (2007). Transient Electromagnetic and Magnetotelluric Geophysical Methods in the Hengill Area, Sw-Iceland. *Geothermal Training Programme, Orkustofnun, Grensásvegur 9*, (22), 521–554.

Telford, W.M., y Sheriff, R.E., (1990). *Applied geophysics*: Cambridge University press. 311p.

Tessema, K. D. (2005). *The Potencial of Time-Domain EM Sounding to resolve the presence of faults or fault zones*. Thesis submitted for the degree of Master of Science in the International for Geo-information Science and Earth Observation.

Valdebenito, E. & Gutiérrez, A. (1979). Exploración de fosforitas en la Península de Mejillones. *2 Congreso Geológico Chileno, Actas*.

Valdés, J., Sifeddine, A., Lallier-Verges, E., & Ortlieb, L. (2004). Petrographic and geochemical study of organic matter in surficial laminated sediments from an upwelling system (Mejillones del Sur Bay, Northern Chile). *Organic Geochemistry*, 35(7), 881–

894. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.02.009>

Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J. J., Bertaux, J., & Pujos, M. (2004). Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology*, 211(1-2), 79–99. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.032>

Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., & Marquardt, C. (2005). Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 399(1-4 SPEC. ISS.), 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.031>

Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C. C., González, G., & Wu, Y. C. (2011). U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 497(1-4), 34–44. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.017>

Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S. N., & Oncken, O. (2011). Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(2), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2010JB007771>

Villaseñor, T. (2008). *Estratigrafía Del Relleno Sedimentario Holoceno Tardío Y Variabilidad Climática Durante Los Últimos ~200 Años En Bahía Mejillones (23°S), Norte De Chile*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias Mención Geofísica. Recuperado de www.cybertesis.cl/tesis/uchile/2008/villasenor_t/sources/villasenor_t.pdf

Vozoff, K. (1972). The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins. *Geophysics*, 37(1), 98. <https://doi.org/10.1190/1.1440255>

Vucetic, M., & Dobry, R. (1991). Effect of Soil Plasticity on Cyclic Response. *Journal of Geotechnical Engineering* 117, 89-107. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1991\)117:1\(89\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1991)117:1(89))

Wathelet, M. (2005). *Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion*. Ph.D. thesis, Université de Liège, Liège, Belgium.

Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35, L09301, doi:10.1029/2008GL033256.

Yáñez, G. (2013). *Geoelectricidad*. [Diapositivas de PowerPoint]. Recuperado del sitio de Internet de la Pontificia Universidad Católica de Chile, Facultad de Ingeniería, departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnia: www.ing.puc.cl.

Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., & Bosch, A. (2015). Profundidad del basamento derivado de la gravedad en la Cuenca de Santiago: Implicancias para la evolución geológica, hidrogeológica, geotermia de baja entalpía, caracterización de suelos y peligros geológicos. *Andean Geology*, 42(2), 147–172.

Zaslavsky, Y. (2012). Questioning the applicability of soil amplification factors as defined by NEHRP (USA) in the Israel building standards. *Natural Science*. 04(28), 631-639. <https://doi.org/10.4236/ns.2012.428083>

A N E X O S

ANEXO A: MÉTODO TEM. TEORÍA, METODOLOGÍA, Y RESULTADOS

En este anexo se da a conocer la teoría detrás del método transiente electromagnético (TEM), realizado en la primera campaña de terreno de esta investigación. Además, se expone la metodología realizada, y los resultados más importantes, los cuales fueron fundamentales para las decisiones tomadas en las campañas siguientes.

A.1. Teoría TEM

El método TEM es un método geofísico electromagnético que cae en la clasificación de método activo, debido a que la fuente de energía es artificial y controlada por el usuario. A continuación se explican los aspectos teóricos fundamentales del método.

La interacción de los campos electromagnéticos con la materia está basada en las ecuaciones de Maxwell. Los parámetros de estas ecuaciones y la solución de estas se explican en el capítulo 3. Mayores detalles se pueden encontrar en Telford & Sheriff (1990)

La configuración usada en esta investigación corresponde a la modalidad *Central Loop* (Figura 4.1). En esta modalidad, un campo eléctrico (corrientes de Eddy) secundario es inducido en la tierra a través de un campo electromagnético primario, variable en el tiempo, generado por un *loop* transmisor (Tx) externo a través de la circulación de una corriente eléctrica constante (Teklesenbet, 2007). Una vez que se corta el campo primario (cortando la corriente), un *loop* receptor (Rx) registra el voltaje inducido por el decaimiento en el tiempo del campo eléctrico secundario.

La figura A.2a muestra la forma de onda del campo primario generado por el transmisor. El impulso del campo primario crea corrientes de Eddy debajo del loop transmisor, las cuales inducen un campo magnético secundario (por ejemplo, Tessema,

2005). Con el tiempo, estas corrientes se difunden hacia abajo y hacia los lados, como se muestra en la figura A.2 b, c. La tasa de decaimiento del campo electromagnético secundario en el tiempo depende de la estructura resistiva de la sub-superficie de la tierra, donde en ambientes resistivo el decaimiento es más abrupto que en medios conductores (Árnason, 1989).

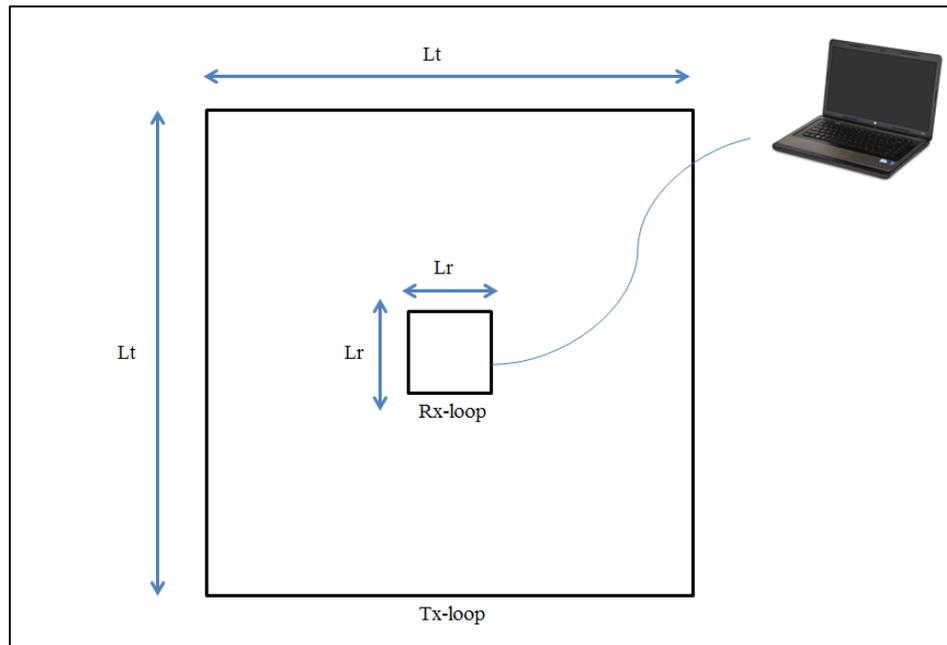


Figura A.1: Configuración *Central-loop*

Así, lo que se obtiene en cada estación de medición corresponde a una curva de decaimiento de voltaje en el tiempo. A partir de este voltaje es posible calcular un valor de resistividad aparente. En una configuración de *central-loop* la resistividad aparente en el tiempo se puede expresar según la ecuación A.1 (p. ej. Árnason, 1989; Tessema, 2005):

$$\rho_a(t) = \frac{\mu_0}{\pi t} \left(\frac{A_T A_R \mu_0 I}{20 t V(t)} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (A.1)$$

Donde μ_0 es la permeabilidad magnética en el vacío, t es el tiempo desde que es cortada la corriente, A_T y A_R son las áreas efectivas del loop transmisor y receptor

respectivamente. I corresponde a la intensidad de corriente entregada por el transmisor y $V(t)$ corresponde al voltaje registrado en el receptor.

Por otro lado, la profundidad de investigación se ve fuertemente influenciada por la resistividad media del subsuelo, la tasa de muestreo, y el momento magnético (Spies, 1989). El momento magnético M se define como $M = IAn$, donde I corresponde a la intensidad de corriente, A el área de *loop* transmisor, y n el número de vueltas en el *loop*. Así, mayores corrientes entregadas al sistema y mayores tamaños del *loop* transmisor permiten alcanzar mayores profundidades, comprometiendo la resolución en los primeros metros.

A.2. Metodología

Se realizaron un total de 32 sondeos TEM, 8 de ellos con un tamaño de *loop* transmisor de 200x200 m y receptor de 10x10 m, y los otros 24 restantes con un tamaño de transmisión de 50x50 metros y recepción de 5x5 m. La ubicación de estos perfiles se presenta en la figura A.3. En el caso de las estaciones de 200 metros, estas fueron realizadas en una primera instancia con la idea de alcanzar grandes profundidades. Al procesar esos datos, se identificó un fuerte conductor del cual no se pudo salir en ningún punto medido. Por esta razón, y con el objetivo de lograr mejor resolución en los primeros metros, y facilitar el trabajo en terreno, se decidió finalmente continuar con tamaños de *loop* de 50 metros, en estaciones espaciadas cada 200 metros y distribuidas en dos perfiles ortogonales entre sí, que corresponden a los mismos perfiles para los métodos sísmicos y el MT (Secciones 4.2 y 4.3)

El equipo utilizado para esta investigación corresponde a FastSnap-TEM de la empresa AlphaGeoscience, con una resolución temporal en el rango de 10^{-4} – 100 ms, y corriente máxima de 20 A. Este equipo permite generar varios pulsos eléctricos de hasta 20 A de corriente y con diferentes muestreos en un mismo punto. En esta investigación, la curva de decaimiento de voltaje en cada punto es el promedio de 17 curvas medidas

(donde cada una es un promedio de 100 pulsos de corriente), con diferentes configuraciones de muestreo (25 ns, 100 ns, 800 ns y 6.4 μ s).

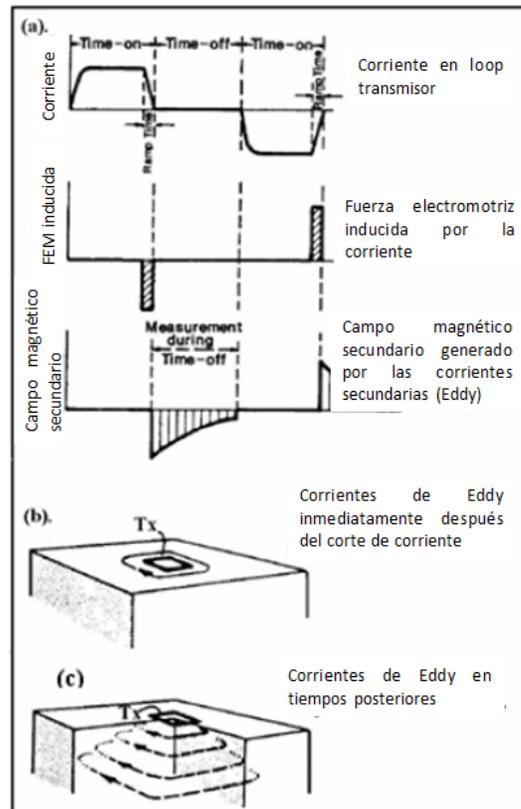


Figura A.2: (a) Formas de onda del TEM. (b) Flujo de corrientes de Eddy en tiempos tempranos. (c) Flujo de corrientes de Eddy en tiempos tardíos. Modificado de Tessema (2005).

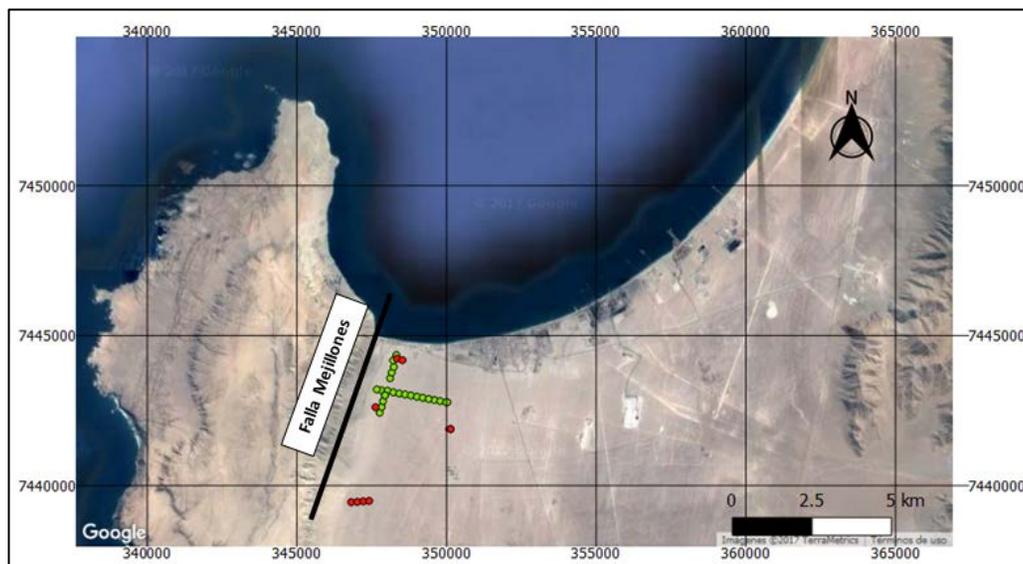


Figura A.3: Estaciones de TEM. En color rojo, las estaciones con *loops* de transmisión de 200 m. En color verde, las estaciones con *loops* de transmisión de 50 m.

El procesamiento de los datos se realiza con el software Tem-processing 1.0, disponible con el equipo. El proceso consiste en generar la curva de decaimiento de voltaje a partir de la suma de las diferentes mediciones, obteniendo una curva de resistividad aparente vs período. El modelamiento e inversión se realiza con el software Model 3.0, también disponible con el equipo. Aquí, a partir de una serie de iteraciones se obtiene un modelo de capas en profundidad con distinta resistividad eléctrica, para cada punto, cuya respuesta se ajuste de la mejor forma a la curva de decaimiento.

A.3. Resultados

La figura 4 muestra el resumen de los resultados efectuados con el método TEM, en ambos perfiles: paralelo (NS) y perpendicular (WE). Las secciones corresponden a una interpolación 2D usando los datos de las inversiones 1D en cada estación, y muestran la distribución de la resistividad eléctrica en profundidad. Tal y como se mencionó en los capítulos 4 y 5, los valores de resistividad obtenidos son muy bajos, incluso inferiores a 1 ohm-m, lo que genera que el método no logre alcanzar las profundidades deseadas.

Lo que se ve en los resultados de la figura A.4 es que, en ambos perfiles, existe un primer estrato de espesor 20-60 metros ligeramente resistivo (20-200 ohm-m). Luego viene un segundo estrato con resistividades más bajas, pero superiores a 1 ohm-m que varía con espesores entre 5-50 metros, para finalmente alcanzar el estrato súper-conductor, con valores inferiores a 1 ohm-m, del cual no se logra salir. Según, las columnas estratigráficas expuestas en el capítulo 2 y en la interpretación de los resultados en el capítulo 5, el primer estrato se asocia con las arenas sueltas a densas en profundidad. El segundo y tercer estrato se asocian con los limos diatomáceos, y su resistividad depende del nivel de agua retenida.

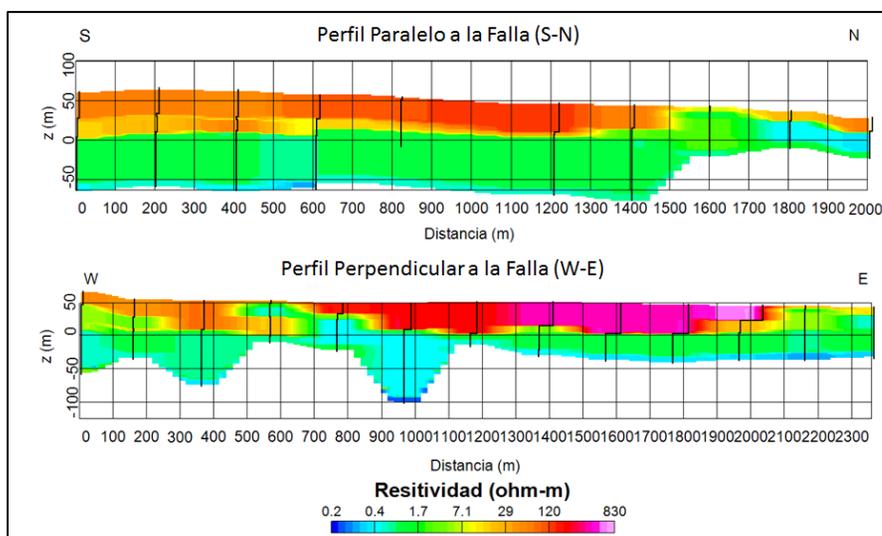


Figura A.4: Resultados modelación pseudo 2-D de TEM. Arriba: perfil paralelo a la falla. Abajo: perfil perpendicular a la falla. Las líneas negras continuas corresponden a las inversiones 1D en cada estación.

Con respecto al perfil paralelo, se puede concluir que el estrato resistivo es prácticamente constante desde el sur, salvo en el extremo norte, donde los niveles de resistividad más bajos son más someros, probablemente por la cercanía al mar. En cambio en el perfil perpendicular a la Falla, la solución es un poco más variable a lo largo de la sección, donde hacia el oeste se obtienen resistividades un poco más altas en los primeros 100 metros.

ANEXO B: PROPAGACIÓN DE ONDAS

A continuación se muestra la teoría relacionada con la propagación de ondas sísmicas en distintos medios. Esta teoría sustenta los métodos utilizados en esta investigación y el análisis de los datos generados.

B.1. Propagación de ondas en medios elásticos e isótropos

Si se considera un tensor de esfuerzos $\underline{\sigma}$, un material de densidad ρ , y \mathbf{u} como vector de desplazamiento, la ecuación de cantidad de movimiento se puede expresar de la siguiente forma:

$$\nabla \cdot \underline{\sigma} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (B.1)$$

Si el material es elástico e isótropo, la ecuación anterior se puede reducir a dos parámetros denominados parámetros de Lamé, λ y μ :

$$\underline{\sigma} = \lambda \text{tr}(\underline{\varepsilon})\underline{I} + 2\mu\underline{\varepsilon} \quad (B.2)$$

Donde $\underline{\varepsilon} = \frac{1}{2} (\underline{\nabla \mathbf{u}^t} + \underline{\nabla \mathbf{u}^t})$ corresponde al tensor de deformaciones, $\text{tr}(\underline{\varepsilon})$ la traza del tensor, y \underline{I} la matriz identidad. Reemplazando la ecuación anterior en B.1 se tiene:

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu\Delta\mathbf{u} - \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = 0 \quad (B.3)$$

Donde Δ corresponde al laplaciano. Utilizando la descomposición de Helmholtz se puede resolver la ecuación anterior considerando el vector \mathbf{u} como la suma de una componente irrotacional, a partir de un potencial escalar ϕ , y una componente rotacional, a partir de un potencial vectorial $\boldsymbol{\varphi}$ (con la condición que $\boldsymbol{\varphi}$ no introduzca un cambio de volumen), tal que:

$$\mathbf{u} = \nabla \phi + \nabla \times \boldsymbol{\varphi} \quad (B.4)$$

$$\nabla \cdot \boldsymbol{\varphi} = 0 \quad (\text{B.5})$$

Aplicando esta descomposición es posible desacoplar la ecuación B.3 en dos ecuaciones diferenciales parciales para \varnothing y $\boldsymbol{\varphi}$:

$$\Delta \varnothing - \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \varnothing}{\partial t^2} = 0 \quad (\text{B.6})$$

$$\Delta \boldsymbol{\varphi} - \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \boldsymbol{\varphi}}{\partial t^2} = 0 \quad (\text{B.7})$$

Donde se definen v_p la velocidad de propagación de onda P, y v_s la velocidad de propagación de onda S:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (\text{B.8})$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{B.9})$$

Una solución general de las ecuaciones B.6 y B.7 tiene la forma de una onda plana monocromática estacionaria de frecuencia ω :

$$\varnothing = A e^{\frac{i\omega}{v_p}(v_p t - \mathbf{l} \cdot \mathbf{x})} \quad (\text{B.10})$$

$$\boldsymbol{\varphi} = \mathbf{B} e^{\frac{i\omega}{v_s}(v_s t - \mathbf{l} \cdot \mathbf{x})} \quad (\text{B.11})$$

Donde \mathbf{l} es un vector unitario que define la dirección de propagación de la onda, \mathbf{x} es el vector posición, e 'i' es la unidad imaginaria. En el caso de las ondas de compresión, el desplazamiento ocurre en la dirección de propagación, mientras que en las ondas de corte, ocurre en una dirección perpendicular a la de propagación (por ejemplo, Humire, 2013). Si la dirección de propagación no coincide con la vertical, el movimiento originado por las ondas transversales se puede descomponer en un

movimiento sobre el plano horizontal (ondas SH), y otro sobre el plano vertical (ondas SV). Si se definen las amplitudes de cada componente como A_{SH} y A_{SV} , se puede demostrar que:

$$u_{SH} = A_{SH} f_S = \frac{i\omega}{v_s} \frac{B_z}{\sqrt{l_x^2 + l_y^2}} f_S \quad (B.12)$$

$$u_{SV} = A_{SV} f_S = \frac{i\omega}{v_s} \frac{l_x B_y - l_y B_x}{\sqrt{l_x^2 + l_y^2}} f_S \quad (B.13)$$

$$f_S = e^{\frac{i\omega}{v_s}(v_s t - 1 \cdot x)} \quad (B.14)$$

B.2. Propagación ondas en medios elásticos e isótropo

El problema de propagación de ondas desde la falla hasta la superficie es intrínsecamente tridimensional, sin embargo, si se idealiza la falla como una línea recta, y se considera que está lo suficientemente lejos, el problema puede considerarse como bidimensional (por ejemplo, Sáez, 2014). Si se selecciona un sistema de referencia tal que la onda quede contenida en el plano x - z , el desplazamiento en y (asociado a la componente SH) queda completamente desacoplado de lo que ocurre en el plano x - z y se puede estudiar de forma separada.

Se considera un estrato de espesor finito h sobre un semi-espacio infinito (que corresponde a la roca basal sobre la cual descansa el suelo) como en la figura B.1. Se denotan con el índice 1 los parámetros del suelo, y con 2 los referentes a la roca. Además, las amplitudes de las ondas que se propagan hacia la superficie ($z < 0$) se denotan como A_n , mientras que las que se propagan hacia $z > 0$ como A'_n , y se considera una referencia local para cada estrato donde $z_n = 0$ corresponde al techo de cada estrato, donde ' n ' indica el estrato correspondiente. Con todo esto, el desplazamiento en cada capa se escribe como la suma de las ondas ascendentes y descendentes:

$$u_n(x, z, t) = (A_n e^{ip_n z_n} + A'_n e^{-ip_n z_n}) f_n(x, t) \quad n = 1, 2 \quad (B.15)$$

Donde $p_n = \frac{\omega \cos \alpha_n}{v_{sn}}$, y $f_n(x, t) = e^{\frac{i\omega}{v_{sn}}(x \sin(\alpha_n) - v_{sn} t)}$.

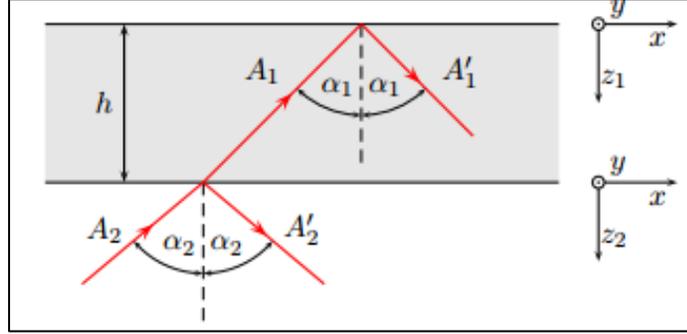


Figura B.1: Reflexión onda SH en la superficie de una capa homogénea sobre un semi-espacio elástico (obtenida de Sáez, 2014).

La condición de superficie libre impone que $A_1 = A'_1$.

Por continuidad de desplazamiento $u_y^1(z_1 = -h) = u_y^2(z_2 = 0)$ y esfuerzos $\tau_{yz}^1(z_1 = -h) = \tau_{yz}^2(z_2 = 0)$ en la interface, e incorporando la ley de Snell $\left(\frac{\sin(\alpha_1)}{v_{s1}} = \frac{\sin(\alpha_2)}{v_{s2}}\right)$ se tiene:

$$A_1(e^{ip_1 h} + e^{-ip_1 h}) = (A_2 + A'_2) \quad (B.16)$$

$$A_1 \mu_1 p_1 (e^{ip_1 h} - e^{-ip_1 h}) = \mu_2 p_2 (A_2 - A'_2) \quad (B.17)$$

Si se introduce el contraste de admitancia q (inverso del contraste de impedancia Z) definido como:

$$q = \sqrt{\frac{\mu_1 p_1 \cos(\alpha_1)}{\mu_2 p_2 \cos(\alpha_2)}} \quad (B.18)$$

Se pueden expresar las amplitudes del estrato 2 en función de A_1 :

$$A_2 = \frac{1}{2} A_1 [(1 + q)e^{ip_1 h} + (1 - q)e^{-ip_1 h}] \quad (B.19)$$

$$A'_2 = \frac{1}{2} A_1 [(1 - q)e^{ip_1 h} + (1 + q)e^{-ip_1 h}] \quad (B.20)$$

Las ecuaciones anteriores asumen que la amplitud del movimiento en superficie es conocida. Se introduce el concepto de Función de Transferencia entre dos puntos, la cual corresponde al radio entre las amplitudes del movimiento en esos dos puntos expresado en el dominio de las frecuencias (Semblat & Pecker, 2009). En particular, se pueden definir dos tipos, en función de los puntos de la figura B.2 considerados:

- Función de transferencia del *bedrock* $H_{B \rightarrow A}$: relaciona la amplitud de las amplitudes nivel de superficie (Punto A en la figura B.2), y a nivel de contacto suelo-roca (Punto B en la figura B.2):

$$H_{B \rightarrow A}(\omega) = H(\omega) = \frac{2A_1}{A_2 + A'_2} = \frac{1}{\cos(p_1 h)} \quad (B.21)$$

- Función de transferencia al *outcropping* $H^*_{C \rightarrow A}$: relaciona la amplitud de las amplitudes nivel de superficie (Punto A en la figura B.2), y en un punto donde aflora el basamento (Punto C en la figura B.2):

$$H^*_{C \rightarrow A}(\omega) = H^*(\omega) = \frac{2A_1}{2A_2} = \frac{1}{\cos(p_1 h) + iq \sin(p_1 h)} \quad (B.22)$$

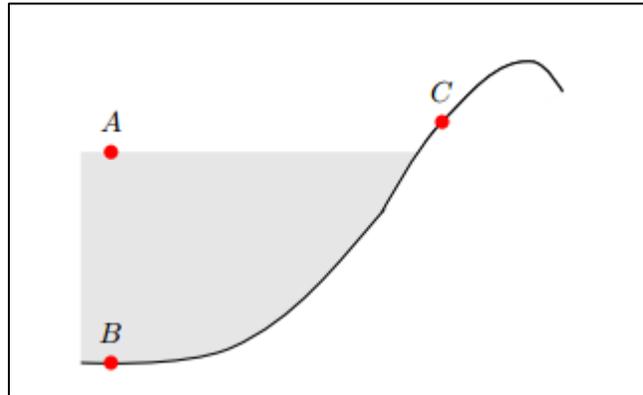


Figura B.2: Definiciones de Función de Transferencia

Es posible ver que la función $H(\omega)$ no depende de los parámetros mecánicos de la roca, correspondiendo a la hipótesis de un depósito de suelo sobre roca infinitamente rígida (Sáez, 2014). Además, tiende a infinito en todas aquellas frecuencias iguales a:

$$\omega_n = \frac{(2n - 1)\pi v_s^1}{2h \cos(\alpha_1)} \quad (B.23)$$

Las cuales pueden ser interpretadas como las frecuencias propias del perfil de suelo. En cambio, la función $H^*(\omega)$, si depende de los parámetros de roca, considerándola como un semi-espacio elástico. Esto conduce, a que las amplificaciones sean menores, y que no tienda a infinito, alcanzando su valor máximo, igual a $1/q$, en las mismas frecuencias de B.23.

El efecto de este semi-espacio elástico es absorber la energía transportada por la onda reflejada A_2' . Este tipo de amortiguamiento se conoce como amortiguamiento radiativo, y es distinto al amortiguamiento material del suelo. Si el contraste entre las propiedades del suelo y la roca aumenta (q disminuye) el amortiguamiento por radiación será menor. En el caso límite, donde q sea 0, la energía queda atrapada en la capa de suelo, aumentando la respuesta del estrato (Sáez, 2014).

El análisis se puede extender para más de una capa de suelo, donde la función de

transferencia queda definida entre los techos de cada capa.

B.3. Propagación de ondas de Rayleigh en un medio homogéneo

Para el caso de una onda de Rayleigh se puede considerar una onda plana monocromática que se propaga solo en el plano x - z , donde la componente l_z es imaginaria y la componente l_x es igual a 1. Así, los potenciales ϕ y φ quedan como:

$$\phi = A e^{-az} e^{\frac{i\omega}{v_R}(vt-x)} \quad (B.24)$$

$$\varphi = B e^{-bz} e^{\frac{i\omega}{v_R}(vt-x)} \quad (B.25)$$

Donde v_R corresponde a la velocidad de propagación de la onda Rayleigh. Para satisfacer las ecuaciones anteriores, los parámetros a y b quedan definidos como:

$$a^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{v_P^2} \quad (B.26)$$

$$b^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{v_S^2} \quad (B.27)$$

Con k es el número de onda, definido como $\frac{\omega}{v_R}$. En términos de desplazamientos:

$$u_x = \frac{d\phi}{dx} + \frac{d\varphi_y}{dx} = -\left(\frac{i\omega A}{v_R} e^{-az} + b B_y e^{-bz}\right) e^{\frac{i\omega}{v_R}(vt-x)} \quad (B.28)$$

$$u_y = \frac{d\varphi_z}{dx} - \frac{d\varphi_x}{dz} = \left(b B_x - \frac{i\omega B_z}{v_R}\right) e^{-bz} e^{\frac{i\omega}{v_R}(vt-x)} \quad (B.29)$$

$$u_z = \frac{d\phi}{dz} - \frac{d\varphi_y}{dx} = -\left(a A e^{-az} - \frac{i\omega B_y}{v_R} e^{-bz}\right) e^{\frac{i\omega}{v_R}(vt-x)} \quad (B.30)$$

Ahora, por condición de superficie libre en $z=0$ (tomando el eje z como positivo en profundidad desde la superficie), se impone que los esfuerzos se anulen en superficie. Esto significa que $\tau_{yz} = 0$, y $u_y = 0$, lo que permite definir las siguientes ecuaciones:

$$\sigma_{zz}(z=0) = \lambda \frac{du_x}{dx} + (\lambda + 2\mu) \frac{du_z}{dz} = A[(\lambda + 2\mu)a^2 - \lambda k^2] - 2i\mu kbB_y = 0 \quad (B.31)$$

$$\tau_{zz}(z=0) = \mu \left(\frac{du_z}{dx} + \frac{du_x}{dz} \right) = 2ikaA + (b^2 + k^2)B_y = 0 \quad (B.32)$$

Reemplazando estas ecuaciones en la de los desplazamientos se obtiene:

$$u_x = Aki \left[\frac{2ab}{k^2 + b^2} e^{-bz} - e^{-az} \right] e^{i(\omega t - kx)} \quad (B.33)$$

$$u_z = Ak \left[\frac{2ak}{k^2 + b^2} e^{-bz} - \frac{a}{k} e^{-az} \right] e^{i(\omega t - kx)} \quad (B.34)$$

El termino imaginario que aparece en el desplazamiento horizontal implica un desfase de 90° con la componente vertical, lo que explica la componente retrógrada elíptica en el plano x - z de las trayectorias (Sáez, 2014). La razón entre desplazamientos horizontales y verticales originados por ondas de Rayleigh es independiente de la frecuencia en un semi-espacio elástico y su valor decae con la profundidad hasta desaparecer como se muestra en la figura B.3 (Semblat & Pecker, 2009). Se puede demostrar, también, que en estas mismas condiciones la velocidad de propagación de la onda de Rayleigh tampoco depende de la frecuencia (Achenbach, 1973).

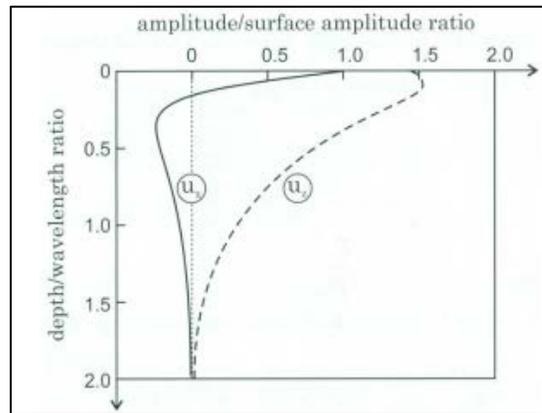


Figura B.3: Desplazamientos horizontales y verticales debido a ondas de Rayleigh en un semi-espacio elástico ($\nu=0.25$) (Semblat & Pecker, 2009).

ANEXO C: TEORÍA MÉTODOS GEOFÍSICOS

C.1. Magneto-telúrica

C.1.1. Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell, en las que se basa el método magnetotelúrico, se denominan así por el aporte de James Maxwell al conocimiento electromagnético. Estas ecuaciones se pueden expresar de la siguiente forma (Simpson & Bahr, 2005):

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (C.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (C.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (C.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = n_f \quad (C.4)$$

Donde \mathbf{E} es el campo eléctrico (en V/m), \mathbf{B} ($\mu\mathbf{H}$, con μ la permeabilidad magnética) es el campo magnético (en T), \mathbf{H} es la intensidad magnética en (A/m), \mathbf{j}_f ($\sigma\mathbf{E}$, con σ la conductividad eléctrica) es la densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres (A/m²), \mathbf{D} ($\varepsilon\mathbf{E}$, con ε la permeabilidad eléctrica) es el desplazamiento eléctrico (en C/m²), y n_f es la densidad de carga eléctrica debido a cargas libres (en C/m³).

La ecuación (C.1) es la Ley de Faraday (1ª Ley de Maxwell) que muestra que las variaciones en el tiempo del campo magnético inducen un campo eléctrico que fluye en un loop cerrado con su eje paralelo al campo magnético. La ecuación (C.2) es la Ley de Ampere (2ª Ley de Maxwell) que establece que un loop cerrado con circulación de corriente genera un campo magnético perpendicular de magnitud proporcional al flujo de corriente. La ecuación (C.3) corresponde a la Ley de Gauss para campos magnéticos que establece que no existen monopolos magnéticos, mientras que la ecuación (C.4)

indica que el campo eléctrico depende de la carga eléctrica (Simpson & Bahr, 2005).

Asumiendo que las variaciones en la permeabilidad eléctrica (ε) y magnética (μ) son despreciables en comparación a las variaciones de conductividad en la roca, estos valores permanecen constantes ($\mu = \mu_0$, permeabilidad magnética en el vacío).

Además si se considera que no existen fuentes de corriente en el interior de la tierra, se puede asumir que $\nabla \cdot \mathbf{j} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0$. Considerando un medio homogéneo de conductividad constante, se llega a que $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$.

Utilizando estos supuestos en las ecuaciones C.1-4, se obtiene:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (C.5)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (C.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (C.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (C.8)$$

De donde se deduce que los campos eléctricos y magnéticos están acoplados. Con el fin de desacoplarlos se hace uso de la siguiente identidad vectorial:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{F}) = \nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{F} - \nabla^2 \mathbf{F} \quad (C.9)$$

Aplicando la ecuación C.9 a las ecuaciones C.5 y C.6, y utilizando el resto de las relaciones se obtienen las ecuaciones desacopladas C.10 y C.11:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \sigma \mu_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (C.10)$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} - \sigma \mu_0 \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{B}}{\partial t^2} = 0 \quad (C.11)$$

Asumiendo una onda plana con una variación temporal del tipo $e^{i\omega t}$ (donde ω es

la frecuencia angular) se pueden escribir las ecuaciones anteriores en frecuencias:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - (i\sigma\mu_0\omega - \varepsilon\mu_0\omega^2)\mathbf{E} = 0 \quad (C.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} - (i\sigma\mu_0\omega - \varepsilon\mu_0\omega^2)\mathbf{B} = 0 \quad (C.13)$$

Considerando que el valor de la permeabilidad eléctrica en el vacío es $\varepsilon_0 = 8.854 * 10^{-12}$ [F/m] y que las frecuencias de muestreo del método son bajas (aproximación de baja frecuencia) del orden de 1000 s – 10000 Hz, sumado a que los valores de conductividad en la tierra no son extremadamente bajos, el término $\varepsilon\mu\omega^2$ se hace despreciable, por lo que las ecuaciones C.12 y C.13 se pueden escribir de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\sigma\mu_0\omega\mathbf{E} = 0 \quad (C.14)$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} - i\sigma\mu_0\omega\mathbf{B} = 0 \quad (C.15)$$

Las cuales tienen la forma de una ecuación de difusión de carácter dispersivo (se atenúa con la distancia).

C.1.2. Función de transferencia

El concepto de función de transferencia (\mathbf{F}_t) relaciona los parámetros medidos en terreno (campos eléctricos y magnéticos) con la resistividad (por ejemplo, García, 2014).

Para entender y derivar la función de transferencia se considera un semi-espacio homogéneo con una conductividad σ constante y la incidencia vertical de una onda electromagnética plana (supuesto del método, válido considerando la lejanía de la fuente, y la conductividad nula del aire)

En base a este modelo, la solución de la ecuación C.14 queda expresada de la siguiente manera:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{i\omega t - qz} + \mathbf{E}_2 e^{i\omega t + qz} \quad (C.15)$$

Bajo el supuesto de que no existe una fuente electromagnética al interior de la tierra, no es posible que la amplitud aumente en profundidad, por lo que $E_z = 0$ (Simpson & Bahr, 2005). Aplicando esto en la ecuación C.15 y derivando dos veces con respecto a la profundidad se obtiene:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} = q^2 \mathbf{E}_1 e^{i\omega t - qz} = q^2 \mathbf{E} \quad (\text{C.16})$$

En un semiespacio homogéneo las derivadas con respecto al plano x - y son cero, por lo que igualando la ecuación C.16 con la ecuación C.12 se obtiene:

$$q = \frac{1+i}{\sqrt{2}} \sqrt{\sigma \mu_0 \omega} \quad (\text{C.17})$$

Considerando la ecuación C.5, y que las derivadas en x e y son cero, se obtiene:

$$F_t = \frac{1}{q} = \frac{E_x}{i\omega B_y} = -\frac{E_y}{i\omega B_x} \quad (\text{C.18})$$

El parámetro $F_t = \frac{1}{q}$ se denomina función de transferencia, y describe un sistema lineal con los campos medidos en superficie como entrada (Simpson & Bahr, 2005). Mediante las ecuaciones (C.17) y (C.18) se llega al valor de resistividad real del semiespacio homogéneo.

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|q|^2} \mu_0 \omega = |F_t|^2 \mu_0 \omega \left[\frac{Vm}{A} \right] \quad (\text{C.19})$$

Si se considera el caso 1D, donde se tiene un número N de estratos horizontales de conductividad σ constante, donde el estrato N corresponde al semiespacio, y se hace un proceso similar al anterior, definiendo un F_t (o q) para cada estrato se llega a la fórmula recursiva de Wait (Simpson and Bahr, 2005):

$$F_{t,n}(Z_{n-1}) = \frac{1}{q_n} \frac{q_n F_{t,n+1}(Z_n) + \tanh(q_n l_n)}{1 + q_n F_{t,n+1}(Z_n) \tanh(q_n l_n)} \quad (C.20)$$

Donde Z_{n-1} corresponde a la profundidad en el techo de la capa n , q_n corresponde al valor de q para la capa n , y l_n al largo de la capa n . En este caso el cálculo de la función de transferencia se hace mediante iteración.

C.2. Sísmica

C.2.1 Teoría análisis f-k

El método involucra un paso desde el dominio del tiempo al dominio de las frecuencias-número de ondas (f-k), utilizando transformada de Fourier sobre dos variables independientes (f, k).

C.2.1.1. Análisis f-k para métodos activos

Sea $u_z(x, t)$ el desplazamiento vertical en superficie de un suelo estratificado a una distancia x de la fuente, causado por una fuente puntual impulsiva (Foti, 2000):

$$u_z(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \sum_m u_m(\omega, x) e^{i(\omega t - k_m(\omega)x)} d\omega \quad (C.21)$$

Donde m representa los distintos modos de vibración, $k_m = \frac{\omega}{v_R^m(\omega)} = \omega p_R^m(\omega)$ (con p la lentitud, y v_R la velocidad de fase) es el número de onda modal, y u_m se define como:

$$u_m(\omega, x) = I(\omega) P_m(\omega) R_m(\omega) \frac{e^{-\alpha_m(\omega)x}}{\sqrt{x}} \quad (C.22)$$

Donde $I(\omega)$ es la respuesta del instrumento, $P_m(\omega)$ el espectro de la fuente, $R_m(\omega)$ el efecto de la trayectoria, el término $\frac{1}{\sqrt{x}}$ tiene que ver con la atenuación

geométrica, y el término exponencial con la atenuación del material (α_m).

Ahora se aplica la transformada “*slant-stack*” o *tau-pi* ($\tau - p$) que permite filtrar el ruido ‘no plano’, descomponiendo el campo incidente en ondas planas con lentitud horizontal p , tal que:

$$\sum_{m=1}^N u_z(x_n, \tau + px_n) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega\tau} \sum_m \sum_{n=1}^N u_m(\omega, x_n) e^{i(\omega p - k_m(\omega))x_n} d\omega \quad (C.23)$$

Finalmente se aplica la transformada de Fourier sobre el tiempo τ , donde el espectro f - k se puede escribir como:

$$F(f, k) = \sum_m e^{-\alpha_m(f)x_n} e^{i[k - k_m(f)]x_n} \quad (C.24)$$

C.2.1.2. Análisis f - k para métodos pasivos

El movimiento vertical registrado en cada receptor (i) en el tiempo debido al frente de onda se puede expresar como:

$$u_i(t) = v(t - \mathbf{r}_i \mathbf{p}_{hor}) + n_i(t) \quad (C.25)$$

Donde v corresponde al movimiento vertical, \mathbf{r}_i la posición del receptor i , \mathbf{p}_{hor} la lentitud horizontal, y $n_i(t)$ el ruido debido a frentes de onda diferente. Las señales se retardan según la geometría, para que los tiempos de llegada en cada receptor tengan un referencia común, y las señales puedan ser combinadas (Humire, 2013). Así, la señal retardada $\tilde{u}_i(t)$ se expresa como

$$\tilde{u}_i(t) = u_i(t + \mathbf{r}_i \mathbf{p}_{hor}) \quad (C.26)$$

Y al sumar la señal retardada de todos los receptores (N) se obtiene la respuesta del arreglo $b(t)$:

$$b(t) = v(t) + \frac{1}{N} \sum_i^N n_i(t + \mathbf{r}_i \mathbf{p}_{hor}) \quad (C.27)$$

Llevando la respuesta retardada un tiempo t_0 al dominio de las frecuencias:

$$u(t - t_0) = U(\omega) e^{i\omega t_0} \quad (C.28)$$

Donde $U(\omega)$ corresponde a la transformada de Fourier de $u(t)$. Con esto la respuesta del arreglo $B(\omega)$ y la energía de este $E(\omega)$ en frecuencias se obtienen como:

$$B(\omega) = \frac{1}{N} \sum_j^N U_j(\omega) e^{i\omega \mathbf{r}_j(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0)} \quad (C.29)$$

$$E(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} |B(\omega)|^2 d\omega = \int_{-\infty}^{\infty} |U_j(\omega)|^2 |A(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0, \omega)|^2 d\mathbf{p}_0 \omega \quad (C.30)$$

Donde $A(\mathbf{p} - \mathbf{p}_0, \omega)$ es la función de respuesta del arreglo, la cual en términos de número de onda se puede expresar como:

$$A(\mathbf{k} - \mathbf{k}_0, \omega) = \left| \frac{1}{N} \sum_j^N e^{i \mathbf{r}_j(\mathbf{k} - \mathbf{k}_0)} \right| \quad (C.31)$$

C.2.2. Método SPAC

El método de autocorrelación espacial (SPAC) fue desarrollado por Aki (1957), y supone que el campo de ondas que componen las microvibraciones es un proceso estocástico, tanto en tiempo como en espacio.

Según el enfoque original, considerando el esquema de la figura C.1, la función de autocorrelación $\phi(r, \varphi)$ entre dos señales registradas en dos puntos a una distancia r , se puede expresar como:

$$\phi(r, \varphi) = \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} u_z(x, y, t) u_z(x + r \cos(\varphi), y + r \sin(\varphi), t) dt \quad (C.32)$$

Suponiendo que se trata de una onda plana dispersiva, usando la relación entre el espectro en tiempo y espacio, Aki (1957) mostró que la función de autocorrelación puede ser expresada como:

$$\phi(r, \varphi) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \Phi(\omega) \cos\left[\frac{\omega r}{v(\omega)} \cos(\theta - \varphi)\right] d\omega \quad (C.33)$$

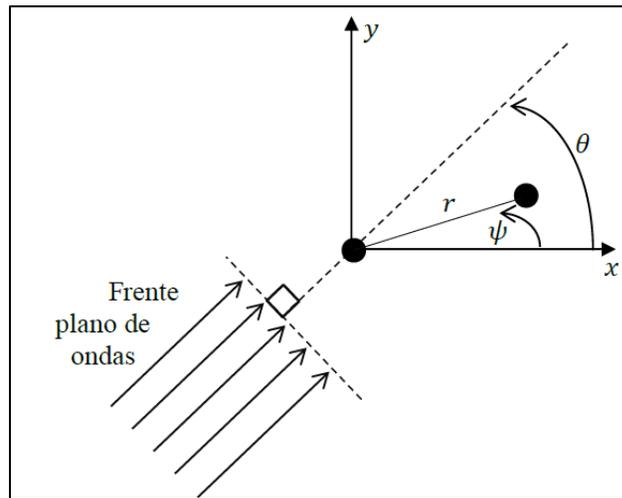


Figura C.1: Esquema SPAC (Humire, 2013)

Donde $\Phi(\omega)$ es el espectro de autocorrelación en frecuencias, y v la velocidad de propagación de la onda. Filtrando alrededor de la frecuencia $\omega = \omega_0$, se tiene:

$$\Phi(\omega) = \Phi(\omega_0) \delta(\omega - \omega_0) \quad (C.34)$$

Donde δ es la función de Dirac. Sustituyendo la ecuación anterior en C.33 se obtiene la función de autocorrelación filtrada en ω_0 :

$$\phi(r, \varphi, \omega_0) = \frac{1}{\pi} \Phi(\omega_0) \cos\left[\frac{\omega_0 r}{v(\omega_0)} \cos(\theta - \varphi)\right] d\omega \quad (C.35)$$

Si se normaliza la ecuación anterior por la situación donde $r = 0$ (correlación

máxima), Aki (1957) propone la definición del coeficiente de autocorrelación $\rho(r, \varphi, \omega_0)$ como:

$$\rho(r, \varphi, \omega_0) = \frac{\phi(r, \varphi, \omega_0)}{\phi(0, \varphi, \omega_0)} = \cos\left[\frac{\omega_0 r}{v(\omega_0)} \cos(\theta - \varphi)\right] \quad (C.36)$$

En general θ no es conocido, por lo que es necesario obtener un promedio azimutal del coeficiente de autocorrelación ρ :

$$\overline{\rho(r, \omega_0)} = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \rho(\omega r, \varphi, \omega_0) d\theta = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{v(\omega_0)}\right) \quad (C.37)$$

Bettig (2001) incorpora ciertas mejoras al método, principalmente relacionadas a corregir imperfecciones en los arreglos, donde la distancia entre varios pares de receptores no es exactamente la misma. Para esto calcula el promedio radial y azimutal del coeficiente de autocorrelación en un anillo (r_1, r_2) en el espacio, donde r_1 corresponde al radio interior, y r_2 al radio exterior del anillo:

$$\begin{aligned} \overline{\rho(r_1, r_2, \omega_0)} &= \frac{2}{r_2^2 - r_1^2} \int_{r_1}^{r_2} r J_0\left(\frac{\omega r}{v(\omega)}\right) dr \\ &= \frac{2}{r_2^2 - r_1^2} \frac{v(\omega)}{\omega} \left[r J_1\left(\frac{\omega r}{v(\omega)}\right) \right]_{r_1}^{r_2} \end{aligned} \quad (C.38)$$

Donde J_1 corresponde a la función de Bessel de orden 1.

C.2.3. Método de la razón espectral (H/V) o método de Nakamura

Bajo el supuesto que la componente vertical del movimiento no sufre amplificación debido al depósito de suelo, el efecto de amplificación de la fuente (efecto de las ondas de Rayleigh) se define como:

$$A_s = \frac{V_s}{V_b} \quad (C.39)$$

Donde V_s es el espectro de amplitud de la componente vertical del movimiento en superficie, y V_b el de la roca. Por otro lado, se define S_E como un estimador de los efectos de amplificación del sitio (incluyendo la fuente), tal que:

$$S_E = \frac{H_s}{H_b} \quad (C.40)$$

Donde H indica el espectro de amplitud de las componentes horizontales. Considerando que el efecto de las ondas de Rayleigh es similar tanto en la componente horizontal como en la vertical de un movimiento, un estimador modificado de los efectos de sitio (S_M) que compense el efecto de las ondas de Rayleigh, se puede definir como:

$$S_M = \frac{S_E}{A_s} = \frac{\frac{H_s}{H_b}}{\frac{V_s}{V_b}} = \frac{\frac{H_s}{V_s}}{\frac{H_b}{V_b}} \quad (C.41)$$

Nakamura (1989) propone que el término $\frac{H_b}{V_b}$ es aproximadamente igual a 1 debido a que las vibraciones ambientales en la base del depósito no presentan una dirección predominante. Con esto:

$$S_M = \frac{H_s}{V_s} \quad (C.42)$$

Lo que significa que la función de transferencia asociada a la propagación vertical de ondas de corte en un depósito de suelos se puede estimar a partir de vibraciones ambientales medidas solamente en superficie (Pastén, 2007).

ANEXO D: RESULTADOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

D.1. Resultados método magnetotelérico

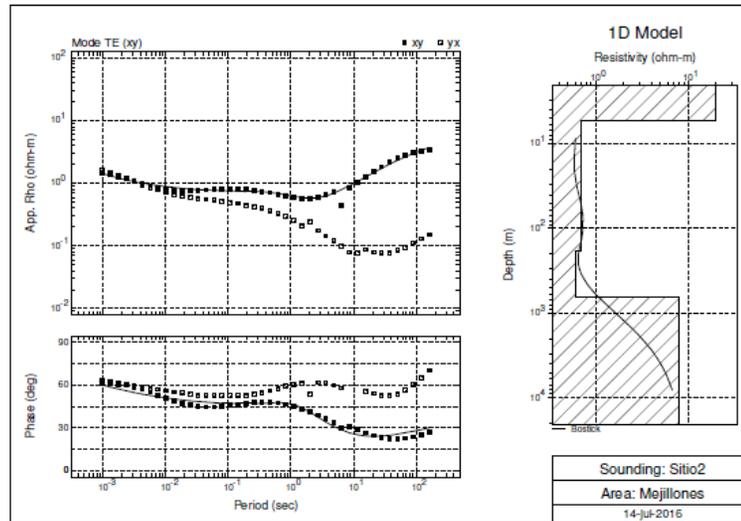


Figura D.1: Modelo 1D para el sitio 2

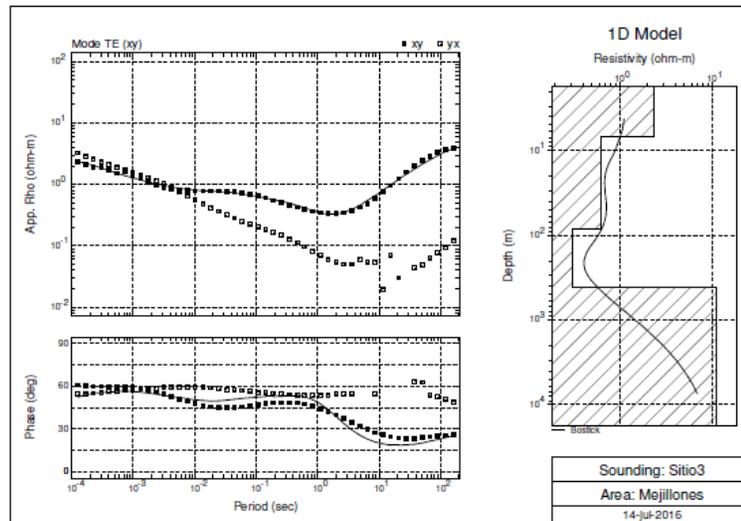


Figura D.2: Modelo 1D para el sitio 3

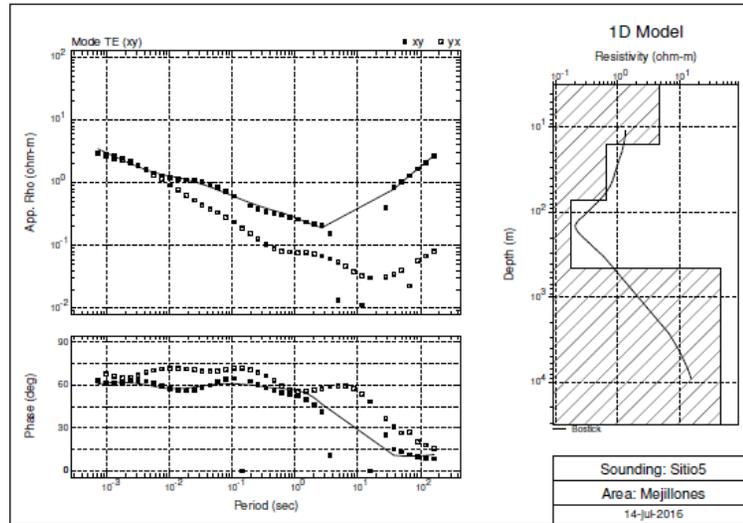


Figura D.3: Modelo 1D para el sitio 5

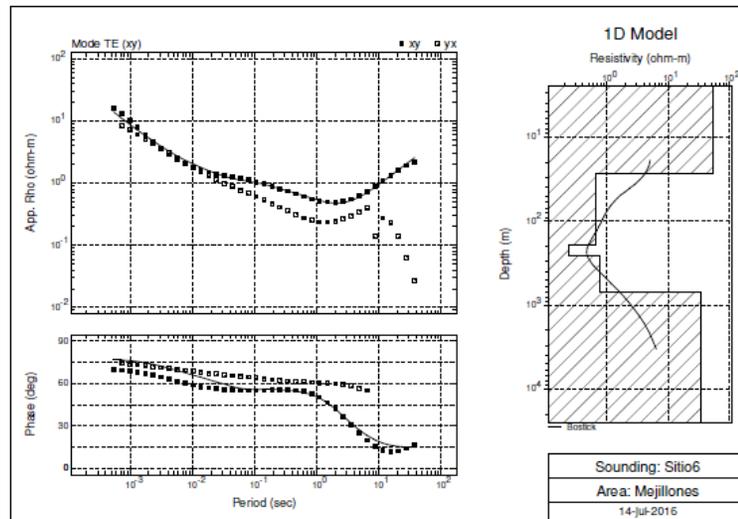


Figura D.4: Modelo 1D para el sitio 6

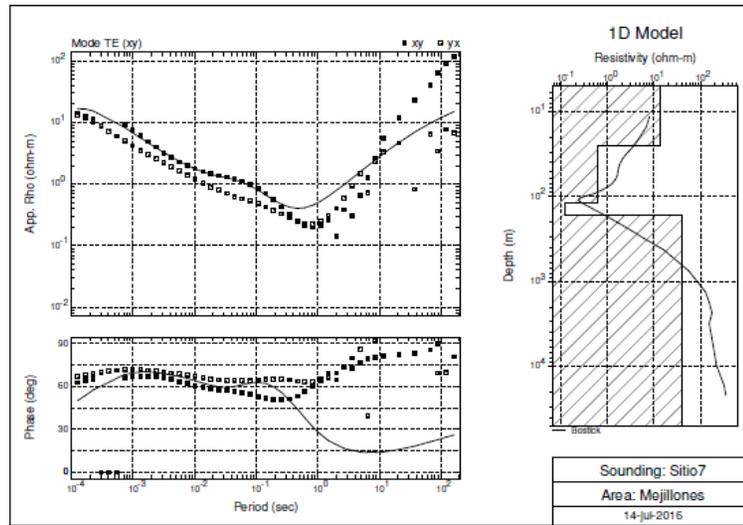


Figura D.5: Modelo 1D para el sitio 7

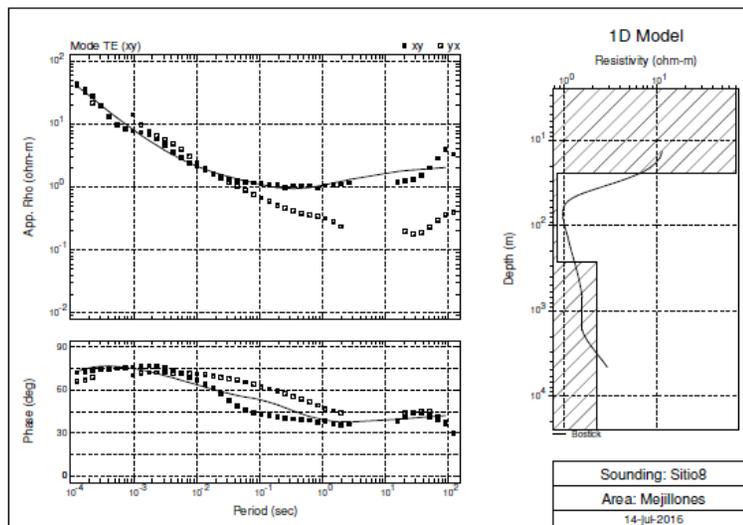


Figura D.6: Modelo 1D para el sitio 8

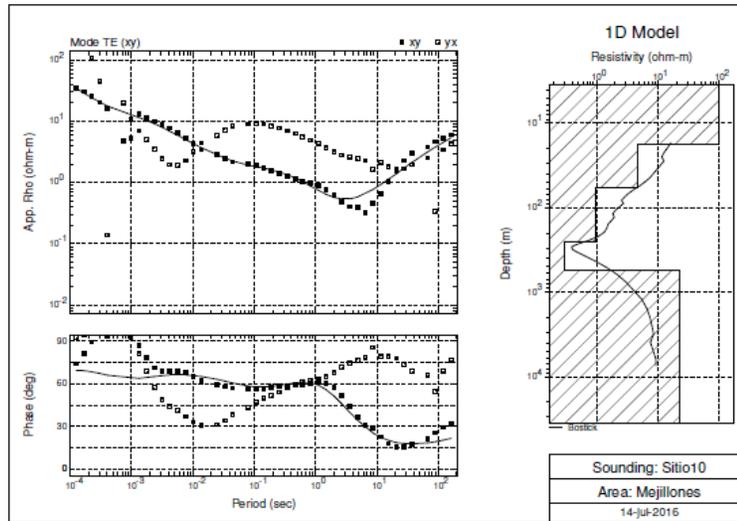


Figura D.7: Modelo 1D para el sitio 10

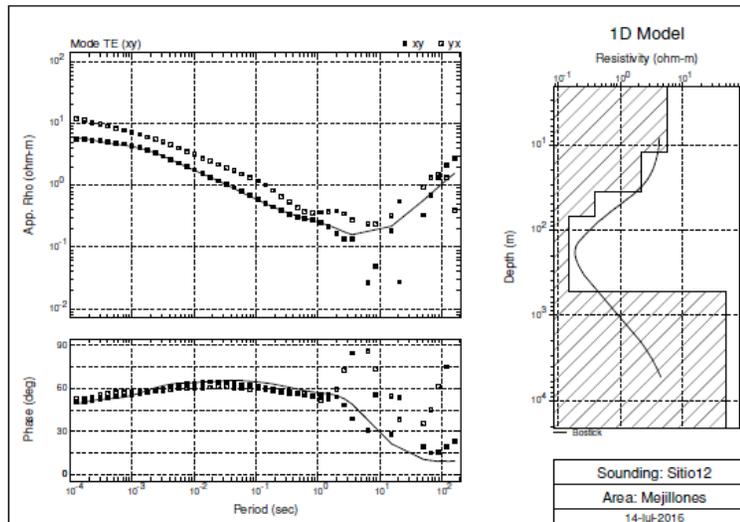


Figura D.8: Modelo 1D para el sitio 12

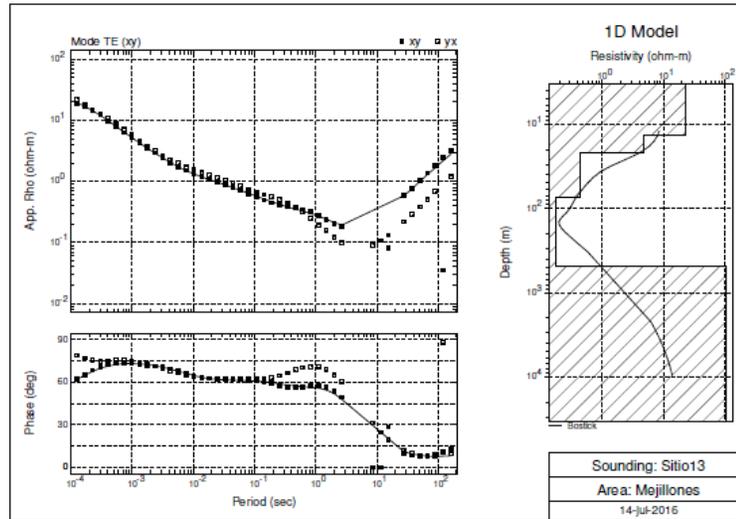


Figura D.9: Modelo 1D para el sitio 13

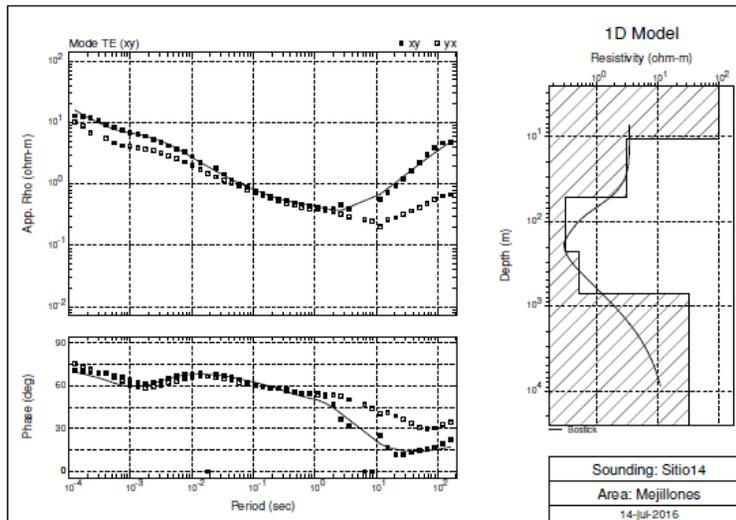


Figura D.10: Modelo 1D para el sitio 14

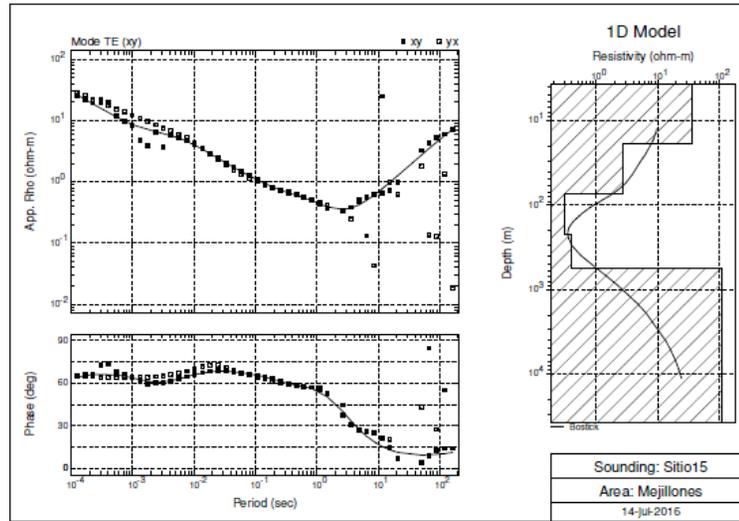


Figura D.11: Modelo 1D para el sitio 15

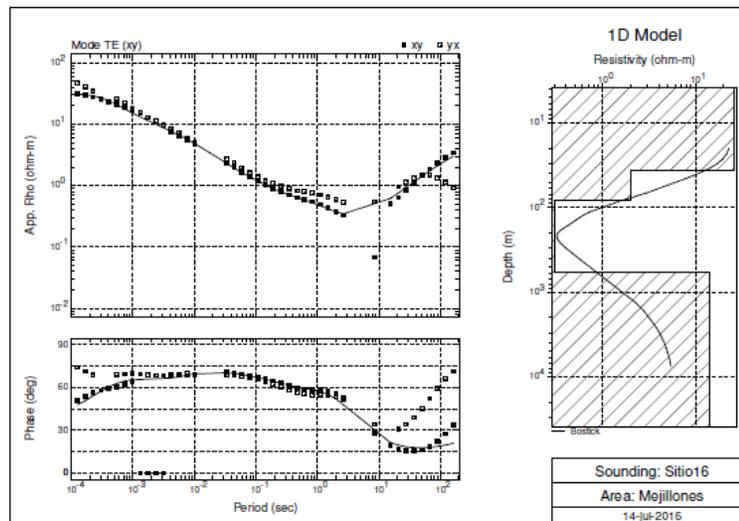


Figura D.12: Modelo 1D para el sitio 16

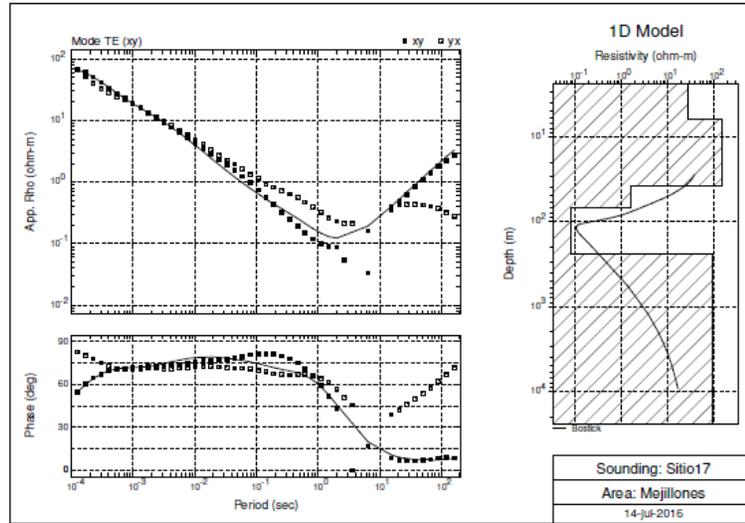


Figura D.13: Modelo 1D para el sitio 17

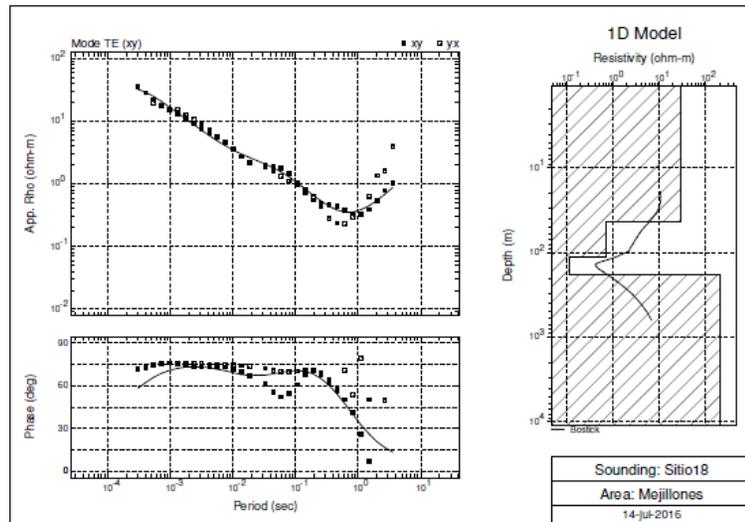


Figura D.14: Modelo 1D para el sitio 18

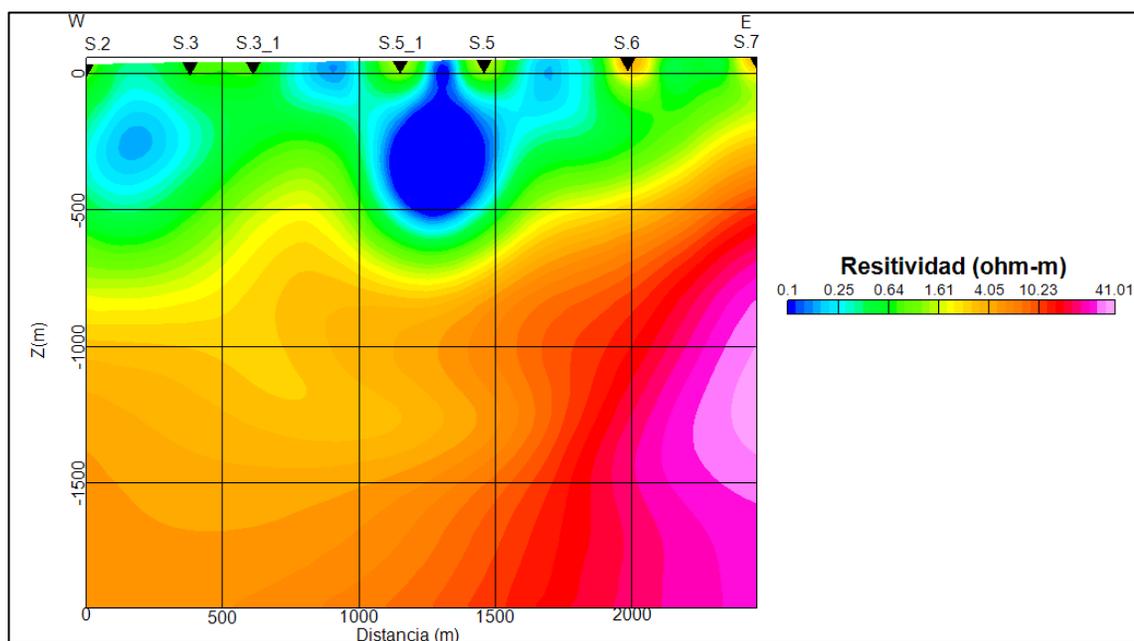


Figura D.15: Inversión 2D perfil paralelo MT utilizando las curvas del modo TE

D.2. Resultados sísmicos

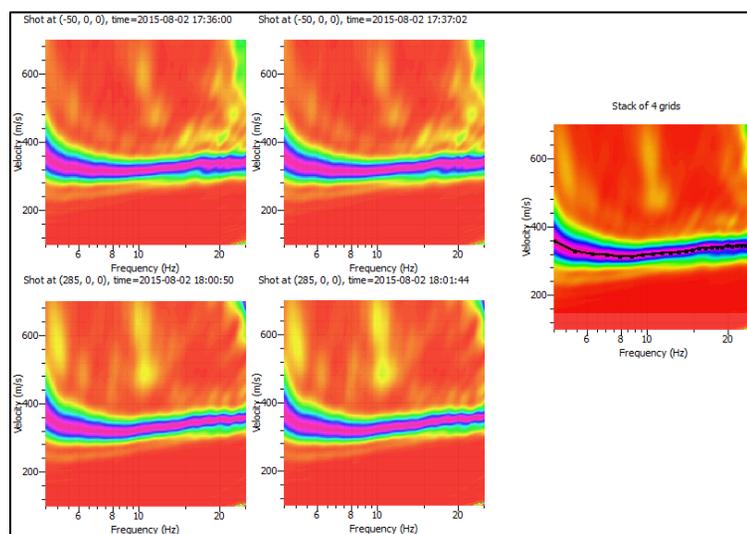


Figura D.16: Curvas de dispersión en tendido de geófonos de 4.5 Hz ubicado al norte del perfil paralelo, generado por fuente activa. La curva de la derecha corresponde a la curva promedio en frecuencias.

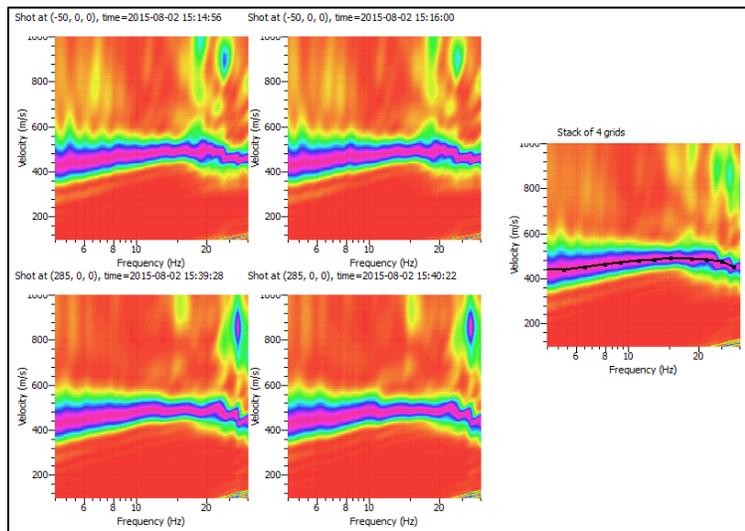


Figura D.17: Curvas de dispersión en tendido de geófonos de 4.5 Hz ubicado al sur del perfil paralelo, generado por fuente activa. La curva de la derecha corresponde a la curva promedio en frecuencias.

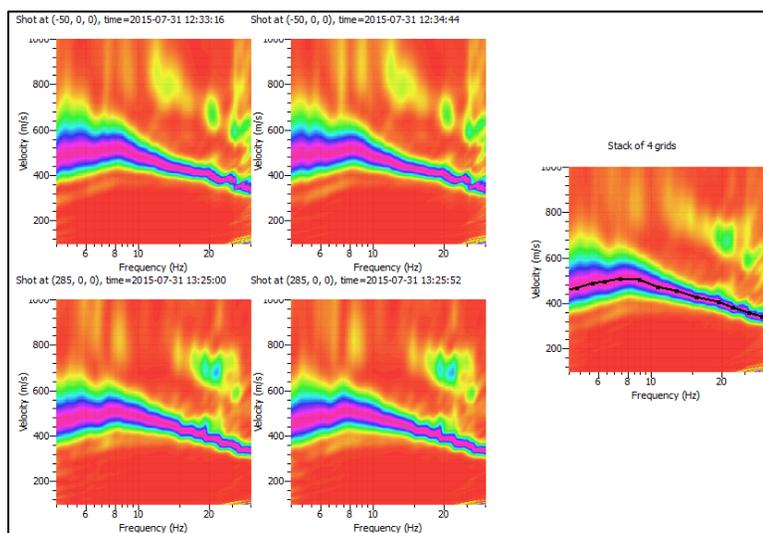


Figura D.18: Curvas de dispersión en tendido de geófonos de 4.5 Hz ubicado al este del perfil perpendicular, generado por fuente activa. La curva de la derecha corresponde a la curva promedio en frecuencias.

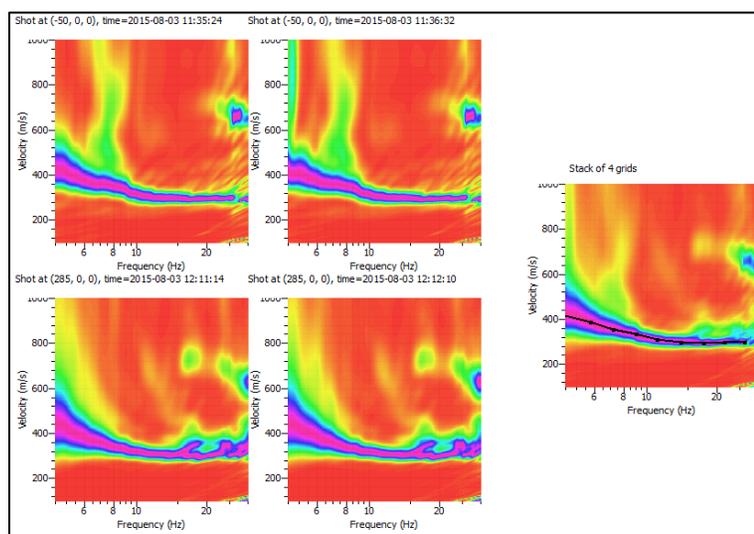


Figura D.19: Curvas de dispersión en tendido de geófonos de 4.5 Hz ubicado al oeste del perfil perpendicular, generado por fuente activa. La curva de la derecha corresponde a la curva promedio en frecuencias.

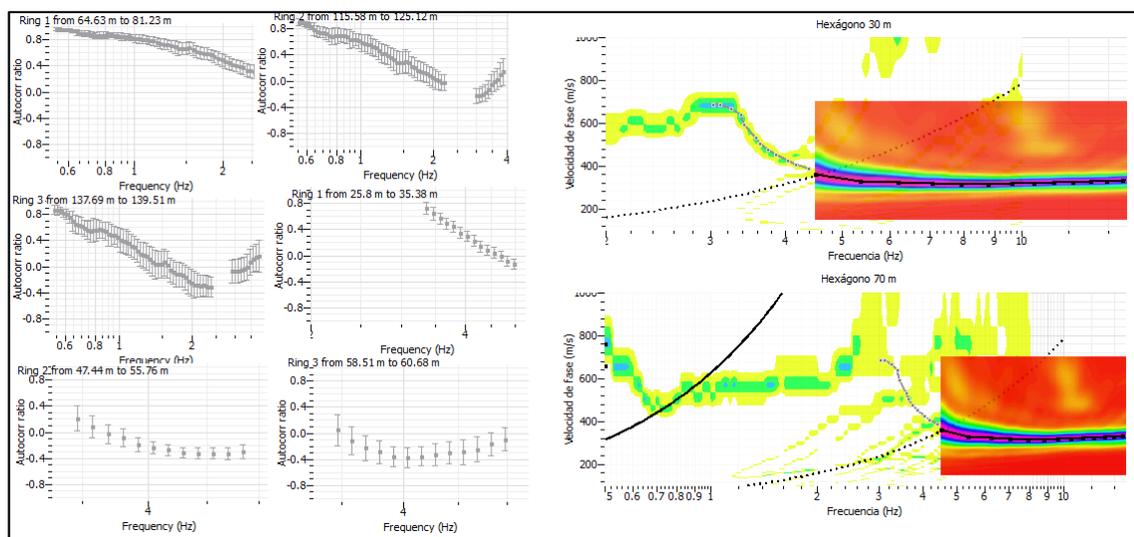


Figura D.20: Izquierda: Curvas de autocorrelación del método SPAC. Derecha: Curva de dispersión para el tendido Norte del perfil paralelo.

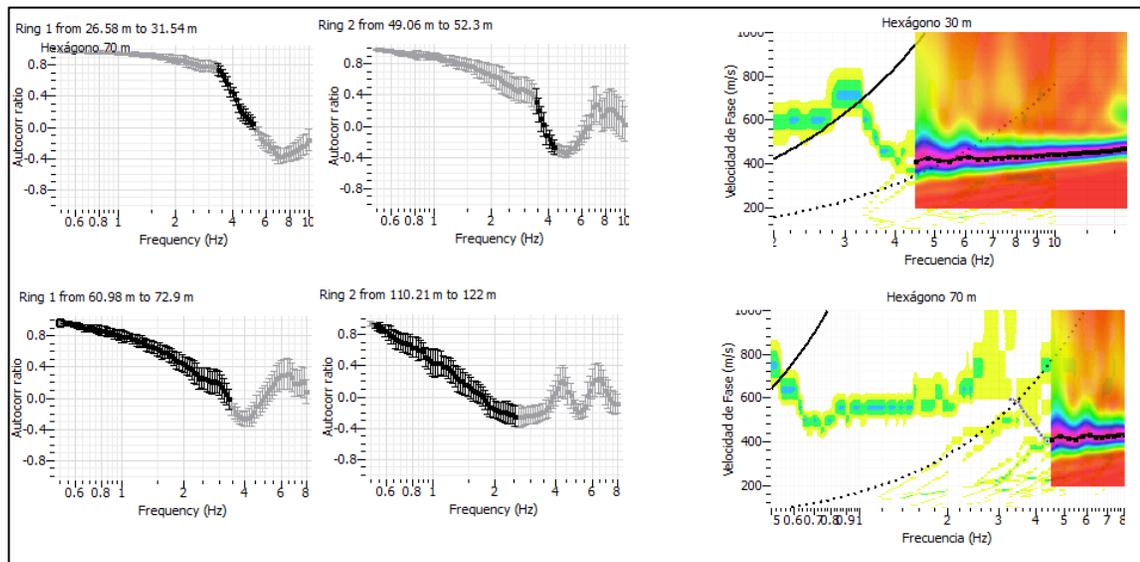


Figura D.21: Izquierda: Curvas de autocorrelación del método SPAC. Derecha: Curva de dispersión para el tendido Sur del perfil paralelo.

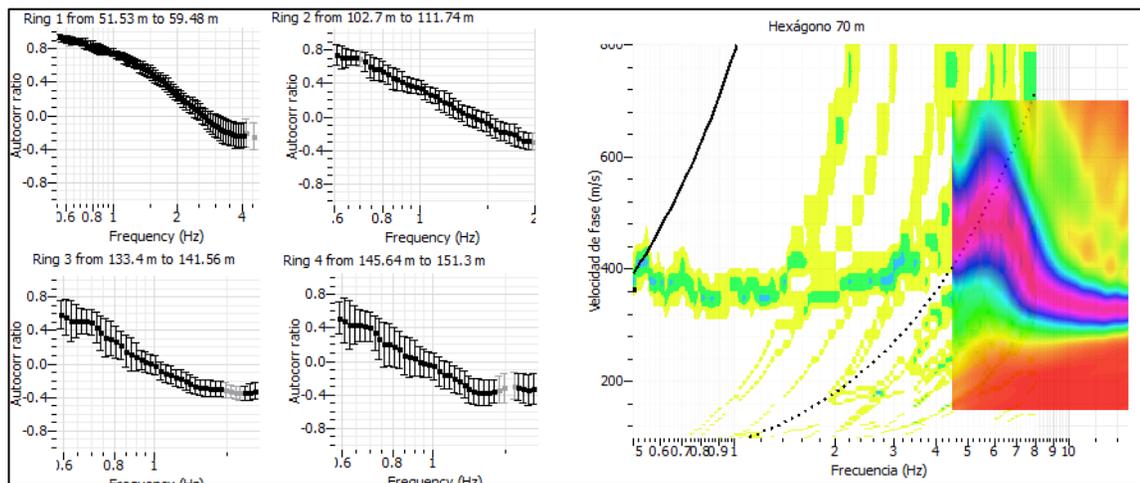


Figura D.22: Izquierda: Curvas de autocorrelación del método SPAC. Derecha: Curva de dispersión para el tendido Centro del perfil perpendicular.

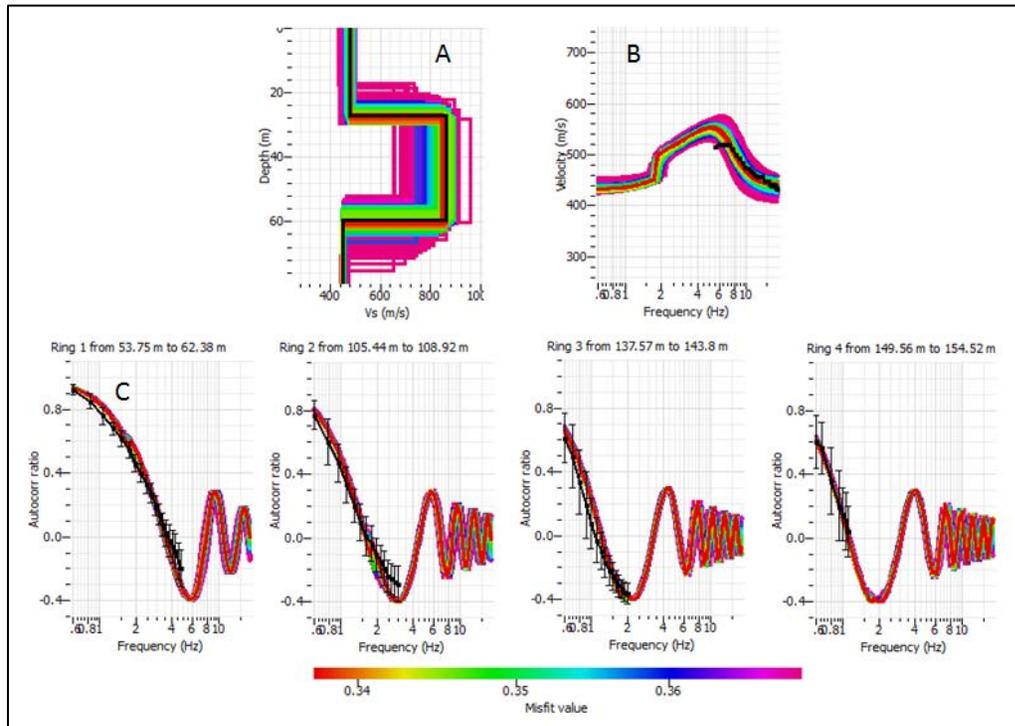


Figura D.23: Resumen inversión combinada para el perfil perpendicular Este. A) Perfil de velocidad de onda de corte en profundidad resultante de la inversión. La curva en negro corresponde a la de menor desajuste (33%). B) Ajuste en la curva de dispersión. C) Ajuste en las curvas de autocorrelación.

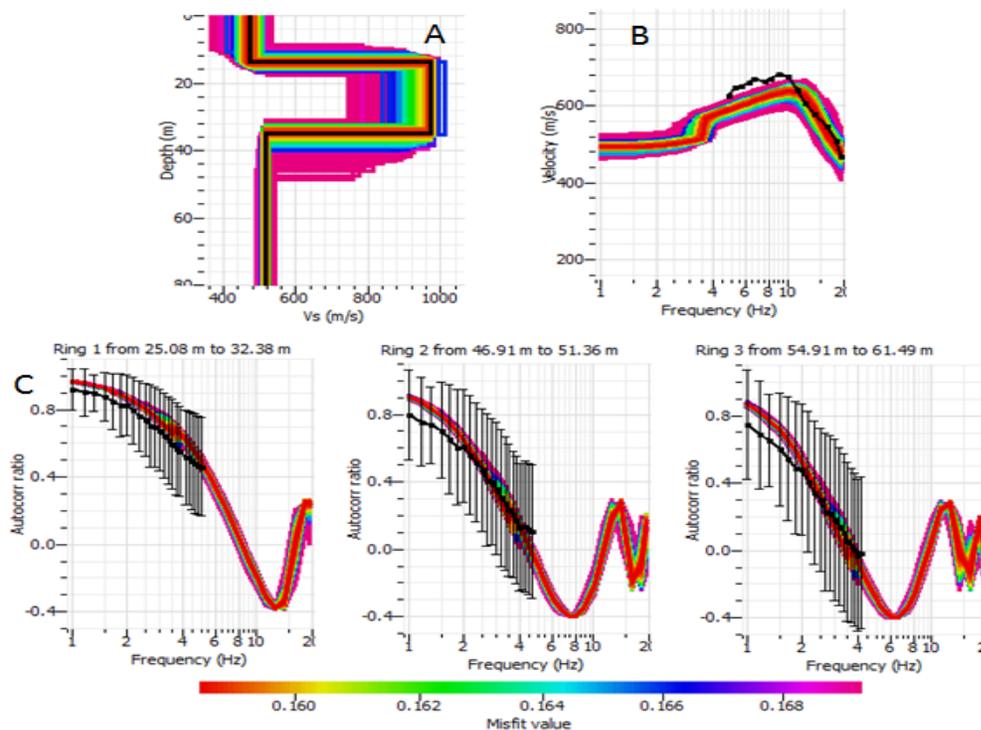


Figura D.24: Resumen inversión combinada para el perfil perpendicular Oeste. A) Perfil de velocidad de onda de corte en profundidad resultante de la inversión. La curva en negro corresponde a la de menor desajuste (16 %). B) Ajuste en la curva de dispersión. C) Ajuste en las curvas de autocorrelación.