



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

ESTUDIO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS 33°S Y 34°S
UTILIZANDO TOMOGRAFÍA SÍSMICA: IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CLAUDIA ANDREA BAYTELMAN ROJAS

PROFESORA GUÍA
DRA. DIANA COMTE SELMAN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
DR. MARCELO FARÍAS THIERS
DR. REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT N° 1161806

SANTIAGO DE CHILE

2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Claudia Andrea Baytelman Rojas
FECHA: 20/10/17
PROFESORA GUÍA: Diana Comte Selman

ESTUDIO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS 33°S Y 34°S UTILIZANDO UNA TOMOGRAFÍA SÍSMICA: IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

La región ubicada entre los 33°S y 34°S corresponde a una zona de transición latitudinal en relación a configuraciones tectónicas y características morfoestructurales superficiales; la Cordillera de la Costa entre estas latitudes se convierte en un lugar interesante para realizar un estudio de carácter tectónico; entre los 33°S y 34°S está formada por cuerpos plutónicos de orientación NW-SE en su porción occidental y cuerpos plutónicos y secuencias estratificadas N-S en su porción oriental, su rasgo estructural más distintivo consiste en un basculamiento suave hacia el Este de las secuencias estratificadas. La utilización de una tomografía sísmica permite generar una visión en profundidad de variaciones de velocidades de ondas sísmicas y relacionarlo con los rasgos geológicos observados en superficie.

La distribución en el espacio 3D de las anomalías de ondas sísmicas muestran un dominio oriental de altos valores de la razón V_p/V_s y un dominio occidental de bajos valores de la razón V_p/V_s ; ambos dominios se caracterizan por presentar una geometría triangular. En zonas superficiales (<20 km) las anomalías de V_p/V_s , $V_s\%$ y $V_p\%$ se asocian a cuerpos plutónicos que conforman el Batolito Costero; en zonas más profundas es posible diferenciar regiones de altos valores V_p/V_s asociados a una disminución en las variaciones porcentuales de las ondas P y S, lo que se interpreta como posibles zonas de deshidratación de la placa oceánica subductante o serpentinización del manto.

La distribución de los cuerpos anómalos en el espacio 3D sumados a la geometría de estos cuerpos en profundidad, reflejan un control tectónico de primer orden que es responsable de su distribución y manifestación topográfica en superficie. Esto último indica que la configuración tectónica corresponde al modelo de cuñas continentales, caracterizado por la presencia de una pro-cuña hacia el Oeste y retro-cuña hacia el Este que coincide con los rasgos estructurales y variaciones topográficas observadas en la Cordillera de la Costa. La cuña continental varía en geometría de Norte a Sur en función de las variaciones en el coeficiente de fricción basal efectivo, procesos de deshidratación de la placa en subducción y del comportamiento mecánico en profundidad; en la zona Norte la deshidratación ocurre entre los 35 y 45 km de profundidad y no es intensa; en la zona central se tiene una deshidratación intensa entre los 40 y 55 km de profundidad, esta deshidratación es responsable de la presencia de peneplanos en superficie que separa la pro-cuña de la retro-cuña; finalmente en la zona Sur la cuña está desplazada hacia el Este, se identifica sector de pro y retro-cuña, y la deshidratación ocurre entre los 40 y 55 km de profundidad.

Dedicatoria

A mi familia

Agradecimientos

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto Fondecyt N° 1161806, a mi profesora guía Diana Comte por darme la oportunidad de trabajar junto a ella, por haberme enseñado y por el cariño entregado, al profesor Marcelo Farías por las enseñanzas y disposición de sacar adelante el trabajo y al profesor Reynaldo Charrier por haber compartido una porción de su conocimiento conmigo.

Agradezco también a los cabros, Joe, Seba, Chalo, Marito, Fran que me apoyaron durante todo este tiempo, aportando con sus comentarios, conversaciones, risas y buena onda.

A mi mamá, la Ceci, que se las ha jugado todas para vernos felices y darnos todo lo que hemos necesitado. Mamá gracias a tu apoyo incondicional en cada decisión que he tomado y a la compañía diaria durante todos estos años universitarios, es que ahora estoy terminando esta etapa de la mejor manera. A mi papá que también por su lado se ha encargado de contenerme y entregarme todo el amor que necesito. Gracias a ustedes por confiar en mí, por entregarme las herramientas para desenvolverme en este mundo, por siempre quererme y ayudarme a ser feliz, estoy orgullosísima de ser su hija, los adoro.

A la Lela, la principal inversionista jajaj, que a pesar de la distancia se ha preocupado de estar siempre presente apoyándome y entregándome infinito cariño, a mi Güeli que ha sido una súper abuela, al Opa gracias, supongo que estaría orgulloso, a mis hermanos Nani y el Diegui, que a pesar de los momentos de odio siempre están cuando los necesito y a la Rita gracias por ser mi amiga, por ser un apoyo, por poder contar siempre contigo. A la Sofi amiga, hermana que me ha acompañado incondicionalmente los últimos 20 años, sin ti no estaría viviendo esto y a su familia por ser mi segunda familia.

Felipe gracias por ayudarme a ver las fortalezas que existen en mí, por las risas y los llantos, por enseñarme a querer y derribar mis prejuicios. Te adoro y has sido una pieza fundamental en el término de esta etapa.

Geoamigos, gracias por ser mi colchón en las buenas y en las malas, los momentos que viví con cada uno de ustedes estos años los ha convertido en personas que están ancladas en mi corazoncito. Nati por entregarme tu fuerza y amor, por siempre reconstruirme, Aileen por ser un ejemplo de amistad, honestidad y nobleza, siempre aprendo como ser mejor junto a ti, Aldi por ser mi pana y apañarme en todas recorriendo este camino, Mila por dejarme entrar a tu mundo interior y sorprenderme con la maravilla que hay dentro, Guatón por siempre ser un amigo sincero que derrocha cariño para quienes tenemos la suerte de estar cerca tuyo, Vale por apoyarme incondicionalmente desde que nos conocimos sin pedir nada a cambio. Gracias mis amores.

A los que formaron parte de mis años de geóloga en la u, Cris, Rudolf, Callo, Marcia, Coni, Sergio, Hugo gracias por las experiencias, terrenos, bienvenidas, trucos y apañe. A la Blanquis gracias por ayudarme infinitamente en todo.

Cami gracias por permanecer a mi lado y quererme tal como vengo, Enzo gracias por tu sinceridad, preocupación y estar siempre cuando te necesito, Andrésín por los infinitos cafés auspiciados y por ayudarme en cada momento, Mono por ser un hermano grande, Hugo gracias por ser amigo real y por las conversaciones de la vida, Robito gracias por siempre entregarme un abrazo que hace descansar y prestarme oreja.

Y por supuesto a todos los chiquillos que conocí en el camino, Mati, Felix, Claudio, Jota, Dimi, Edu, Vecino, Tom, Danús, Nelo, Alvarín gracias por hacer de estos años divertidísimos, llenos de viajes, risas, historias, guitarras, canciones, campings, fogatas y buena onda. Y a todos a quienes no nombré gracias por acompañarme.

Gracias a todos termino feliz de haber aprendido tanto para seguir aprendiendo.

Tabla de Contenido

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del problema.....	1
1.2	Objetivos.....	2
1.2.1	Objetivo General.....	2
1.2.2	Objetivos Específicos.....	2
1.3	Hipótesis de Trabajo.....	2
1.4	Zona de Estudio.....	2
2	ANTECEDENTES.....	4
2.1	Marco Sismotectónico.....	4
2.2	Modelo de cuñas Continental.....	10
2.3	Marco Geológico.....	13
2.3.1	Rasgos morfológicos y estratigráficos.....	13
2.3.2	Geología del área de estudio.....	15
2.4	Tomografía Sísmica.....	16
2.4.1	Factores que afectan la velocidad de las ondas sísmicas.....	17
2.4.2	Interpretación de anomalías de velocidades de ondas sísmicas´.....	20
3	METODOLOGÍA.....	21
3.1	Base de datos Tomografía Sísmica.....	21
3.2	Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas.....	22
3.3	Anomalías Superficiales.....	22
3.4	Secciones verticales del área de estudio.....	22
3.5	Variaciones geométricas y relación con relieve.....	22
4	RESULTADOS.....	23
4.1	Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas.....	23
4.2	Anomalías Superficiales.....	29

4.2.1 Anomalías Vs% y Vp%.....	29
4.2.2 Anomalías Vp/Vs.....	38
4.3 Secciones Verticales.....	51
4.4 Variaciones geométricas y relación con relieve.....	56
5 DISCUSIÓN.....	59
5.1 Aspectos Generales.....	59
5.2 Cuerpos anómalos superficiales.....	60
5.3 Secciones perpendiculares a la Fosa.....	62
5.4 Cuña Continental.....	65
6 CONCLUSIÓN.....	69
7 BIBLIOGRAFÍA.....	70

Índice de Tablas

Tabla 1: Valores de ancho y profundidad de las regiones triangulares de bajo V_p/V_s para cada sección medidos a partir de la Figura 38.	58
---	----

Índice de Figuras

Figura 1: Mapa Geológico Chile entre 32.8°S y 34.3°S escala 1:700.000 (Basado trabajos anteriores de Gana et al., 1999; Wall et al., 1996; Sellés et al., 2001)	3
---	---

Figura 2. Configuración tectónica y geológica del Sudamérica con contornos de profundidad de la placa en subducción (Hayes et al., 2012) indicado por las líneas negras. El recuadro rojo representa en planta, el segmento de subducción sub-horizontal. Las flechas amarillas representan la velocidad de convergencia relativa de las placas (Vigny, et al., 2009). Las líneas rojas muestran el límite Norte y Sur de la placa de Nazca; la línea negra gruesa con triángulos representa la ubicación actual de la fosa; las líneas en la corteza oceánica representan la edad en Ma. (Basado en Hu et al., 2016; Manea et al, 2012).....	5
---	---

Figura 3. Perfil ilustrativo de una subducción normal tipo chilena. En líneas punteadas se muestran las isotermas, la isoterma 1300 corresponde al límite entre litósfera-astenosfera y la zona sísmica corresponde a la zona de acoplamiento (Tichelaar & Ruff, 1993). Además se muestra la dirección de flujo del manto astenosférico. Se identifican las cuatro zonas sismogénicas asociadas a este tipo de subducción: los círculos rojos, corresponden a sismos detrás de la fosa; círculos verdes a sismos interplaca; círculos azules a sismos intraplaca de profundidad intermedia y círculos amarillos a sismos corticales; la línea segmentada violeta al Moho. (Modificado de Gutscher, 2002).....	6
---	---

Figura 4: Imágenes ilustrativas que muestran las principales características de dos tipos de márgenes activos: a) Acrecionario, caracterizado por zonas de fallas inversas con vergencia hacia la fosa y por la acreción frontal y/o basal de los sedimentos subductados y b) Erosivo, caracterizado por pendientes pronunciadas hacia la fosa y puede observarse fallamiento normal. (Adaptada y modificada de Clift & Vannucchi, 2004).	9
--	---

Figura 5: Representación del crecimiento de una cuña generada por un Buldócer análogo a la formación de una cuña continental donde $\alpha+\beta$ es el taper o ángulo agudo de la cuña. Se muestran los aspectos principales de la teoría de Cuña no cohesiva de Coulomb. Relación entre la geometría de la cuña (α y β) y la dirección de los principales esfuerzos (σ_1 , σ_3). ρ_w es la densidad del agua, ρ_s densidad de la cuña, λ razón de presión de fluidos, μ es el coeficiente de fricción interna, y μ_b^* es la fricción basal efectiva de la cuña (Basado en Dahlen, 1989).....	10
--	----

Figura 6: Esquema del comportamiento de una cuña continental Las flechas corresponden a las direcciones de flujos del material. S corresponde al punto de transición frágil-dúctil y límite del contacto sismogénico acoplado. (Adaptado de Batt & Brandon, 2004).....	11
--	----

Figura 7: Esquema simplificado de la geometría que muestra la cuña continental en el caso de presentarse una región dúctil bajo esta. El punto S corresponde a la transición frágil dúctil y al límite del contacto sismogénico acoplado. (Adaptado de Vanderhaeghe et al., 2003).....	11
Figura 8: Mapa geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35° S. Se observan las principales unidades morfoestructurales de este a oeste: cordillera de la costa, depresión intermedia y cordillera principal. Además se muestran los sistemas de fallas regionales Los Ángeles-Infernillo, San Ramón-Pocuro y El Fierro. (Modificado de Farias et al., 2010).	14
Figura 9: Velocidades de ondas P y S en función de la presión de poros para dos tipos de rocas (limonita y dolomita). Se comparan rocas secas y rocas saturadas. La roca seca presenta porosidad vacía, mientras que la roca saturada presenta los poros rellenos de fluidos. A medida que aumenta la presión de poros, se abren grietas en la matriz de la roca. También existe una variación en VP y VS debido a la inclusión de fluidos en la roca (Tomado de Mavko, et al, 2009).....	17
Figura 10: Velocidades de onda P y S en areniscas secas, saturadas de agua y saturadas de petróleo, en función de la temperatura. A medida que aumenta la temperatura, las velocidades de onda P y S disminuyen. En rocas secas, los efectos de la temperatura en la velocidad son más pequeños que el efecto en rocas saturadas de fluidos. (Tomado de Z. Wang & Nur, 1989).....	18
Figura 11: Velocidades de ondas P y S en función de la presión efectiva. Vp y Vs tienden a aumentar con la presión efectiva. La presión efectiva actúa compactando y endureciendo la roca, ya que elimina progresivamente los poros, cierra microfisuras y endurece contactos entre granos (Adaptado de Mavko, 1998).....	19
Figura 12: Mapa estaciones sismológicas ubicadas en el entorno de la Región Metropolitana, que fueron utilizadas en la determinación de la tomografía sísmica, cuyos datos permitieron la determinación del modelo de velocidades de ondas de cuerpo del presente trabajo. Algunas de ellas corresponden a estaciones del Servicio Sismológico Nacional y el resto a experimentos temporales desarrollados en el área de estudio.....	21
Figura 13: Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. Muestra las variaciones de las velocidades de ondas P (Vp) y S (Vs). La línea rosada corresponde al Moho y la violeta a la superficie superior de la placa en subducción, ambos graficados a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada. En superficie se muestra el mapa geológico de la zona de estudio. Al costado derecho de cada imagen se muestra la escala de colores asociada a las velocidades de onda en [km/s]	24
Figura 14: Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. Se muestran las anomalías de las variaciones porcentuales de las ondas P y S, mayores al 5% (zonas azules) y menores al -5% (zonas amarillo-rojizas). La capa grisácea corresponde a la superficie del Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). La escala de valores de las variaciones porcentuales se ubica en el sector inferior.....	26

Figura 15: Anomalías de altos ($V_p/V_s > 1.775$) y bajos ($V_p/V_s < 1.74$) valores para la razón V_p/V_s . La capa violeta corresponde al MOHO graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Se muestran dos vistas: a. ángulo de elevación es de 30° y dirección de $N60^\circ W$, b. ángulo de elevación 10° y dirección $N10^\circ W$28

Figura 16: Variaciones porcentuales de la onda S obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\% = -4\% - -5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a.30

Figura 17: Variaciones porcentuales de la onda P obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\% = -4\% - -5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a31

Figura 18: Variaciones porcentuales de las ondas S obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de alto $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\% = 4\% - 5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de alto $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a.32

Figura 19: Variaciones porcentuales de las ondas P obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de alto $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\% = 4\% - 5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de alto $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a.33

Figura 20: Anomalía 1 de alto $V_s\%$, la línea L1 representa el eje de máxima elongación del cuerpo anómalo. La imagen b. muestra un corte transversal en la dirección de L1 (dirección $N70^\circ W$) para la Anomalía 1 de alto $V_s\%$. La capa violeta representa el Moho según los datos de Tassara et al. (2011), en el sector inferior de la Figura se muestra la escala de colores para $V_s\%$34

Figura 21: Mapa geológico de Chile escala 1:750.000 obtenido del SERNAGEOMIN. En la Imagen se muestran L1 (línea negra) y los puntos extremos en superficie (P1 y P2) de la Anomalía 1 de alto $V_s\%$35

Figura 22: Comparación de los valores de $V_s\%$ obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L1 ($N70^\circ W$). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil ($V_p\%$ y V_p/V_s), corresponde a la geometría de la anomalía de bajos valores $V_s\%$ para L1.37

Figura 23: Valores de la razón V_p/V_s obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la línea negra continua corresponde al margen chileno y la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Se muestran las anomalías de baja razón en superficie aisladas por el valor $V_p/V_s=1.745-1.75$. La Figura b. muestra las anomalías de baja razón V_p/V_s (valores menores a 1.745) aisladas a partir de la Figura a. El recuadro rojo corresponde al límite de la zona de estudio.39

Figura 24: Valores de la razón V_p/V_s obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la línea negra continua corresponde al margen chileno y la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Se muestran las anomalías de alta razón en superficie aisladas por el valor $V_p/V_s=1.775-1.8$. La Figura b. muestra las anomalías de alta razón V_p/V_s (valores mayores a 1.8) aisladas a partir de la Figura a. El recuadro rojo corresponde al límite de la zona de estudio.40

Figura 25: Anomalía 2 de baja razón V_p/V_s , las líneas L1 y L2 representan los ejes de máxima elongación del cuerpo anómalo. La imagen b. muestra un corte transversal en la dirección de L1 (dirección $N60^\circ E$) para la Anomalía 2 de bajo V_p/V_s . La imagen c. muestra un corte transversal en la dirección de L2 (dirección $N60^\circ W$) para la Anomalía 2 de bajo V_p/V_s . La capa violeta representa el Moho según los datos de Tassara (2011). En la esquina inferior izquierda se encuentra la escala de colores para los valores de la razón V_p/V_s41

Figura 26: Mapa geológico de Chile escala 1:750.000 obtenido del SERNAGEOMIN. En la Imagen se muestran L1 y L2 (líneas negras), ejes de máxima elongación de Anomalía 2 de bajo V_p/V_s ; y los puntos extremos del cuerpo anómalo que se manifiestan en superficie (P1, P2, P3 y P4).43

Figura 27: Comparación de los valores de $V_p\%$ y $V_s\%$ obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L1 ($N35^\circ W$). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la Anomalía 2 de bajo V_p/V_s para L1.44

Figura 28: Comparación de los valores de $V_p\%$ y $V_s\%$ obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L2 ($N35^\circ W$). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la Anomalía 2 de bajo V_p/V_s para L2.45

Figura 29: Anomalía 3 de bajo V_p/V_s , las líneas L1 y L2 representan los ejes de máxima elongación del cuerpo anómalo. La imagen b. muestra un corte transversal en la dirección de L1 (dirección $N35^\circ W$) para la Anomalía 3 de bajo V_p/V_s . La imagen c. muestra un corte transversal en la dirección de L2 (dirección $N70^\circ W$) para la Anomalía 3 de bajo V_p/V_s . La capa violeta representa el Moho según los datos de Tassara (2011).46

Figura 30: Mapa geológico de Chile escala 1:750.000 obtenido del SERNAGEOMIN. En la Imagen se muestran L1 y L2 (líneas negras) y los puntos extremos en superficie (P1, P2, P3 y P4) de la Anomalía 3 de bajo Vp/Vs.....47

Figura 31: Comparación de los valores de Vp% y Vs% obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L1 (N35°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la anomalía de baja razón Vp/Vs para L1.49

Figura 32: Comparación de los valores de Vp% y Vs% obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L2 (N35°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la anomalía de baja razón Vp/Vs para L2.50

Figura 33: Mapa de ubicación y dirección de los perfiles de dirección perpendiculares a la fosa generados. Incluye las unidades geológicas presentes en la zona de estudio (leyenda en Figura 1). La línea amarilla corresponde a la Fosa (N20°E); línea verde corresponde al segmento paralelo a la fosa ubicado a una distancia de 50 km al E de la fosa y corresponde al punto de referencia inicial de los perfiles. La línea roja corresponde al segmento que une la Fosa' con el margen chileno, mientras que la línea negra corresponde a la traza continental de los perfiles. S1, S2, S3, S4, S5 y S6 corresponden a las secciones realizadas.....52

Figura 34: Perfiles de orientación N70°W en los que se muestran las variaciones de los parámetros Vp%, Vs% y Vp/Vs y en círculos blancos los hipocentros. La ubicación del punto de origen y el rumbo de las secciones se muestran en el costado izquierdo de la imagen. Triángulo negro corresponde al margen continental, mientras que el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.53

Figura 35: Continuación Figura 3454

Figura 36: Continuación Figura 3555

Figura 37: Razón Vp/Vs en las 6 secciones perpendiculares a la fosa, el número de sección se muestra en el extremo inferior izquierdo de cada imagen. Se muestra la variación topográfica según línea que muestra la elevación promedio (línea azul continua). La línea negra segmentada corresponde a los límites de la región triangular de bajo Vp/Vs. La línea violeta corresponde al Moho a partir de los datos de (Tassara et al., 2006). El triángulo negro corresponde al margen continental y el rojo al límite Este de la Depresión Central.....57

Figura 38: Relación de la profundidad y ancho de cada sección.58

Figura39: Razón V_p/V_s obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, sin la capa $V_p/V_s=1.76$. El triángulo negro representa el margen continental, el triángulo rojo representa el límite Este de la Depresión Central. La línea negra segmentada corresponde a los límites de la cuña continental; la elipse rojas corresponde a regiones de posible serpentización del manto o deshidratación de la placa en subducción; los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada en la zona; la línea violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). El número de la sección se encuentra en el extremo inferior izquierdo de cada figura y la escala de colores de valores de V_p/V_s en la parte superior.64

Figura 40: Razón V_p/V_s obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, sin la capa $V_p/V_s=1.76$. El triángulo invertido negro representa el margen continental, el triángulo invertido rojo representa el límite Este de la Depresión Central. La línea negra segmentada corresponde a los límites de la cuña continental; la elipse rojas corresponde a regiones de posible serpentización del manto o deshidratación de la placa en subducción; los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada en la zona; la línea roja a la lineación de la sismicidad; la línea violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). La línea azul continua corresponde a la elevación promedio. El número de la sección se encuentra en el extremo inferior izquierdo de cada figura y la escala de colores de valores de V_p/V_s en la parte superior.66

Figura 41: Modelo de cuña continental para el sector Norte. Se muestran los valores de V_p/V_s , la línea negra continua representa el contacto sismogénico acoplado, la línea negra segmentada corresponde al límite Este de la cuña, la elipse roja a la zona de deshidratación, la línea azul a elevación promedio, flechas negras a las direcciones de flujo de la cuña, el triángulo negro al margen continental y el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.....67

Figura 42: Modelo de cuña continental para el sector centro. Se muestran los valores de V_p/V_s , la línea negra continua representa el contacto sismogénico acoplado, la línea negra segmentada corresponde al límite Este de la cuña, la elipse roja a la zona de deshidratación, la línea azul a elevación promedio, flechas negras a las direcciones de flujo de la cuña, el triángulo negro al margen continental y el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.....68

Figura 43: Modelo de cuña continental para el sector Sur. Se muestran los valores de V_p/V_s , la línea negra continua representa el contacto sismogénico acoplado, la línea negra segmentada corresponde al límite Este de la cuña, la elipse roja a la zona de deshidratación, la línea azul a elevación promedio, flechas negras a las direcciones de flujo de la cuña, el triángulo negro al margen continental y el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.....68

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

Chile se ubica en un margen convergente donde distintos procesos tectónicos son responsables de la configuración del relieve actual. Diversos estudios han mostrado modelos a escala litosférica que plantean las posibles configuraciones tectónicas que serían responsables del alzamiento de relieve y buscan explicar cuáles son los mecanismos que intervienen en estos procesos.

Durante las últimas décadas, se han desarrollado herramientas geofísicas que han sido fundamentales para correlacionar la información geológica disponible en superficie con sus características en profundidad. Dentro de estas herramientas destaca la tomografía sísmica, que permite generar una imagen en 3D de las variaciones de velocidad de las ondas sísmicas en el subsuelo, lo que tiene directa relación con las propiedades del medio a través del cual se propagan. En este trabajo la utilización de una tomografía sísmica se convierte en una herramienta fundamental para la interpretación a gran escala de las características físicas y de su incidencia en los rasgos superficiales.

La región ubicada entre los 33°S y 34°S es de particular interés ya que se asocia a una zona transicional en relación a las características observadas al Norte y Sur de los 33°S, provocada por la subducción de la dorsal de Juan Fernández, la zona de subducción plana, comienzo de la depresión central, cambio del rumbo de la fosa y margen continental de N-S a NNE-SSW.

Los estudios de este tipo en Chile se han desarrollado principalmente en el sector Andino lo cual ha motivado a realizar este estudio en la Cordillera de la Costa para analizar los distintos modelos tectónicos y los procesos que permitieron la configuración actual y su relación con lo que ocurre inmediatamente al Norte de los 33°S.

La Cordillera de la Costa entre estas latitudes está constituida en su porción occidental por una serie de cuerpos plutónicos paleozóicos-jurásicos de orientación NW-SE y en su porción oriental por cuerpos intrusivos cretácicos y secuencias estratificadas jurásicas-cretácicas de orientación N-S; su principal rasgo estructural es un basculamiento hacia el Este de las secuencias mesozoicas. Este basculamiento no ha sido acotado ni evidenciado en estructuras, por lo que es de suma importancia comprender los procesos tectónicos involucrados en el alzamiento.

Lo que plantea esta memoria es estudiar los rasgos superficiales y profundos de la Cordillera de la Costa entre los 33° y 34°S utilizando una tomografía sísmica, asociando los distintos parámetros ($V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s) a características físicas del medio, lo que permitirá hacer una relación entre los modelos tectónicos y lo observado en superficie.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

El objetivo general de esta memoria es asociar un modelo tectónico a las características geológicas superficiales y mecánicas profundas de la Cordillera de la Costa entre los 33°S y 34°S, utilizando un modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar la distribución general de las distintas anomalías determinadas por la tomografía
- Definir una relación de los parámetros $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s , obtenidos a partir de una tomografía sísmica, con las características geológicas superficiales del área de estudio
- Interpretar la tomografía sísmica a escala litosférica

1.3 Hipótesis de Trabajo

La hipótesis de este trabajo se basa en que las franjas de intrusivos paleozoicos y triásico-jurásicos de orientación NW en la Cordillera de la Costa occidental, junto con la franja de intrusivos cretácicos de orientación NS en la Cordillera de la Costa oriental; podrían corresponder a una geometría de cuña continental donde estos afloramientos, corresponderían a basamento expuesto debido a procesos de alzamiento.

1.4 Zona de Estudio

La zona de estudio corresponde a la Cordillera de la Costa entre los 33°S y los 34°S. Este segmento comprende la zona Sur de la V Región de Valparaíso y el sector oriental de la Región Metropolitana. (Figura 1)

1:700.000

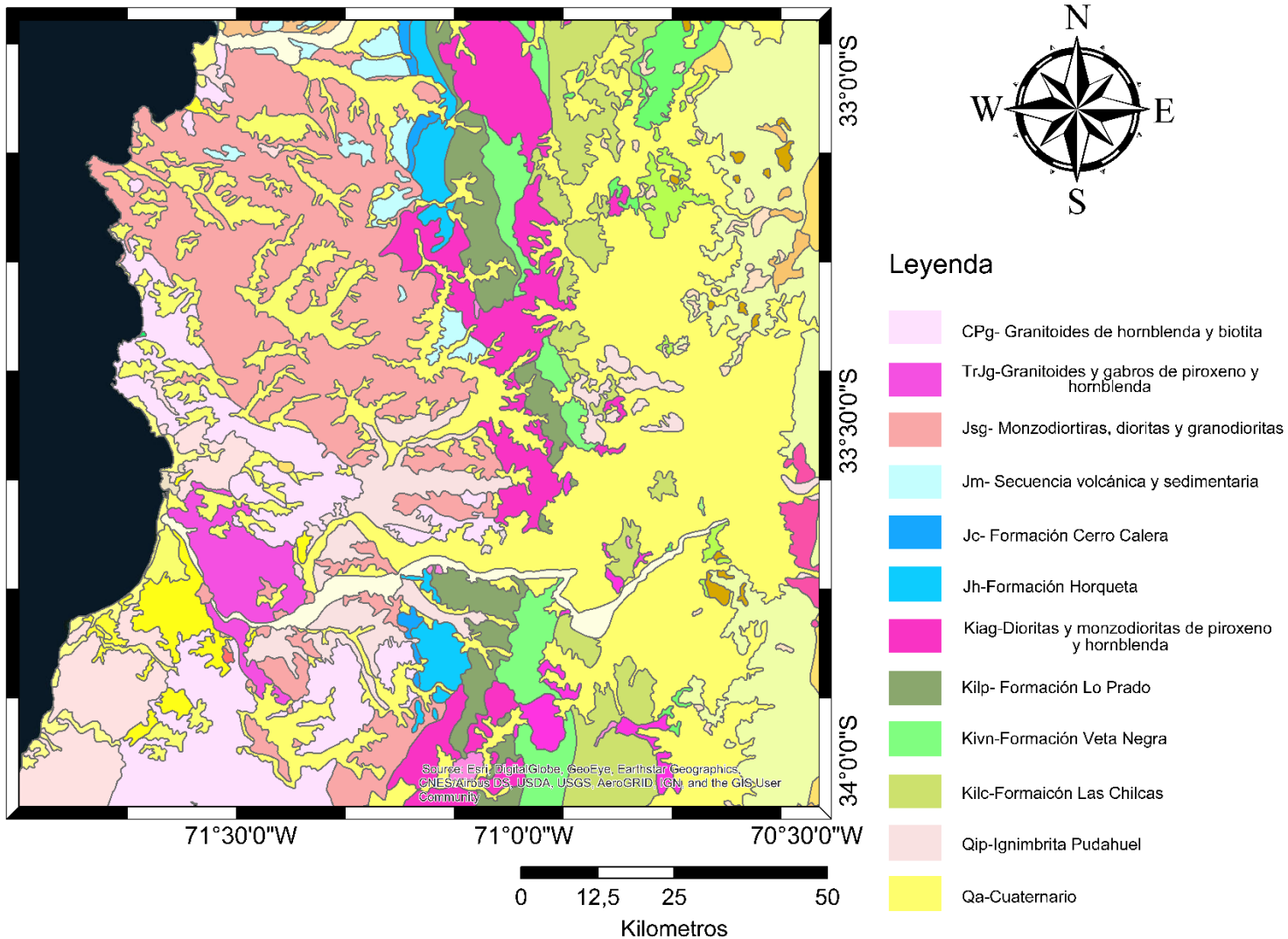


Figura 1: Mapa Geológico Chile entre 32.8°S y 34.3°S escala 1:700.000 (Basado trabajos anteriores de Gana et al., 1999; Wall et al., 1996; Sellés et al., 2001)

2 ANTECEDENTES

2.1 Marco Sismotectónico

El borde occidental de América del Sur se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo, debido a la interacción entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. La placa de Nazca se desplaza en la zona central de Chile, en dirección N78°E (DeMets et al., 1994) con una velocidad promedio de convergencia que varía a lo largo del margen de subducción entre 56 mm/año y 68 mm/año (Vigny et al., 2009).

Diferentes estudios indican que el ángulo de subducción de la placa de Nazca varía a lo largo del margen chileno (Cahill & Isacks, 1992; Cahill & Isacks, 1992; Jordan et al., 1983). Estas variaciones en el ángulo de subducción se pueden agrupar en tres diferentes segmentos: el segmento 1, desde los 18°S hasta los 26°S, la placa de Nazca subduce bajo la Sudamericana con un ángulo entre 25° y 30°, lo que se le denomina subducción normal. En el segmento 2, ubicado entre los 26° y 33°S, se observa la denominada subducción sub-horizontal, donde el ángulo de subducción es aproximadamente 10°. Finalmente en el segmento 3, donde se realizó este estudio, ubicado al sur de los 33°S se vuelve a presentar la subducción normal, con un ángulo de manteo aproximado de 30°.

En la Figura 2, se muestran las relaciones entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana a lo largo del margen continental, incluyendo la zona de subducción plana y las velocidades relativas de convergencia de la placa de Nazca. En líneas delgadas negras sobre el continente Sudamericano, se indican las iso-líneas de profundidad de la subducción. El área donde estas líneas se encuentran más separadas corresponde a la región de subducción sub-horizontal, que se extiende hacia el Este por cientos de kilómetros.

Estas variaciones en los ángulos de subducción han sido atribuidas, en la zona central, a la subducción de la cadena de montes submarinos de Juan Fernández bajo la placa Sudamericana desde hace 22 Ma (Pilger, 1984; Yáñez et al., 2002), ya que presentaría una alta flotabilidad, debido a que sería más joven que el resto de la corteza oceánica favoreciendo un bajo ángulo de penetración.

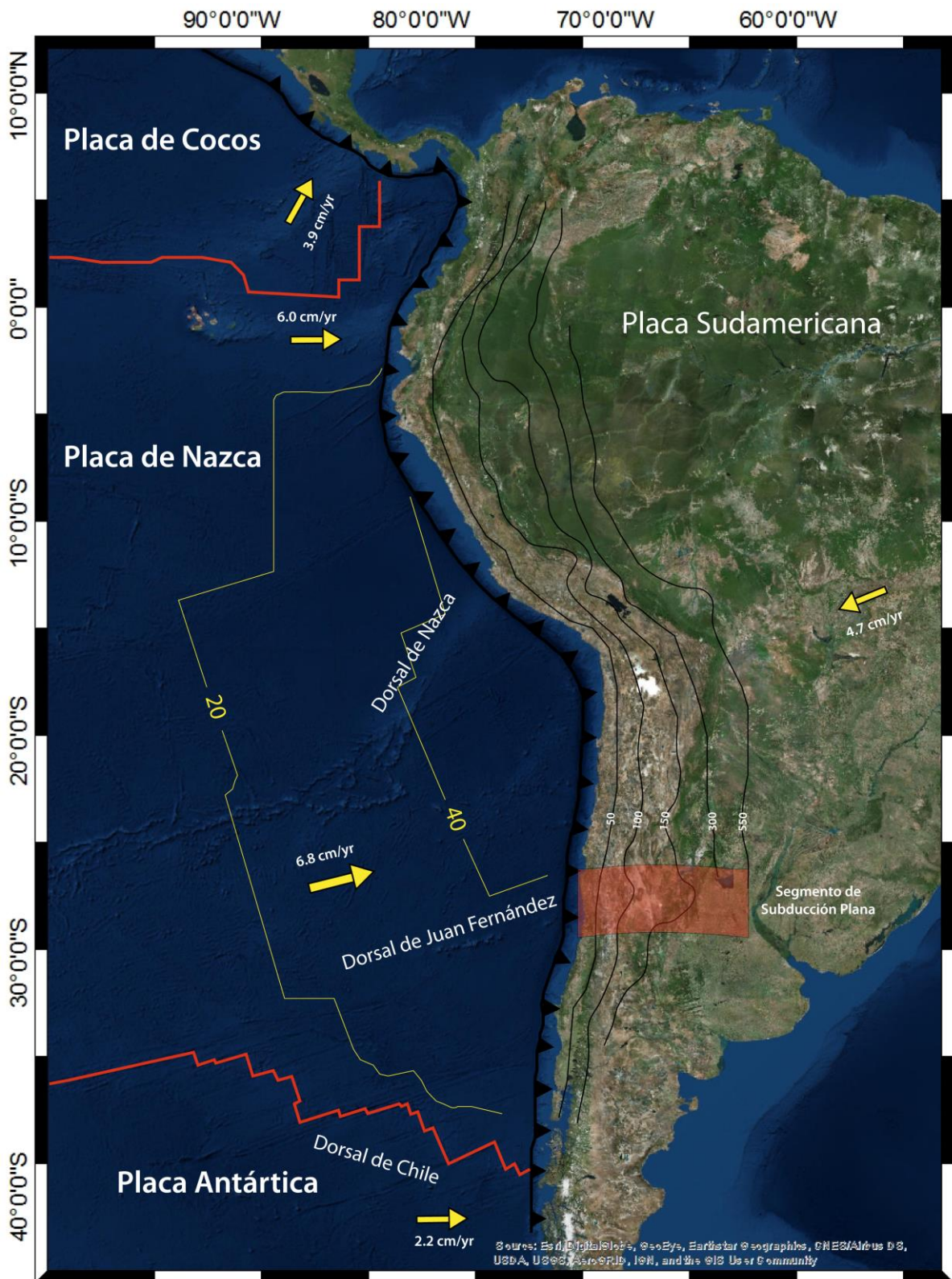


Figura 2. Configuración tectónica y geológica del Sudamérica con contornos de profundidad de la placa en subducción (Hayes et al., 2012) indicado por las líneas negras. El recuadro rojo representa en planta, el segmento de subducción sub-horizontal. Las flechas amarillas representan la velocidad de convergencia relativa de las placas (Vigny, et al., 2009). Las líneas rojas muestran el límite Norte y Sur de la placa de Nazca; la línea negra gruesa con triángulos representa la ubicación actual de la fosa; las líneas en la corteza oceánica representan la edad en Ma. (Basado en Manea et al, 2012; Hu et al., 2016).

El continuo movimiento de las placas genera que se acumule constantemente deformación, la que es liberada en eventos sísmicos a lo largo de todo el margen chileno (Wang et al., 2012). La sismicidad se asocia a cuatro principales fuentes sismogénicas: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, corticales y sismos que se ubican al Oeste de la fosa. En la Figura 3, se indican las distintas fuentes sismogénicas y las profundidades estimadas para ellas, además de la zona de acoplamiento entre las placas que alcanza una profundidad entre 50 y 60 km (Tichelaar & Ruff, 1991).

En Chile, la actividad sísmica más importante es asociada al proceso de subducción generando sismos interplaca de gran magnitud y que ocurren con relativa frecuencia. Un segundo tipo de actividad sísmica es producida por deformaciones corticales presentes a lo largo de la Cordillera de los Andes, generando sismos de menor magnitud y frecuencia.

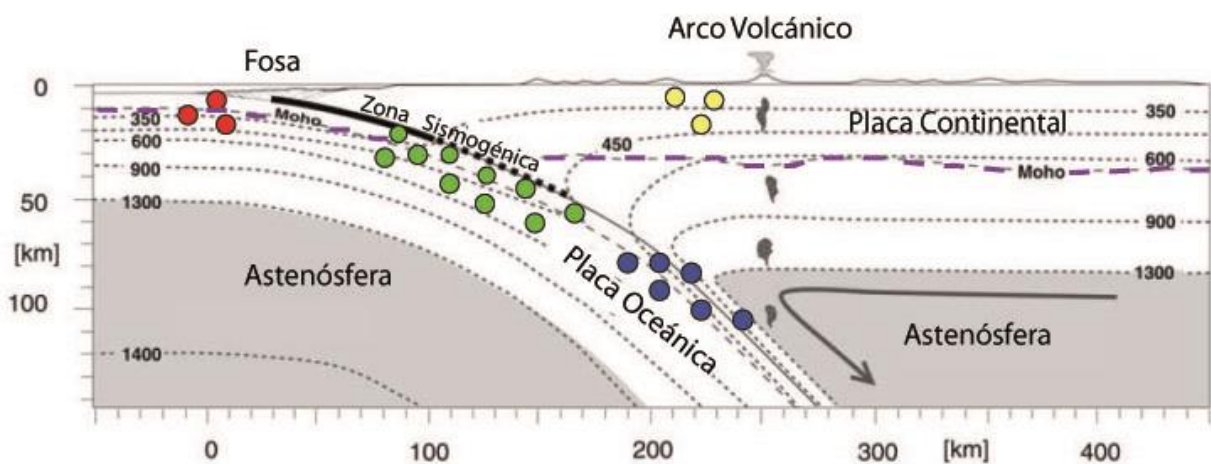


Figura 3. Perfil ilustrativo de una subducción normal tipo chilena. En líneas punteadas se muestran las isotermas, la isoterma 1300 corresponde al límite entre litósfera-astenosfera y la zona sísmica corresponde a la zona de acoplamiento (Tichelaar & Ruff, 1993). Además se muestra la dirección de flujo del manto astenosférico. Se identifican las cuatro zonas sismogénicas asociadas a este tipo de subducción: los círculos rojos, corresponden a sismos detrás de la fosa; círculos verdes a sismos interplaca; círculos azules a sismos intraplaca de profundidad intermedia y círculos amarillos a sismos corticales; la línea segmentada violeta al Moho. (Modificado de Gutscher, 2002)

La zona de estudio (33°-34°S) está ubicada en un segmento de subducción normal y ha sido afectada a lo largo de la historia por numerosos sismos de gran magnitud. Entre ellos se destacan eventos interplaca como el terremoto de Valparaíso 1730 M_w 8.7, Valparaíso 1906 M_s 8.3 (Abe & Noguchi, 1983), Valparaíso 1985 M_w 8.0 (Comte et al., 1986), Maule 2010 M_w 8.8 (Vigny et al., 2011). También se ha visto afectada por sismos corticales como el terremoto de Las Melosas 1958 M_w 6.3, en el flanco oeste de la cordillera de los Andes (Alvarado, et al., & Beck, 2009) o los eventos asociados a la Falla de Pichilemu M_w 6.9 y M_w 7.0 ocurridos el 11 de marzo del año 2011 (Fariás et al., 2011).

La sismicidad cortical (<30 km) se ha registrado principalmente al Este de la zona de estudio, en el sector oriental de la Cordillera Principal chilena y el sector occidental de la Depresión Central; está asociada a estructuras generadas por esfuerzos diferenciales producto de procesos de deformación frágil superficial (Alvarado, et al., 2009, Pérez, et al., 2013).

En los márgenes de placa convergentes se presenta una gran variabilidad de configuraciones tectónicas que definen la geometría y estilos de deformación observados en el continente. Los casos extremos son la acreción tectónica versus la erosión tectónica; en el primero, las secuencias sedimentarias turbidíticas y/o pelágicas acumuladas en la fosa son acrecionadas frontal o basalmente a la placa superior formando una geometría de cuña continental acrecionaria (Figura 4.a); mientras que los márgenes erosivos son caracterizados por ausencia de sedimentos en la fosa y de un prisma acrecionario frontal (Clift & Vannucchi, 2004; Lallernand et al., 1994). En los márgenes erosivos las rugosidades expuestas en la placa subductante remueven material tanto de la parte frontal como de la basal de la placa continental, generando un colapso gravitacional y fallas normales en sectores de la cuña continental (Figura 4.b) (Lallernand et al., 1994). El volumen de sedimentos que rellena la fosa y la velocidad de convergencia, son considerados factores determinantes del estilo tectónico que se presente a lo largo del margen (Clift & Vannucchi, 2004).

En la Figura 4 se ilustran los dos casos extremos de márgenes convergentes. En el caso de margen acrecionario (Figura 4 a) se muestran las zonas de acreción frontal junto con fallas inversas imbricadas que se van haciendo más jóvenes hacia la fosa (Cloos & Shreve, 1996; Underwood & Moore, 1995); y la zona de acreción basal bajo la la placa continental. Estructuralmente, los prismas de acreción son fajas plegadas y corridas compresionales, donde fallas y pliegues por lo general, presentan una vergencia hacia la placa oceánica subductada, propagándose desde el nivel de despegue a través de la cuña. En el caso del margen erosivo (Figura 4 b) se ilustra la placa con menor cantidad de sedimentos y cómo la misma rugosidad de la placa subductante erosiona material de la placa superior generando subsidencia por medio de fallas normales.

Lallemand (1994) estudió los distintos tipos de márgenes convergentes e identificó que un incremento en la tasa de convergencia, el ángulo del talud (α), ángulo superficial de la subducción (β) y las rugosidades de la placa subductante, favorecen la erosión tectónica. Mientras, que un incremento en la cantidad de sedimentos presentes en la fosa favorece la acreción tectónica.

En el caso de Chile, la fosa se encuentra segmentada por la subducción de la dorsal de Chile (46°S), un centro de expansión activo, y por la cadena de montes submarinos de Juan Fernández (Norte de 33°S). Esta última funciona como barrera topográfica en el eje de la fosa para el transporte de sedimentos hacia el Norte de los 33°S , marcando así una clara diferencia entre el segmento Norte y Sur donde se presentan un margen erosivo versus un margen acrecionario respectivamente (Ranero, von Huene, Weinrebe, & Reichert, 2006; Maksymowicz, 2015). Además marca un cambio en la morfología del talud continental. El segmento Sur se caracteriza por el desarrollo de un prisma acrecionario (Figura 4 a), donde por medio de perfiles batimétricos se ha inferido la existencia de acreción frontal que se extiende por 10 km de ancho (Laurson, Scholl, & von Huene, 2002) mientras que en perfiles más profundos se evidencia la existencia de acreción basal asociada a cuerpos de baja velocidad que se extienden por 40 km (Flueh et al., 1998).

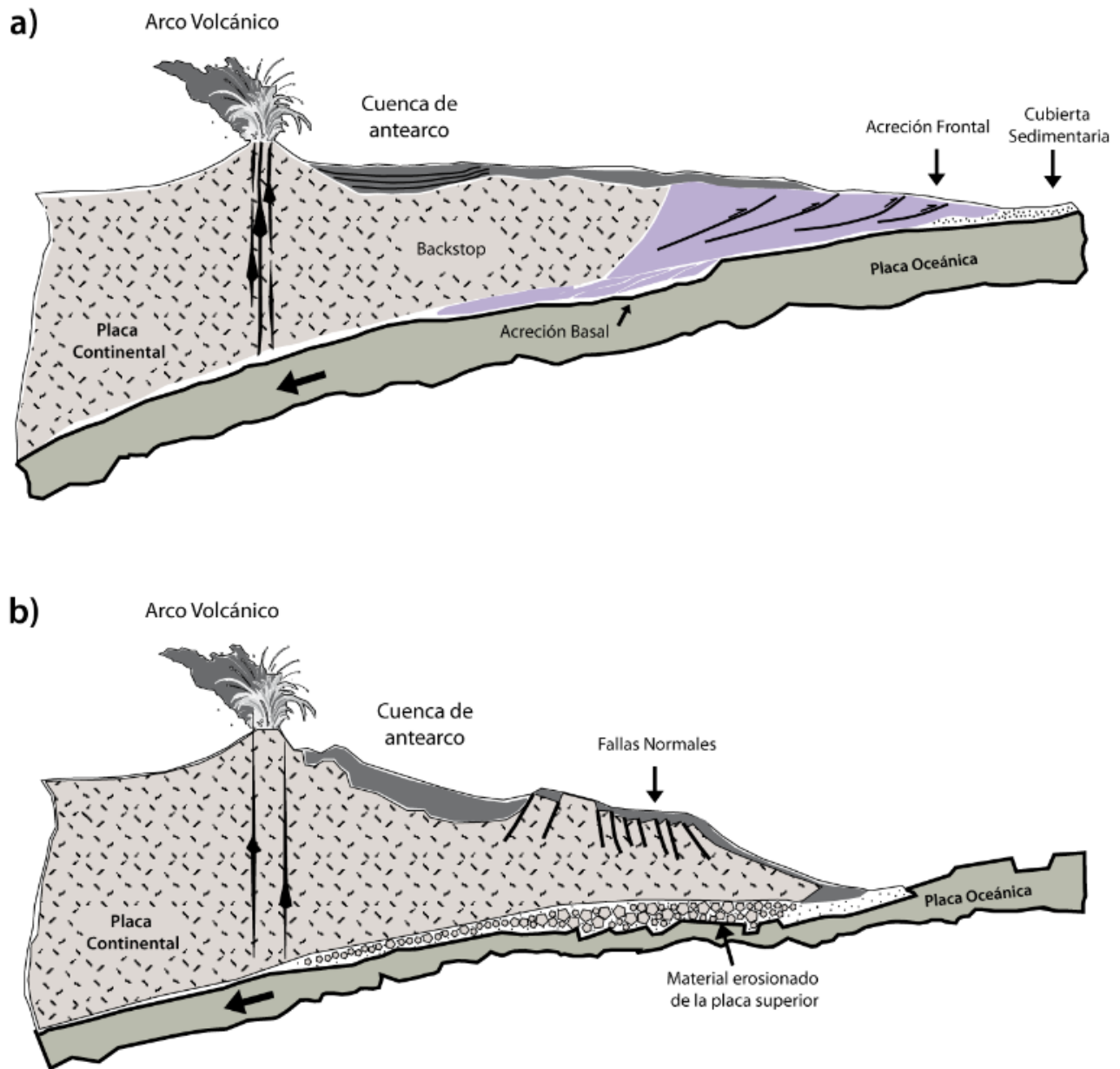


Figura 4: Imágenes ilustrativas que muestran las principales características de dos tipos de márgenes activos: a) Acreeionario, caracterizado por zonas de fallas inversas con vergencia hacia la fosa y por la acreción frontal y/o basal de los sedimentos subductados y b) Erosivo, caracterizado por pendientes pronunciadas hacia la fosa y puede observarse fallamiento normal. (Adaptada y modificada de Clift & Vannucchi, 2004).

2.2 Modelo de cuñas Continental

Los márgenes convergentes han sido modelados a partir del supuesto que su comportamiento mecánico se asemeja a lo que ocurre cuando una máquina Buldócer empuja una cantidad de arena alcanzando un ángulo crítico ($\alpha+\beta$) (Figura 5), se supone además que es posible aplicar a su geometría, la teoría de cuñas de Coulomb no Cohesiva (Davis, et al, 1983; Dahlen & Barr, 1989; Barr & Dahlen, 1989). Estudios de modelamientos numéricos y modelos análogos han mostrado la eficacia de la teoría de cuñas de Coulomb sumado al factor de la erosión, para explicar la formación de cuencas y alzamiento del relieve (Fuller et al., 2006; Konstantinovskaya & Malavieille, 2011).

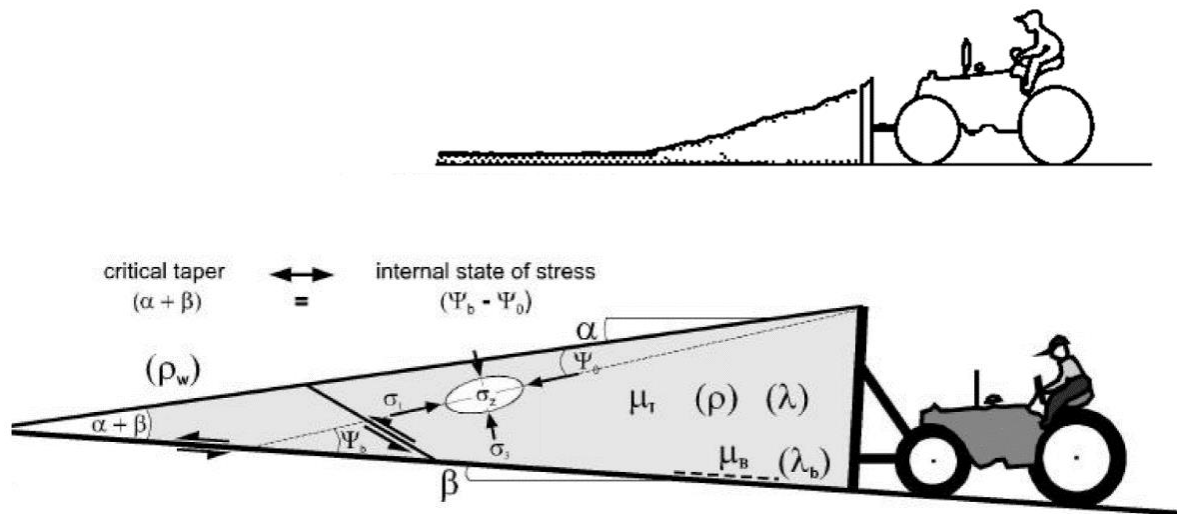


Figura 5: Representación del crecimiento de una cuña generada por un Buldócer análogo a la formación de una cuña continental donde $\alpha+\beta$ es el taper o ángulo agudo de la cuña. Se muestran los aspectos principales de la teoría de Cuña no cohesiva de Coulomb. Relación entre la geometría de la cuña (α y β) y la dirección de los principales esfuerzos (σ_1 , σ_3). ρ_w es la densidad del agua, ρ_s densidad de la cuña, λ razón de presión de fluidos, μ es el coeficiente de fricción interna, y μ_b^* es la fricción basal efectiva de la cuña (Basado en Dahlen, 1989).

Si se mantiene constante el taper o ángulo agudo de la cuña ($\alpha+\beta$), la cuña irá creciendo a gran escala como un triángulo semejante siguiendo las direcciones de flujos internos del material (Barr & Dahlen, 1989; Batt & Brandon, 2004), formando así una cuña asimétrica que presenta dos sectores: pro-cuña y retro-cuña (Figura 6). La retro-cuña se manifiesta en superficie con ángulos más elevados, a diferencia de la pro-cuña que tiene ángulos más suaves (Dahlen, 1984); si la cuña sigue creciendo en etapas posteriores es posible observar un cambio de pendiente en la retro-cuña, ya que material se acreciona a su base. Las dimensiones de la cuña se incrementarán hasta alcanzar el punto de transición fragil-dúctil (punto-S, que coincide con el fin del contacto sismogénico acoplado); en el caso de que se presente una región dúctil en la parte inferior de la cuña, implica que se genere una debilidad en la base de ésta, lo que se refleja directamente en la superficie dando origen una pendiente más suave (plateau continental) que separa la pro-cuña de la retro-cuña (Figura 7) (Willet et al, 1993).

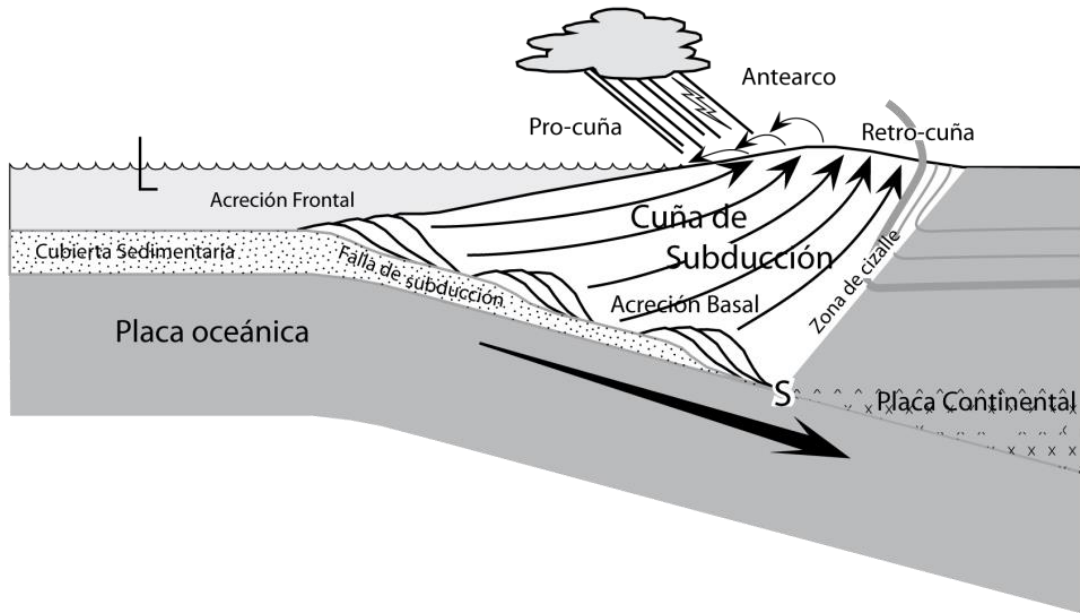


Figura 6: Esquema del comportamiento de una cuña continental. Las flechas corresponden a las direcciones de flujos del material. S corresponde al punto de transición frágil-dúctil y límite del contacto sismogénico acoplado. (Adaptado de Batt & Brandon, 2004).

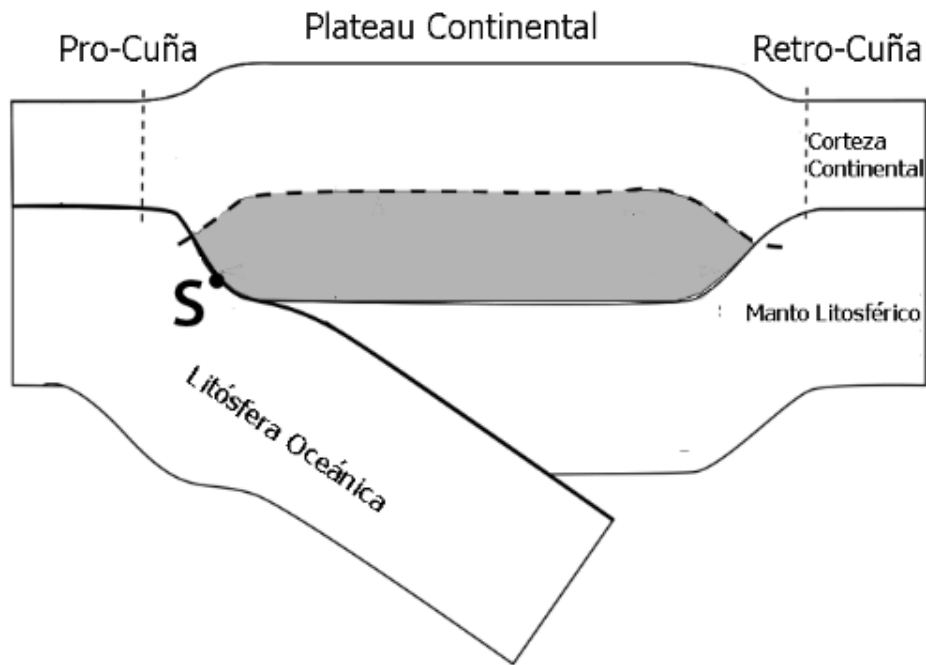


Figura 7: Esquema simplificado de la geometría que muestra la cuña continental en el caso de presentarse una región dúctil bajo esta. El punto S corresponde a la transición frágil dúctil y al límite del contacto sismogénico acoplado. (Adaptado de Vanderhaeghe et al., 2003).

La teoría de Cuñas de Coulomb no Cohesiva, supone que la geometría de la cuña continental se asemeja a la geometría de un cuerpo triangular definido por ángulos constantes α (ángulo de la pendiente del talud) y β (ángulo subducción superficial) (Figura 5) (Dahlen, 1984; Dahlen, 1990). Dado que las soluciones para el modelo de cuña de Coulomb coinciden con zonas de compresión y extensión, es posible aplicar el modelo en diferentes tipos de márgenes convergentes (Maksymowicz, 2014).

Estudios en las variaciones de los parámetros involucrados en la teoría de la cuña de Coulomb, muestran que aquellos que tienen mayor influencia en la geometría de la cuña (representación en superficie) son el coeficiente de fricción basal efectiva y la razón de presión de fluidos; donde el ángulo de talud (α) es directamente proporcional al coeficiente de fricción basal efectiva (μ_b^*), que a su vez es inversamente proporcional a la razón de presión de fluidos (λ), es decir si el plano de deslizamiento basal corresponde a una región hidratada (altos valores de λ) significa una disminución en la fricción basal y por ende un aumento en el ángulo del talud. Esto último ocurre por ejemplo al Sur de los 33°S, a diferencia de lo que ocurre en los márgenes donde se tiene un alto coeficiente de fricción basal efectiva, los ángulos del talud son más elevados (por ejemplo: Península de Mejillones) (Maksymowicz, 2015).

Algunos estudios que aplican la teoría de cuñas de Coulomb están enfocados en la región ubicada entre la fosa o frente de deformación y el margen continental, debido a que en esta región (10 a 15 km de profundidad) se tiene un comportamiento frágil que permite aplicar el criterio de fallamiento de Coulomb, en el que se considera el despegue basal de la cuña como una zona donde ocurre deslizamiento friccional (Davis et al., 1983). Sin embargo diversos autores han extendido los estudios hacia el continente hablando incluso de cuñas orogénicas (Brandon et al., 1998; Medvedev, 2002; Batt & Brandon, 2004; Roe & Brandon, 2011).

Con el fin de estudiar la geometría de la cuña Continental en el margen chileno, Maksymowicz (2015) calcula utilizando la teoría de cuñas de Coulomb valores para el coeficiente de fricción basal efectiva en todo el margen de Chile, considerando constantes el resto de los parámetros. A pesar de que las características del relieve dependan tanto de la fricción basal efectiva como de la razón de presión de fluidos, Maksymowicz (2015) considera constante el valor de la razón de presión de fluidos (λ) para simplificar el análisis, ya que estos dos parámetros también son interdependientes. A continuación se muestran los valores de los parámetros considerados para la región ubicada entre 33°S y 34°S:

$$\mu=0.5085$$

$$\rho_s=2.5(\text{gr/cc})$$

$$\lambda=0.67$$

$$\mu_b^*=0.415-0.465$$

Al Norte de los 33°S, este autor plantea un aumento del ángulo de talud asociado a una disminución en el coeficiente de fricción basal efectiva de 0.4 a 0.1 y un aumento de la razón de presión de fluidos de 0.67 a 0.8; asimismo al Sur de los 34°S relaciona una disminución del ángulo del talud a un leve descenso del coeficiente de fricción basal efectiva de 0.4 a 0.3 y se mantiene la razón de presión de fluidos en 0.67.

2.3 Marco Geológico

2.3.1 Rasgos morfológicos y estratigráficos

En Chile central, al Sur de los 33°S, se distinguen tres grandes unidades morfoestructurales distribuidas en franjas de dirección N-S. En la Figura 8 se pueden ver las distintas unidades morfológicas, de Oeste a Este: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. En el territorio Argentino se distingue la Cordillera Frontal y el Antepaís Andino.

La Cordillera de la Costa se separa de la Cordillera principal al Sur de la zona de subducción plana; se puede dividir en un sector oriental y uno occidental de acuerdo a sus características geológicas y morfológicas. El sector occidental, está formada por secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico temprano-Jurásico tardío, intruidas por plutones cretácicos. Además, el sector occidental tiene como basamento a rocas cristalinas y metamórficas paleozoicas en el sector costero, por otro lado hacia el Este afloran rocas cristalinas del Mesozoico Inferior. Las unidades volcano-sedimentarias se encuentran en contacto con las rocas del basamento por medio de discordancias de erosión (Thomas, 1958). Además este sector presenta hacia la costa suaves relieves que muestran elevaciones que varían entre los 100 y 500 metros.

La porción oriental, en tanto, está constituida principalmente por secuencias estratificadas de edad Triásica a Cretácica Superior, dispuestas en forma de un homoclinal inclinado hacia el Este. En el borde oriental de la Cordillera de la Costa, se presenta una serie de intrusivos cretácicos. Estos sectores orientales alcanzan elevaciones de hasta 2000 msnm a la latitud de la Región Metropolitana, hacia el Sur disminuye su elevación a menos de 900 msnm a la latitud de la Región del Maule.

La Depresión Central entre estas latitudes corresponde a una cuenca con relleno sedimentario y volcano-sedimentario. El basamento aflora parcialmente en regiones aisladas, en cerros islas y en los bordes de la cuenca. En el sector occidental de la cuenca, el basamento corresponde a unidades cretácicas dispuestas de la misma manera que en el borde oriental de la Cordillera de la Costa. En la porción oriental de la Depresión Central, las secuencias cretácicas se ponen en contacto con niveles basales de la Formación Abanico por medio de fallas invertidas con vergencia Oeste, la Falla Pocuro y Falla Infernillo (Carter & Aguirre, 1965; Fock et al, 2005) (1, 2 y 3 en la Figura 8).

La Cordillera Principal limita con la Depresión Central mediante un sistema de fallas inversas de vergencia Oeste (2 en Figura 8). Esta Cordillera puede ser subdividida en tres franjas, la occidental, central y oriental. La franja occidental está constituida por rocas de la Formación Abanico (Eoceno Superior- Mioceno Inferior), al Este de esta franja, se encuentra la Formación Farellones (Mioceno) intruida por cuerpos miocenos y parcialmente cubierta por unidades volcánicas y limita al Este con una franja de intrusivos del Mioceno Inferior. La franja central de la Cordillera Principal comprende los niveles basales de la Formación Farellones que sobreyacen a la Formación Abanico oriental, en la que se desarrollan fallas y pliegues apretados. Hacia el Este la Formación Abanico se pone en contacto con el basamento mesozoico por medio de una falla mayor de alto ángulo de vergencia al Este (Falla El Fierro, Davidson & Vicente, 1973)

sucedida hacia el Este por un sistema de cabalgamientos que se arraigan en la falla El Fierro y que constituyen la faja plegada y corrida del Aconcagua (Giambiagi et al., 2014).

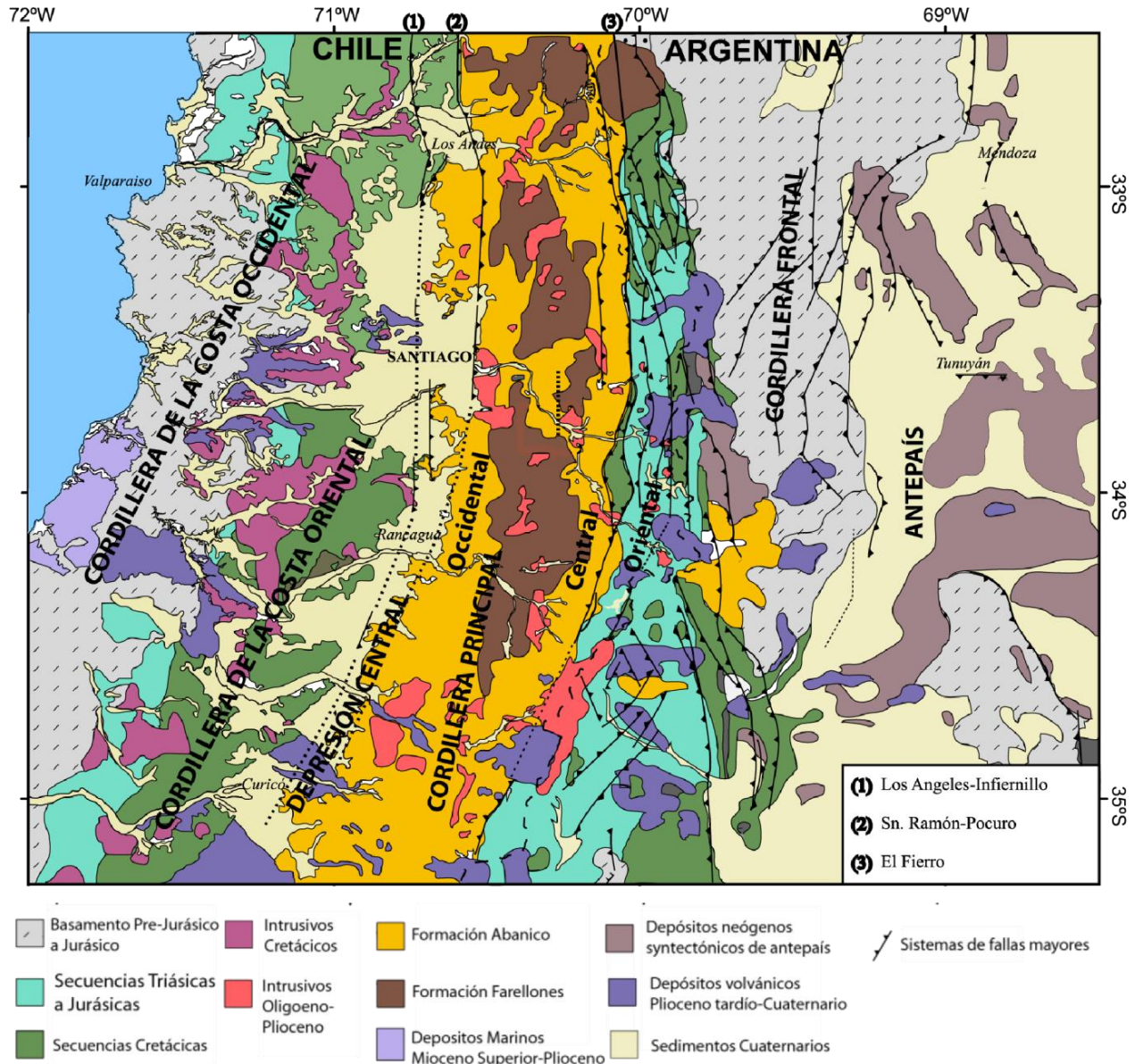


Figura 8: Mapa geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35° S. Se observan las principales unidades morfoestructurales de este a oeste: cordillera de la costa, depresión intermedia y cordillera principal. Además se muestran los sistemas de fallas regionales Los Ángeles-Infiernillo, San Ramón-Pocuro y El Fierro. (Modificado de Farias et al., 2010).

2.3.2 Geología del área de estudio

La geología de la porción occidental del área de estudio se caracteriza por la presencia de cuerpos plutónicos asociados al Batolito Costero, sus edades varían desde el Paleozoico superior hasta el Jurásico superior. Estos cuerpos plutónicos se encuentran alineados en franjas de dirección NW-SE y NNW-SSE (Figura 1). Por otra parte se reconocen secuencias volcánicas y en menor medida sedimentaria con edades que van desde el Jurásico al Cretácico inferior. En la mayor parte de las unidades paleozoicas se ha registrado foliación en dirección NW-SE y manteando hacia el SW (Gana et al., 1996).

En cuanto a la sección oriental del área de estudio, se caracteriza por la presencia de una serie de secuencias estratificadas de orientación N-S y con edades que varían desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior. Estas unidades se encuentran intruidas por granitoides jurásicos y cretácicos. (Figura 1)

2.3.2.1 Unidades Intrusivas

Las unidades paleozoicas corresponden a cuerpos plutónicos de gran extensión que se distribuyen en franjas de orientación NW-SE (Norte del área de estudio) y NNW-SSE (Sur del área de estudio) a lo largo de la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, como se muestra en la Figura 1. Su litología consiste principalmente en Tonalitas, Granodioritas y Monzogranitos de Anfíbola y Biotita. Además se encuentran rocas metamórficas, de protolito plutónico con foliación tectónica de rumbo NW y manteo hacia el Sur (Gana et al., 1996).

Las rocas intrusivas del Triásico se presentan en la zona SW del área de estudio, estos cuerpos plutónicos se encuentran orientados en dirección NNW-SSE (Figura 1) lo que coincide con la rotación generada por el Oroclino del Maipo. La litología consiste principalmente en Dioritas gnéicas, Anfibolitas, Dioritas cuarcíferas y Gabros parcialmente metamorfizados; presentan foliación gnéica de carácter dúctil, con una orientación NW manteando hacia el Sur.

Las unidades intrusivas más voluminosas corresponden a los granitoides jurásicos, que se orientan en franjas NW-SE al Norte de los 33°35'S (Figura 1), mientras que al Sur su orientación es NNW-SSE. La litología varía entre Granito, Tonalita, Granodiorita y en menor volumen Gabros; hacia los sectores más occidentales se distingue foliación NW-SE de carácter dúctil, hacia el Este esta foliación disminuye progresivamente.

Intrusivos cretácicos afloran en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa orientados en dirección NS (Figura 1). Se trata de granitoides plutónicos que intruyen tanto a intrusivos jurásicos como a rocas volcánicas y sedimentarias de edades Jurásicas y Cretácicas (Wall et al., 1996).

2.3.2.2 Rocas Estratificadas

Las rocas estratificadas presentes en la zona de estudio son principalmente secuencias volcánicas con intercalaciones marinas y sedimentarias; cuyas edades varían desde el Jurásico al Cretácico. Están ubicadas en el sector oriental de la Cordillera de la Costa y se encuentran alineadas en franjas de orientación NS aproximadamente (Figura 1). Las formaciones presentes, de base a techo, son Ajjal, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas, Lo Valle.

La Formación Ajjal corresponde a una secuencia uniforme de lavas (traquíticas y riolíticas) con intercalaciones de tobas, brechas, lavas andesítico-basálticas y algunas intercalaciones sedimentarias; la intruyen granitos jurásicos (Thomas, 1958). La Formación Cerro Calera tiene un carácter sedimentario marino y transicional, con intercalaciones piroclásticas que se hacen más abundantes hacia el Sur de los 33°S. La intruyen granitoides jurásicos (Wall et. al, 1996) y se encuentra cubierta de manera concordante con la Formación Horqueta, la cual se compone de rocas volcánicas y sedimentarias de carácter continental (Piracés, 1976).

Las unidades cretácicas corresponden a las formaciones Lo Prado, Veta Negra y Las Chilcas. La primera, se dispone de manera concordante sobre la Formación Horqueta y se constituye en gran parte por rocas volcánicas silíceas (riolitas e ignimbritas), (Piracés, 1976; Vergara & Nystrom, 1996), con rocas volcánicas de carácter máfico hacia el techo de la secuencia. La Formación Lo Prado está cubierta concordantemente por la Formación Veta Negra, la cual se constituye de un gran volumen de rocas volcánicas basálticas a andesítico-basálticas. La Formación Veta Negra subyace en discordancia angular a la Formación Las Chilcas, que corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria continental, de aproximadamente 3.000 m de espesor (Thomas, 1958; Aguirre et al, 1989). La Formación Las Chilcas subyace en discordancia de erosión a la Formación Lo Valle (Wall et al., 1999), la cual corresponde a una secuencia piroclástica de composición andesítica a riolítica con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales, llegando a 1.800 m de espesor (Thomas et al., 1958).

2.4 Tomografía Sísmica

La tomografía sísmica es una técnica que se basa en la variación de velocidades de ondas sísmicas desde la fuente hasta el receptor en función de las propiedades físico-químicas del medio por el cual se propagan. La tomografía sísmica permite determinar la estructura de velocidad de las ondas P y S, pero son las anomalías de estas velocidades las que proporcionan mayor información en base a las propiedades físico-químicas de las rocas por las que viajan las ondas.

2.4.1 Factores que afectan la velocidad de las ondas sísmicas

Las velocidades de las ondas P y S pueden verse afectadas por las propiedades del medio por el que viajan, ya sea la litología, la presencia de fracturas, la presión, temperatura y presencia de fluidos. Es fundamental comprender cuál es el efecto de los factores antes mencionados que predomina en el control de las velocidades y de esta manera conseguir una interpretación certera de la tomografía sísmica.

2.4.1.1 Litología y Porosidad

La litología constituye el principal control en las variaciones de velocidad de ondas sísmicas. Sin embargo, la velocidad de ondas sísmicas varía significativamente en función de la porosidad primaria de las rocas, bajos valores de V_p se han registrado en rocas con alta porosidad, como tobas o depósitos piroclásticos. Mientras que en rocas más duras y consolidadas, como rocas ígneas intrusivas o metamórficas, las velocidades V_p son más altas.

Rocas que presenten algún tipo de alteración hidrotermal, también podrían producir variaciones en las velocidades de ondas sísmicas, debido a que la presencia de minerales alterados y más blandos puede disminuir el módulo de incompresibilidad (K) y el módulo de corte (μ).

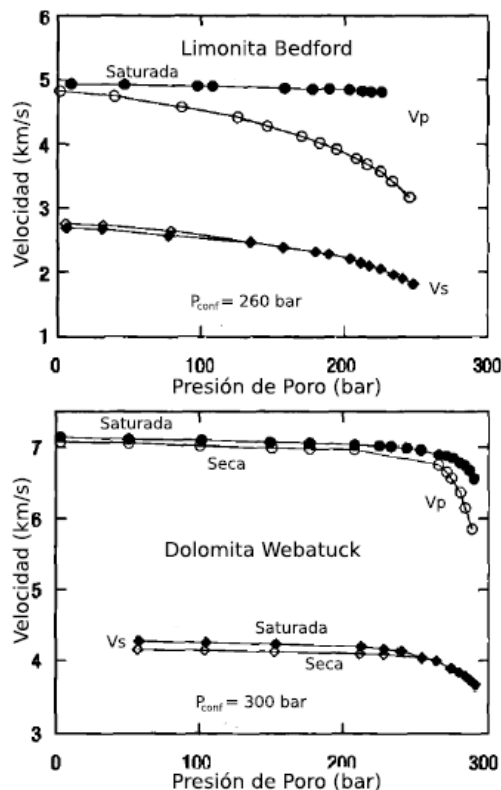


Figura 9: Velocidades de ondas P y S en función de la presión de poros para dos tipos de rocas (limonita y dolomita). Se comparan rocas secas y rocas saturadas. La roca seca presenta porosidad vacía, mientras que la roca saturada presenta los poros rellenos de fluidos. A medida que aumenta la presión de poros, se abren grietas en la matriz de la roca. También existe una variación en V_p y V_s debido a la inclusión de fluidos en la roca (Tomado de Mavko, et al, 2009).

2.4.1.2 Fracturamiento

Estudios muestran que a mayor densidad de fracturas en una roca se genera una disminución en las velocidades de ondas de cuerpo: V_p y V_s (O'Connell & Budiansky, 1974). Sin embargo, la disminución de la velocidad de la onda P es más drástica que la de la onda S, por lo tanto la razón V_p/V_s disminuye a medida que aumenta la densidad de fracturas (O'Connell, 1974; Toksöz et al., 1976). La geometría de las fracturas también es un factor en las variaciones de velocidad de ondas sísmicas. Rocas con grietas delgadas tienen valores mucho más bajos de los módulos efectivos, que rocas con vacíos esféricos (Toksöz, 1976; Mavko et al., 1999). Dvorkin (1999a) simuló numéricamente la disminución de V_p y V_s debido a la apertura de grietas delgadas causada por un aumento en la presión de poro (Figura 9). Además, grietas grandes provocan una disminución mayor de los módulos de elasticidad que grietas pequeñas (O'Connell, 1974).

2.4.1.3 Temperatura

En general, V_p y V_s tienden a disminuir al aumentar la temperatura (Christensen, 1985), pero esta característica se acentúa a medida que la temperatura se acerca a la temperatura de fusión parcial de la roca. En rocas secas, el efecto de la temperatura es menor que en rocas saturadas en fluidos (Figura 10) y es cuando se alcanza la temperatura de fusión parcial de la roca, cuando el efecto de la temperatura es más significativo en la variación de las velocidades de las ondas sísmicas, siendo la disminución de V_s más rápida que la de V_p (Figura 10) (Sanders et al., 1995; Mavko et al., 1998).

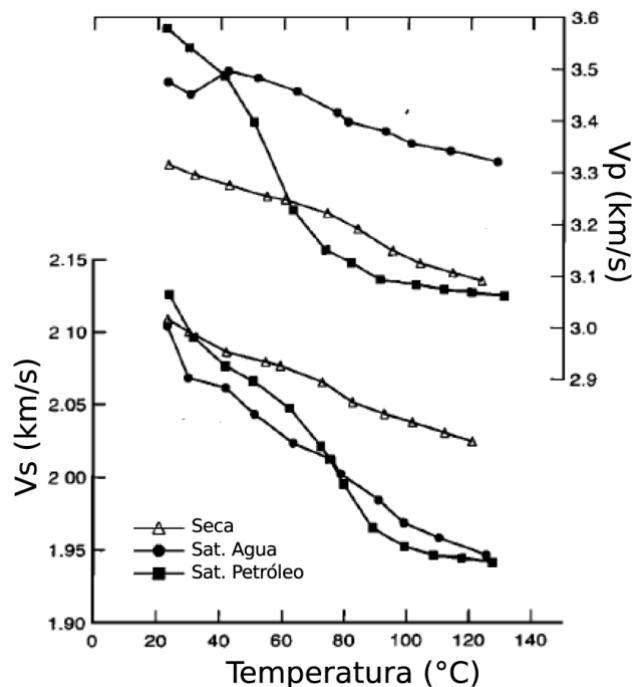


Figura 10: Velocidades de onda P y S en areniscas secas, saturadas de agua y saturadas de petróleo, en función de la temperatura. A medida que aumenta la temperatura, las velocidades de onda P y S disminuyen. En rocas secas, los efectos de la temperatura en la velocidad son más pequeños que el efecto en rocas saturadas de fluidos. (Tomado de Z. Wang & Nur, 1989)

2.4.1.4 Presión

Las velocidades sísmicas tienden a aumentar con la presión efectiva, que actúa compactando la matriz de la roca, ya que elimina la porosidad, cierra grietas y fracturas, endureciendo el contacto entre los granos (Nur & Simmons, 1969; Nur 1971; Sayers, 1988; Mavko et al., 1995). En general, V_p se ve afectada por el incremento en la presión efectiva en rocas saturadas de líquidos y es aún mayor el efecto en rocas saturadas en gas. Un incremento en la presión de poros, significa un aumento en la razón V_p/V_s (Figura 11).

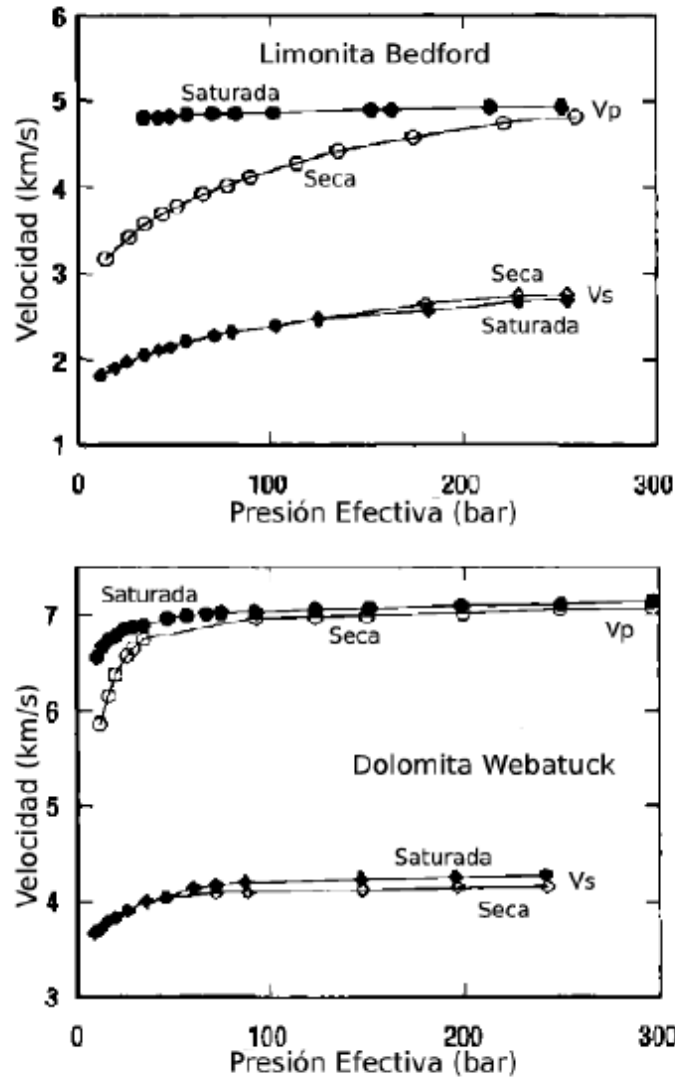


Figura 11: Velocidades de ondas P y S en función de la presión efectiva. V_p y V_s tienden a aumentar con la presión efectiva. La presión efectiva actúa compactando y endureciendo la roca, ya que elimina progresivamente los poros, cierra microfisuras y endurece contactos entre granos (Adaptado de Mavko, 1998)

2.4.2 Interpretación de anomalías de velocidades de ondas sísmicas´

Se presentan a continuación un resumen de las interpretaciones de las anomalías de velocidades de ondas sísmicas en ambientes de subducción, como el asociado al presente estudio.

Graeber & Asch (1999) estudiaron modelos tridimensionales de velocidades de ondas de cuerpo en el Norte de Chile entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. En términos generales, caracterizan a la placa en subducción con altas velocidades de ondas y el arco magmático con bajas velocidades. Regiones ubicadas bajo la zona de Wadati-Beniof que muestren un incremento en los valores de V_p/V_s las asocian a zonas de deshidratación de la placa en subducción y aquellas regiones donde se observan velocidades menores a las del promedio, correlacionadas con una alta razón V_p/V_s es probable que corresponda a la cuña del manto astenosférico.

Por otro lado, Comte et al. (2016) utilizó una tomografía sísmica para estudiar la parte superior de la placa en subducción en el Norte de Chile. Y atribuye las principales características observadas a procesos de deshidratación de la placa en subducción, principalmente a la transición de fases de basalto a eclogita y peridotita a serpentinita. Un aumento en la razón V_p/V_s , asociado a una bajos valores de V_p y V_s , lo atribuye a serpentización del manto en la parte superior de la placa en subducción a profundidades de entre 40 y 80 km. A profundidades de entre 80 y 120 km, se aceleran las reacciones de transición de fases y asocia altos valores de V_p/V_s junto con un aumento en las velocidades de ondas sísmicas y mayor intensidad de sismos, a zonas de liberación de fluidos hacia el manto astenosférico.

En relación a la liberación de fluidos de la placa en subducción, se establece una buena correlación con las reacciones metamórficas existentes, ya que el paso de una facies de menor a otra de mayor presión significa la liberación de un fluido residual (Peacock, 1993), lo que realizan Graeber & Asch, (1999) para sustentar la caracterización de altos valores de V_p/V_s como deshidratación de la placa en subducción; esta deshidratación podría favorecer la ocurrencia de fusión parcial. Otra característica que se observa según las variaciones de velocidades, es la de la serpentización de peridotita, cuya ubicación estimada es entre un rango de 20 y 60 km de profundidad en la parte superior de la placa en subducción se correlaciona con bajas velocidades y una alta razón de Poisson (>0.3) (bajos valores de V_p/V_s) que se correlaciona a su vez con una disminución de la sismicidad (Kamiya & Kobayashi, 2000).

3 METODOLOGÍA

3.1 Base de datos Tomografía Sísmica

Se trabaja con un modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas realizado por la Profesora Titular del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, Diana Comte. Para la realización de la tomografía sísmica, se utilizaron registros del Servicio Sismológico Nacional y de experimentos temporales previos que se realizaron en la zona de estudio (Figura 12).

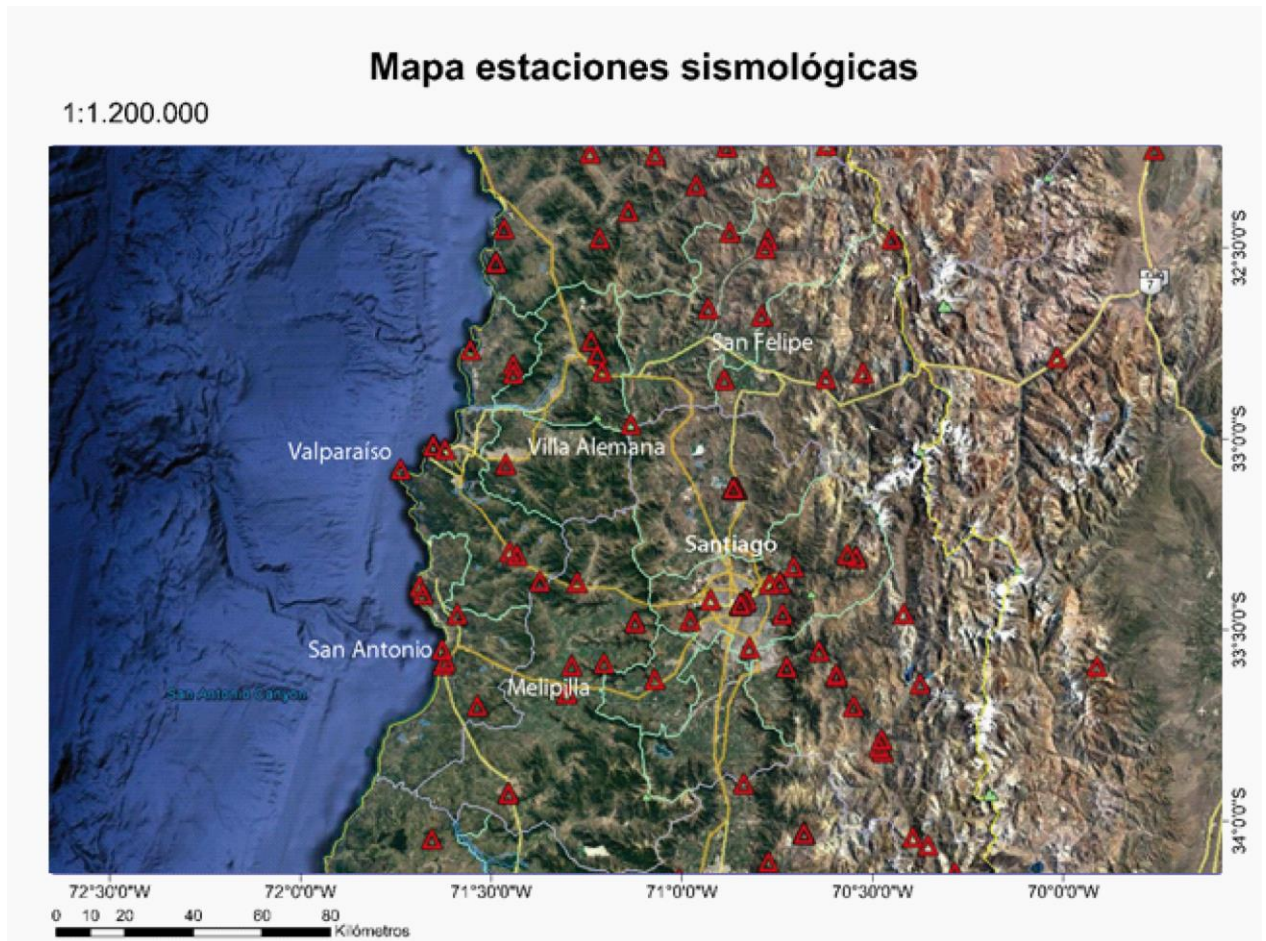


Figura 12: Mapa estaciones sismológicas ubicadas en el entorno de la Región Metropolitana, que fueron utilizadas en la determinación de la tomografía sísmica, cuyos datos permitieron la determinación del modelo de velocidades de ondas de cuerpo del presente trabajo. Algunas de ellas corresponden a estaciones del Servicio Sismológico Nacional y el resto a experimentos temporales desarrollados en el área de estudio.

3.2 Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas

Con el objetivo de realizar un análisis de la tomografía sísmica, se visualizan utilizando el programa *Leapfrog Viewer* los distintos parámetros modelados en la tomografía: V_p , V_s , $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s . El programa permite seleccionar las distintas capas dentro de la escala de colores, por lo que en cada caso se toman capas estratégicas con el fin de visualizar con mayores contrastes los cuerpos anómalos y su distribución en el espacio 3D.

3.3 Anomalías Superficiales

En primer lugar se observa en superficie cuáles son los cuerpos anómalos (V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$) que se manifiestan y se destacan resaltando una de las capas que rodean el cuerpo. Luego se aíslan estos cuerpos, se escoge aquellos que se encuentren dentro del área de estudio y según la o las direcciones de máxima elongación se generan las secciones en estas direcciones.

Se proyectan las secciones en el mapa geológico del área de estudio con el objetivo de compararlas con la geología superficial (dimensiones, orientaciones, profundidad, petrología), relacionándola con los puntos extremos de las anomalías en superficie.

Luego, se proyecta la geometría del cuerpo anómalo sobre los otros parámetros para analizar las variaciones relativas entre estos. Por ejemplo, una anomalía de bajo V_p/V_s de ciertas dimensiones, se proyecta sobre la sección de $V_p\%$ y $V_s\%$ y se observa la variación relativa.

3.4 Secciones verticales del área de estudio

En función de un análisis de la distribución general de los cuerpos anómalos en el espacio 3D, se confeccionan una serie de secciones verticales de la tomografía sísmica utilizando *Leapfrog Viewer*, para los parámetros V_p/V_s , $V_p\%$ y $V_s\%$. De esta manera se podrá comparar y analizar la relación geométrica del basamento paleozoico y de las otras unidades geológicas presentes en el área de estudio, además de una interpretación de las anomalías en función de la relación que se observa entre los 3 parámetros.

3.5 Variaciones geométricas y relación con relieve

Para cada sección perpendicular a la fosa, se proyectan curvas topográficas que muestran el relieve mínimo, medio y máximo en un ancho de 30 km desde cada sección. Esto, con el objetivo de estimar las relaciones existentes y cuáles son los factores que condicionan esta relación.

4 RESULTADOS

4.1 Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas

La tomografía sísmica corresponde a la solución de un problema inverso de un sistema de ecuaciones simultáneas con datos de entrada que corresponden a los tiempos de llegada de las ondas P y S a las estaciones sismológicas. En primer lugar se procesan los datos de tiempos de llegada y se determina el hipocentro y la magnitud de los sismos a partir de un modelo 1D de velocidades de ondas sísmicas. Una vez que se tiene el modelo de velocidades 1D se genera una grilla, en este caso de 5 km de espaciamiento, que abarca el área de cobertura. Luego de realizar un proceso iterativo se obtiene el modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. La grilla propuesta es fundamental para comprender el nivel de resolución y precisión que tiene la tomografía.

Para efectos del análisis es importante considerar que las tomografías sísmicas en general pierden certidumbre al aumentar la profundidad, lo que también ocurre en las zonas que se alejan de la red de estaciones sismológicas. En este caso la mejor resolución se tiene en la región comprendida entre el límite Este de la Depresión Central y el margen Continental.

En el caso de la tomografía sísmica con la que se trabaja, es posible observar el comportamiento de las velocidades de las ondas P y S, además de sus variaciones porcentuales y la razón V_p/V_s . En relación a los parámetros V_p y V_s , en términos generales, se observó una tendencia a disminuir los valores de velocidad a medida que se disminuye la profundidad, pero las distintas heterogeneidades son responsables de la presencia de las anomalías presentes, como se observa en la Figura 13; también se grafica a partir de los datos de Tassara et al. (2011) el Moho y la superficie superior de la placa subductante. Sólo se considera la geometría del Moho para posteriores análisis ya que se ajusta de manera relativamente similar a las velocidades $V_p=6.9-7.0$ km/s y $V_s=3.9-4.0$ km/s; asimismo se descarta la geometría de la placa superior ya que se aleja bastante de la sismicidad observada en el modelo 3D.

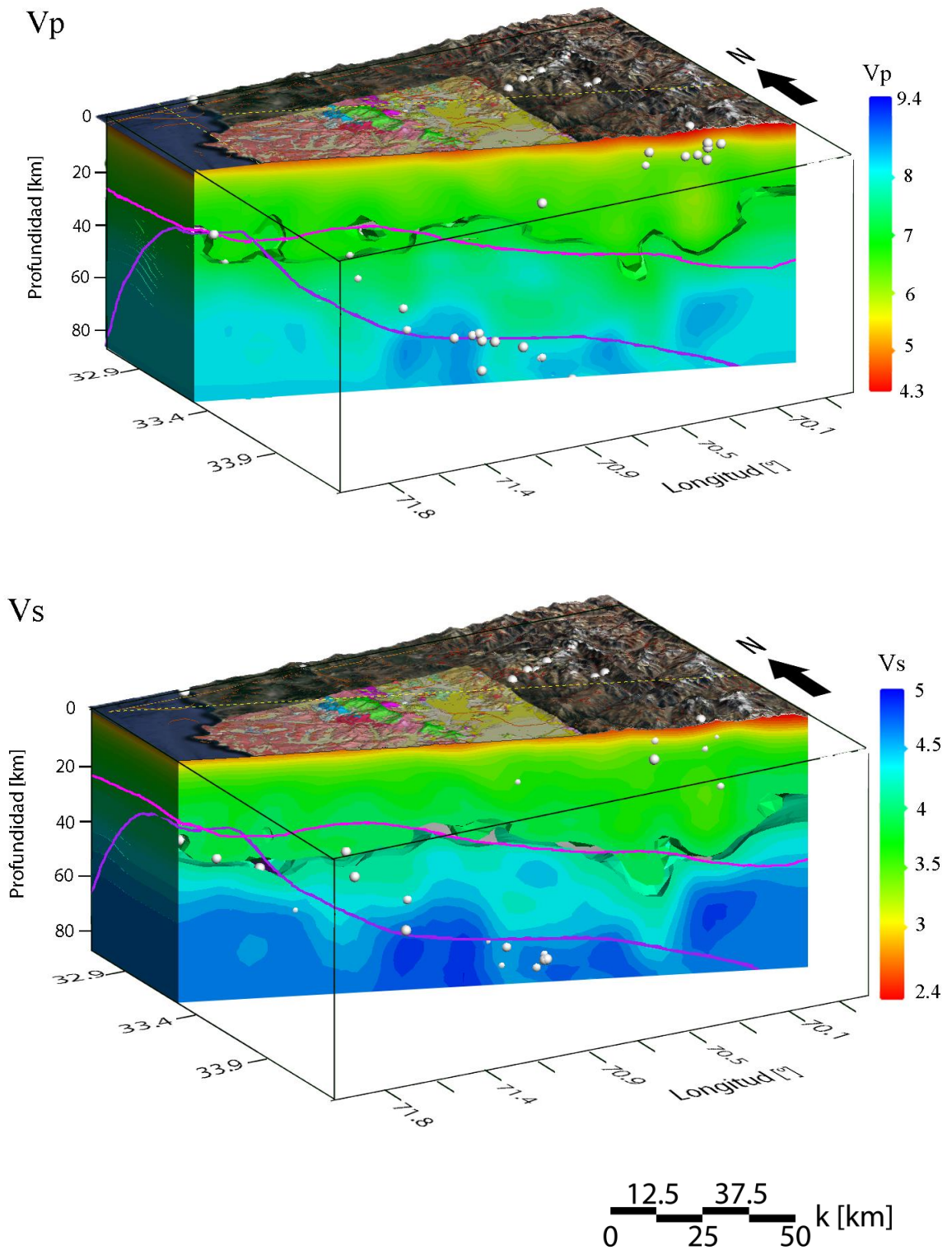


Figura 13: Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. Muestra las variaciones de las velocidades de ondas P (V_p) y S (V_s). La línea rosada corresponde al Moho y la violeta a la superficie superior de la placa en subducción, ambos graficados a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada. En superficie se muestra el mapa geológico de la zona de estudio. Al costado derecho de cada imagen se muestra la escala de colores asociada a las velocidades de onda en [km/s]

Las variaciones de velocidades de las ondas P y S con respecto al modelo inicial se expresan como variaciones porcentuales e indican zonas de alta o baja velocidad, en el caso de observar anomalías de altas o bajas variaciones porcentuales. En este caso como aproximación de primer orden, se observan los casos extremos de las variaciones porcentuales (valores mayores al 5% y menores al -5%), es decir, zonas anómalas de altos y bajos valores de las ondas P y S. En ambos casos (Figura 14) la mayoría de las anomalías negativas se agrupan en la zona Este con un rumbo aproximado NS y una geometría triangular que se abre hacia el Este desde los 60 km de profundidad; además se observan cuerpos aislados que se manifiestan en superficie y en la zona Norte del área de estudio. Por otro lado, las anomalías de bajas variaciones porcentuales, se agrupan en un plano que miente hacia el Este. Además existen cuerpos anómalos que se manifiestan en superficie, uno al SW del área de estudio y otro al NE.

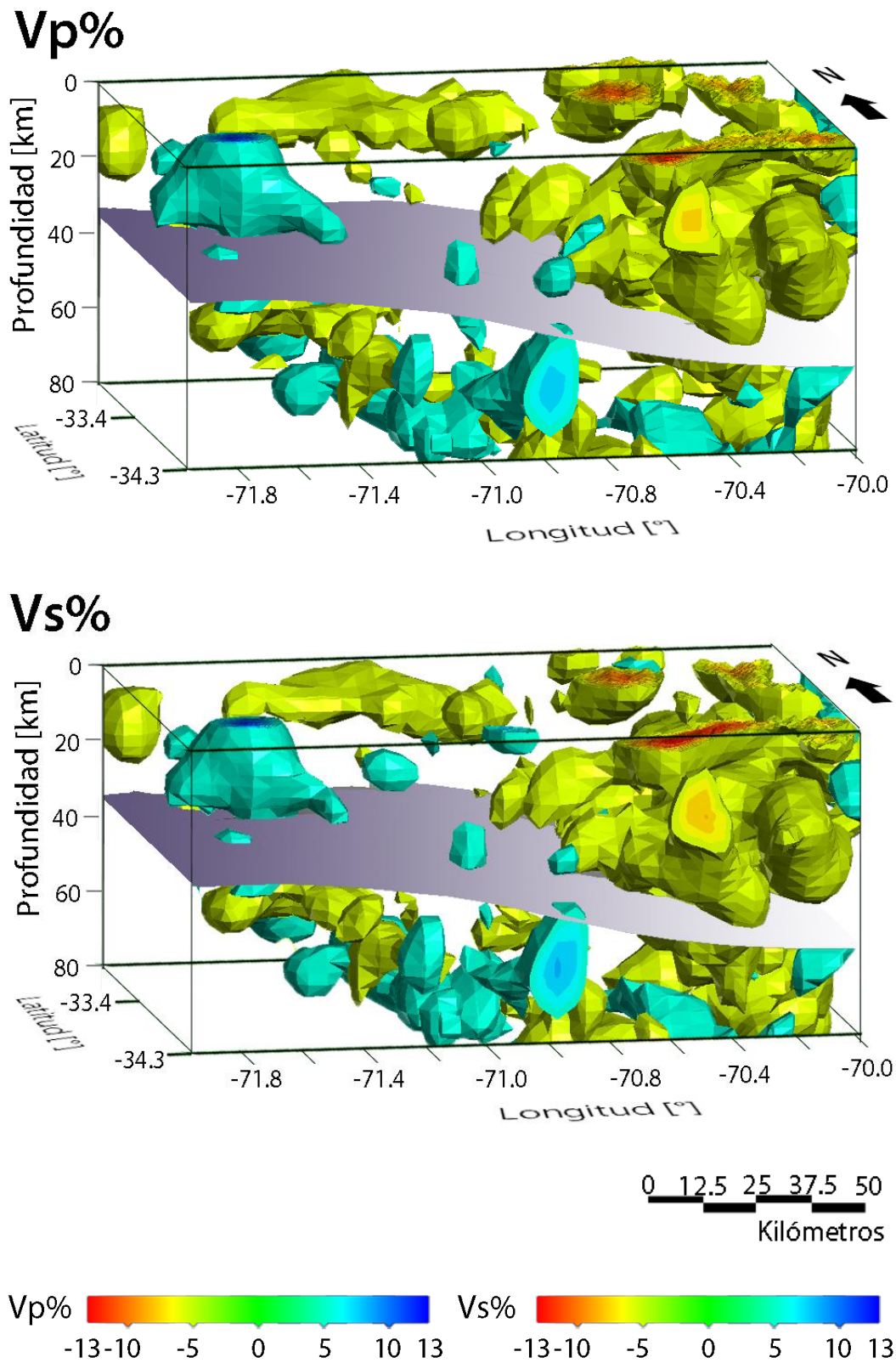


Figura 14: Modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. Se muestran las anomalías de las variaciones porcentuales de las ondas P y S, mayores al 5% (zonas azules) y menores al -5% (zonas amarillo-rojizas). La capa grisácea corresponde a la superficie del Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). La escala de valores de las variaciones porcentuales se ubica en el sector inferior.

La razón V_p/V_s constituye un parámetro crucial para determinar las propiedades mecánicas de las rocas así como la posible presencia de zonas hidratadas. En la Figura 15 se muestran las anomalías de altos y bajos valores de la razón V_p/V_s . Las anomalías de bajo V_p/V_s se presentan principalmente en regiones superficiales alcanzando profundidades aproximadas de hasta 35 km en la porción oriental de la zona de estudio y hasta 50 km en la porción occidental de la zona de estudio (bajo la Cordillera de la Costa), presentándose sobre el Moho graficado a partir de datos de (Tassara et al., 2011); mientras que las anomalías de alto V_p/V_s se agrupan hacia la porción oriental de la zona de estudio, presentan una geometría triangular que se abre hacia el Este (Figura 15) y se manifiesta en superficie sólo en el sector SE.

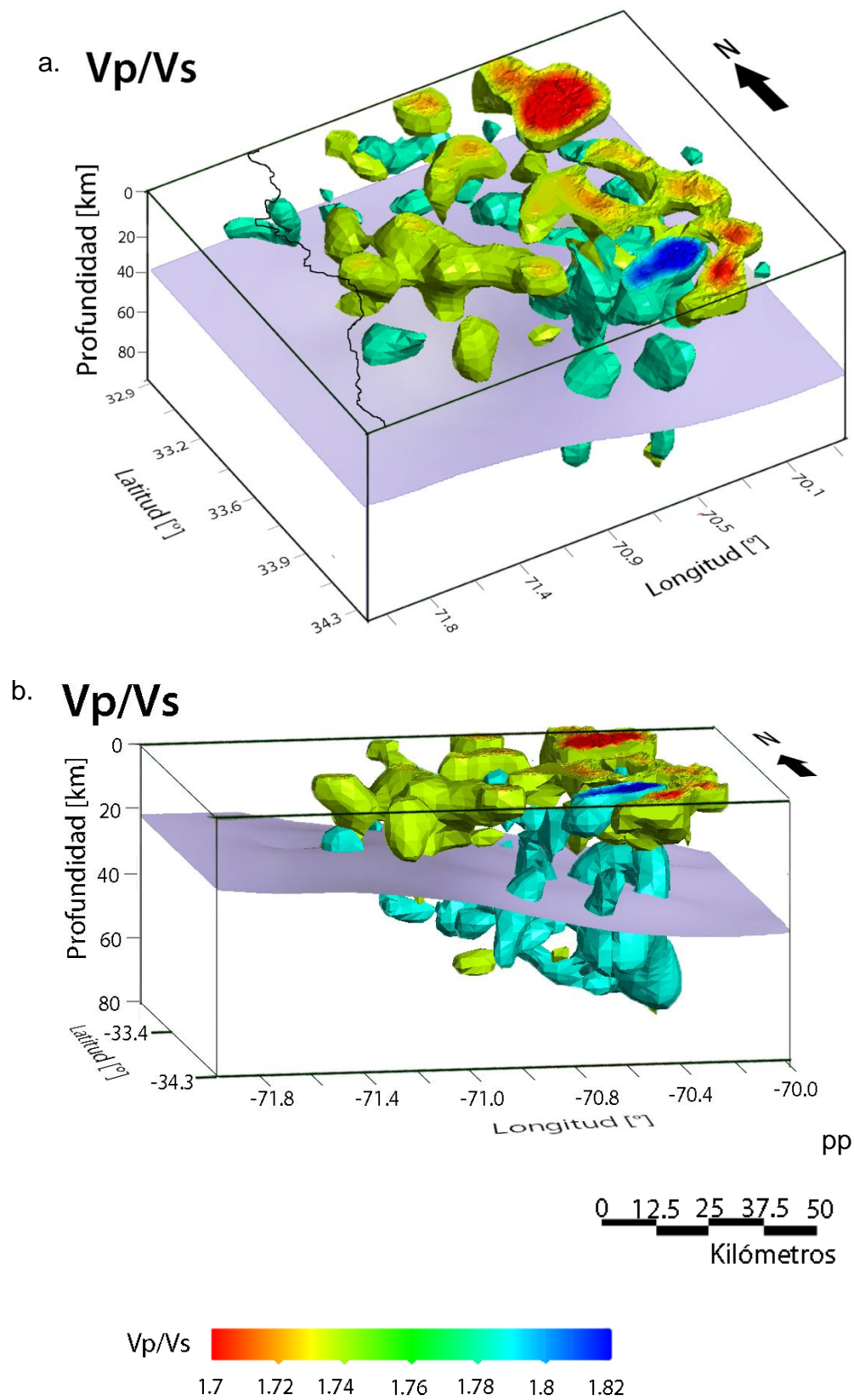


Figura 15: Anomalías de altos ($V_p/V_s > 1.775$) y bajos ($V_p/V_s < 1.74$) valores para la razón V_p/V_s . La capa violeta corresponde al MOHO graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Se muestran dos vistas: a. ángulo de elevación es de 30° y dirección de $N60^\circ W$, b. ángulo de elevación 10° y dirección $N10^\circ W$.

4.2 Anomalías Superficiales

4.2.1 Anomalías Vs% y Vp%

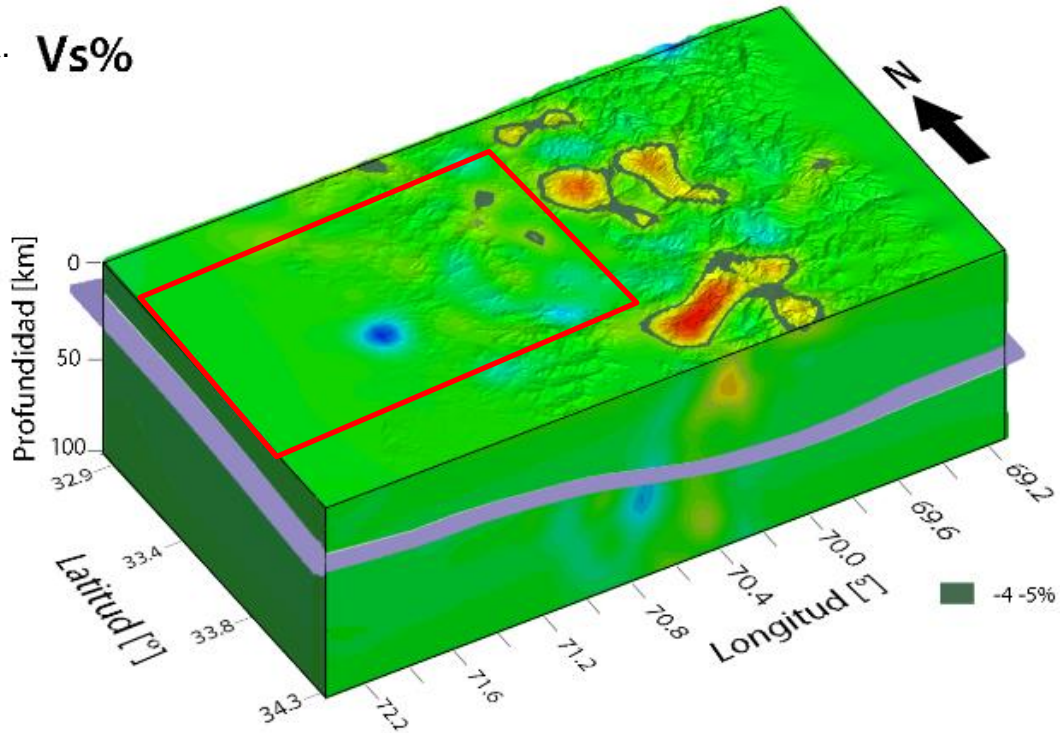
Se aíslan cuerpos anómalos que se manifiesten en superficie y que se encuentran dentro del área de estudio (región delimitada por el recuadro rojo en las Figuras 16 a la 19) para el caso de los parámetros Vp% y Vs%.

En las Figura 16 Figura 17 se muestran valores anómalos bajos de Vs% y Vp% aislados para porcentajes menores al -5%, ninguna anomalía que se manifieste en superficie se encuentra dentro del área de estudio.

Para el caso de los valores anómalos altos de Vs% y Vp% se muestra en las Figura 18Figura 19. Se observan los cuerpos anómalos aislados para variaciones porcentuales mayores al 5% y existe un solo cuerpo que se ubica dentro del área de estudio.

En general se nota que las anomalías de altos valores y bajos valores de Vp% y Vs% se comportan de manera similar, por lo tanto se escoge la anomalía que se ubica dentro del área de estudio según Vs% arbitrariamente con el objetivo de compararla con el parámetro Vp/Vs en la misma región. A esta anomalía se le denomina Anomalía 1 de alto Vs% (Figura 19).

a. $V_s\%$



b. $V_s\%$

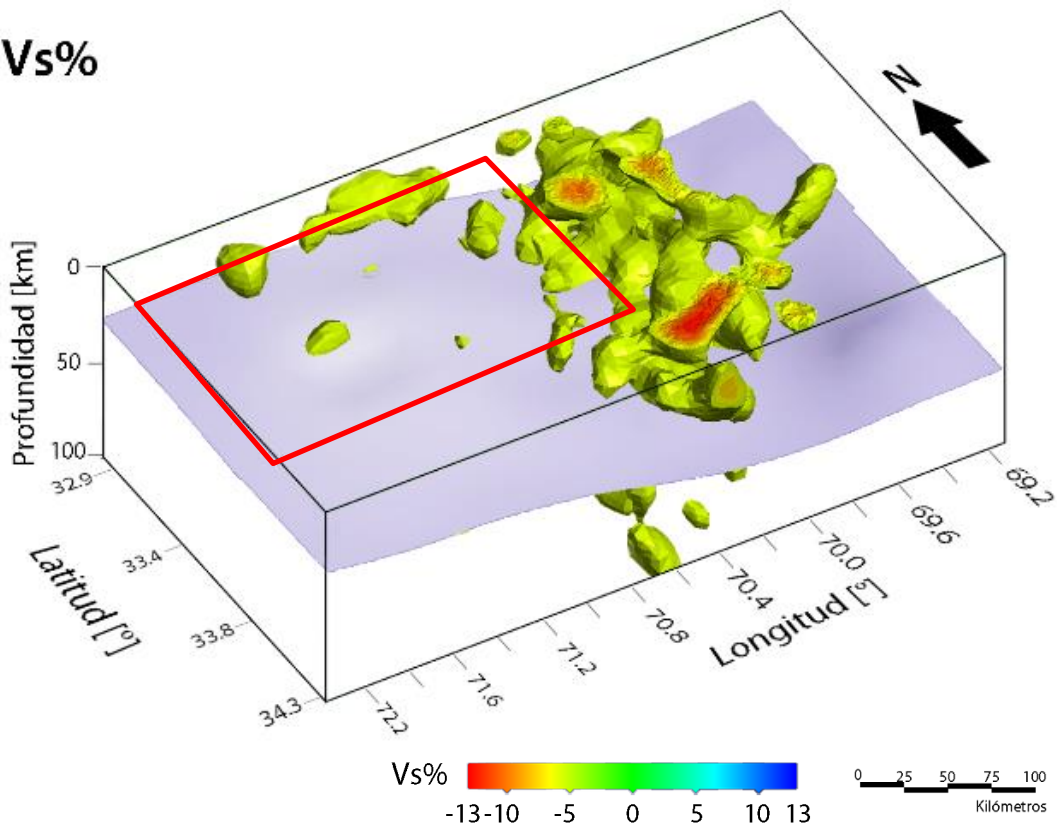
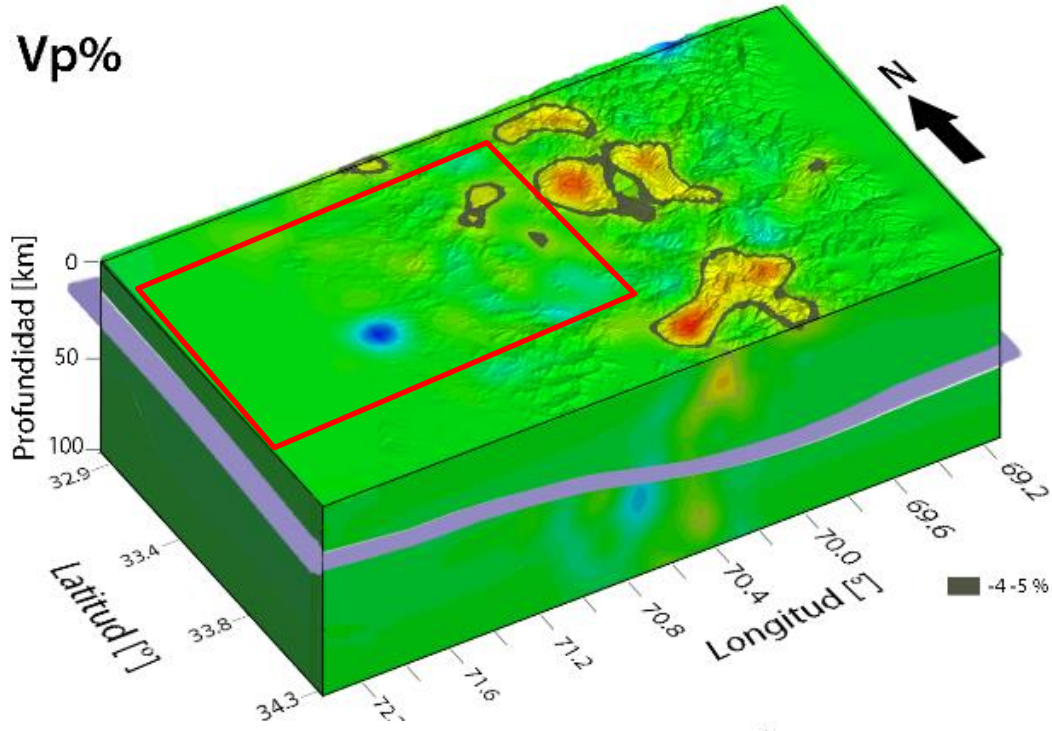


Figura 16: Variaciones porcentuales de la onda S obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\%=-4--5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a.

a. $V_p\%$



b. $V_p\%$

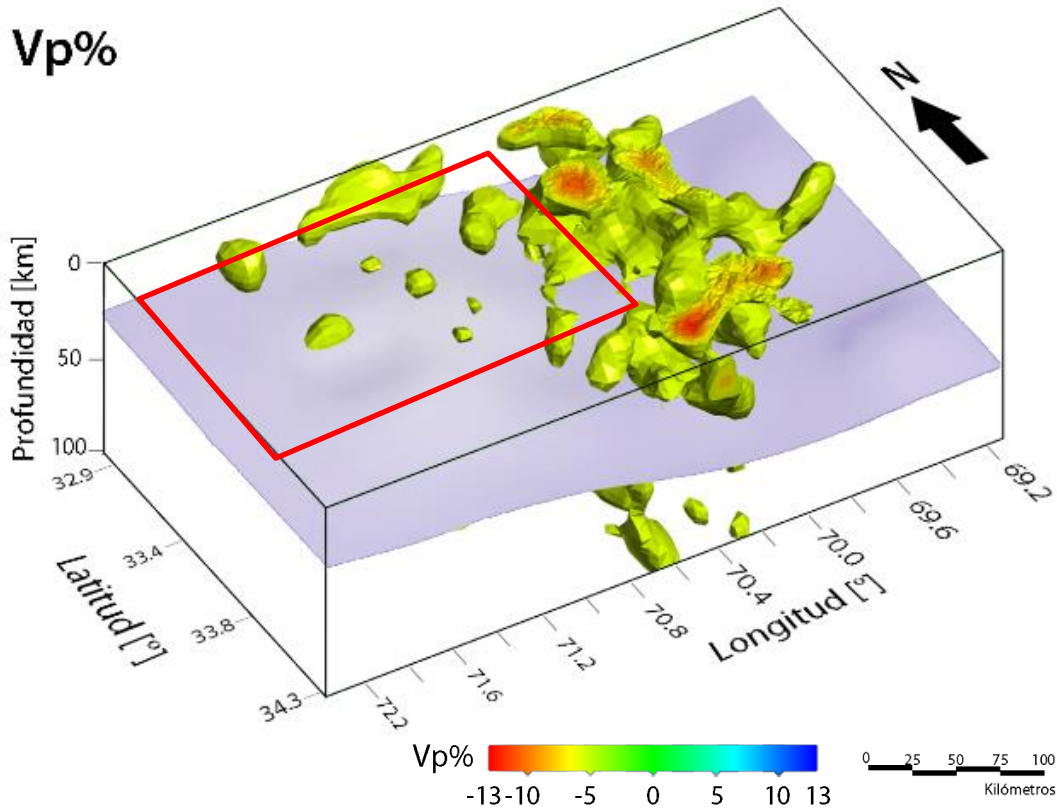
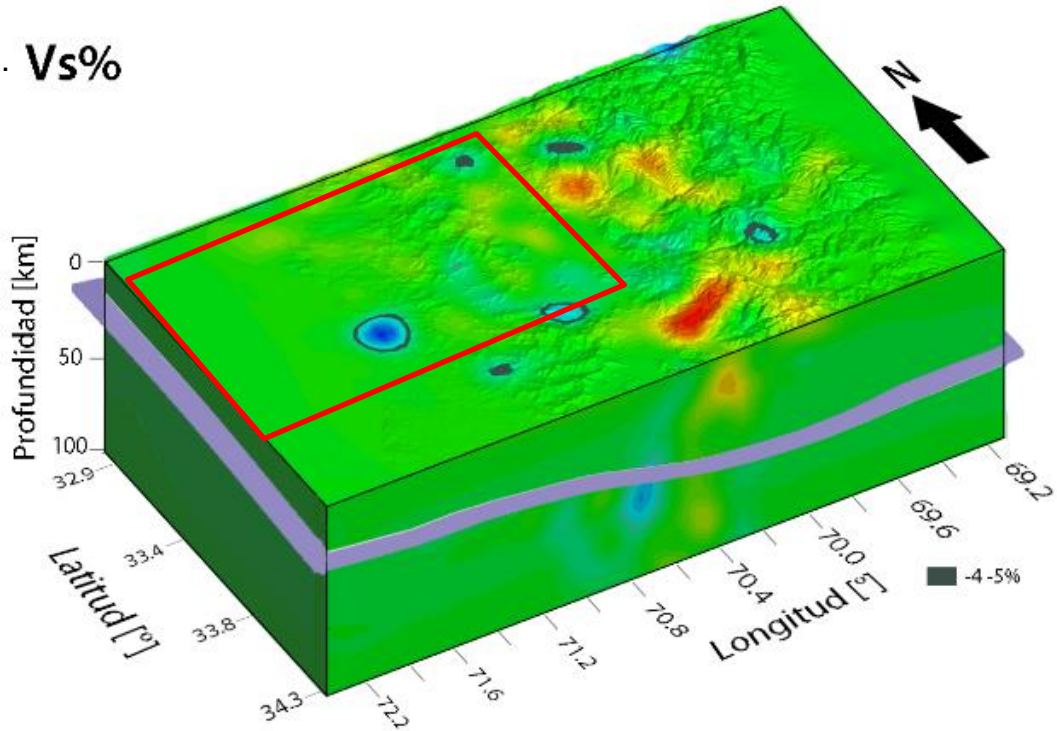


Figura 17: Variaciones porcentuales de la onda P obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\% = -4$ a -5% . La Figura b. muestra las anomalías de bajo $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a

a. $V_s\%$



b. $V_s\%$

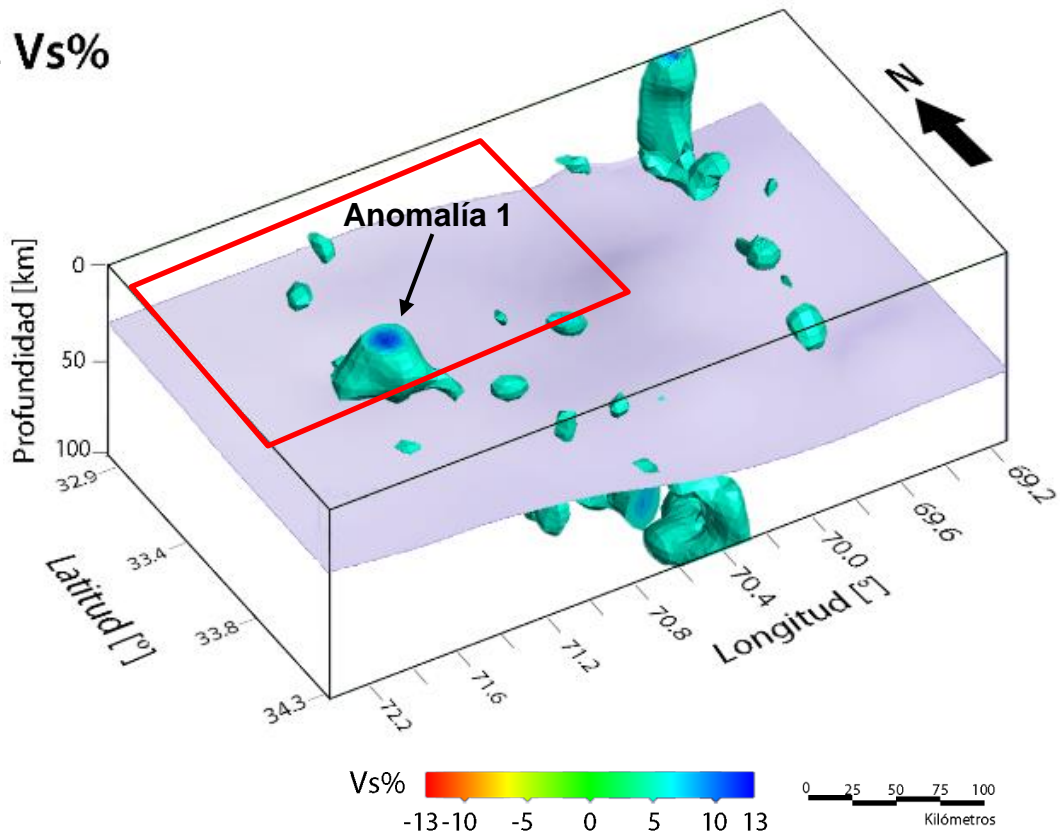
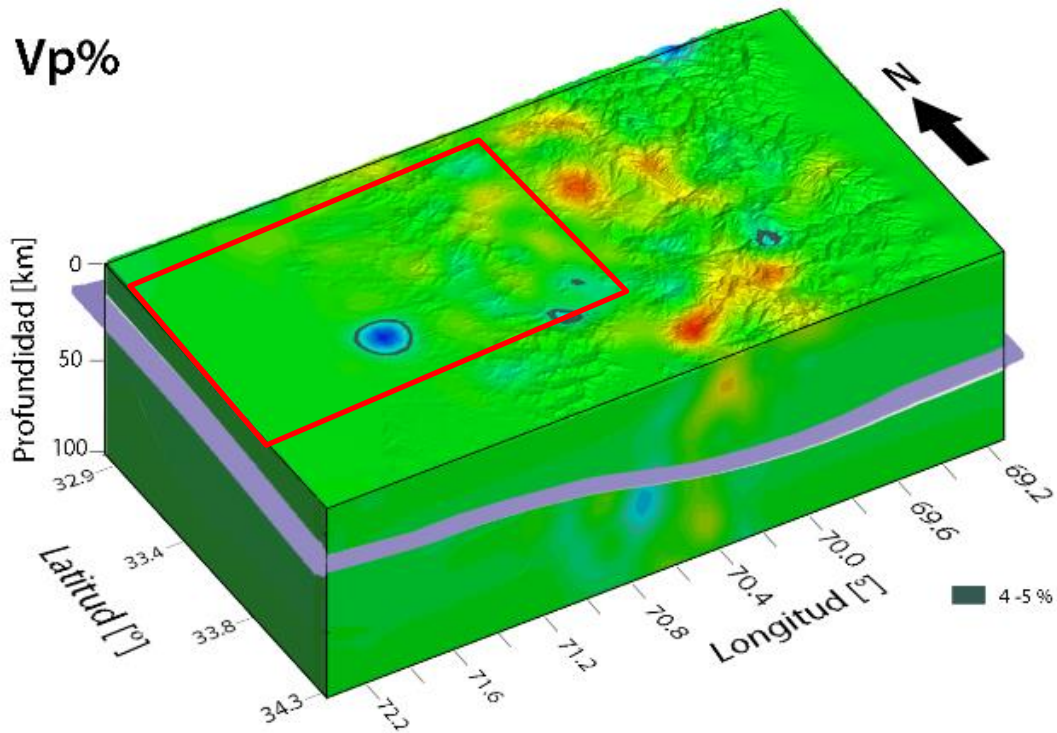


Figura 18: Variaciones porcentuales de las ondas S obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de alto $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\%=4-5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de alto $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a.

a. $V_p\%$



b. $V_p\%$

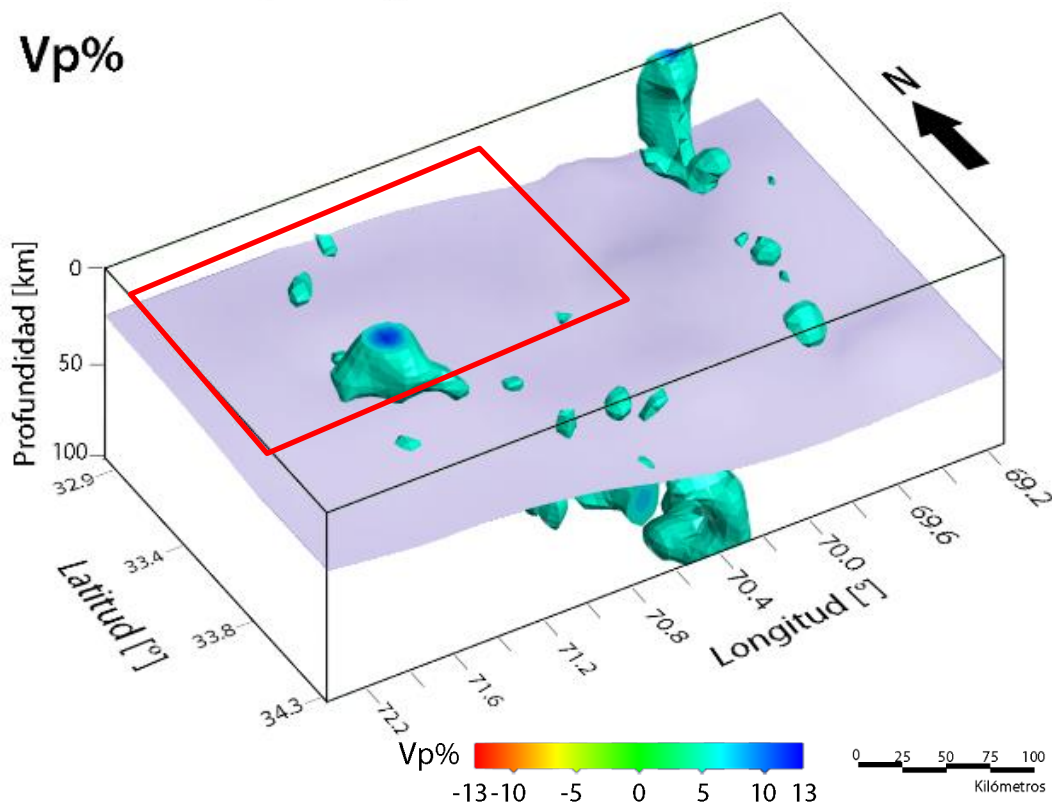


Figura 19: Variaciones porcentuales de las ondas P obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011); se muestra las anomalías de alto $V_s\%$ en superficie aisladas por el valor $V_s\%=4-5\%$. La Figura b. muestra las anomalías de alto $V_s\%$ aisladas a partir de la Figura a.

1.1.1.1 Anomalía 1 de Alto Vs%

La Anomalía 1 de alto Vs% se define como cuerpo anómalo de dirección N70W según su eje mayor, ubicado al SW del área de estudio (Figura 18).

En la Figura 20 a. se muestra el cuerpo Anomalía 1 de alto Vs% aislado de los demás cuerpos anómalos. Este cuerpo presenta un eje de máxima extensión en el plano horizontal que es definido como L1 (dirección N70°W), sección que se muestra en la Figura 20 b.

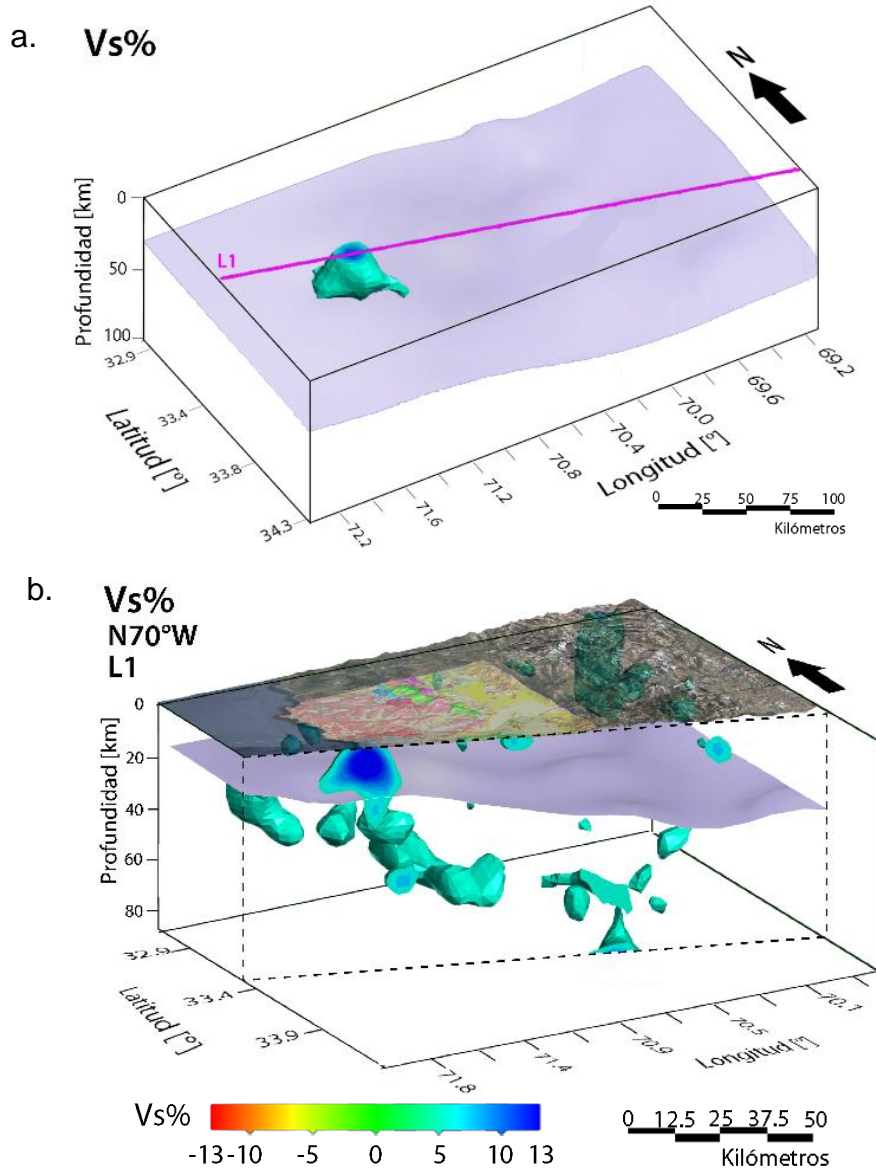


Figura 20: Anomalía 1 de alto Vs%, la línea L1 representa el eje de máxima elongación del cuerpo anómalo. La imagen b. muestra un corte transversal en la dirección de L1 (dirección N70°W) para la Anomalía 1 de alto Vs%. La capa violeta representa el Moho según los datos de Tassara et al. (2011), en el sector inferior de la Figura se muestra la escala de colores para Vs%.

1.1.1.1.1 Geología en Superficie

Se grafican 2 puntos sobre mapa geológico de Chile (Figura 21) que corresponden a los extremos en superficie de la Anomalía 1 de alto Vs% para el caso de L1.

El cuerpo anómalo tiene una extensión en superficie según L1 (Figura 20 b.) de 22 km aproximadamente y en el Punto 1 ($V_s\%=8-9\%$) ubicado 4 km al NW de San Antonio, V Región (Figura 21), tiene 15 km de ancho y se encuentra en el mar, sin embargo 4 km al Este se encuentra el complejo metamórfico PzTr4 (edad Paleozoico-Triásico), compuesto por metapelitas, metacherts, metabasitas y, en menor proporción, gneises y rocas ultramáficas. Además 5 km al SE de este punto se encuentra la Unidad plutónica TrJg (edad Triásico-Jurásico) compuesta por granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, dioritas y gabros de piroxeno y hornblenda; sienogranitos.

En el Punto 2 ($V_s\%=9-10\%$) ubicado 4 km al SE de San Antonio (Figura 21) coincide con la Unidad Plutónica TrJg y el cuerpo anómalo presenta 22 km ancho aproximadamente en este punto.

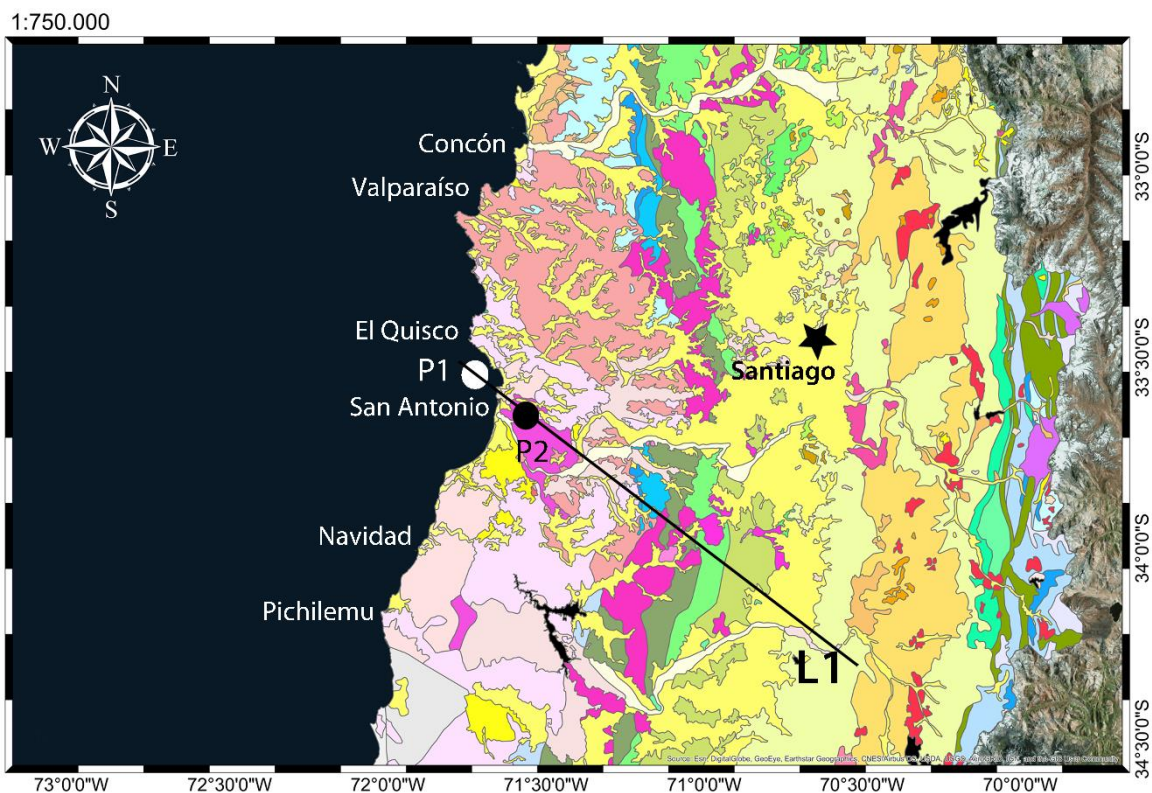


Figura 21: Mapa geológico de Chile escala 1:750.000 obtenido del SERNAGEOMIN. En la Imagen se muestran L1 (línea negra) y los puntos extremos en superficie (P1 y P2) de la Anomalía 1 de alto Vs%.

1.1.1.1.2 Variaciones Porcentuales

En la Figura 22 se muestran las variaciones porcentuales de las ondas P y S y además los valores de la razón V_p/V_s . Se nota que la Anomalía 1 de alto $V_s\%$ coincide con anomalía de alto $V_p\%$ donde no se observan grandes diferencias entre ellas, salvo por la zona ubicada bajo el Moho donde los valores de $V_p\%$ se notan levemente mayores a los de $V_s\%$. Al observar el comportamiento de la razón V_p/V_s no se notan valores extremos en esta región salvo por un leve aumento en la razón en la zona ubicada bajo el Moho.

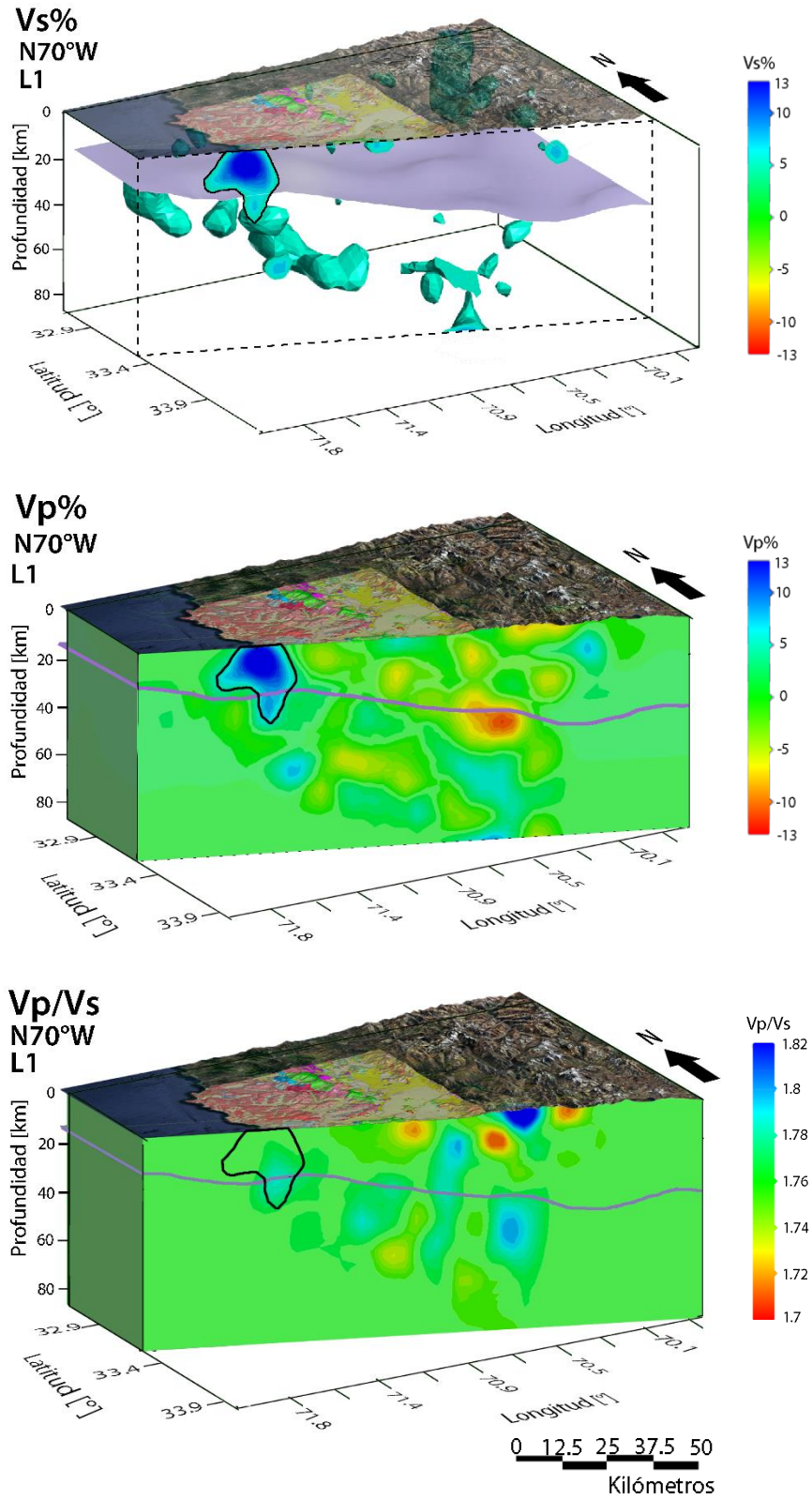


Figura 22: Comparación de los valores de Vs% obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L1 (N70°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil (Vp% y Vp/Vs), corresponde a la geometría de la anomalía de bajos valores Vs% para L1.

4.2.2 Anomalías V_p/V_s

Se aíslan cuerpos anómalos que se manifiesten en superficie y que se encuentran dentro del área de estudio (región delimitada por el recuadro rojo en las Figuras 23 y 24) para el parámetro V_p/V_s .

En el caso de las anomalías de baja razón V_p/V_s se toman todas aquellas capas con valores menores a 1.745, como se muestra en la Figura 23 a. En la Figura 23 b. se observan los cuerpos de baja razón V_p/V_s aislados. Para las anomalías de alta razón V_p/V_s , se toman las capas con valores mayores a 1.78, lo que se grafica en la Figura 24 a; luego los cuerpos anómalos aislados con valores mayores a 1.78 se muestran en la Figura 23Figura 24 b.

Según esto se definen 2 anomalías de baja razón V_p/V_s (Figura 23 b) que tengan alguna manifestación en la superficie y que se encuentren dentro de la zona de estudio, para estudiarlas particularmente y hacer un nexo con la información geológica. Esto debido a que ninguna anomalía de altos valores V_p/V_s que se manifieste en superficie se encuentra dentro del área de estudio (Figura 24).

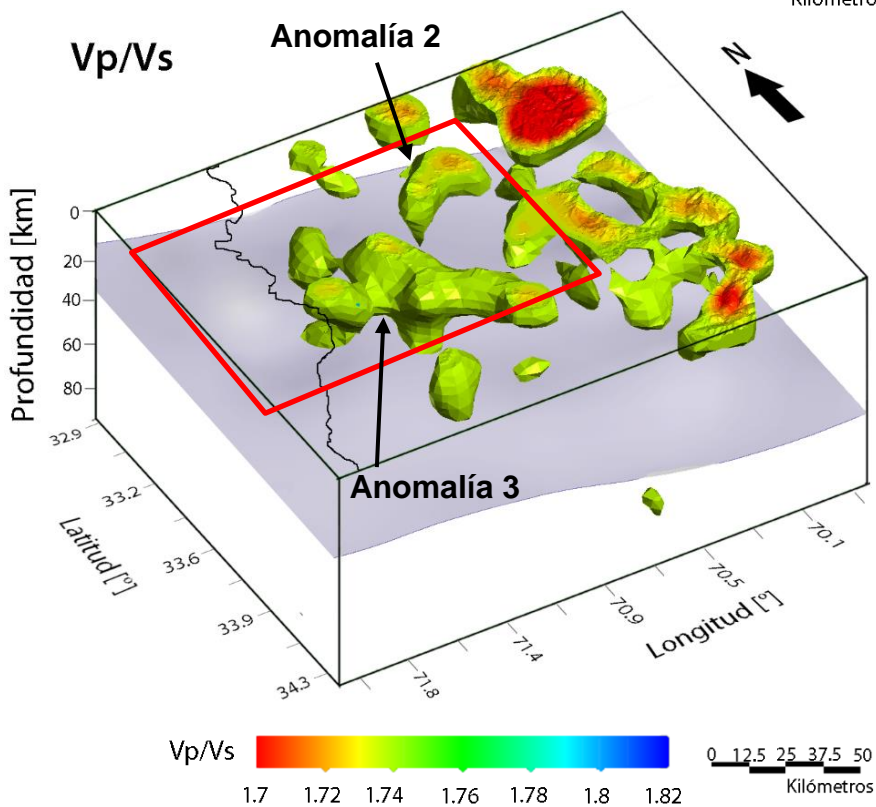
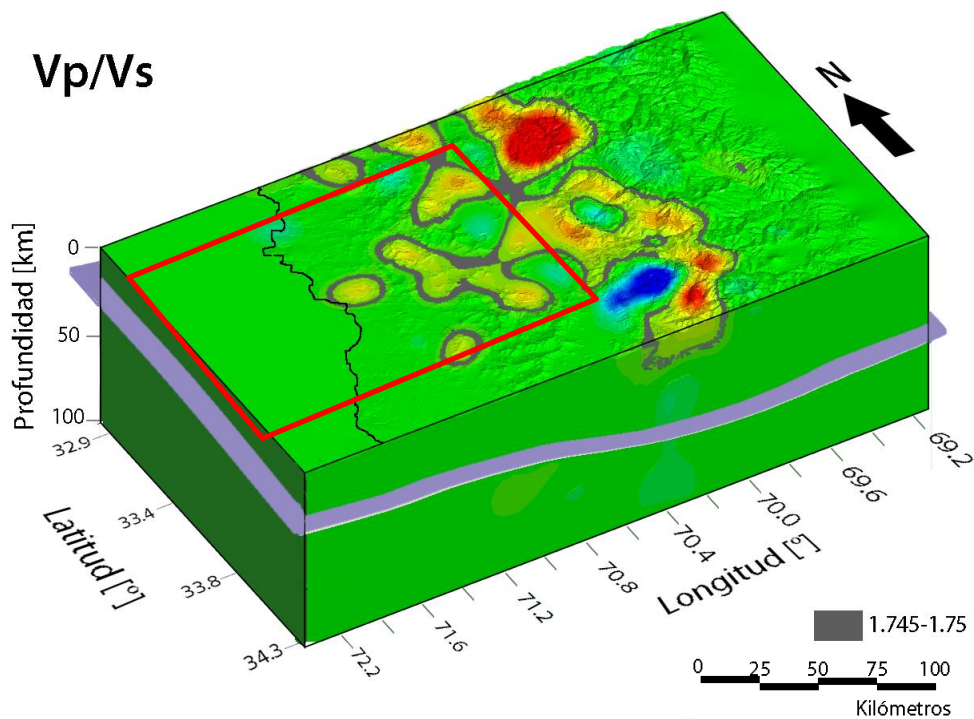


Figura 23: Valores de la razón V_p/V_s obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la línea negra continua corresponde al margen chileno y la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Se muestran las anomalías de baja razón en superficie aisladas por el valor $V_p/V_s=1.745-1.75$. La Figura b. muestra las anomalías de baja razón V_p/V_s (valores menores a 1.745) aisladas a partir de la Figura a. El recuadro rojo corresponde al límite de la zona de estudio.

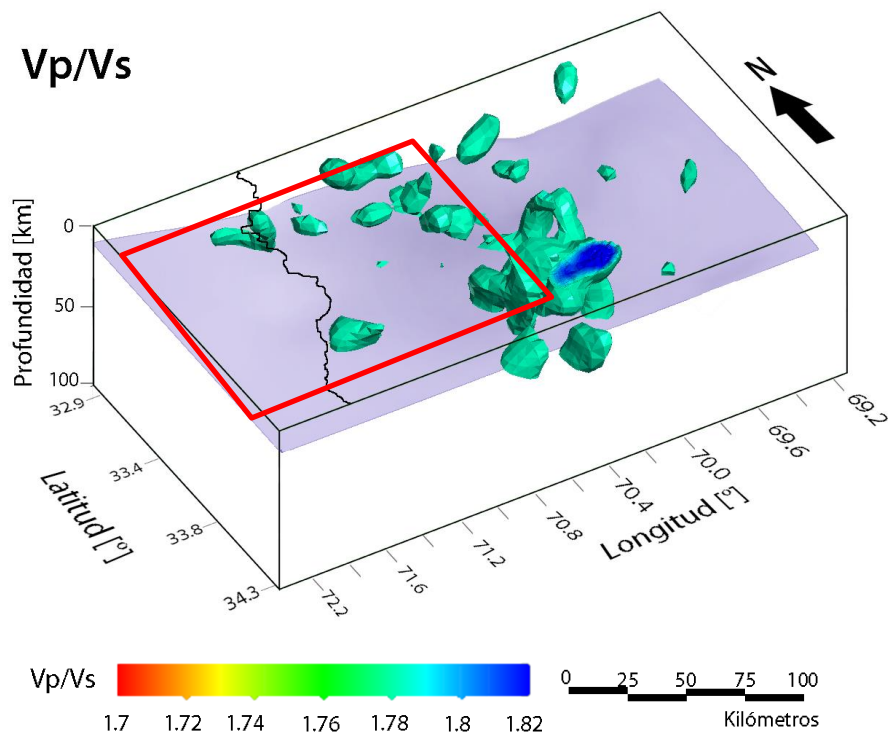
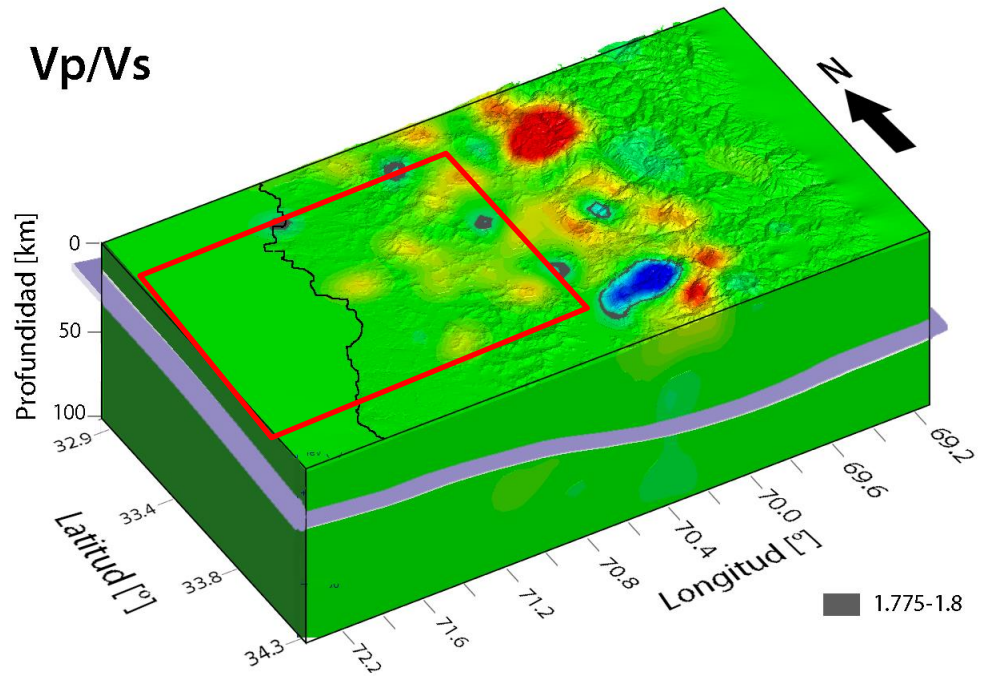


Figura 24: Valores de la razón V_p/V_s obtenida a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, la vista es de 40° de elevación y 30° al Este. En la Figura a, se observa el relieve de la superficie, la línea negra continua corresponde al margen chileno y la franja violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). Se muestran las anomalías de alta razón en superficie aisladas por el valor $V_p/V_s=1.775-1.8$. La Figura b. muestra las anomalías de alta razón V_p/V_s (valores mayores a 1.8) aisladas a partir de la Figura a. El recuadro rojo corresponde al límite de la zona de estudio.

1.1.1.2 Anomalia 2 de Bajo Vp/Vs

La Anomalia 2 de bajo Vp/Vs se define como cuerpo de valores de Vp/Vs menores a 1.745, de dirección aproximada NE-SW, ubicado al centro del área de estudio (Figura 23).

En la Figura 25a. se muestra el cuerpo Anomalia 2 de bajo Vp/Vs aislado de los demás cuerpos anómalos. Este cuerpo presenta dos ejes de máxima extensión en el plano horizontal que son definidos como L1 (dirección N60°E) y L2 (dirección N60°W), secciones que son mostradas en Figura 25 b y Figura 25 c.

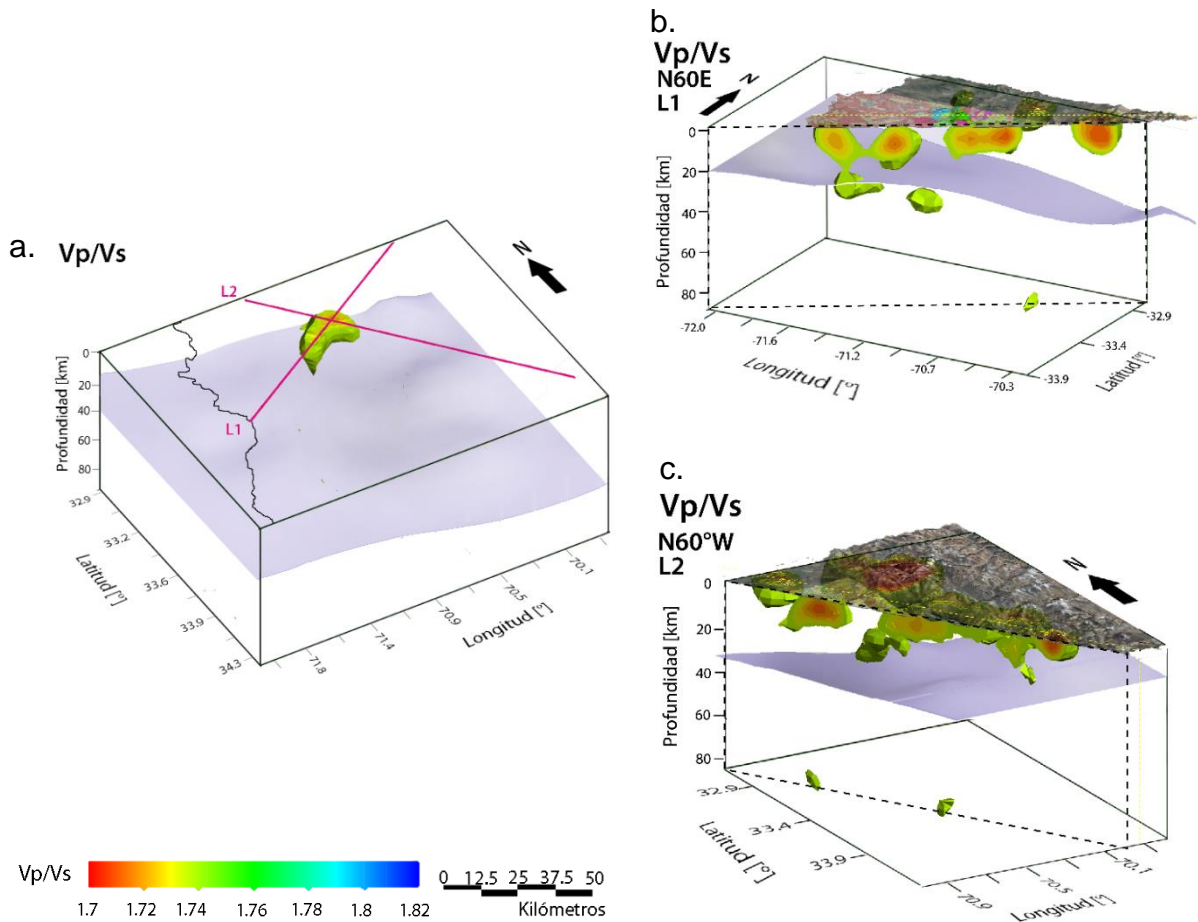


Figura 25: Anomalia 2 de baja razón Vp/Vs, las líneas L1 y L2 representan los ejes de máxima elongación del cuerpo anómalo. La imagen b. muestra un corte transversal en la dirección de L1 (dirección N60°E) para la Anomalia 2 de bajo Vp/Vs. La imagen c. muestra un corte transversal en la dirección de L2 (dirección N60°W) para la Anomalia 2 de bajo Vp/Vs. La capa violeta representa el Moho según los datos de Tassara (2011). En la esquina inferior izquierda se encuentra la escala de colores para los valores de la razón Vp/Vs.

1.1.1.2.1 Geología en Superficie

Se grafican 4 puntos sobre mapa geológico de Chile (Figura 26) que corresponden a los extremos en superficie de la Anomalía 2 de bajo Vp/Vs para el caso de L1 y L2.

El cuerpo anómalo tiene una extensión máxima según L1 (Figura 25 b.) de 60 km aproximadamente y en el Punto 1 ($Vp/Vs=1.735-1.73$) ubicado 9 km al NW de Lampa (Figura 26), tiene 12 km de ancho y corresponde a la Unidad plutónica Kiag (edad Cretácico Inferior-Cretácico Superior) compuesta por dioritas y monzodioritas de piroxeno y hornblenda; granodioritas y monzogranitos de hornblenda y biotita. En el Punto 2 ($Vp/Vs=1.725-1.72$) ubicado 9 km al NW de Colina (Figura 26), el cuerpo tiene un ancho de 22 km aproximadamente y corresponde a la secuencia y complejo volcánico ácido Ks3a (edad Cretácico Superior) compuesto por dacitas, riolitas e ignimbrita.

Según L2 el cuerpo anómalo tiene una extensión aproximada de 22 km; el Punto 3 ($Vp/Vs=1.735-1.74$) ubicado aproximadamente 9 km al NE de P2 (Figura 26) corresponde a la Fm Lo valle (edad Cretácico superior) constituida por secuencias volcano sedimentarias continentales. El Punto 4 ($Vp/Vs=1.735-1.74$) se ubica en Colina; en este punto la anomalía tiene 10 km de ancho y corresponde a la unidad Q1 Cuaternaria, sin embargo se encuentra cercana a la Fm Lo Valle (2 km) y 7 km al Norte se encuentra la unidad Mh, que corresponde a pórfidos dacíticos, andesíticos, monzodioritas y dioritas de hornblenda, piroxeno y biotita.

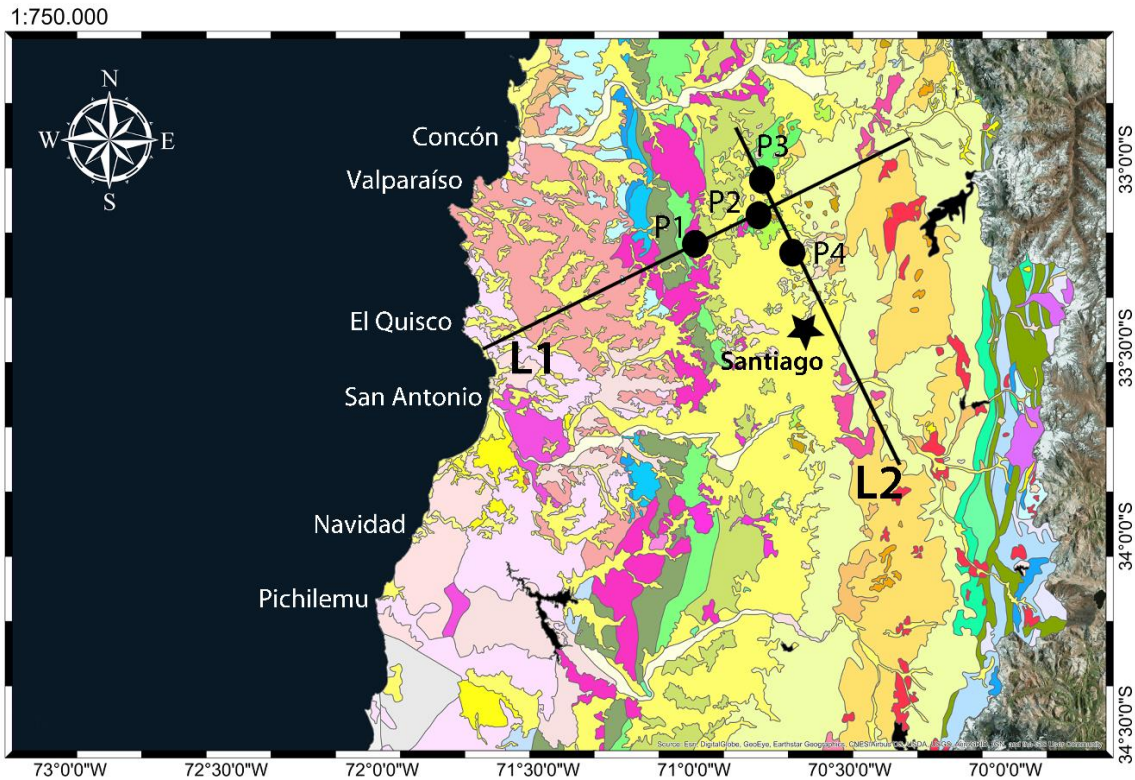


Figura 26: Mapa geológico de Chile escala 1:750.000 obtenido del SERNAGEOMIN. En la Imagen se muestran L1 y L2 (líneas negras), ejes de máxima elongación de Anomalía 2 de bajo Vp/Vs; y los puntos extremos del cuerpo anómalo que se manifiestan en superficie (P1, P2, P3 y P4).

1.1.1.2.2 Variaciones Porcentuales

Las variaciones porcentuales de las ondas P y S para la Anomalía 2 de bajo Vp/Vs, según el eje de máxima elongación L1 y según el eje de máxima elongación L2, se presentan en la Figura 27 y Figura 28.

Para el caso de L1, se observa que las variaciones porcentuales de la onda P y S siguen la geometría de la Anomalía 2 de bajo Vp/Vs; además los valores de Vp% son relativamente menores a los de Vs% en este sector (zona delimitada por la línea negra continua en la Figura 27 a y b). Lo mismo ocurre en el caso de L2 (Figura 28), las variaciones porcentuales de la onda P y S siguen la misma geometría de la anomalía 2 de bajo Vp/Vs; y Vp% es levemente menor que Vs% pero la diferencia de las variaciones porcentuales es menor a la que se observa en L1.

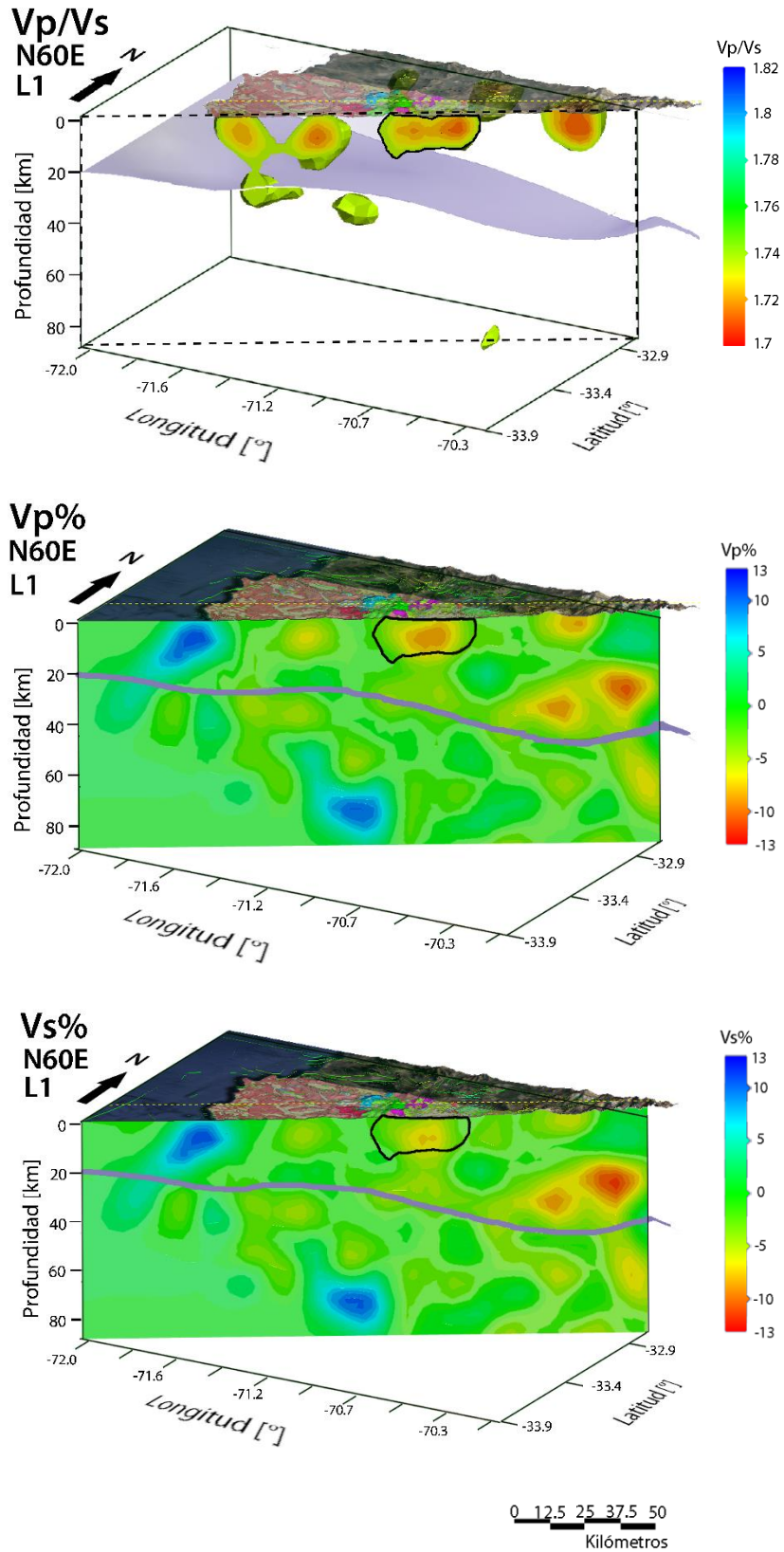


Figura 27: Comparación de los valores de $V_p\%$ y $V_s\%$ obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L1 (N35°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la Anomalía 2 de bajo V_p/V_s para L1.

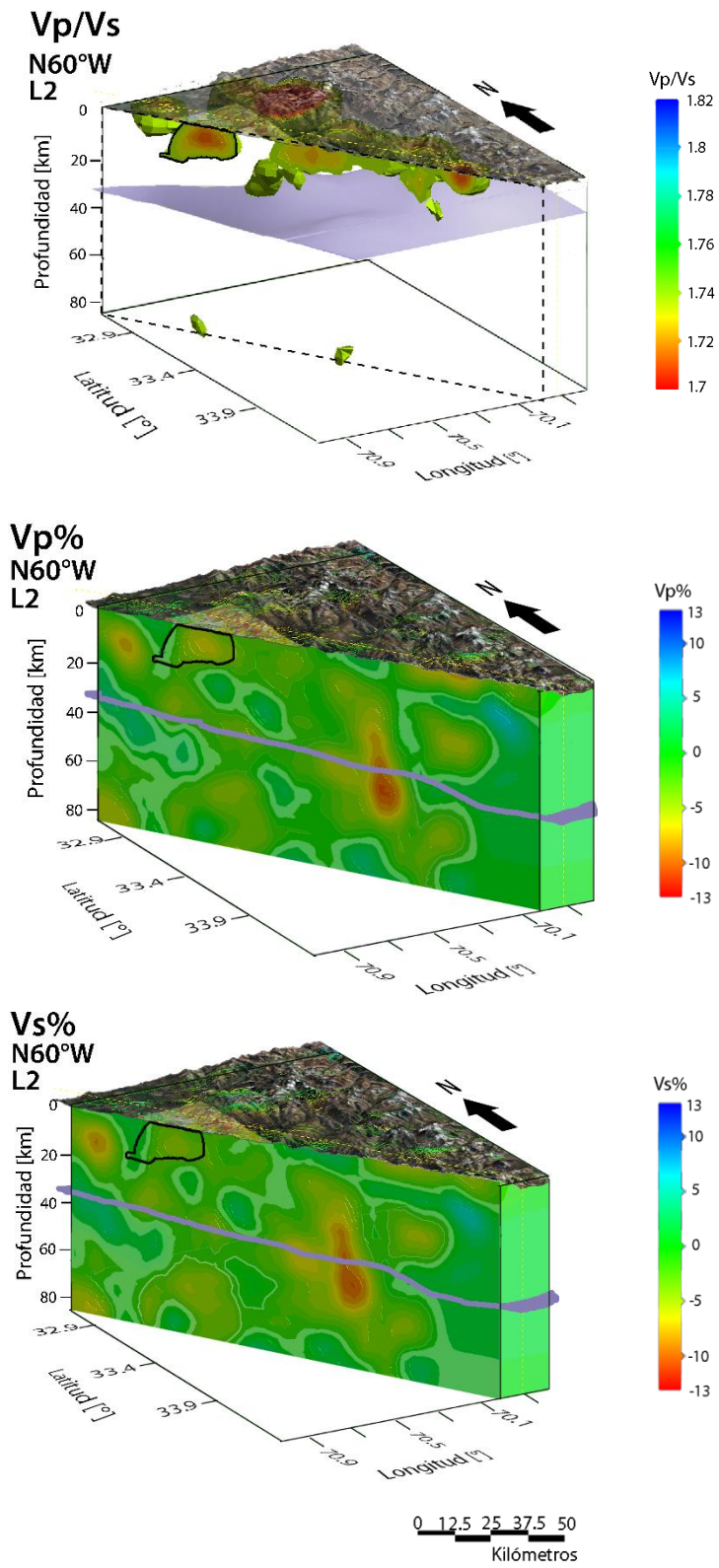


Figura 28: Comparación de los valores de Vp% y Vs% obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L2 (N35°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la Anomalía 2 de bajo Vp/Vs para L2.

1.1.1.3 Anomalia 3 de Bajo Vp/Vs

La Anomalia 3 de bajo Vp/Vs se define como cuerpo de valores menores a 1.745, cuya dirección aproximada es NW-SE y se ubica al SW del área de estudio (Figura 23).

En la Figura 29 a. se muestra el cuerpo Anomalia Vp/Vs 1 aislado de los demás cuerpos anómalos. Este cuerpo presenta dos ejes de máxima extensión en el plano horizontal que son definidos como L1 (dirección N35°W) y L2 (dirección N70°W), secciones que son mostradas en Figura 29 b y Figura 29 c.

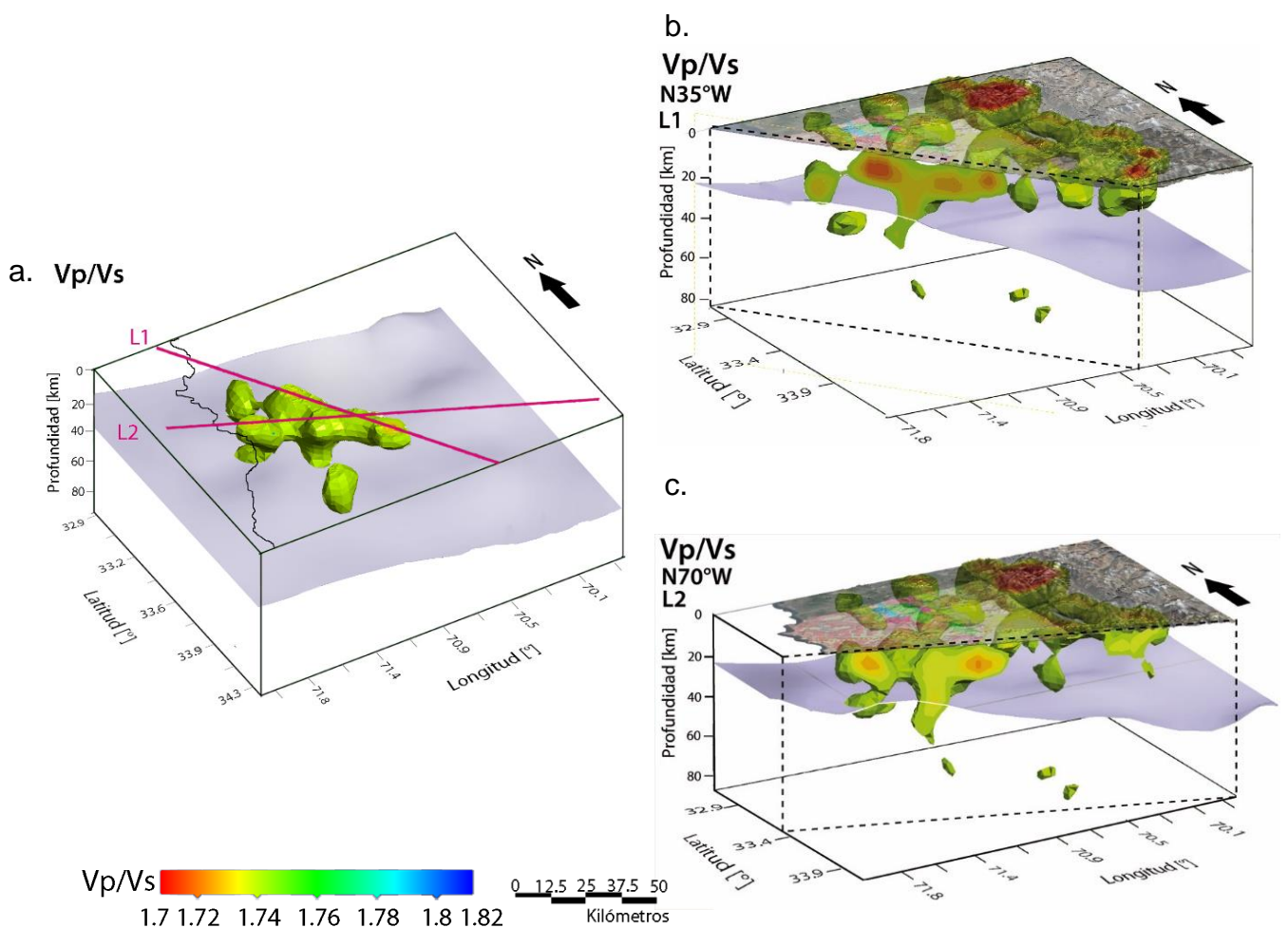


Figura 29: Anomalia 3 de bajo Vp/Vs, las líneas L1 y L2 representan los ejes de máxima elongación del cuerpo anómalo. La imagen b. muestra un corte transversal en la dirección de L1 (dirección N35°W) para la Anomalia 3 de bajo Vp/Vs. La imagen c. muestra un corte transversal en la dirección de L2 (dirección N70°W) para la Anomalia 3 de bajo Vp/Vs. La capa violeta representa el Moho según los datos de Tassara (2011).

1.1.1.3.1 Geología en Superficie

Existen 4 puntos en superficie, donde los valores de V_p/V_s son mínimos para el caso de Anomalía 3 de bajo V_p/V_s , los cuales se muestran en la Figura 30.

El cuerpo anómalo tiene una extensión en superficie según L1 (Figura 29 b.) de 78 km aproximadamente y en el Punto 1 ($V_p/V_s=1.725-1.73$) ubicado al NW de Curacaví (Figura 30), tiene 15 km de ancho y correspondiente a la Unidad plutónica Jsg (edad Jurásico Medio-Jurásico Superior) de monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas. En el Punto 2 ($V_p/V_s=1.725-1.73$) ubicado al Este de Paine (Figura 30), el cuerpo tiene un ancho de 20 km aproximadamente y corresponde a la formación volcano-sedimentaria Las Chilcas (edad Cretácico Inferior-Cretácico Superior).

Según L2 el cuerpo anómalo tiene una extensión aproximada de 71km; el Punto 3 ($V_p/V_s=1.725-1.73$), ubicado al NE de San Antonio (Figura 30) corresponde a la unidad asociada al Batolito Costero CPg (edad Carbonífero-Pérmico) compuesta por granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas de hornblenda y biotita. El Punto 4 ($V_p/V_s=1.735-1.74$) se ubica en Talagante y corresponde a la unidad plutónica Kiag (edad Cretácico Superior-Cretácico Inferior) compuesta por dioritas, monzodioritas de piroxeno y hornblenda, granodioritas y monzogranitos de hornblenda y biotita.

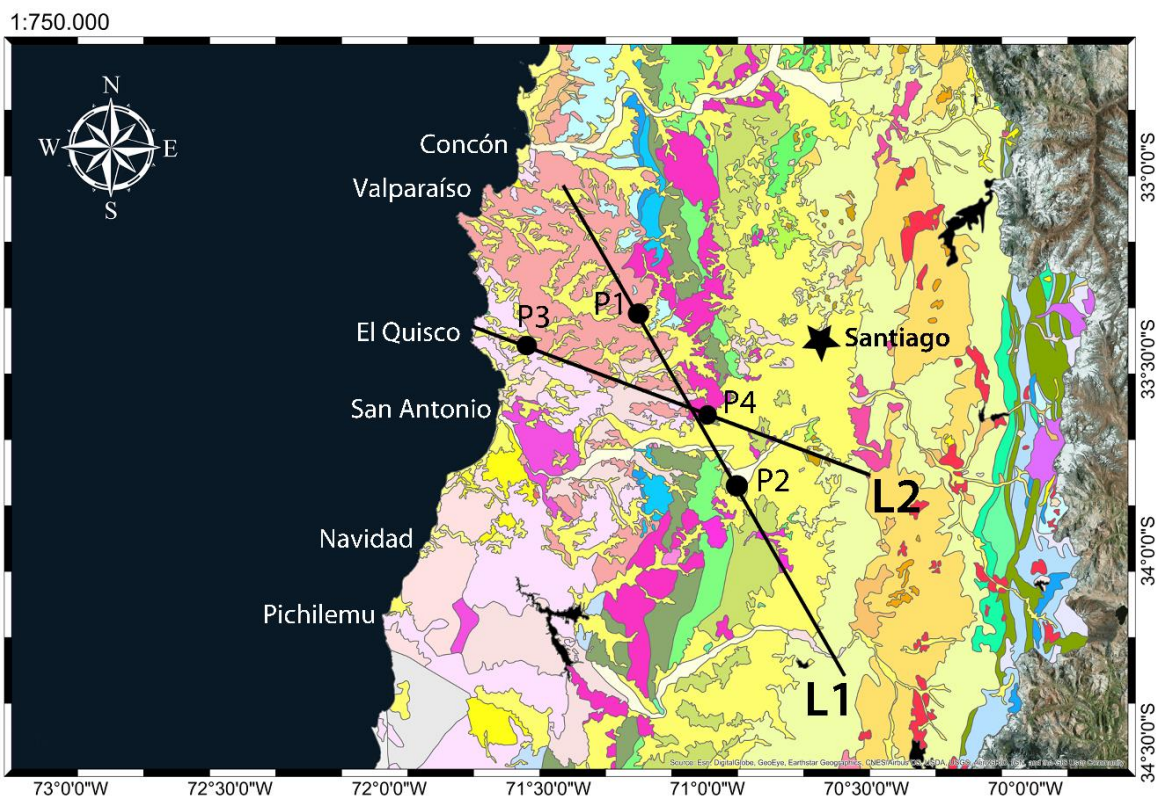


Figura 30: Mapa geológico de Chile escala 1:750.000 obtenido del SERNAGEOMIN. En la Imagen se muestran L1 y L2 (líneas negras) y los puntos extremos en superficie (P1, P2, P3 y P4) de la Anomalía 3 de bajo V_p/V_s .

1.1.1.3.2 Variaciones Porcentuales

Las variaciones porcentuales de las ondas P y S, para L1 y L2 se presentan en la Figura 31 y Figura 32.

En L1 se observa que no existe continuidad en las variaciones porcentuales de las ondas P y S en la región de la Anomalía 3 de bajo V_p/V_s (Figura 31), sino que se presentan dos dominios de variaciones de velocidad. En el primer dominio (sector izquierdo de la Anomalía 3 de bajo V_p/V_s o punto 1), las velocidades de la onda S son relativamente mayores a las de la onda P y presentan una geometría similar; por otro lado, en el segundo dominio (sector derecho de la Anomalía 3 de bajo V_p/V_s o punto 2) corresponde a una zona de $V_s\%$ relativamente mayor a $V_p\%$.

En L2 se presenta encuentran nuevamente dos dominios, un cuerpo aislado donde los valores de $V_s\%$ son relativamente más altos que los de $V_p\%$. En el segundo dominio, asociado a la zona de menor razón V_p/V_s bajo el punto P4 (Figura 30) presenta un aumento de las variaciones porcentuales, pero la región presenta valores relativamente más altos de velocidad asociada a la onda S en relación a la onda P (Figura 32).

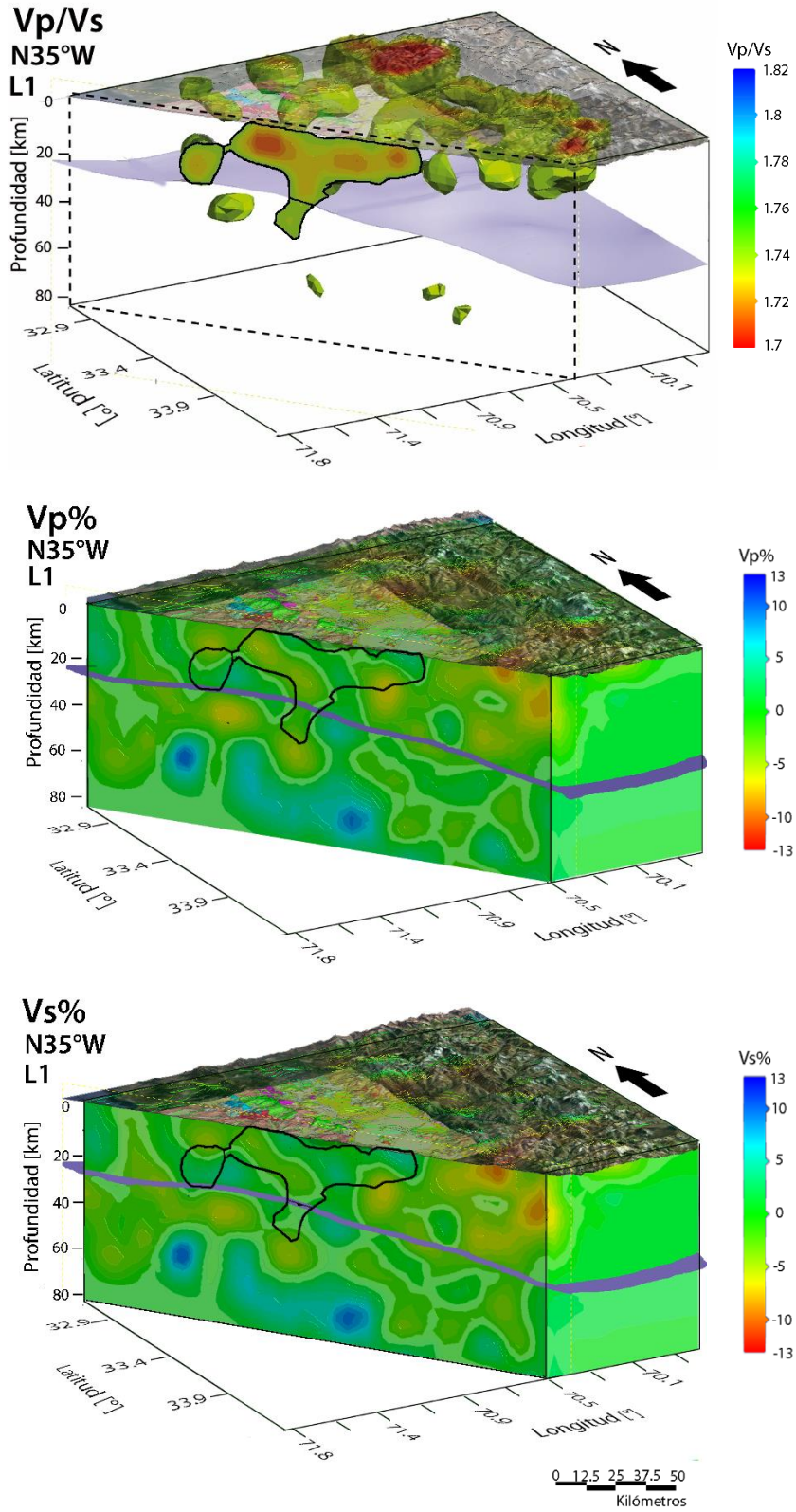


Figura 31: Comparación de los valores de Vp% y Vs% obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L1 (N35°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la anomalía de baja razón Vp/Vs para L1.

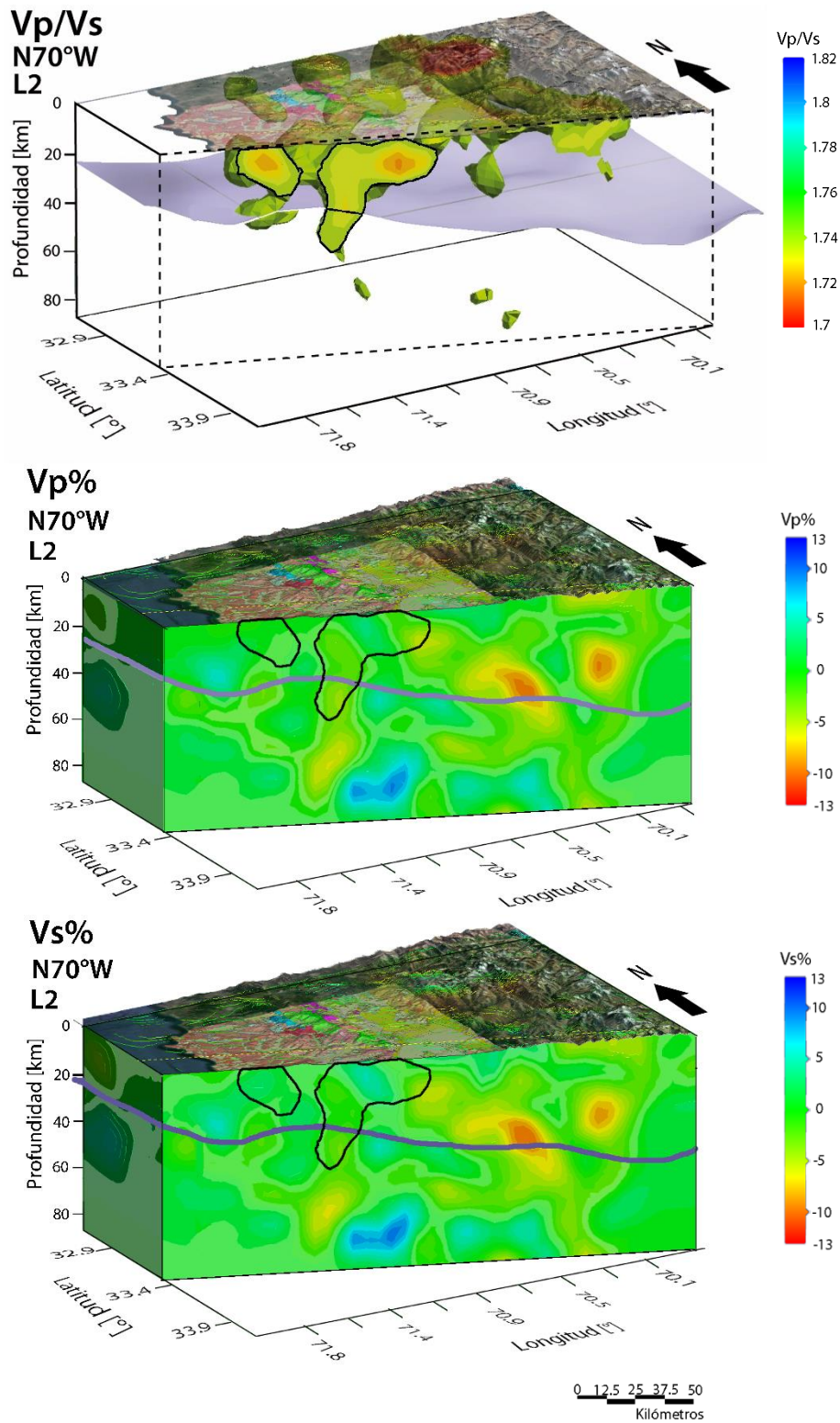


Figura 32: Comparación de los valores de Vp% y Vs% obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas en el caso de la sección L2 (N35°W). La línea negra continua sobrepuesta en el perfil, corresponde a la geometría de la anomalía de baja razón Vp/Vs para L2.

4.3 Secciones Verticales

A continuación, se muestran secciones verticales obtenidas a partir del modelo de velocidades de ondas sísmicas en 3D para los parámetros $V_p\%$, $V_s\%$ y V_p/V_s .

Todas las secciones tienen como punto de referencia inicial una línea paralela a la fosa ubicado 50 km al E de esta; la distancia entre secciones es de 15 km y tienen un largo de 225 km, abarcando una longitud mayor a la longitud máxima de la zona estudio (167 km).

Se muestran 6 perfiles (Figura 34 a la Figura 36) cuyo rumbo es $N70^\circ W$ (asumiendo que la fosa tiene una dirección promedio $N20^\circ E$) generados a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas. En la Figura 33 se muestran las trazas de las secciones sobrepuestas en el mapa geológico de Chile; el segmento verde corresponde a la línea paralela a la Fosa y punto de referencia de cada sección.

En las Figura 34 aFigura 36 se muestran las secciones realizadas; el triángulo negro ubicado en la superficie de cada sección corresponde al punto en el que se encuentra el margen continental, mientras que el triángulo rojo corresponde al límite oriental de la zona de estudio, ubicado en el límite Este de la Depresión Central. Los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada en la zona.

En términos generales, las variaciones porcentuales $V_p\%$ y $V_s\%$ presentan características relativamente similares; las zonas de altas velocidades, en general, se alinean por debajo de la sismicidad observada en profundidad, donde las anomalías se presentan de manera más intensa en las secciones ubicadas al Norte de la zona de estudio. En relación a las zonas de baja velocidad, se localizan principalmente en los dominios orientales en cada sección, al Este de la Depresión Central, salvo ciertas anomalías particulares que se observan en zonas superficiales (<20 km, Sección 1) y zonas anómamlas de menores dimensiones que se alinean con la sismicidad (Secciones 2, 3, 5 y 6).

Según la razón V_p/V_s se observan dos dominios, uno de altos valores V_p/V_s ubicado en la zona Este de los perfiles, donde las anomalías se distribuyen siguiendo una geometría triangular que se abre hacia el Este; y otro dominio de bajos valores V_p/V_s , ubicados principalmente entre el margen y el límite Este de la Depresión Central; las anomalías alcanzan profundidades de hasta 60 km (como se observa en la Sección 4) y se visualiza una geometría triangular que se abre hacia la superficie desde el contacto en profundidad con la alineación de la sismicidad.

1:750.000

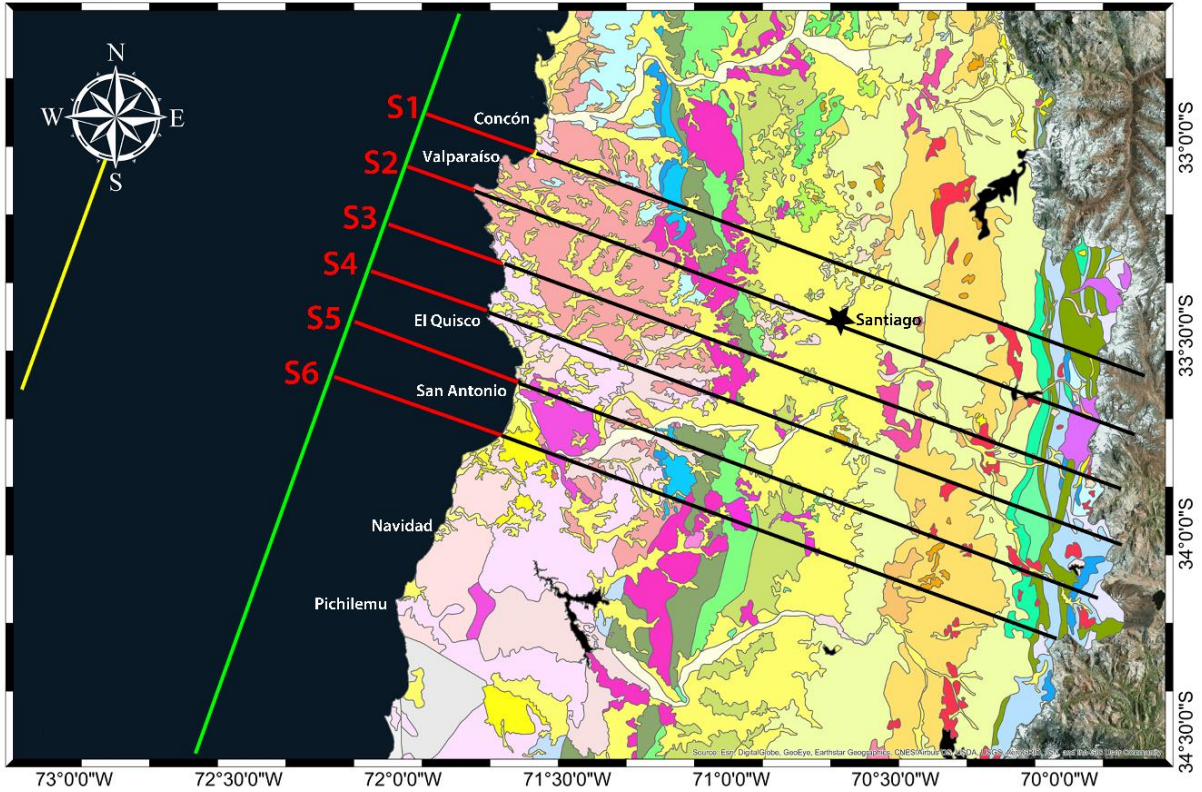


Figura 33: Mapa de ubicación y dirección de los perfiles de dirección perpendicular a la fosa generados. Incluye las unidades geológicas presentes en la zona de estudio (leyenda en Figura 1). La línea amarilla corresponde a la Fosa (N20°E); línea verde corresponde al segmento paralelo a la fosa ubicado a una distancia de 50 km al E de la fosa y corresponde al punto de referencia inicial de los perfiles. La línea roja corresponde al segmento que une la Fosa con el margen chileno, mientras que la línea negra corresponde a la traza continental de los perfiles. S1, S2, S3, S4, S5 y S6 corresponden a las secciones realizadas.

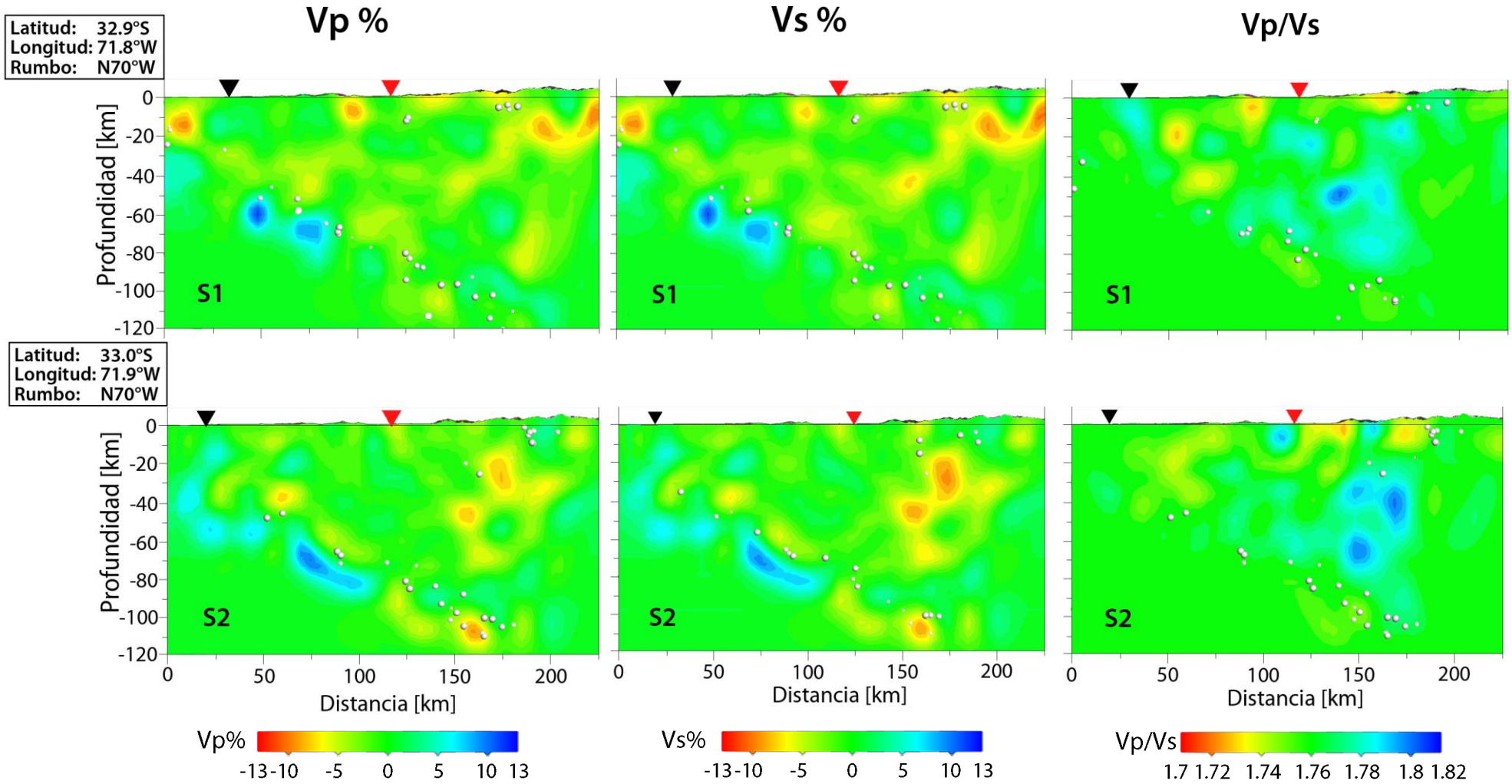


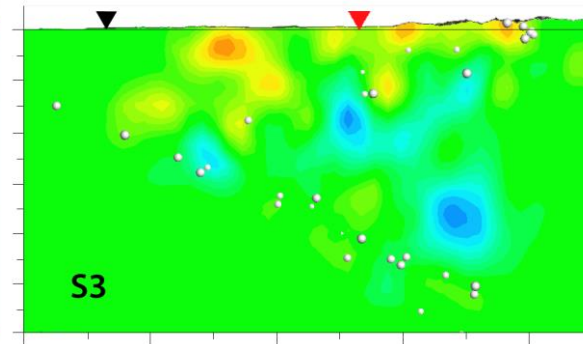
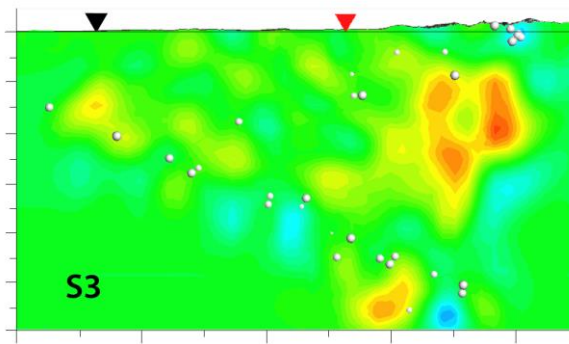
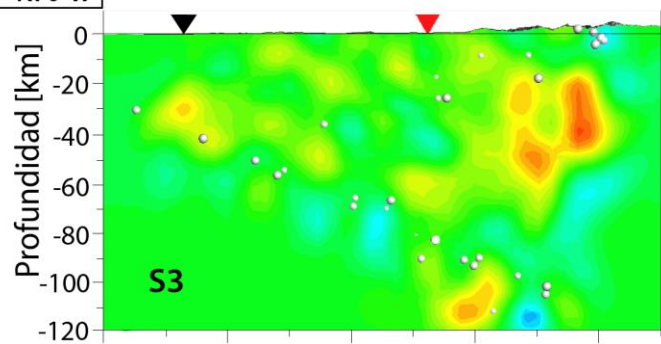
Figura 34: Perfiles de orientación N70°W en los que se muestran las variaciones de los parámetros Vp%, Vs% y Vp/Vs y en círculos blancos los hipocentros. La ubicación del punto de origen y el rumbo de las secciones se muestran en el costado izquierdo de la imagen. Triángulo negro corresponde al margen continental, mientras que el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.

Latitud: 33.1°S
Longitud: 72.0°W
Rumbo: N70°W

Vp %

Vs %

Vp/Vs



Latitud: 33.2°S
Longitud: 72.0°W
Rumbo: N70°W

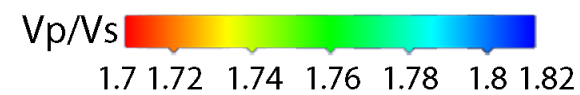
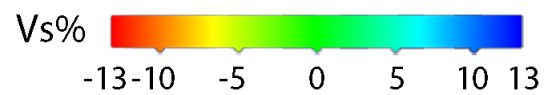
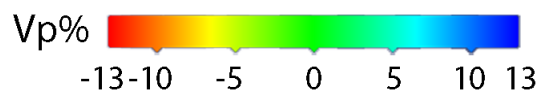
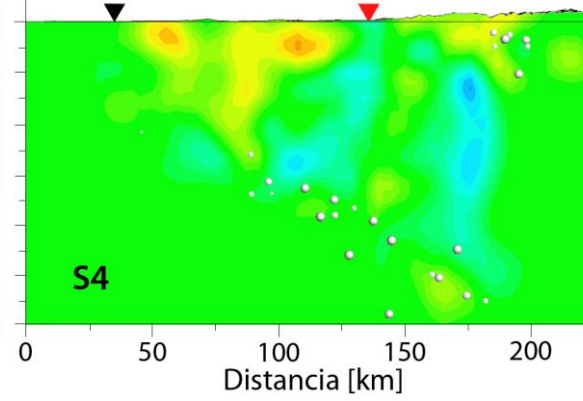
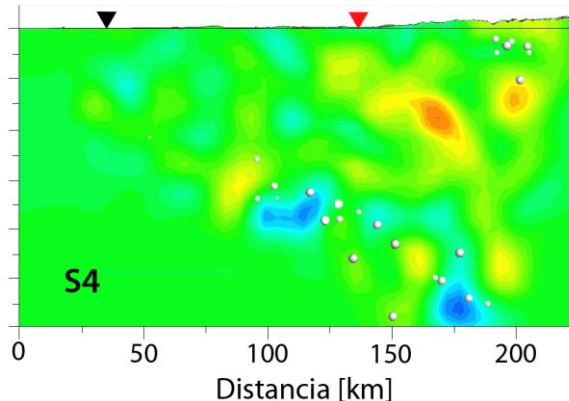
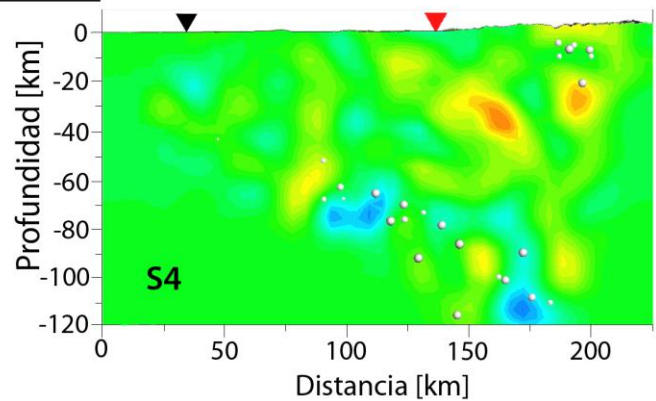


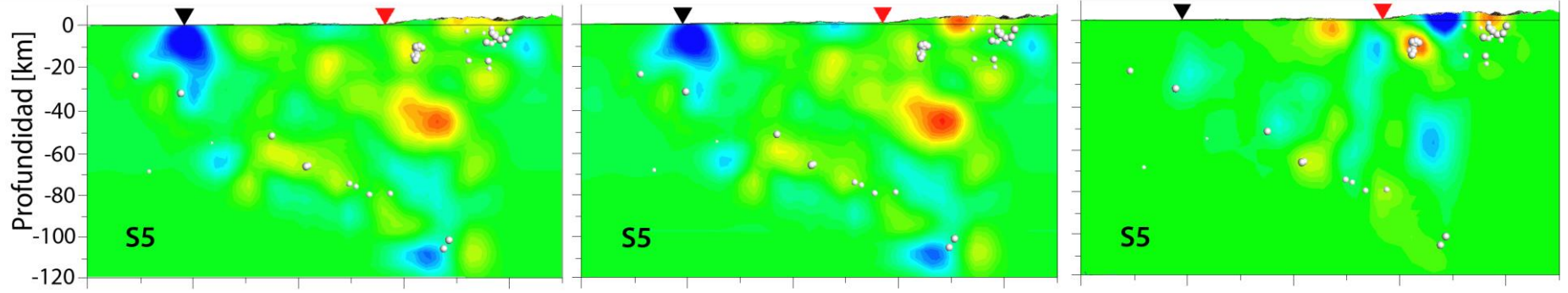
Figura 35: Continuación Figura 34

Latitud: 33.4°S
Longitud: 72.1°W
Rumbo: N70°W

Vp %

Vs %

Vp/Vs



Latitud: 33.5°S
Longitud: 72.2°W
Rumbo: N70°W

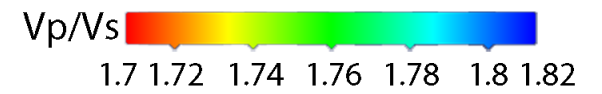
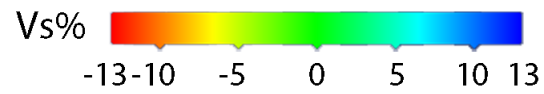
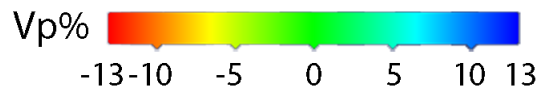
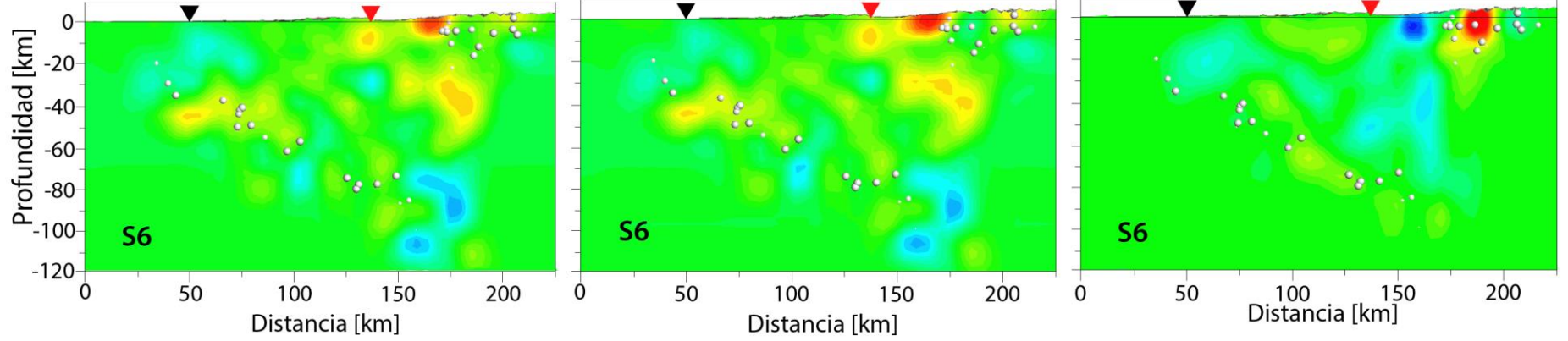


Figura 36: Continuación Figura 35

4.4 Variaciones geométricas y relación con relieve

Luego de observar la geometría de las anomalías de la razón V_p/V_s en las secciones verticales, se realiza un análisis dimensional para observar la variación geométrica de Norte a Sur de la región triangular de bajo V_p/V_s observada.

En la Figura 37 se muestran los valores V_p/V_s de las 6 secciones perpendiculares a la fosa, sin la capa $V_p/V_s=1.76$. De esta manera se observa el dominio Oeste delimitado por líneas negras segmentadas, el triángulo negro en superficie corresponde al margen continental y el triángulo rojo, al límite Este de la Depresión Central. En general el límite Este en superficie de las regiones triangulares coincide con el límite Este de la Depresión Central. Se considera que la región triangular se extiende hacia el Oeste siguiendo la lineación de la sismicidad, la que no coincide con el origen en ninguna de las secciones. Además, se grafica la topografía en línea continua azul que muestran la elevación promedio, obtenida a partir de la integración de perfiles de 30 km de ancho perpendiculares a la traza de cada sección.

De Norte a Sur se observa una variación en la topografía en la Cordillera de la Costa, en el sector Norte (S1 y S2) la elevación promedio es mayor que en las otras secciones, mientras que en la zona central (S2 y S3) se observa cómo la topografía se hace más plana, finalmente en el sector Sur (S4 y S5) se alza nuevamente la topografía y los sectores más elevados se acercan al límite Este de la Depresión Central.

Por otro lado al comparar la relación que existe entre la topografía y la geometría triangular delimitada (Figura 37), se observa que algunos casos (S1, S3 y S6) al proyectar en profundidad los altos topográficos, coinciden con el vértice de la región triangular.

Se observan los valores de profundidad y ancho de la sección triangular, medida desde el origen hasta la proyección en superficie (Tabla 1, Figura 38). En el gráfico se observa que la tendencia de la profundidad es de aproximadamente 60 km y en relación al ancho observado se ve un leve aumento hacia el Sur.

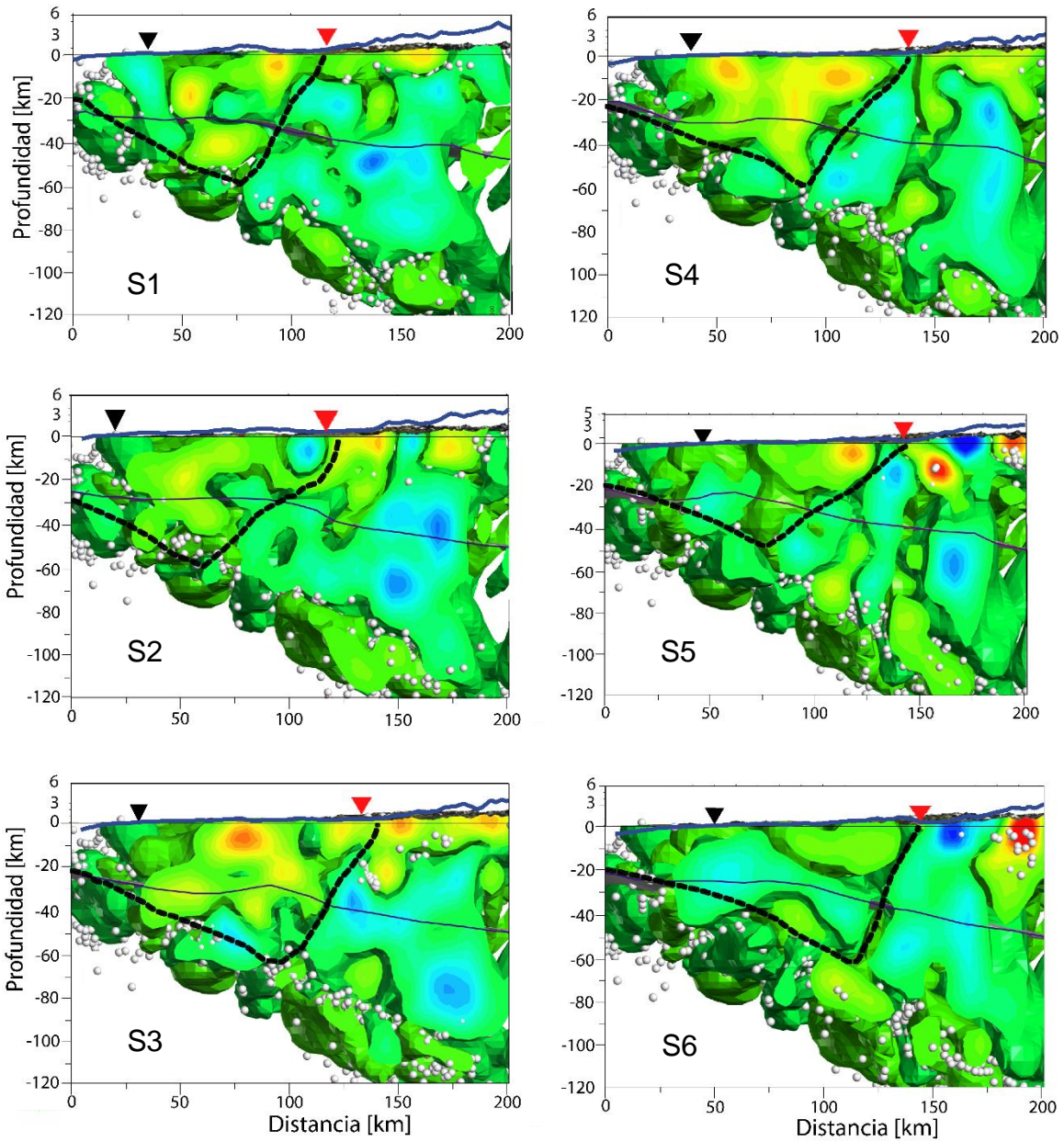
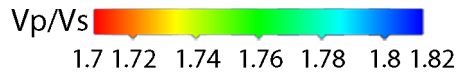


Figura 37: Razón V_p/V_s en las 6 secciones perpendiculares a la fosa, el número de sección se muestra en el extremo inferior izquierdo de cada imagen. Se muestra la variación topográfica según línea que muestra la elevación promedio (línea azul continua). La línea negra segmentada corresponde a los límites de la región triangular de bajo V_p/V_s . La línea violeta corresponde al Moho a partir de los datos de (Tassara et al., 2006). El triángulo negro corresponde al margen continental y el rojo al límite Este de la Depresión Central

Tabla 1: Valores de ancho y profundidad de las regiones triangulares de bajo V_p/V_s para cada sección medidos a partir de la Figura 37.

SECCIÓN	ANCHO [Km]	PROFUNDIDAD [Km]
S1	112	57
S2	118	57
S3	136	62
S4	134	50
S5	140	48
S6	140	61

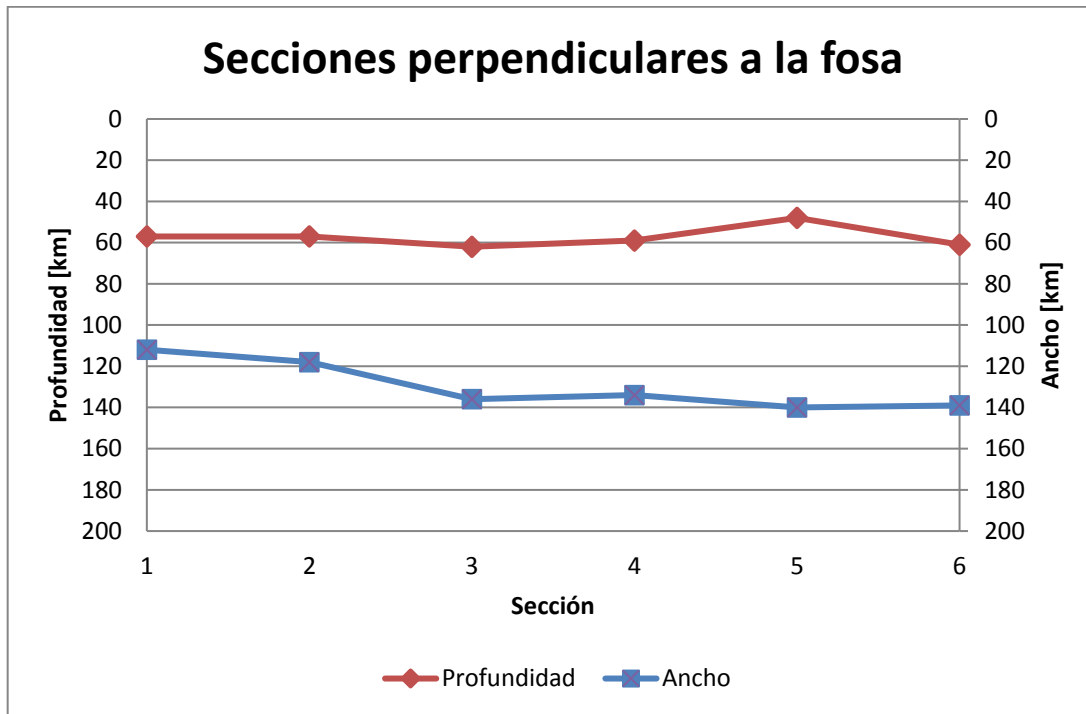


Figura 38: Relación de la profundidad y ancho de cada sección.

5 DISCUSIÓN

A partir de los datos entregados en las secciones anteriores es posible realizar determinaciones en cuatro aspectos relativos a la interpretación de la tomografía sísmica en la Cordillera de la Costa entre los 33°S y 34°S. En términos globales se analizaron los rasgos generales de la tomografía sísmica como una aproximación de primer orden, luego se realizó un análisis de las anomalías que se manifiestan en superficie y un análisis de secciones perpendiculares a la fosa para finalmente, como aproximación de tercer orden se estudió la geometría y dimensiones de los rasgos observados entre estas latitudes.

5.1 Aspectos Generales

Se asume que la tomografía sísmica con la que se trabajó corresponde a una determinación robusta del campo de velocidades de ondas sísmicas, además, se considera un grillado de 5×5 km² que limita la longitud mínima de resolución del sistema.

En la Figura 13 se muestran los campos de velocidades de ondas P y S. En un modelo ideal las velocidades de ondas sísmicas se atenúan al disminuir la profundidad, sin embargo son las diferentes heterogeneidades presentes en el subsuelo las que marcan la presencia de anomalías de velocidades. Se considera los datos de Moho de Tassara et al. (2011) como una referencia para comparar con las capas de velocidades de las ondas P y S. El Moho referencial se presenta como una capa continua que no responde a las heterogeneidades locales por lo que es posible correlacionarlo con cierta capa de velocidad a pesar de que no mantenga con exactitud la misma geometría sino que corresponda a una buena aproximación del modelo de velocidad. Por lo tanto, se considera que las capas $V_p=6.9-7.0$ km/s y $V_s=3.9-4.0$ km/s se correlacionan de manera correcta a la geometría del Moho, ya que hacia el Este coincide con la raíz cordillerana; por lo que se mantiene este nivel de referencia para los análisis posteriores. Por otro lado, la geometría de la parte superior de la placa subductante (Nazca) se aleja hasta 30 km en algunos casos de la lineación de la sismicidad registrada para la confección de la tomografía sísmica, es por esto que no se considera esta capa como referencia y se asocia la placa subductante a la lineación de la sismicidad en términos generales, sin atribuirlo a un sector particular de la placa de Nazca.

Ya considerado el Moho como una capa guía, se observa para el caso de las velocidades V_p y V_s , que sobre el Moho se presenta un modelo continuo donde no se distinguen cuerpos anómalos, a diferencia de lo que ocurre bajo el Moho, donde se comienzan a observar anomalías y regiones irregulares asociados a límites oscilatorios entre las distintas capas. Esto podría relacionarse a que más en profundidad el modelo pierde precisión o que se observa un comportamiento más grueso de las velocidades marcando diferencias claras bajo los 60 km donde comenzaría a dominar un régimen dúctil del manto y que corresponde al límite del contacto sismogénico acoplado.

Las variaciones porcentuales sirven como parámetro para definir zonas o anomalías de alta o baja velocidad asociadas a las ondas P y S. En la Figura 14 se muestran las variaciones porcentuales de ambas ondas, y tal como fue descrito anteriormente el comportamiento de ambos parámetros es similar y solo difiere en la magnitud de ciertas anomalías; esto debido a que en general las variaciones de ambas ondas según las propiedades físico químicas del medio por el cual se propagan son similares, pero en diferentes casos una de las dos ondas aumenta o disminuye en mayor proporción la magnitud de la velocidad. Zonas de baja velocidad se agrupan hacia el sector Este, fuera del área de estudio, bajo la Cordillera Principal; estas regiones de baja velocidad se pueden asociar a la presencia del arco magmático (Volcán San José, Volcán Maipo) lo que podría deberse al aumento de temperatura, a una disminución de la rigidez y por tanto a una disminución en los valores de V_s . El cuerpo anómalo de alta velocidad que se manifiesta en la zona SW del área de estudio, podría corresponder a un cuerpo más rígido en relación a su entorno, que coincide en ubicación con lo que propone Yañez, et al. (1998) acerca de la presencia de un cuerpo rígido asociado a una anomalía magnética (anomalía de Melipilla) en el sector del Río Maipo.

La razón V_p/V_s es un parámetro indicativo de las propiedades mecánicas del medio, en este caso los valores que muestra el modelo 3D no son tan contrastantes (varían entre 1.70 y 1.82) por lo que para realizar análisis más concluyentes se toman casos extremos que podrían reflejar comportamientos anómalos relativos al entorno en el que se encuentran inmersas las anomalías. En el caso de los valores anómalos bajos (Figura 15), reflejan una distribución superficial y dentro de la zona de estudio, una geometría triangular que se extiende en profundidad hasta la lineación de sismicidad interpretada como la placa en subducción. Estas regiones de baja razón V_p/V_s podrían corresponder a zonas más rígidas o frías en relación a su entorno, pero eso se debe analizar más en detalle al comparar con el comportamiento de las variaciones porcentuales. La distribución de los cuerpos de altos valores V_p/V_s y que presenten una geometría triangular que se abre hacia el Este a partir de aproximadamente los 60 km de profundidad podrían significar una región que se asocie al manto hidratado o al arco magmático, donde según trabajos anteriores (Graeber & Asch, 1999) se asocian zonas de altos valores V_p/V_s .

5.2 Cuerpos anómalos superficiales

Al realizar un análisis de las anomalías que se manifiestan en superficie es necesario determinar cuál es la profundidad máxima a la que se podrían mantener ciertos rasgos geológicos superficiales, ya sean estructuras, unidades geológicas plutónicas, secuencias sedimentarias o volcano-sedimentarias. En capítulos anteriores se ha mencionado que el límite de resolución de la tomografía sísmica es de 5 km por lo tanto cualquier cuerpo de dimensiones menores no será percibido por la tomografía; este es el caso de las secuencias sedimentarias ubicadas en la porción oriental de la Cordillera de la Costa y Depresión Central al tener espesores máximos menores a 5 km, no se consideran opciones para asociarlas algún cuerpo anómalo. Por otro lado, se considera una profundidad máxima de 15 a 20 km para asociar las anomalías observadas en la tomografía debido a que más profundo cambian sustancialmente las condiciones de presión y temperatura que favorecerían un grado relevante de metamorfismo, y de esta

manera cambien las propiedades físico químicas de las rocas que se observan en superficie (Peacock, 1993).

En la Figura 18 y Figura 23 se muestran 3 anomalías significativas ubicadas dentro de la zona de estudio, que se manifiestan en superficie y que se consideran dentro de los parámetros de descripción.

La ubicación y las dimensiones de la Anomalía 1 de alto Vs% (Figura 20) coinciden con la presencia de unidades plutónicas triásico-jurásica y paleozoicas. Al observar la Figura 22 presenta valores de Vp/Vs moderados, lo que significa que no existe un gran contraste entre las velocidades de las ondas P y S en este sector. La presencia de cuerpos metamórficos y básicos, podrían sustentar la representación de esta anomalía que se extiende en profundidad hasta el Moho (20 km en este sector).

La Anomalía 2 de bajo Vp/Vs (Figura 25) ocupa parte de la Cordillera de la Costa oriental y la Depresión Central justo a los 33°S. En superficie no se observa alguna coincidencia clara con las unidades geológicas, sin embargo se observa que está delimitada al Este por la Cordillera Principal y al Norte por el término de la Depresión Central. Se muestran dos ejes de máxima elongación y perfiles asociados a cada eje, en ellos se observa el comportamiento de las velocidades de ondas P y S en ambas direcciones y se define como una sola geometría con el mismo comportamiento (Vp/Vs bajo asociado a Vp relativamente menor que Vs) por lo que se correlaciona con un solo cuerpo. Al no presentar una lineación clara que coincida con alguna manifestación geológica superficial, no se atribuye a ninguna unidad en particular sino que se trabaja como una zona de alta densidad de fracturas, que podría corresponder al basamento de la Depresión Central y porción oriental de la Cordillera de la Costa o a cuerpos plutónicos cretácicos que se manifiestan en el entorno.

La Anomalía 3 de bajo Vp/Vs es la de mayores dimensiones y si se observa a grandes rasgos (Figura 29.a) se nota una orientación aproximada NW-SE que coincide con la orientación de las unidades plutónicas paleozoicas y jurásicas presentes en la zona Centro-Norte de la porción occidental de la Cordillera de la Costa (Figura 30), sin embargo no coincide en su total extensión longitudinal con estas unidades, lo que se podría deber a que los valores de la tomografía no son tan extremos y dentro de la misma unidad puede existir una variación en los parámetros físicos que incidan en las velocidades de ondas. Como una primera aproximación, se observan los puntos extremos del cuerpo anómalo según dos ejes de máxima elongación (Figura 30), en el Punto 1 la anomalía tiene un ancho de 15 km aproximadamente que coincide con el ancho que se observa en el mapa geológico de la unidad Jsg; según el mapa geológico la unidad se extiende en la dirección de L1 hacia el SE por 35 km aprox. hasta pasar al dominio de la Cordillera de la Costa oriental, donde se tienen unidades plutónicas Cretácicas orientadas en dirección N-S, esta variación concuerda con lo que se observa en la sección de L1 (Figura 31.a) que se describe como un segundo dominio en la anomalía; esto podría significar que la anomalía que se asocia al punto P1 (bajo Vp/Vs, asociado a valores relativamente más bajos de Vp que de Vs) corresponde a la unidad plutónica Jsg. En el punto 2 coincide en superficie con la Fm. Las Chilcas que tiene un espesor de 3000 m por lo que queda fuera del nivel de resolución de la tomografía; sin embargo en las cercanías del punto 2 se encuentran plutones Cretácicos que intruyen a las secuencias sedimentarias por lo que se podría asociar el dominio anómalo

observado en el punto 2 (V_p/V_s bajo, concordante con valores de V_s relativamente mayores a los de V_p) a estos cuerpos plutónicos de la porción oriental de la Cordillera de la Costa. Otro punto que se asocia a esta anomalía es el punto 3 (Figura 30), tiene 15 km de profundidad y coincide en superficie con unidad plutónica Cpg (Carbonífero-pérmico); el ancho en superficie del cuerpo anómalo concuerda con el ancho de la unidad, la anomalía en este sector presenta valores de V_p/V_s bajos y coincide con valores de V_s relativamente más altos que V_p , lo que se puede explicar por las características mineralógicas de la unidad, ya que corresponde a granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas que presentan minerales hidratados como hornblenda y biotita; por lo que sería posible asociar el punto 3 a la unidad plutónica paleozoica.

Los cuerpos anómalos en algunos casos se asocian a una unidad particular pero no en todos es posible, en general su distribución no coincide en su totalidad con lo que se observa en superficie (dominio oriental de la Cordillera de la Costa con cuerpos plutónicos cretácicos orientados NS y un dominio occidental con la presencia del Batolito Costero compuesto por cuerpos plutónicos orientados en una dirección aproximada NW-SE) esto se puede deber a que en mayor escala la distribución del basamento de la Cordillera de la Costa responde a un control tectónico de mayor relevancia que el emplazamiento de cuerpos plutónicos a través de estructuras en la corteza superior.

5.3 Secciones perpendiculares a la Fosa

Las secciones perpendiculares a la fosa (Figura 34 a Figura 36) se comparan con los modelos a escala cortical propuestos por Farías et al. (2010) y Armijo et al. (2010). Las zonas triangulares descritas en las Secciones Verticales se pueden asociar al bloque rígido occidental con vergencia Este propuesto por Farías et al. (2010), asimismo la línea que marca el límite entre dos dominios de la razón V_p/V_s , que se desprende desde una profundidad aproximada de 60 km, es posible asociarla al segmento profundo de la rampa propuesta en el modelo de Farías. A diferencia de lo que propone Armijo et al. (2010) donde el bloque marginal no presenta similitud con la geometría triangular mostrada en este trabajo.

Es fundamental conocer qué indican las anomalías de las variaciones porcentuales y la razón V_p/V_s para realizar un análisis más profundo acerca de lo observado en las secciones verticales y su posible relación con lo observado en superficie. Las velocidades de ondas sísmicas entregan información de las propiedades físico químicas del medio por el que viajan, en este caso las zonas de alta velocidad que se observan alineadas por debajo de la sismicidad (Figura 34 a Figura 36) se asocian a la placa de Nazca subductante (Bodin, et al, 2015; Graeber & Asch, 1999), por otro lado las zonas donde se presentan aumentos en los valores de V_p/V_s asociados a una disminución de los valores de V_s y V_p que se encuentran por sobre la sismicidad a una profundidad cercana a los 40 km, podría asociarse a manto serpentizado o a zonas de deshidratación de la placa subductante (Carlson, 2003; Kamiya & Kobayashi, 2000; Comte et al., 2016). Zonas con velocidades más bajas que el promedio y valores de razón V_p/V_s relativamente altos, se podrían asociar a la cuña del manto astenosférico (Graeber & Asch, 1999). Esto se grafica en la Figura 39, donde la línea violeta corresponde al Moho (Tassara et al., 2011), la línea negra segmentada corresponde a

los límites de la región triangular y las regiones encerradas en la elipse roja muestran las zonas que podrían corresponder a manto serpentizado o a deshidratación de la placa en subducción. No todas las posibles zonas de serpentización o deshidratación se ubican en un mismo punto referencial en todos los perfiles, esto se podría deber a que la deshidratación de la placa en subducción no es continua en toda la zona de estudio, a que existe una variación latitudinal que controla la deshidratación de la placa en subducción o que no es suficiente la resolución de la tomografía para manifestarse a mayores profundidades.

Además, podría existir una relación entre las características del relieve con la geometría triangular que se observa en profundidad. Zonas de máximo alzamiento coinciden en profundidad, para los casos S1, S3 y S6 con el vértice de la región triangular, que a su vez podría corresponder al límite del contacto sismogénico acoplado y zona de transición de régimen frágil a dúctil. Algunos autores han asociado esta característica a procesos tectónicos que son responsables de alzamiento de relieve (Willet et al., 1993; Roe & Brandon, 2011). Por otro lado, que no se observe esta relación de manera explícita en otros casos (S2, S4 y S5), se podría deber a que la geometría de la región triangular fue definida de manera arbitraria siguiendo ciertas consideraciones, por lo que la posición del vértice en profundidad podría variar.

Ahora bien, la siguiente duda es ¿a qué corresponde esta geometría triangular o bloque occidental? Ya se ha mencionado que está compuesto por diversas unidades plutónicas y metamórficas que se orientan en una dirección y tienen un control tectónico que sería el responsable de su distribución, además que el vértice de la región triangular esté a los 60 km de profundidad que corresponde al fin del contacto sismogénico acoplado y que las características topográficas tengan una relación directa con lo que ocurre en profundidad podría indicar la presencia de una cuña continental. Trabajos anteriores han asociado la teoría de cuñas de Coulomb no cohesiva a una cuña continental (Dahlen, et al, 1989; Davis, et al., 1983; Willett, 1999). En el caso del margen chileno ha sido estudiado utilizando este modelo para la zona ubicada entre el frente de deformación y el margen continental (Maksymowicz, 2015). Sin embargo diversos autores han extendido el modelo de cuña continental hacia el continente (Batt & Brandon, 2004; Brandon et al., 1998; Roe & Brandon, 2011); además existen estudios numéricos y modelos análogos que muestran que es posible asociar una geometría triangular en un margen convergente a un modelo de cuñas continentales basado en el criterio de fallamiento de Coulomb (Fuller, Willett, & Brandon, 2006; Konstantinovskaya & Malavieille, 2011). Ejemplos de cuñas continentales son el caso de Cascadia (Batt & Brandon, 2004; Brandon, et al, 1998), Canadá (activo durante Jurásico tardío-Cretácico), Taiwan (Suppe, 1981; 1987), Barbados (Westbrook, 1982), Himalayas (Dahlen, 1990), los Alpes (Escher, 1997). En todos estos casos se presenta la geometría triangular asociada a una cuña continental, a pesar de que no todos sean aplicados en un margen convergente del tipo chileno, se considera posible ya que las soluciones de la teoría de Cuñas de Coulomb no cohesivas es aplicable a todos los márgenes convergentes (Maksymowicz, 2015), por lo tanto se plantea como aproximación de segundo orden que la geometría triangular descrita en el capítulo DISCUSIÓN corresponde a una geometría de cuña continental.

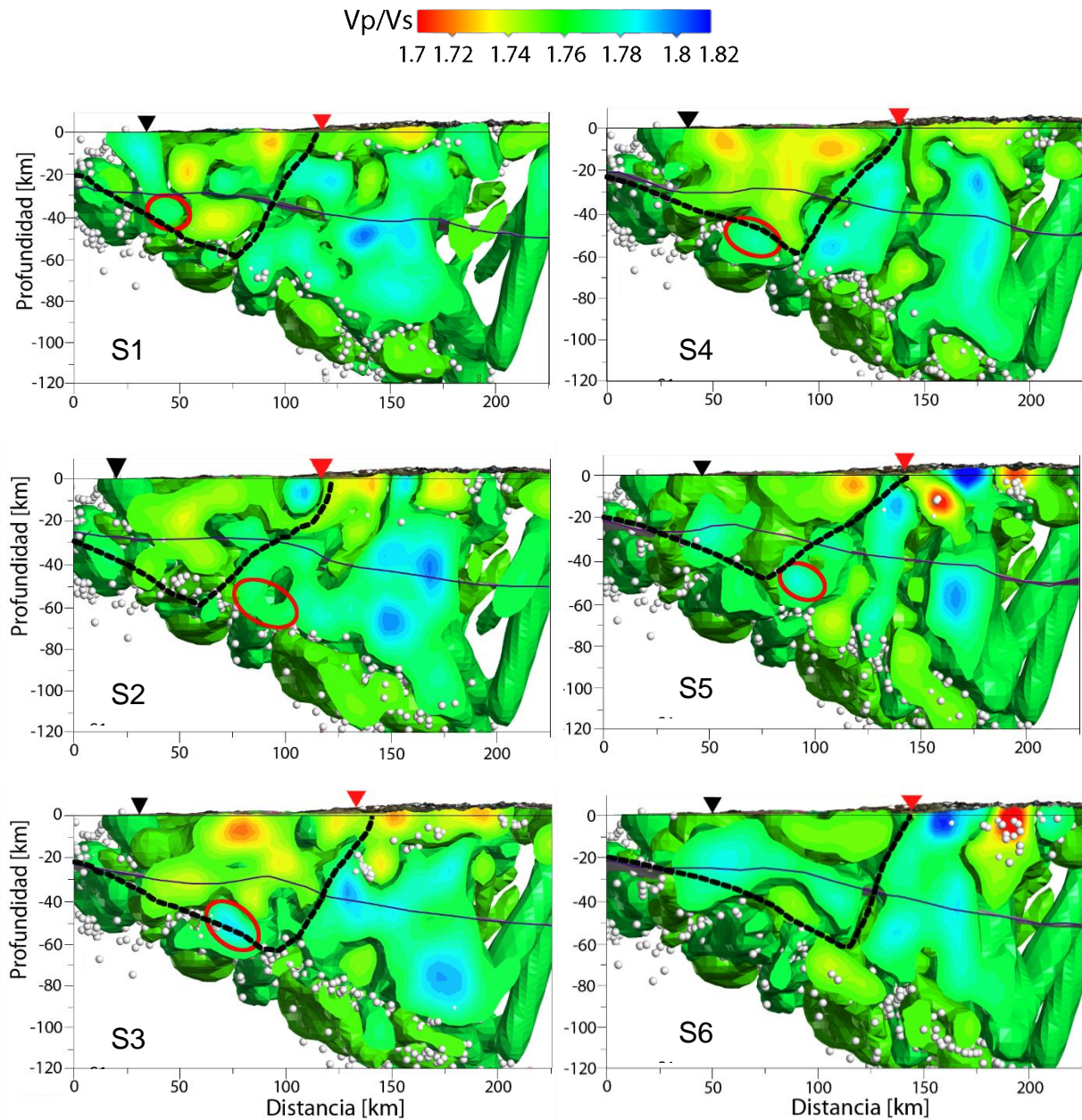


Figura39: Razón V_p/V_s obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, sin la capa $V_p/V_s=1.76$. El triángulo negro representa el margen continental, el triángulo rojo representa el límite Este de la Depresión Central. La línea negra segmentada corresponde a los límites de la cuña continental; la elipse rojas corresponde a regiones de posible serpentización del manto o deshidratación de la placa en subducción; los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada en la zona; la línea violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). El número de la sección se encuentra en el extremo inferior izquierdo de cada figura y la escala de colores de valores de V_p/V_s en la parte superior.

5.4 Cuña Continental

El comportamiento mecánico que controla la deformación en un margen convergente está relacionado directamente con la topografía (Roe & Brandon, 2011). Cuando bajo la cuña continental se encuentra un dominio dúctil, en superficie se presenta un *plateau* continental (Williams, Connors, Dahlen, Price, & Suppe, 1994).

Diversos estudios han destacado la importancia de la mecánica de cuñas continentales en procesos de alzamiento de relieve (Willett, 1999; Escher, 1997; K. a Brandon et al., 1998; Batt & Brandon, 2004), caracterizando el factor climático como un factor fundamental en relación al modelamiento del relieve; en ausencia de este factor se tendría una cuña asimétrica con pro-cuña y la retro-cuña totalmente visibles. En la Figura 40 se observa que el relieve (línea azul continua) no es continuo, lo que se puede deber a un factor climático, considerando que al Sur de los 33°S comienzan a aumentar las tasas de precipitación anual.

El leve aumento en el ancho de la cuña hacia el Sur, es posible que se deba a que el origen está desplazado hacia el Oeste según el rumbo de Fosa' (segmento paralelo a la fosa ubicado 50 km al Este de dirección N20°E) y no a un control tectónico relevante para este caso.

La variación de Norte a Sur del relieve de la Cordillera de la Costa se podría asociar con el cambio en el desarrollo de una cuña continental que se relacionaría a su vez a una variación en parámetros que controlan la geometría de esta, como es la fricción basal efectiva, la razón de presión de fluidos, o las características mecánicas de la parte inferior de la cuña (Davis et al., 1983; Dahlen & Barr, 1989; Davis et al., 1983; Willet et al. 1995; Maksymowicz, 2015). En relación a las características mecánicas, las zonas planas coinciden en profundidad con una región descrita como una posible zona de serpentización o de deshidratación de la placa subductante, lo que podría asociarse a una región de manto más blanda (serpentininas) o dúctil promoviendo de esta manera la generación de un *plateau*.

Reacciones metamórficas pueden ocurrir en la parte superior de la placa en subducción y liberar un porcentaje de H₂O que podrían influir en las condiciones de presión de fluidos, por lo tanto en la fricción basal efectiva y en las características geométricas de la cuña continental. La profundidad a la que ocurra la deshidratación de la placa está directamente relacionada con el porcentaje de agua contenido en esta, la tasa de convergencia y el esfuerzo de cizalle; a mayor porcentaje de agua, menor será la profundidad a la que ocurrirá la deshidratación. Se asume que el porcentaje de hidratación de la corteza oceánica es de 1-2 % en peso de H₂O, por lo que el proceso de deshidratación no comenzará hasta que se llegue a la facies anfíbolita o eclogita, siendo la transición más importante la de facies esquistos azules a eclogita, ya que por medio de la ruptura de los enlaces de Lawsonita, Glaucofano o Clorita, se liberan grandes cantidades de H₂O que podrían generar las condiciones para que ocurra incluso fusión parcial (Peacock, 1993). Peacock (1993) muestra las posibles reacciones metamórficas que se pueden presentar en la parte superior de la placa en subducción ante ciertas configuraciones de velocidad de subducción y esfuerzos de cizalle.

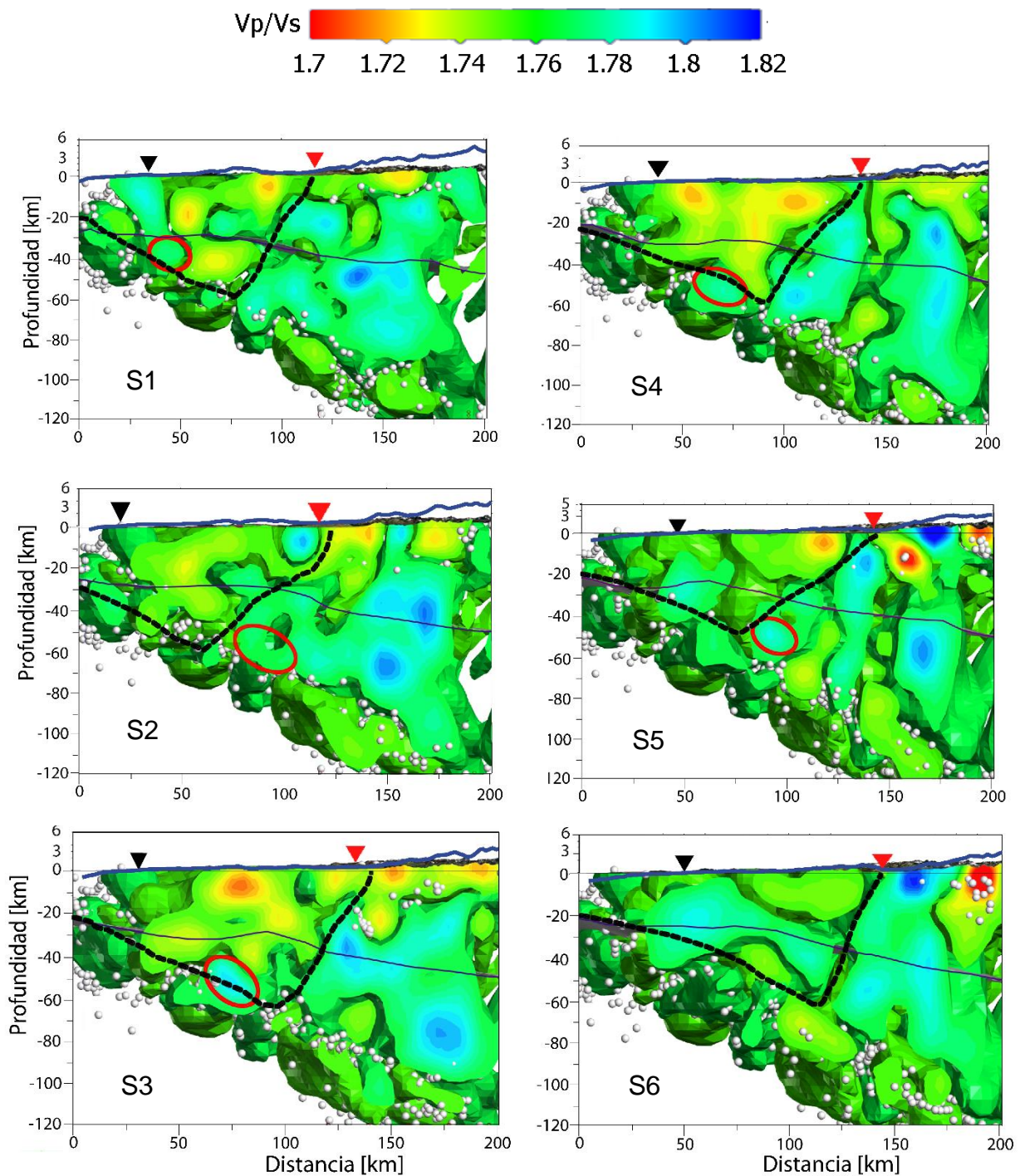


Figura 40: Razón V_p/V_s obtenidos a partir del modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas, sin la capa $V_p/V_s=1.76$. El triángulo invertido negro representa el margen continental, el triángulo invertido rojo representa el límite Este de la Depresión Central. La línea negra segmentada corresponde a los límites de la cuña continental; la elipse roja corresponde a regiones de posible serpentinización del manto o deshidratación de la placa en subducción; los círculos blancos corresponden a los hipocentros de la sismicidad registrada en la zona; la línea roja a la lineación de la sismicidad; la línea violeta al Moho graficado a partir de los datos de Tassara et al. (2011). La línea azul continua corresponde a la elevación promedio. El número de la sección se encuentra en el extremo inferior izquierdo de cada figura y la escala de colores de valores de V_p/V_s en la parte superior.

Las posibles zonas hidratadas o serpentinizadas observadas en la tomografía, no presentan valores tan extremos de V_p/V_s , lo que se podría deber a la disminución de la resolución de la tomografía en profundidad o a que el porcentaje de hidratación no es tan elevado como se esperaría si ocurriera la transición de facies esquistos azules a eclogita; en este último caso podría no tener una influencia tan importante en la configuración del relieve superficial.

Según lo planteado por Peacock (1993), las profundidades de deshidratación estimadas y características del relieve observadas, es posible definir tres sectores donde la cuña continental presenta distintas características. De esta manera se define que la zona Norte corresponde a una región de cizalle medio, donde la deshidratación es leve y ocurre entre 35 y 45 km de profundidad, presentando una geometría de cuña continental clara con pro y retro-cuña (Figura 41); la zona central se asocia a un esfuerzo de cizalle alto, donde la deshidratación ocurriría entre 40 y 55 km de profundidad y la cuña continental estaría caracterizada por la presencia de un peneplano ligado a procesos de deshidratación profunda (Figura 42); finalmente el sector Sur se asocia a un cizalle alto, donde la deshidratación ocurre desde los 40 a 45 km de profundidad y mantiene una geometría de cuña con una pro y retro-cuña definida (Figura 43).

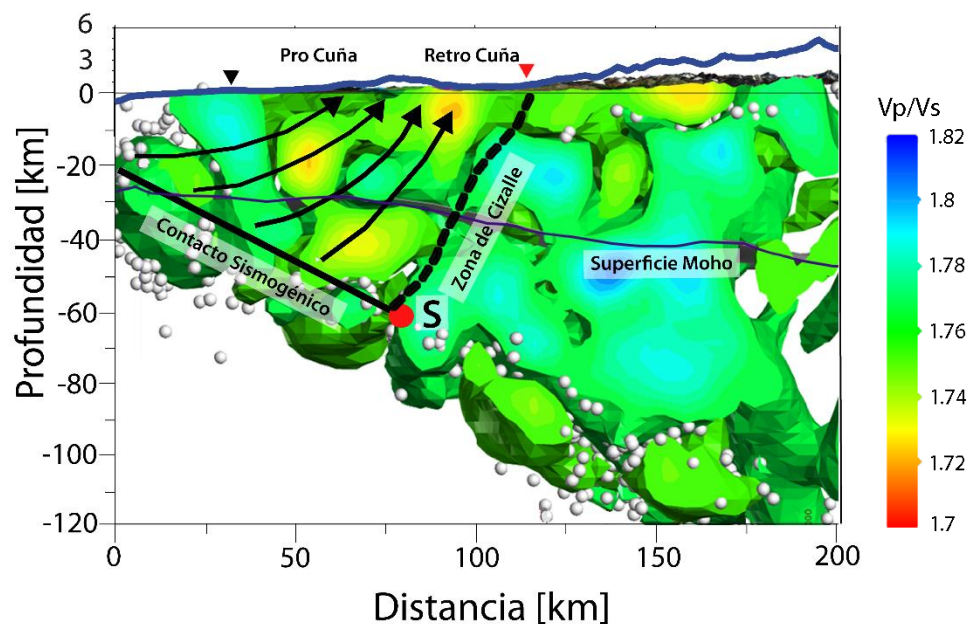


Figura 41: Modelo de cuña continental para el sector Norte. Se muestran los valores de V_p/V_s , la línea negra continua representa el contacto sismogénico acoplado, la línea negra segmentada corresponde al límite Este de la cuña, la elipse roja a la zona de deshidratación, la línea azul a elevación promedio, flechas negras a las direcciones de flujo de la cuña, el triángulo negro al margen continental y el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.

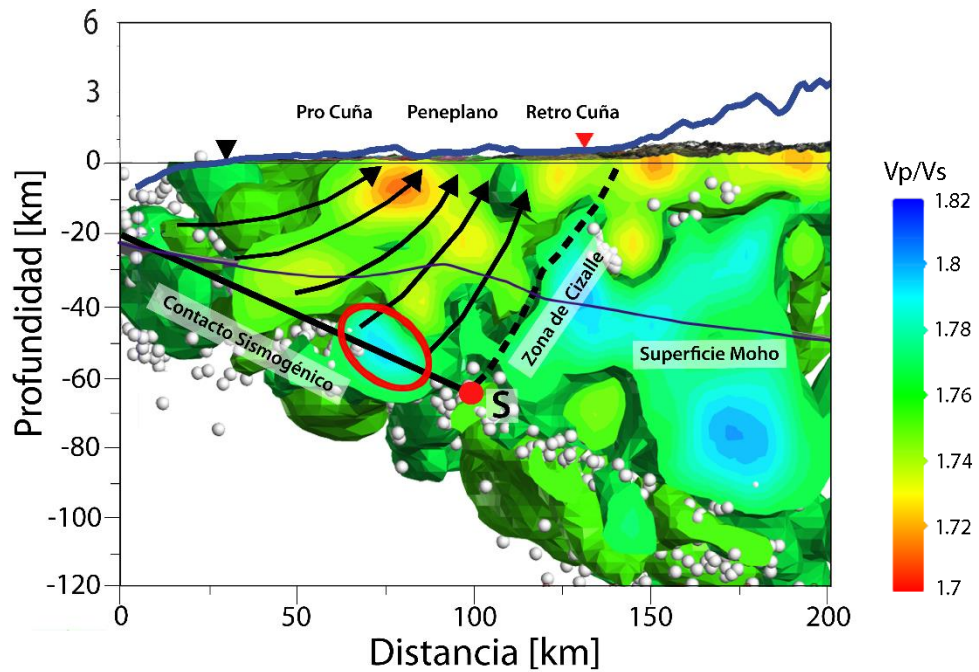


Figura 42: Modelo de cuña continental para el sector centro. Se muestran los valores de V_p/V_s , la línea negra continua representa el contacto sísmogénico acoplado, la línea negra segmentada corresponde al límite Este de la cuña, la elipse roja a la zona de deshidratación, la línea azul a elevación promedio, flechas negras a las direcciones de flujo de la cuña, el triángulo negro al margen continental y el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.

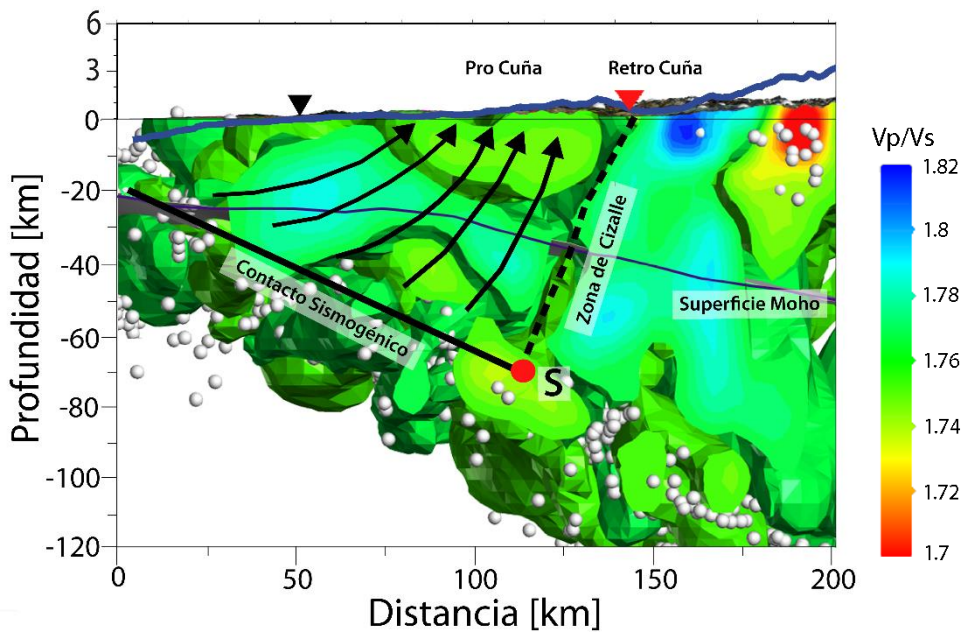


Figura 43: Modelo de cuña continental para el sector Sur. Se muestran los valores de V_p/V_s , la línea negra continua representa el contacto sísmogénico acoplado, la línea negra segmentada corresponde al límite Este de la cuña, la elipse roja a la zona de deshidratación, la línea azul a elevación promedio, flechas negras a las direcciones de flujo de la cuña, el triángulo negro al margen continental y el triángulo rojo al límite Este de la Depresión Central.

6 CONCLUSIÓN

El estudio interpretativo realizado a partir de un modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas permite generar una idea a gran escala de los procesos tectónicos involucrados en la configuración de la Cordillera de la Costa, considerando que pierde resolución a medida que se incrementa en profundidad, las interpretaciones son estimativas y no es posible considerarlas con un gran nivel de detalle.

La Cordillera de la Costa entre los 33°S y 34°S corresponde principalmente a cuerpos plutónicos que forman parte del Batolito Costero en zonas superficiales y a un basamento deformado en zonas profundas. La distribución de estos cuerpos en el espacio 3D se correlaciona de buena manera con algunos rasgos superficiales, que permiten etiquetarlos como cuerpos plutónicos, pero la visión global de su distribución indica que está controlada por procesos tectónicos de primer orden.

El basamento de la Cordillera de la Costa responde a una configuración tectónica de Cuña Continental que se relaciona con el modelo planteado por (Farías et al., 2010), donde esta geometría de cuña corresponde al bloque occidental de vergencia Este y el límite de la cuña corresponde a la rampa en profundidad que mantee hacia el Oeste. Esto permite sustentar la idea de que exista una dirección de flujo hacia el Este que sea responsable de la formación de la cuña, cuyo dominio termina al Este de la Depresión Central.

Existe una variación en la Cuña Continental de Norte a Sur, identificándose tres sectores, uno donde se presenta una geometría de cuña con una pro y retro-cuña; el sector centro, que además de una pro y retro-cuña, presenta un peneplano y el sector Sur que vuelve a presentar una pro y retro-cuña, pero esta vez ubicados casi al límite de la Depresión Central. La geometría de Cuña Continental asociada a una pro y retro-cuña, coincide con la geometría de homoclinal donde la retro-cuña corresponde a las secuencias estratificadas jurásicas-cretácicas que se encuentran en la porción oriental de la Cordillera de la Costa. Los sectores planos observados en el relieve costero, en la región central, podrían responder a variaciones mecánicas profundas asociadas a reacciones metamórficas ocurridas en la placa en subducción que liberan H₂O generando cambios en las propiedades físico químicas de las rocas y de su comportamiento mecánico que tiene una directa influencia en lo que se observa en superficie.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M., & Beck, S. (2009). Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1–2), 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.03.015>
- Armijo, R., Rauld, R. R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). Reply to the comment by R. A. Astini and F. M. Dávila on “the West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile.” *Tectonics*, 29(4), 1–34. <https://doi.org/10.1029/2010TC002692>
- Barr, T. D., & Dahlen, F. A. (1989). Brittle frictional Mountain Building 2. Thermal Structure and Heat Budget. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4), 3923–3947. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03923>
- Batt, G. E., & Brandon, M. T. (2004). Tectonic synthesis of the Olympic Mountains segment of the Cascadia wedge, using two-dimensional thermal and kinematic modeling thermochronological ages. *Journal of Geophysical Research*, 106(January), 26,731–26,746.
- Bodin, T., Capdeville, Y., Romanowicz, B., & Montagner, J. P. (2015). Interpreting radial anisotropy in global and regional tomographic models. *The Earth's Heterogeneous Mantle: A Geophysical, Geodynamical, and Geochemical Perspective*, 105–144. https://doi.org/10.1007/978-3-319-15627-9_4
- Brandon, K., Roden-Tice, T. M., & Garver, J. I. (1998). Late Ceneozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 985–1009. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2)
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), 17503. <https://doi.org/10.1029/92JB00493>
- Carlson, R. L. (2003). Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in partially serpentinized peridotites. *Geophysical Research Letters*, 30(5), 12–15. <https://doi.org/10.1029/2002GL016600>
- Carter, W., & Aguirre, L. (1965). Structural Geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 651–664.
- Clift, P., & Vannucchi, P. (2004). Controls on Tectonic Accretion Versus Erosion in Subduction Zones: Implications for the Origin and Recycling of the Continental Crust. *Review of Geophysics*, 1–31. <https://doi.org/10.1029/2003RG000127>

- Cloos, M., & Shreve, R. L. (1996). Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones. *Geology*, *24*(2), 107–110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0107:SZTATS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0107:SZTATS>2.3.CO;2)
- Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., & Peyrat, S. (2016). Three-dimensional elastic wave speeds in the northern Chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Journal International*, *207*(2), 1080–1105. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw318>
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Suárez, G. (1986). The 1985 Central Chile Earthquake: A Repeat of Previous Great Earthquakes in the Region? *Science*, *233*(4765) (Jul. 25, 1986), 449–453. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/1697810>
- Dahlen, F. A. (1984). Noncohesive Critical Coulomb Wedges: an Exact Solution. *Journal of Geophysical Research*, *89*(B12), 10125–10133. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10125>
- Dahlen, F. A. (1990). Critical Taper Model of Fold and Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Earth and Planetary Science*, *18*, 55–99.
- Dahlen, F. A., & Barr, T. D. (1989). Brittle Frictional Mountain Building. Deformation and Mechanical Energy Budget. *Journal of Geophysical Research*, *94*(NO B4), 3906–3922.
- Davidson, J., & Vicente, J.-C. (1973). Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina)(Cordillera Principal 35° a 35°15' latitud sur). In *In Actas V Congreso Geológico Argentino Tomo V* (pp. 11–15).
- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of Fold and Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research*, *88*(B2), 1153–1172.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effects of recent revision to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motion. *Geophysical Research Letters*, *21*(20), 2191–2194.
- Escher, A. (1997). Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, *19*(7), 995–974.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, *29*(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, *30*(6), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011TC002888>

- Flueh, E. R., Vidal, N., Ranero, C. R., Hojka, A., von Huene, R., Bialas, J., Zelt, C. (1998). Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaíso, Chile. *Tectonophysics*, 288(1–4), 251–263. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00299-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00299-0)
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2005). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°). *Asociación Geológica Argentina, Publicación*, 48–55.
- Fuller, C. W., Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2006). Formation of forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes. *Geology*, 34(2), 65–68. <https://doi.org/10.1130/G21828.1>
- Gana, P., Wall, R., & Gutiérrez, A. (1996). Mapa Geológico del Área de Valparaíso-Curacaví. Regiones de Valparaíso y Metropolitana. In *Mapa Geológico* (pp. 1–19).
- Giambiagi, L., Tassara, a., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., Pagano, S. D. (2014). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyan transect (33 40'S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63–82. <https://doi.org/10.1144/SP399.14>
- Graeber, F. M., & Asch, G. (1999). Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B9), 20237–20256. <https://doi.org/10.1029/1999JB900037>
- Gutscher, M. A. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 3–10. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00002-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00002-0)
- Hu, J., Liu, L., Hermsillo, A., & Zhou, Q. (2016). Simulation of late Cenozoic South American flat-slab subduction using geodynamic models with data assimilation. *Earth and Planetary Science Letters*, 438, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.01.011>
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341–361.
- Kamiya, S., & Kobayashi, Y. (2000). Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophysical Research Letters*, 27(6), 819–822. <https://doi.org/10.1029/2000GL000061>
- Konstantinovskaya, E., & Malavieille, J. (2011). Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophysics*, 502(3–4), 336–350. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.01.020>

- Lallernand, S. E., Schntirle, P., & Malavieille, J. (1994). Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 99(June 10), 12033–12,055.
- Laursen, J., Scholl, D. W., & von Huene, R. (2002). Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 2, 1038–1055.
- Maksymowicz, A. (2014). *Physical characterization of the processes of accretion and tectonic erosion at the Chilean continental wedge*. Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>
- Manea, V. C., Marta, P. G., & Manea, M. (2012). Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*, 40(1), 35–38. <https://doi.org/10.1130/G32543.1>
- Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook. Climate Change 2013 - The Physical Science Basis* (Vol. 1). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626753>
- Medvedev, S. (2002). Mechanics of viscous wedges: Modeling by analytical and numerical approaches. *Journal of Geophysical Research*, 107(B6), 2123. <https://doi.org/10.1029/2001JB000145>
- O'Connell, R. J., & Budiansky, B. (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *Journal of Geophysical Research*, 79, 5412–5426.
- Peacock, S. M. (1993). The importance of blueschist ??? eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5), 684–694. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105<0684:TIOBED>2.3.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0684:TIOBED>2.3.CO)
- Pilger, R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 793–802. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0793>
- Piracés, R. . (1976). Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*.
- Ranero, C. R., von Huene, R., Weinrebe, W., & Reichert, C. (2006). Tectonic processes along the Chile convergent margin. In *The Andes. Active Subduction Orogeny* (pp. 91–121). https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_5
- Roe, G. H., & Brandon, M. T. (2011). Critical form and feedbacks in mountain-belt dynamics: Role of rheology as a tectonic governor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(2), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2009JB006571>

- Suarez, G., Comte, D. (1993). Comment on "Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone" by Tichelaar and L. R. Ruff. *Journal of Geophysical Research*, 98, 15.825-15.828.
- Suppe, J. (1981). Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*.
- Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(9), 1–26. <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>
- Thomas, H. (1958). Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga. In *Santiago: Instituto de Investigaciones Geológicas* (p. 86).
- Tichelaar, B. W., & Ruff, L. J. (1991). Seismic coupling along the Chilean Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research*, 96(B7), 11997. <https://doi.org/10.1029/91JB00200>
- Toksöz, M. N. (1976). Velocities of Seismic Waves in Porous Rocks. *Geophysics*, 41(4), 621. <https://doi.org/10.1190/1.1440639>
- Underwood, M. B., & Moore, G. (1995). Trenches and trench-slope basins. In C. Busby, & R. Ingersoll. *Tectonics of Sedimentary Basins*, 179–219.
- Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., & Jamieson, R. A. (2003). Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: Insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophysical Journal International*, 153(1), 27–51. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01861.x>
- Vergara, M., & Nystrom, J. O. (1996). Geochemical features of Lower Cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, Central Chile (31-34°S). *Revista Geológica de Chile*, 23(1), 97–106.
- Vigny, C., Rudolff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175, 86–95.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J. C., Métois, M., Madariaga, S., Kendrick, E. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 332 (6036) (April 28), 1417–1421. <https://doi.org/10.1126/science.1204132>
- Wang, L., Shum, C. K., Simons, F. J., Tassara, A., Erkan, K., Jekeli, C., Yuan, D. N. (2012). Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile, earthquake quantified by the inversion of GRACE observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 335, 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.044>

- Wang, Z., & Nur, A. (1989). Effect of temperature on wave velocities in sandstones and sands with heavy hydrocarbons. *Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks*, 188–194.
- Westbrook, G. I. K. (1982). The Barbados Ridge Complex: tectonics of a mature forearc system. *Geological Society, London, Special Publications*, 10(Saunders 1979), 275–290. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.18>
- Willet, S., Beaumont, C., & Fullsack, P. (1993). Mechanical model for tectonics of double vergent compressional orogens. *Geology*, 21(April), 371–374.
- Willet, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(DECEMBER 1999), 28957. <https://doi.org/10.1029/1999JB900248>
- Williams, C. A., Connors, C., Dahlen, F. A., Price, E. J., & Suppe, J. (1994). Effect of the brittle-ductile transition on the topography of compressive mountain belts on Earth and Venus. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10), 19,947-19,974.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23–38. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00004-4)
- Yáñez, G., Gana, P., & Fernández, R. (1998). Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Revista Geológica de Chile*, 25(2), 716–208. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02081998000200005>