



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

ESTRUCTURA Y FLEXURA DE LA DORSAL DE NAZCA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

VALERIA ANDREA CORTÉS RIVAS

PROFESOR GUÍA:  
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA  
DANIEL DÍAZ ALVARADO  
PAULA MANRÍQUEZ REVECO

SANTIAGO DE CHILE  
AGOSTO 2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: VALERIA ANDREA CORTÉS RIVAS  
FECHA: AGOSTO 2019  
PROF. GUÍA: EDUARDO CONTRERAS REYES

## ESTRUCTURA Y FLEXURA DE LA DORSAL DE NAZCA

La Dorsal asísmica de Nazca es una extensa cadena volcánica producida por un punto caliente. Tiene más de 1000 km de largo y  $\sim 200$  km de ancho. Se ubica en la placa oceánica de Nazca, con una orientación  $\sim N42^\circ E$ . Fue formada por la pluma de Rapanui/Isla Salas y Gómez, cerca del centro de expansión Pacífico-Farallón/Nazca, en el Cenozoico temprano. La subducción y colisión de esta dorsal modifica la geodinámica y tectónica del antearco peruano y erosiona material de la placa cabalgante, la Sudamericana. Por lo tanto, es crucial estudiar su estructura y composición.

Se utilizó sísmica de ángulo de gran apertura, con datos de refracción y reflexión, para obtener un perfil 2D de velocidad de onda P en profundidad, de  $\sim 177$  km de largo. Este perfil se extendió 200 km en cada dirección para modelar la anomalía de gravedad de aire libre y estudiar la estructura de densidades. Usando un modelo elástico flexural, se estimó el espesor elástico. El resultado de la inversión sísmica muestra una corteza anómalamente gruesa de  $\sim 17$  km bajo la dorsal y, el modelo gravimétrico, muestra una corteza oceánica adyacente de 7 km. La Dorsal de Nazca posee un  $T_e < 5$  km y la mayoría del material incorporado a la corteza se depositó en la capa inferior, presentando velocidades que llegan a un máximo de 7,5 km/s. Por lo tanto, la dorsal posee una raíz cortical flotante, localmente compensada. También se observó que la zona de fractura Independencia — que subducta en la fosa a  $\sim 15^\circ S$  — cruza el perfil y prácticamente no tiene influencia ni en la batimetría ni en la estructura sísmica. Esto sugiere que el magmatismo del punto caliente fue capaz ocultar su expresión en estos aspectos.





*Para la Yoji y el Nono.*



# Agradecimientos

Primero que todo me gustaría mencionar a las organizaciones que con su financiamiento hicieron posible este estudio. Muchas gracias a la beca de magíster del proyecto FONDECYT 1170009 y al apoyo del proyecto Anillo de Ciencias y Tecnología, Programa PIA/CONICYT, proyecto ACT172002.

Muchísimas gracias a la Universidad de Chile y a quienes la conforman, por darme mi formación profesional y ser parte de mi crecimiento como persona. Particularmente al departamento de Geofísica, que está conformado por docentes, alumnos y funcionarios de alto nivel en sus áreas y con corazones de oro, razón por la que estoy muy agradecida. Quiero dar gracias especialmente a mi profesor guía Eduardo Contreras Reyes, quien me ha guiado con paciencia y sabiduría, y a mis profesores co-guías Andrei Maksymowicz Jeria, Daniel Díaz Alvarado y Paula Manríquez Reveco, de quienes aprendí mucho gracias a sus comentarios y correcciones. También a Felipe, mi compañero de oficina, por sus correcciones de escritura.

Finalmente no se cómo hacer caber a tantas personas en este corto texto, así que si me apoyaste y estas leyendo esto, tienes que saber que te agradezco en mi corazón. Tengo que mencionar a la Yoyi, al Nono y al resto de mi familia; a todas mis amigas y amigos que hacen de mí un ser humano funcional; a mi Rodolfo, quien me ha enseñado tanto; a Alfredito, la mejor tortuga del mundo, y a los animalitos que posiblemente sufrieron por el impacto de los cañones de aire utilizados para este estudio.



# Tabla de Contenido

<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Marco tectónico . . . . .	3
1.1.1. Estructura y evolución tectónica del Margen Peruano . . . . .	3
1.1.2. Dorsal de Nazca . . . . .	3
1.1.3. Subducción plana ( <i>flatslab</i> ) . . . . .	8
1.1.4. Sismicidad del margen peruano . . . . .	9
1.2. Objetivos . . . . .	12
<b>2. Modelación sísmica</b>	<b>13</b>
2.1. Adquisición y descripción de datos . . . . .	13
2.1.1. Sistema de posicionamiento . . . . .	14
2.1.2. Fuente Sísmica . . . . .	14
2.1.3. OBH . . . . .	15
2.1.4. OBS . . . . .	15
2.2. Procesamiento y análisis de datos . . . . .	18
2.2.1. Picado de las fases de onda . . . . .	18
2.2.2. Tomografía conjunta 2D de refracciones y reflexiones . . . . .	22
2.2.3. Modelo inicial . . . . .	22
2.2.4. Modelación directa . . . . .	23
2.2.5. Método inverso . . . . .	26
2.3. Resultado y discusión . . . . .	33
2.3.1. Comparación entre el método de inversión utilizado por Hampel et al., 2004 y el software de Korenaga . . . . .	35
2.3.2. Densidad de rayos: DWS . . . . .	38
2.3.3. Pruebas de ambigüedad w . . . . .	38
2.3.4. Test de resolución . . . . .	39
2.3.5. Artefactos . . . . .	41
<b>3. Modelación Gravimétrica</b>	<b>44</b>
3.0.1. Ggrad: Modelación directa . . . . .	44
3.0.2. Adquisición y descripción de datos . . . . .	45
3.0.3. Resultados y discusión de la modelación gravimétrica . . . . .	47
<b>4. Modelación flexural</b>	<b>54</b>
4.0.1. Modelo de flexión 2D de una placa elástica . . . . .	54

4.0.2. Resultados y discusión . . . . .	57
<b>5. Discusión y Conclusiones</b>	<b>61</b>
5.1. Descripción de los resultados y comparación con corteza inalterada . . . . .	61
5.1.1. Tomografía sísmica . . . . .	61
5.1.2. Perfil de densidades . . . . .	64
5.2. Formación de la Dorsal de Nazca . . . . .	65
5.2.1. Origen de un punto caliente y sus implicancias . . . . .	65
5.2.2. Consecuencias del espesor elástico y la edad de la litósfera en la formación de la Dorsal de Nazca . . . . .	67
5.2.3. Inferencias de los resultados de la modelación flexural . . . . .	71
5.3. Posibles implicancias de la zona de fractura Independencia . . . . .	75
5.4. Erosión climática y subsidencia de la dorsal . . . . .	78
5.5. Posibles implicancias sismotectónicas . . . . .	80
5.6. Consecuencias ecológicas del experimento . . . . .	80
5.7. Conclusiones . . . . .	82
<b>Bibliografía</b>	<b>83</b>

# Índice de Tablas

3.1. Conversión de velocidades de onda P a densidades de roca de corteza oceánica. Estas relaciones se basan en las utilizadas en el trabajo de Contreras-Reyes <i>et al.</i> [2010] . . . . .	46
4.1. Valores de las densidades utilizadas para la modelación flexural por carga de subsuperficie. $\rho_w$ es la densidad del agua; $\rho_c$ , densidad la cortical; $\rho_f$ , la del material de relleno; $\rho_u$ , la del <i>underplating</i> y $\rho_m$ , del manto superior. En este modelo el valor de la densidad cortical no tiene ninguna influencia pero se incluye por completitud. Los valores de densidad se estimaron como densidades promedio de cada una de las secciones (ver Figura 4.2). . . . .	58



# Índice de Ilustraciones

1.1.	Zona de estudio. En la figura (A) se observan el margen peruano-chileno y las principales estructuras tectónicas. El rectángulo naranja corresponde al área mostrada en el cuadro (C). En (B) se muestra la batimetría con mayor detalle. Se aprecia el perfil 01 con las 9 estaciones, donde los puntos rojos son OBH (Ocean Bottom Hydrophones) y los triángulos amarillos, OBS (Ocean Bottom Seismometers). Finalmente, en (C) se observa la anomalía de gravedad de aire libre y el perfil extendido 200 km en cada dirección. . . . .	4
1.2.	Edad de la corteza oceánica en la zona de estudio. Datos descargados de la página del NOAA, National Centers for Environmental Information [NOAA, s.f.(b)]. En blanco se marcan las curvas de nivel de la batimetría cada 1000 m.	5
1.3.	Reconstrucción cinemática de las dorsales formadas por el punto caliente de Rapanui, Salas y Gómez, y Fundación, desde hace 60 Ma hasta el presente. Muestra los caminos predichos para la dorsal de Nazca (NR) del hotspot Salas y Gomez, la cadena montañosa de Rapanui (ESC) y meseta Tuamotu (ETIP) nacidos en el hotspot Rapanui, y la dorsal de Iquique (IR) y la cadena Fundación (FC), del hotspot Fundación desde el Paleoceno. El margen sudamericano se mueve hacia el oeste, mientras que la ubicación de los hotspot se mantienen estacionaria. [Bello-González <i>et al.</i> , 2018] . . . . .	6
1.4.	(a) Se muestra la posición de la dorsal de Nazca para diferentes momentos en el tiempo y los vectores de desplazamiento. Las líneas grises muestran lo que se presume sería la continuación de la dorsal. (b) En este diagrama se muestra la migración de la dorsal en la fosa y la velocidad de migración. [Hampel, 2002].	7
1.5.	Imagen de Hampel [2002], sismos descargados de la base de datos del servicio geológico de Los Estados Unidos, USGS (United States Geological Survey), desde 1973 hasta el 2002. Los triángulos negros son volcanes activos. Tanto la ausencia de éstos como la distribución de la sismicidad con su profundidad demarcan donde se encuentra la subducción plana. . . . .	8
1.6.	Mapa de la zona de subducción peruana con las estructuras morfológicas importantes y sismicidad histórica. Se aprecia la relación de los largos de ruptura con estas estructuras. Imagen facilitada por Medina [2019]. . . . .	10
1.7.	Sismos de magnitud mayor a 4,5, desde febrero de 1998 hasta febrero de 2018. Datos sacados de USGS, s.f. (United States Geological Survey). . . . .	10
2.1.	El barco avanza a 4 nudos, 120 metros por disparo cada 60 seg. Los círculos son OBS y los triángulos son OBH. . . . .	14
2.2.	Esquema de la configuración de los cañones de aire [Bialas y Kukowski, 2000].	15

2.3.	Los componentes se montan en una tubería de acero, sobre la cual está el cuerpo flotante: una espuma sintética que, al igual que todo lo demás, está calibrada para soportar profundidades de 6000 m (excepto por los cilindros de presión que mantienen los medidores electrónicos). Sobre este cuerpo se colocan el <i>radio beacon</i> , una linterna, una bandera, la cuerda de recuperación y el liberador de hidrófono. El <i>release transponder</i> es un modelo RT661CE hecho por MORS Technology. La comunicación con el instrumento es permitida por el sistema transductor del barco. Para el ancla se usaron pesos de 40 kg y se ponen 2 a 3 metros bajo el instrumento. El sensor es un hidrófono E-2PD de OAS Inc. y el dispositivo grabador es un <i>MBS recorder</i> de SEND GmbH, el que se mantiene en su propio tubo de presión y va puesto bajo el cuerpo flotante, contrario al <i>release transponder</i> . . . . .	16
2.4.	El liberador acústico, los tubos de presión y el hidrófono son idénticos a los del OBH. En este caso el instrumento posee 3 patas, de las que se cuelga el ancla. Los OBH flotan a un metro del fondo marino, pero los OBS se ponen directamente en el suelo. Un vez que el equipo ha descendido hasta el fondo, el sismómetro se coloca a un metro al costado. Los 3 canales son amplificadas dentro del sismómetro y existe un hidrófono estándar grabando en el cuarto canal. . . . .	17
2.5.	Imagen de los tiempos de llegada para los instrumentos 01, 02 y 03. En rojo se observan las llegadas picadas para la fase Pg y en amarillo, para la fase PmP.	19
2.6.	Imagen de los tiempos de llegada para los instrumentos 04, 05 y 06. En rojo se observan las llegadas picadas para la fase Pg y en amarillo, para la fase PmP.	20
2.7.	Imagen de los tiempos de llegada para los instrumentos 07, 08 y 09. En rojo se observan las llegadas picadas para la fase Pg y en amarillo, para la fase PmP.	21
2.8.	Modelo basado en los resultados de Hampel <i>et al.</i> [2004]. . . . .	23
2.9.	Modelo inicial escogido en base a los resultados de Hampel <i>et al.</i> [2004], modificado para evitar artefactos. . . . .	23
2.10.	Resultado del modelo directo con los tiempos de llegada de la onda P para el modelo inicial obtenido del paper de Hampel <i>et al.</i> [2004]. Los puntos rojos representan las llegadas de las ondas refractadas picadas originalmente y los morados, las obtenidas por el modelo directo. Así mismo los puntos azules son las llegadas originales de las ondas reflejadas y los verdes, el resultado del modelo directo. El RMS calculado entre estos datos es de 0,112 s para las refracciones y 0,133 s para las reflexiones. . . . .	25
2.11.	Se muestra las primeras etapas de la inversión, tal que en cada una solamente se utilizaron las llegadas con <i>offset</i> de 10, 15 y 20 km. El valor SV corresponde al $\lambda_v$ , el parámetro de suavizamiento de la velocidad. El valor SD corresponde al $\lambda_d$ , el parámetro de suavizamiento de la profundidad del reflector. El error que se muestra en cada cuadro corresponde al error cuadrático medio (RMS) en segundos. . . . .	31

2.12.	Se muestran la segunda mitad de las etapas que conformaron la inversión. En cada una se utilizaron las llegadas con <i>offset</i> de 30, 60 y 500 km entre la fuente y el receptor. La línea burdeo delimita el reflector en la inversión, que corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić, más conocida como Moho. El valor SV corresponde al $\lambda_v$ , el parámetro de suavizamiento de la velocidad. El valor SD corresponde al $\lambda_d$ , el parámetro de suavizamiento de la profundidad del reflector. El error que se muestra en cada cuadro corresponde al error cuadrático medio (RMS) en segundos. . . . .	32
2.13.	(A) Picks de los tiempos de viaje de onda P de la inversión tomográfica (fases $P_g$ y $P_mP$ ). (B) Resultado de la inversión tomográfica, para el perfil 01. . . .	33
2.14.	Resultado de aplicar el método directo al modelo final obtenido de la inversión sísmica. Los puntos rojos representan las llegadas de las ondas refractadas picadas originalmente y los morados, de las obtenidas con el método directo. Así mismo, los puntos azules son las llegadas originales de las ondas reflejadas y los verdes, el resultado del modelo directo. El RMS calculado entre estos datos fue de 41 ms para las refracciones y 92 ms para las reflexiones. . . . .	34
2.15.	Ejemplo de la parametrización de un modelo de velocidades. Las 5 capas están separadas en 12 bloques trapezoidales. En este ejemplo hay un total de 26 parámetros independientes: 12 nodos de bordes y 14 puntos de velocidades. La distribución de las velocidades $v(x, z)$ se define de forma lineal dentro de cada trapezoide como se muestra en la parte superior a la izquierda. Esta figura fue modificada de las presentes en Zelt y Smith [1992]. . . . .	35
2.16.	Modelo de velocidades de onda P para el perfil SO146-01 de Hampel <i>et al.</i> [2004]. . . . .	37
2.17.	Cobertura de rayos DWS del modelo final. . . . .	38
2.18.	Resultado de efectuar inversión con diferentes pesos: (A) $w = 0,01$ , (B) $w = 1$ y (C) $w = 100$ . Se puede observar que la zona superior tiene poca variación y que cambia principalmente la parte inferior, especialmente a los costados, donde hay menos rayos de refracción y reflexión. La línea burdeo delimita el reflector en la inversión, que corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić. . . . .	40
2.19.	Para el análisis de resolución, se generó un modelo sintético con perturbaciones en las velocidades. En el cuadro (A) se presentan las anomalías de velocidad elípticas que se le adicionaron al modelo, de amplitud $\pm 5\%$ y forma gaussiana. Las líneas de contorno son cada 0,1 km/s. Además se incluyó un error aleatorio de 100 ms a todo el campo de velocidades. Los puntos morados con borde negro muestran la ubicación de los OBH/OBS. En el cuadro (B) observamos lo que se recuperó de las elipses después de 5 iteraciones de la inversión. . . . .	41
2.20.	Ilustración de la difuminación a lo largo del camino de rayos en una tomografía sísmica [Zhou, 2011]. . . . .	42
2.21.	(A) Resultado de la inversión sísmica con los 9 OBH/OBS y, a la izquierda, su cobertura de rayos respectiva. (B) Resultado de la inversión sin el OBS03 ni el OBS07. (C) Resultado de la inversión sin el OBH04 ni el OBH08. (D) Resultado de la inversión sin el OBS07 ni el OBH08. . . . .	43
3.1.	a) Geometría de los prismas utilizados para la discretización del medio. (b) Puntos con la información de la posición y densidad. (c) Configuración de las capas. [Maksymowicz <i>et al.</i> , 2015]. . . . .	45

3.2.	(A) El modelo de densidades obtenido en base a la transformación de las velocidades con las relaciones de conversión de $v_p$ a $\rho$ mostradas en la tabla 3.1. La curva blanca muestra la discontinuidad de Mohorovičić obtenida de la inversión (Figura 2.13) y la curva negra muestra el Moho modificado para ajustar la respuesta gravimétrica. La línea límite de profundidad del manto se fijó a los 100 km. (B) En rojo se tienen los datos observados de anomalía de aire libre y, en morado, la respuesta del modelo de densidades. . . . .	48
3.3.	Se presentan tres modelos de densidades en donde se imponen capas planas para diferentes profundidades de tal forma de evidenciar la influencia de las oscilaciones en las líneas de contorno del modelo final. Los cuadros (B), (C) y (D) muestran los perfiles en donde se preservó las oscilaciones de las capas 2,0, 2,5 y 2,8; sólo 2,0 y 2,8, y ninguna (sin considerar la batimetría y el Moho), respectivamente. En el cuadro (A) se entrega el resultado de la modelación gravimétrica de cada uno: naranja (B), verde (C) y azul (D). La curva roja muestra los datos observados. . . . .	49
3.4.	(A) Modelo final de densidades $\rho(x, z)$ obtenido en base al perfil sísmico y su posterior alargamiento de 200 km por lado. La curva blanca muestra el Moho adquirido de la modelación sísmica y constreñido con gravedad. La línea límite de profundidad del manto se fijó a los 100 km. (B) En rojo se tienen los datos observados de anomalía de aire libre y, en morado, la respuesta del modelo. . . . .	51
3.5.	(A) Modelo ilustrativo de densidades $\rho(x, z)$ obtenido en base al perfil sísmico y su posterior alargamiento de 200 km por lado. En este caso se imponen capas planas en las zonas extendidas. La curva blanca muestra el Moho adquirido de la modelación sísmica y constreñido con gravedad. La línea límite de profundidad del manto se fijó a los 100 km. (B) En rojo se tienen los datos observados de gravedad de aire libre y, en morado, la respuesta del modelo. . . . .	52
3.6.	La modelación con el software Ggrad obliga a trabajar con gradientes, por lo que se pierde la geometría de anomalías locales o <i>sills</i> . En la imagen se observa como se simplificaría una matriz con intrusiones localizadas. . . . .	53
4.1.	Esquema de la geometría que se utilizó para la modelación flexural para el caso de un peso superior completamente sumergido bajo el agua. Se considera la densidad del agua $\rho_w$ , la densidad del relleno y el edificio volcánico $\rho_c$ y la densidad del manto $\rho_m$ . El valor $h(x)$ es la altura de la batimetría medida desde la interfaz superior de la corteza en reposo. . . . .	55
4.2.	Esquema de la geometría que se utilizó para la modelación flexural para el caso de material flotante emplazado debajo de la corteza. Se considera la densidad del agua $\rho_w$ , la densidad del relleno $\rho_f$ , la densidad del material emplazado $\rho_u$ y la densidad del manto astenosférico $\rho_m$ . El valor $m(x)$ es la profundidad del Moho medida desde la interfaz inferior de la corteza en reposo. . . . .	56

4.3.	Usando la batimetría como dato, se supone que la flexión litosférica ocurre producto del material volcánico depositado sobre la corteza. Se tiene en amarillo el resultado de lo que sería la geometría del Moho bajo este supuesto. En azul se observa el Moho obtenido con la inversión sísmica y extendido con el modelamiento gravimétrico. En naranja se tiene el Moho suavizado con una media móvil. Se usó este último para calcular el error de 4,63 km. Se escogió un espesor elástico de 0.0001 km porque es el que alcanza mayores amplitudes. Para la figura se utilizó una densidad cortical $\rho_c = 2750 \text{ kg/m}^3$ . . . . .	57
4.4.	Usando el modelo gravimétrico se tomaron valores promedio aproximados de la densidad de cada una de las secciones necesarias para la modelación flexural. La densidad cortical no tiene influencia en el modelo final. . . . .	58
4.5.	Usando el Moho como dato, se supone que la flexión litosférica ocurre producto de un ensanchamiento inferior de la corteza. Se tiene en amarillo el resultado de lo que sería la batimetría bajo este supuesto. En azul se observa la batimetría en crudo (ver sección 3.0.2) y en naranja, suavizada con una media móvil. El error se calculó con la comparación de esta última con el <i>swell</i> predicho por el modelo flexural. . . . .	59
4.6.	(A) Comparación del modelo flexural con espesores elásticos de 0,1, 5, 15 y 30 km. (B) Comparación con espesores elásticos de 0,1, 3, 4 y 5 km. Se observa que el modelo flexural varía muy poco cuando el espesor elástico bordea los 4 km. También se puede ver que con espesores menores el modelo pasa a incorporar las variaciones de alta frecuencia del Moho como batimetría, lo que repercute en un aumento del error. . . . .	60
5.1.	Estructura de la corteza oceánica inalterada, con datos de corteza del Pacífico. [Houtz y Ewing, 1976; Carlson y Herrick, 1990] . . . . .	62
5.2.	Modelo de velocidades resultante. Las líneas gruesas blancas muestran las isovelocidades que encapsulan el material que se presume es gabro. . . . .	63
5.3.	Modelo de densidad resultante. Se marca en blanco la sección del Moho obtenida con la modelación sísmica. La zona sombreada denota por donde cruzaría la zona de fractura Independencia. . . . .	64
5.4.	Se presenta el modelo final de velocidades superpuesto al de densidades (sin transparencia). Sobre éste se grafican las líneas de contorno de densidad. . .	65
5.5.	Para estudiar la simetría, se colocó una línea negra vertical ubicada en el punto más profundo de la dorsal. Con respecto a este eje, se refleja el Moho que se encuentra en el lado sureste para compararlo con el que está en el noroeste. Se observa que el lado izquierdo es más grueso con un ensanchamiento es más localizado. . . . .	66
5.6.	Modelo de velocidad de onda P de (a) la dorsal de Hawaii [Watts <i>et al.</i> , 1985], (b) Marquesas [Caress <i>et al.</i> , 1995], (c) Louisville [Contreras-Reyes <i>et al.</i> , 2010b], (d) Cocos [Sallarès <i>et al.</i> , 2003] y (e) Nazca. Imagen obtenida de Richards <i>et al.</i> [2013] y modificada para incluir el resultado de este trabajo y para dejar todas las figuras con la misma escala. . . . .	70

5.7. [Figura 4.5, repetida para facilitar la lectura]. Usando el Moho como dato, se supone que la flexión litosférica ocurre por la flotabilidad de un ensanchamiento inferior de la corteza. Se tiene en amarillo el resultado de lo que sería la batimetría bajo este supuesto. En azul se observa la batimetría en crudo (ver sección 3.0.2) y en naranja, suavizada con una media móvil. El error se calculó con la comparación de esta última con el resultado. . . . .	72
5.8. Edad de la corteza oceánica en la zona de estudio. Datos descargados de la página del NOAA, National Centers for Environmental Information [NOAA, s.f.(b)]. . . . .	73
5.9. Estructura magnética ( <i>magnetic fabric</i> ) en la zona de estudio. La línea sólida negra indica el perfil sísmico y las extensiones punteadas, el perfil gravimétrico. Marcado con un rectángulo, con línea de puntos y rectas, se observa el lugar donde estaría la zona de fractura Independencia. Se incluyen líneas negras delgadas que marcan las curvas de nivel de la batimetría. NOAA, s.f.(a) . . .	75
5.10. Anomalía de gravedad de aire libre con una escala de colores ajustada para observar mejor la zona de estudio. Tanto las curvas delgadas como la gruesa color gris son curvas de contorno de valor 0 mGal. La línea blanca muestra el perfil sísmico, que con la adición de las extensiones en color negro muestran donde cruza el perfil gravimétrico. . . . .	77
5.11. Batimetría en el archipiélago de Galápagos, donde se encuentra el punto caliente de Galápagos [Smith y Sandwell, 1997]. La línea magenta muestra donde ocurre el salto en edad litosférica producto de la zona de fractura. Al oeste se observa la compensación flexural evidenciada por la subsidencia y levantamiento que ocurre en torno a las islas. Al este se observa una batimetría más suave con compensación isostática. . . . .	78
5.12. Batimetría de alta resolución en la zona de colisión entre la dorsal de Nazca y el margen peruano [Hampel <i>et al.</i> , 2004]. . . . .	79



# Capítulo 1

## Introducción

Las dorsales asísmicas constituyen el registro que permite comprender el proceso de transferencia de material magmático desde un punto caliente hacia la litósfera oceánica. Por otro lado, su análisis también está motivado por su impacto en la evolución tectónica de las zonas de subducción, pues influyen en la erosión tectónica, modifican el acoplamiento sísmico, la sismicidad y el arco volcánico [Bilek, 2010; Hampel, 2002; Hampel *et al.*, 2004; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011], entre otros factores que competen tanto al interés científico como a la seguridad de las poblaciones que viven en zonas de colisión entre dorsales oceánicas y márgenes continentales.

La dorsal de Nazca es particularmente interesante por su gran tamaño, su posible relación con la subducción plana de Perú y su influencia en el comportamiento sísmico del sector. Ésta tiene un ancho de 200 km, una altura de  $\sim 1,5$  km en promedio y presenta una somerización del suelo oceánico, o *swell*, producto del aumento del espesor cortical que eleva su flotabilidad [Hampel, 2002].

Para entender las dorsales asísmicas es necesario saber que un punto caliente (*hotspot*) es una zona de volcanismo activo producto de una pluma mantélica ascendente. El desplazamiento relativo entre el punto caliente y la placa tectónica que se ubica encima de la pluma genera una cadena montañosa, a la que se le llama dorsal asísmica (*aseismic ridge*). Son varios los efectos que se conocen de un punto caliente sobre la corteza y litósfera. Entre ellos el engrosamiento cortical y, en consecuencia, su aumento en flotabilidad (*buoyancy*). La pluma genera una anomalía termal que lleva a un adelgazamiento de la litósfera oceánica, lo que significa un rejuvenecimiento en términos reológicos. Por otro lado, se aprecian cambios litológicos y fallamiento producto del *swell* [Crough, 1978; Zhong *et al.*, 2007].

En términos prácticos, la importancia del estudio de las dorsales asísmicas recae en el impacto que tienen en las zonas de subducción, principalmente consecuencia del engrosamiento de la corteza oceánica, tanto porque constituyen un alto batimétrico como por el aumento de la flotabilidad. Esto produce cambios en los esfuerzos normales en la interfaz de placas en márgenes convergentes, teniendo efectos en el acoplamiento, áreas de ruptura de los terremotos y otros resultados sismotectónicos [Gutscher *et al.*, 2000; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011]. Se han encontrado dorsales que se comportan como asperezas, barreras o límites en



sismos de gran magnitud [Wang y Bilek, 2011]. Un ejemplo es la dorsal de Juan Fernández que se sugiere que controló el límite hacia el sur del terremoto de Illapel el 2015 [Lange *et al.*, 2016]. Asimismo, y que también se puede ver en Juan Fernández, las dorsales son capaces de cambiar el régimen erosivo, no solo por el desgaste que genera la elevación batimétrica al subductar, sino también porque implica una distribución diferente de los sedimentos en la zona y estos ejercen un rol importante en el tipo de régimen del lugar [von Huene *et al.*, 1997].

Las dorsales asísmicas también cumplen un rol en la deformación de la placa cabalgante y se cree que son un elemento crucial para la existencia de las subducciones planas, las que van de la mano con una disminución de la actividad volcánica porque la deshidratación de la placa no ocurre a la profundidad apta para la fusión parcial [Gutscher *et al.*, 2000; Hampel, 2002; Hampel *et al.*, 2004; Bilek, 2010; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011]. Finalmente, influyen en el comportamiento mecánico de la placa oceánica. Por ejemplo, los montes submarinos que fueron formados cerca de un centro de expansión estarían compensados localmente y producirían más flotabilidad que montes que se formaron en litósfera madura, porque se compensan regionalmente [Watts, 2010].

En este trabajo, se estudia un perfil perpendicular a la dorsal de Nazca y subparalelo a la fosa de Perú, con el que se busca determinar la estructura interna sísmica de la corteza engrosada y con ello entender el proceso de formación de la dorsal y el *swell*.

## 1.1. Marco tectónico

La zona de estudio se encuentra al sudoeste de las costas de Perú, justo antes de que la dorsal de Nazca subduzca bajo el continente Sudamericano (ver figura 1.1).

### 1.1.1. Estructura y evolución tectónica del Margen Peruano

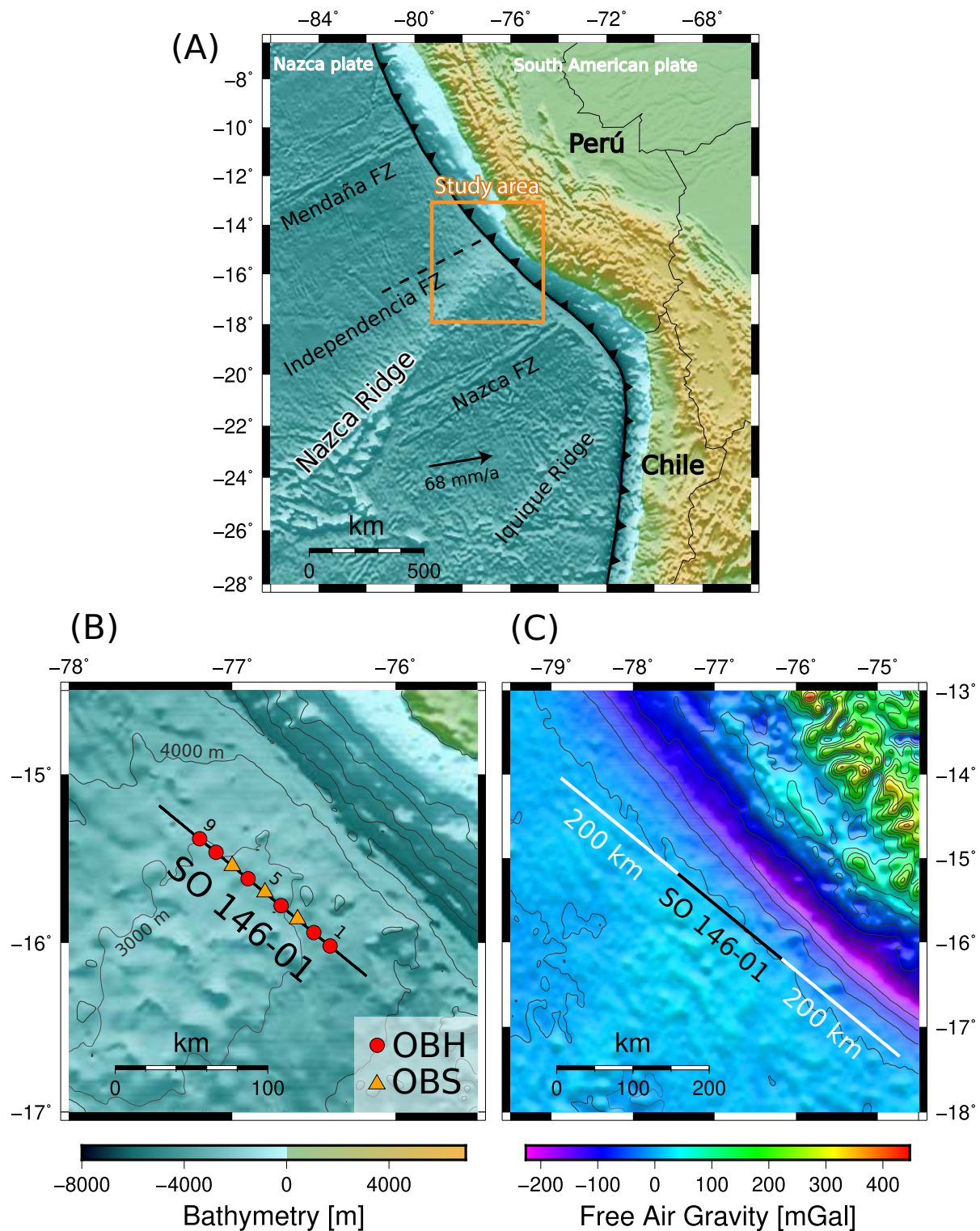
El margen peruano está caracterizado por la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana, donde la primera subduce oblicuamente bajo la segunda a una tasa actual de  $\sim 68$  mm/año, dirección N76°E [Norabuena *et al.*, 1998], número que ha ido disminuyendo con el tiempo [Somoza, 1998; Bello-González *et al.*, 2018]. La placa de Nazca surge después del rompimiento de la placa Farallón hace 25 Ma y se forma actualmente en la Dorsal del Pacífico Oriental, ubicada en la zona sureste del océano Pacífico [Hey, 1977].

La edad de la placa de Nazca varía ampliamente a lo largo del margen como se muestra en la Figura 1.2, teniendo saltos discretos en las zonas de fractura. Es particularmente interesante notar la zona de fractura Independencia que cruza el perfil de estudio.

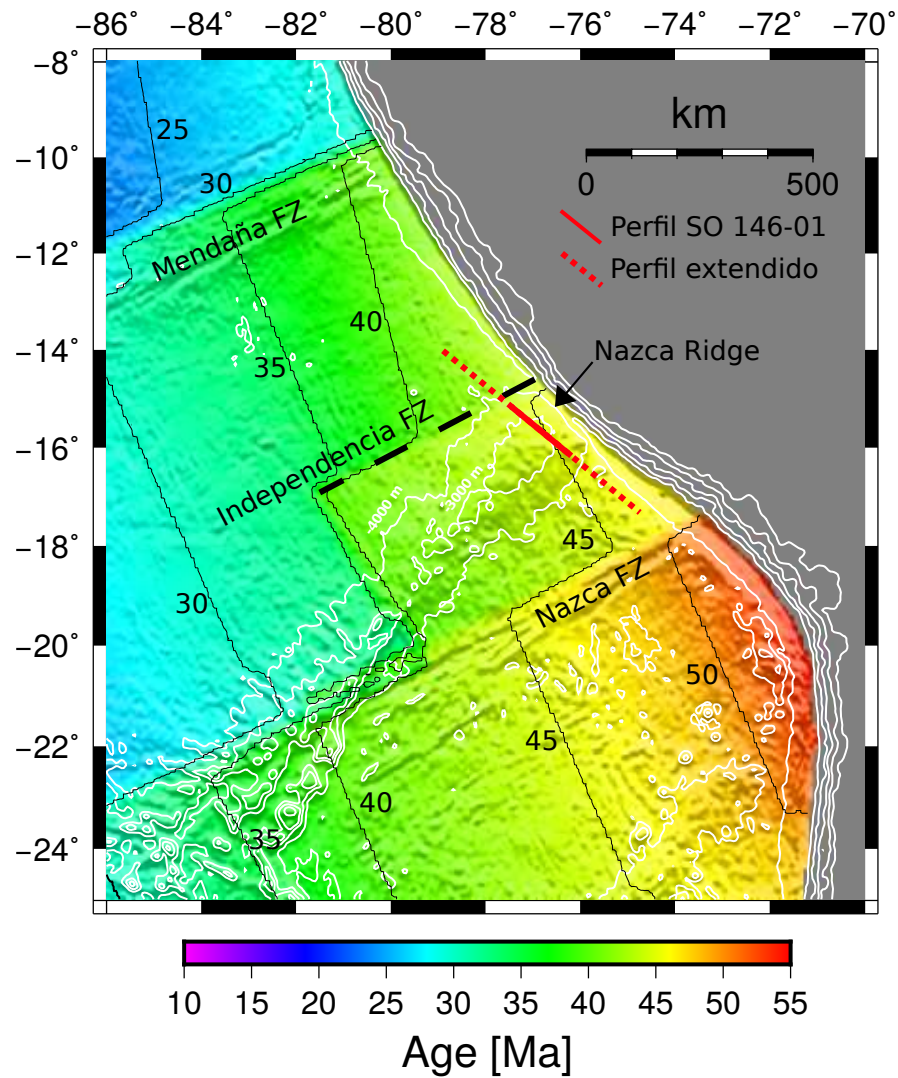
En la placa de Nazca se encuentra el actual punto caliente de Rapanui y el de Salas y Gómez. Si bien no se comprende bien la conexión de estos dos, se especula que de la interacción del segundo con el centro de expansión Pacífico-Farallón/Nazca se formó la Dorsal de Nazca [Bello-González *et al.*, 2018].

### 1.1.2. Dorsal de Nazca

Dentro de las características batimétricas de la placa de Nazca, la dorsal asísmica de Nazca es de las más grandes y extensas. Tiene más de 1000 km de longitud, aproximadamente 200 km de ancho y tiene orientación  $\sim$ N42°E. Su formación abre un debate que aún no se ha resuelto con certeza. Se cree que viene de una anomalía de fusión parcial en el punto caliente de Salas y Gómez en el centro de expansión Pacífico-Farallón/Nazca durante el Cenozoico Temprano, actual Dorsal del Pacífico Oriental [Hampel, 2002; Hampel *et al.*, 2004; Bello-González *et al.*, 2018]. Se dataron los montes submarinos de la dorsal justo antes de la colisión con el continente y se estimó una edad de 37 Ma [Bello-González *et al.*, 2018].

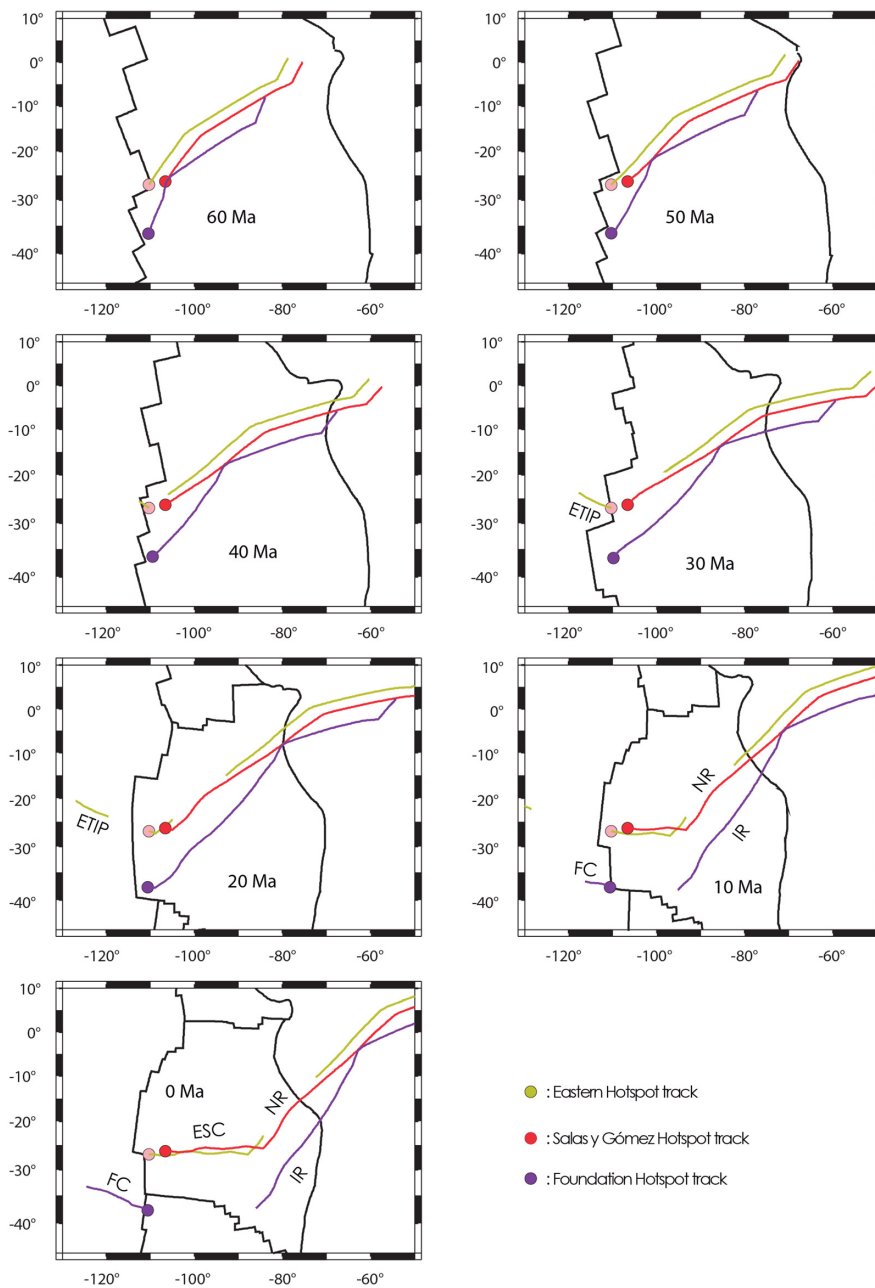


**Figura 1.1:** Zona de estudio. En la figura (A) se observan el margen peruano-chileno y las principales estructuras tectónicas. El rectángulo naranja corresponde al área mostrada en el cuadro (C). En (B) se muestra la batimetría con mayor detalle. Se aprecia el perfil 01 con las 9 estaciones, donde los puntos rojos son OBH (Ocean Bottom Hydrophones) y los triángulos amarillos, OBS (Ocean Bottom Seismometers). Finalmente, en (C) se observa la anomalía de gravedad de aire libre y el perfil extendido 200 km en cada dirección.



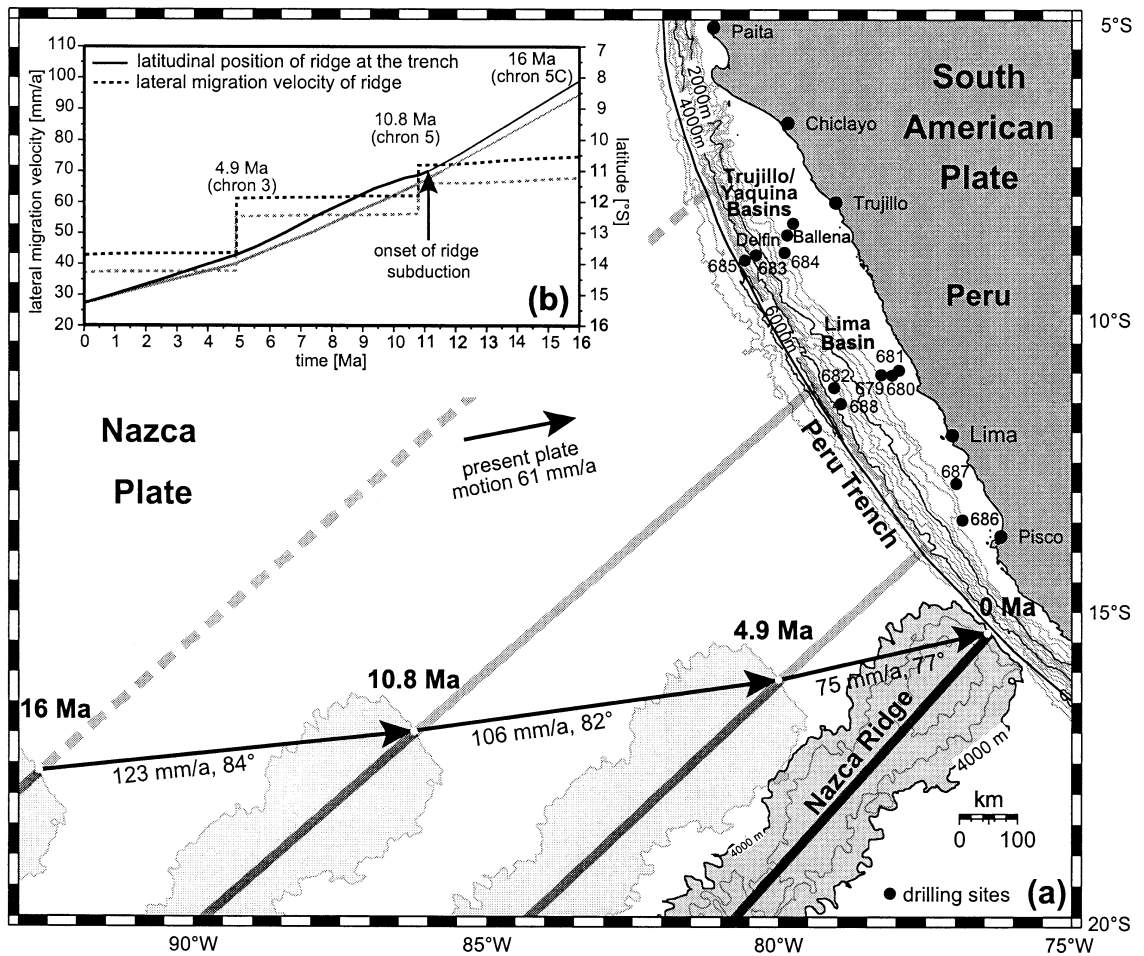
**Figura 1.2:** Edad de la corteza oceánica en la zona de estudio. Datos descargados de la página del NOAA, National Centers for Environmental Information [NOAA, s.f.(b)]. En blanco se marcan las curvas de nivel de la batimetría cada 1000 m.

Entre los 10°S y los 15°S del margen peruano, la historia tectónica y la transferencia de masa son determinados principalmente por la subducción de la dorsal de Nazca. La primera colisión con el continente ocurrió hace aproximadamente 11,2 Ma a los ~11°S y desde entonces ha ido migrando hacia el sur hasta los ~15° donde se encuentra hoy en día avanzando a 43 mm/a [Bialas y Kukowski, 2000; Hampel, 2002].



**Figura 1.3:** Reconstrucción cinemática de las dorsales formadas por el punto caliente de Rapanui, Salas y Gómez, y Fundación, desde hace 60 Ma hasta el presente. Muestra los caminos predichos para la dorsal de Nazca (NR) del hotspot Salas y Gomez, la cadena montañosa de Rapanui (ESC) y meseta Tuamotu (ETIP) nacidos en el hotspot Rapanui, y la dorsal de Iquique (IR) y la cadena Fundación (FC), del hotspot Fundación desde el Paleoceno. El margen sudamericano se mueve hacia el oeste, mientras que la ubicación de los hotspot se mantienen estacionaria. [Bello-González *et al.*, 2018]

La zona de colisión a los 15°S muestra que el margen presenta evidencia de erosión tectónica, como la escasa cantidad de sedimentos en la fosa, el desgaste basal de la placa continental y la presencia de rocas con alta velocidad sísmica y alta densidad, interpretados como ausencia del prisma de acreción [Hampel *et al.*, 2004].



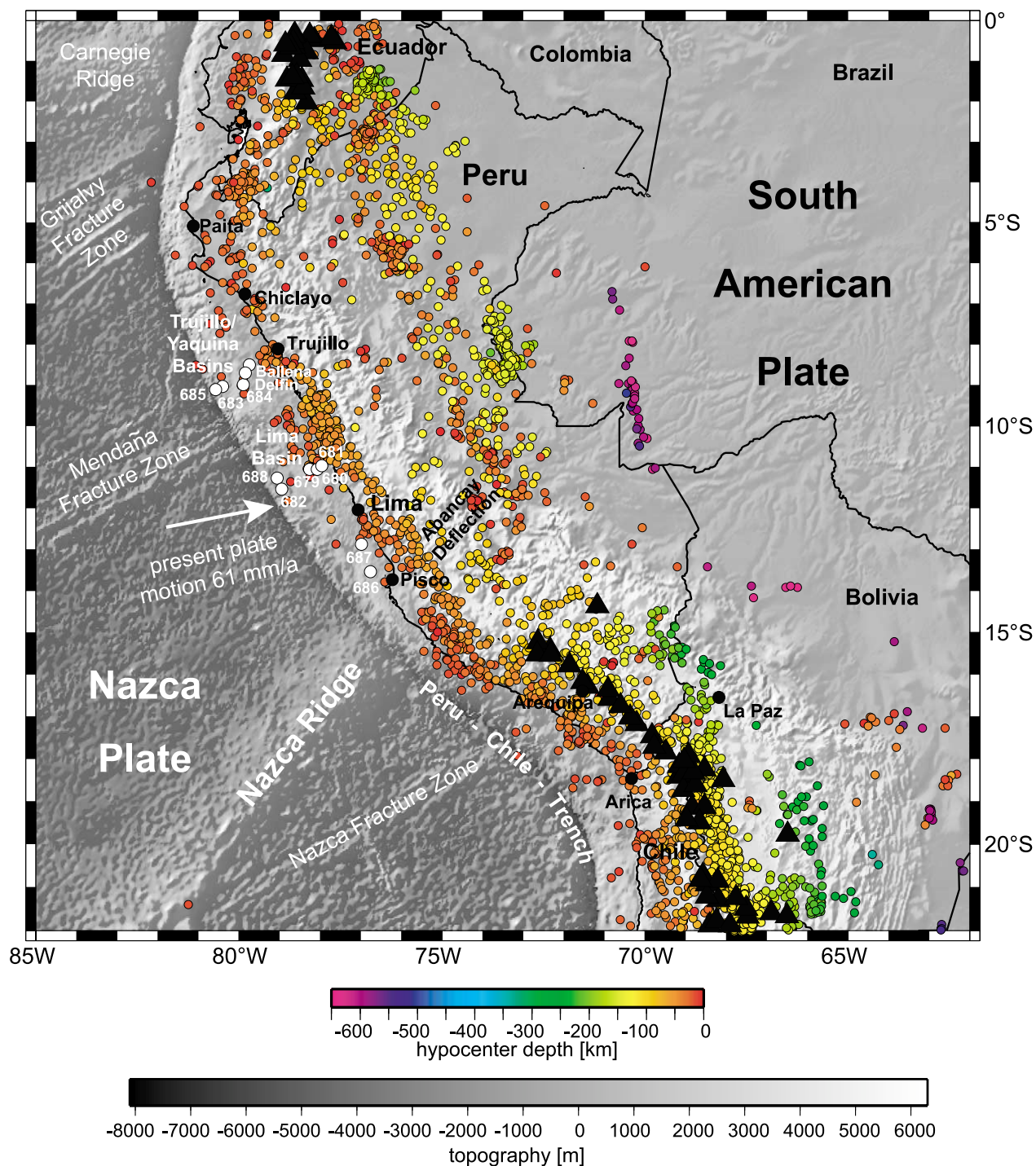
**Figura 1.4:** (a) Se muestra la posición de la dorsal de Nazca para diferentes momentos en el tiempo y los vectores de desplazamiento. Las líneas grises muestran lo que se presume sería la continuación de la dorsal. (b) En este diagrama se muestra la migración de la dorsal en la fosa y la velocidad de migración. [Hampel, 2002].

En el trabajo de Hampel *et al.* [2004], se hizo un estudio geofísico del perfil 01 trabajado en esta tesis. Los resultados revelaron que la corteza alterada por la dorsal está constituida por capas con velocidades sísmicas similares a las típicas de corteza oceánica. Particularmente, la capa 3 sería la más engrosada y como resultado el espesor total llegaría a  $\sim 17$  km. La proporción relativa entre la capa 2 y 3 sería similar a la observada en otras dorsales del mundo que se han formado en la vecindad de centros de expansión (como en la dorsal de Cocos e Islandia [Sallarès *et al.*, 2003; Richards *et al.*, 2013]). De todas formas estos resultados requieren una revisión más detallada y no incorporaron en su análisis ni la gravedad y ni un modelo flexural. Esto será discutido en el capítulo siguiente, en la sección 2.3.1.

En el artículo Contreras-Reyes *et al.* [2019] (en el que tuvo participación la autora de esta tesis) se trabaja el perfil 02, que es perpendicular al 01. Allí se muestra la estructura de velocidades y un modelo de densidades, donde este último fue trabajado por la autora de esta tesis. Los resultados son consistentes con los resultados de Hampel *et al.* [2004] y los que se mostrarán más adelante.



### 1.1.3. Subducción plana (*flatslab*)



**Figura 1.5:** Imagen de Hampel [2002], sismos descargados de la base de datos del servicio geológico de Los Estados Unidos, USGS (United States Geological Survey), desde 1973 hasta el 2002. Los triángulos negros son volcanes activos. Tanto la ausencia de éstos como la distribución de la sismicidad con su profundidad demarcan donde se encuentra la subducción plana.

Estudios sismológicos hablan de la existencia de un segmento de subducción plana (*flat-slab*) en el centro-norte de Perú de más de 1500 km de largo [Antoniјеvic *et al.*, 2015; Kumar *et al.*, 2016; Gutscher *et al.*, 2000]. Se cree que tanto las zonas de fractura como la Meseta Inca y la dorsal de Nazca contribuyen a este aplanamiento [Pilger JR, 1981; Gutscher *et al.*, 2000; Antoniјеvic *et al.*, 2015]. A lo largo de la subducción plana, la edad de la placa oceánica aumenta de norte a sur, desde los 30 Ma, a los  $\sim 5^\circ\text{S}$ , hasta los 45 Ma, a los  $\sim 15^\circ\text{S}$  [Sdrolias y Müller, 2006; Müller *et al.*, 2008].

En la Figura 1.5 se puede apreciar la subducción plana a través de la distribución de la sismicidad. A su vez nos muestra la ausencia de volcanismo producto de la alteración en la cuña astenosférica. En general, una subducción normal ( $\geq 30^\circ$ ) presenta fusión parcial de la cuña astenosférica a los 100 a 150 km de profundidad, que es donde ocurre generalmente la deshidratación del *slab* subductante [Peacock, 1993]. Pero en el caso de subducción plana, la geometría es diferente y la deformación de las isothermas no permiten la producción de un arco volcánico ya que la placa subductante no alcanza la profundidad y presión litostática para producir fusión parcial [Gutscher, 2002].

Se estima que el ángulo de subducción inicial es de  $\sim 30^\circ$  hasta  $\sim 150$  km desde la costa (debajo del altiplano) y es entonces cuando se vuelve horizontal hasta los  $\sim 350$  km a una profundidad de  $\sim 90$  km [Manea *et al.*, 2017]. Sobre la sección plana del *slab*, el manto muestra velocidades relativamente altas, sugiriendo que es parte de la litósfera continental [Ma y Clayton, 2014]. Más hacia el interior del continente, existe una zona de sismicidad profunda de 500-600 km (ver figuras 1.5 y 1.6) que sugiere que el *slab* desciende a través del manto superior hacia la zona de transición [Gutscher *et al.*, 2000; Manea *et al.*, 2017].

En el trabajo de Contreras-Reyes y Carrizo, 2011 se estimó un esfuerzo normal anómalo de  $\sim 50$  MPa asociado a la corteza engrosada por la Dorsal de Nazca, lo que lleva a una fuerza de flotabilidad que afecta el ángulo de subducción y la erosión en el margen continental.

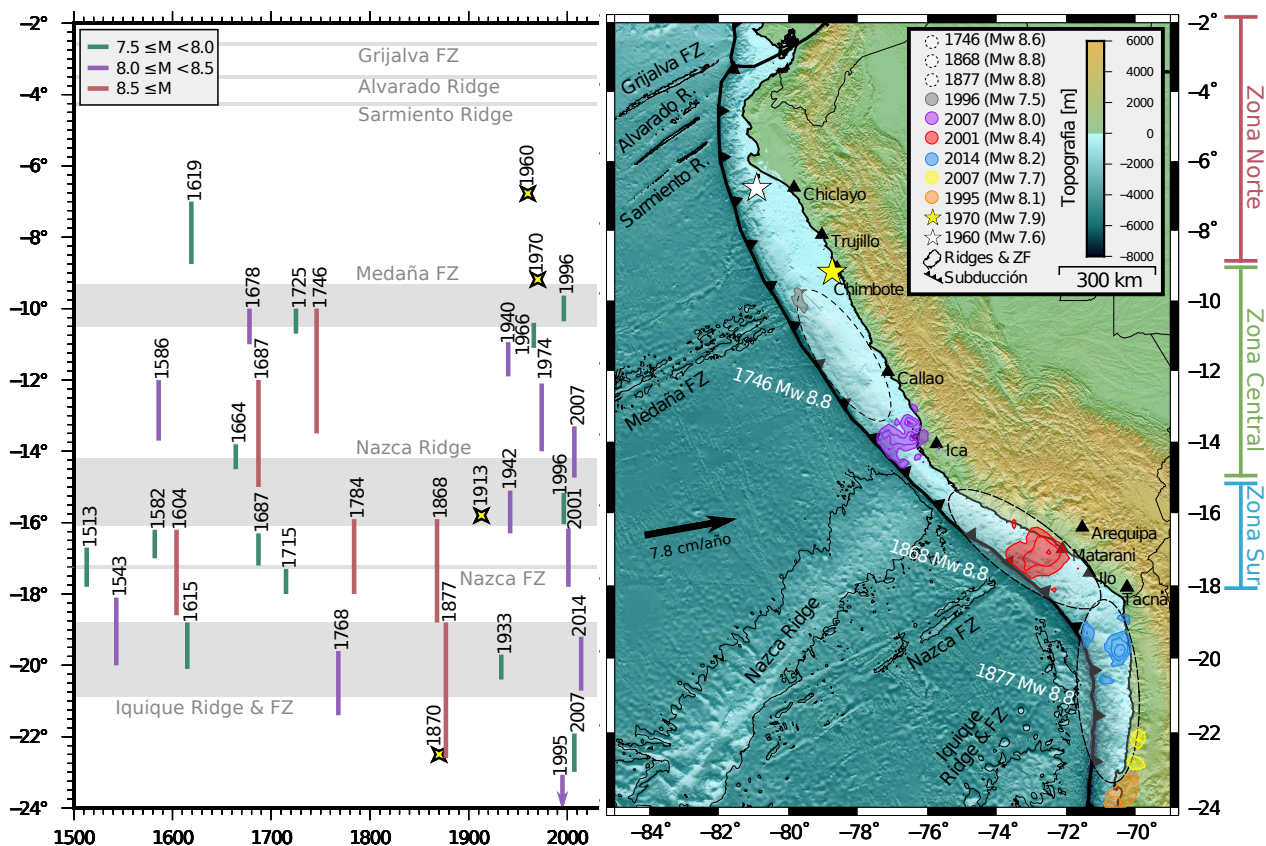
#### 1.1.4. Sismicidad del margen peruano

Una característica importante del margen peruano es su alta actividad sísmica. La zona ha tenido numerosos eventos mayores a 8 Mw en los últimos 100 años (ver figura 1.6) y varios produjeron tsunamis [Fritz *et al.*, 2008; Jaffe *et al.*, 2003; Pelayo y Wiens, 1990].

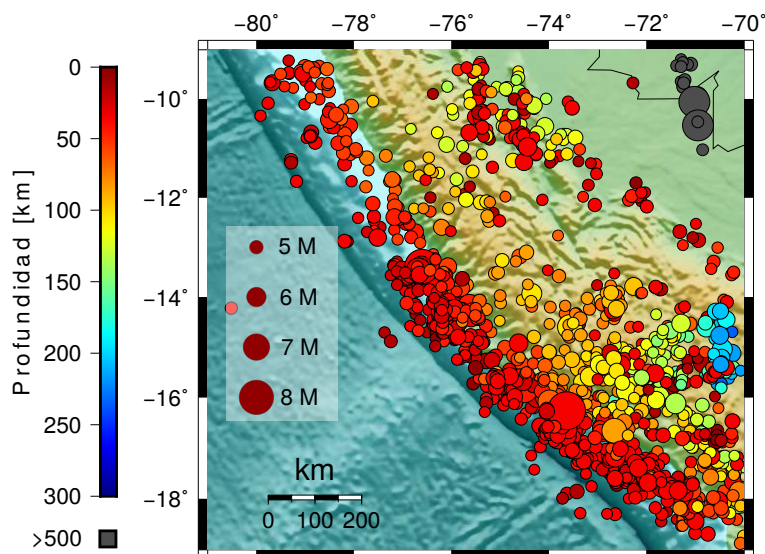
La dorsal de Nazca pareciera ser un límite para las zonas de ruptura, pero aún falta comprender realmente su rol para grandes terremotos. Algunos autores creen que donde subducta puede haber actualmente un *gap* sísmico o una área persistente de deslizamiento asísmico o por lo menos parcialmente [Dorbath *et al.*, 1990; Pritchard y Fielding, 2008]. Por otro lado, aquello es controversial dado que se pueden encontrar autores que manifiestan lo contrario, pues dicen que la dorsal constituye una barrera imperfecta para la propagación de ruptura de megaterremotos [Okal *et al.*, 2006; Manea *et al.*, 2017]. En la figura 1.6 se puede ver la zona de ruptura de los terremotos más importantes registrados y su relación con la ubicación de la dorsal. En Contreras-Reyes y Carrizo, 2011 se postula que los altos batimétricos generan zonas de acoplamiento anómalo que pueden actuar como barreras o asperezas dependiendo de la energía del frente de ruptura y la magnitud del esfuerzo de corte



límite (*yield stress*) en la vecindad de la estructura.



**Figura 1.6:** Mapa de la zona de subducción peruana con las estructuras morfológicas importantes y sismicidad histórica. Se aprecia la relación de los largos de ruptura con estas estructuras. Imagen facilitada por Medina [2019].



**Figura 1.7:** Sismos de magnitud mayor a 4,5, desde febrero de 1998 hasta febrero de 2018. Datos sacados de USGS, s.f. (United States Geological Survey).

En Perú central, la distribución de sismos superficiales ( $<60$  km) y de profundidad intermedia ( $<350$  km) revela que están localizados en la región entre la fosa y la costa y también en el continente, en el área localizada entre la Cordillera Occidental y la zona Subandina (ver figura 1.7). Un conjunto de hipocentros profundos ( $>350$  km) muestra una distribución subparalela a la fosa y se manifiesta en una banda N-S. La profundidad va incrementando gradualmente desde el oeste hacia el este con un ángulo de  $\sim 30^\circ$  hasta una profundidad de 150 km y se mantiene constante por varios kilómetros, donde la placa de Nazca se considera que subducta horizontalmente.

La sismicidad superficial, tanto en mar como en tierra, revela la existencia de fallas inversas con planos orientados N-S, paralelos a la cordillera. Tavera y Buforn [2001] sugieren que la compresión horizontal mar adentro se debe a la convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la continental Sudamericana, y que el régimen compresional en la costa puede ser consecuencia del *underthrusting* del escudo brasileño bajo la cordillera oriental. Por otro lado, la sismicidad intermedia y profunda muestran tensión horizontal con ejes orientados E-O y paralelos a la dirección de la convergencia, lo que sugiere que la subducción de la placa de Nazca está gobernada por las fuerzas *slab pull* [Manea *et al.*, 2017].

## 1.2. Objetivos

### General

- Determinar la estructura sísmica y de densidades de la dorsal de Nazca, así como la geometría del Moho oceánico, previo a su colisión con la placa Sudamericana, para comprender el proceso de transferencia de magma desde el punto caliente hacia la litósfera oceánica.

### Específicos

- Obtener un modelo 2D de velocidad, y con ello el de densidad, invirtiendo los datos de refracción y reflexión con el software tomográfico de Korenaga [Korenaga *et al.*, 2000].
- Constreñir y ampliar espacialmente el modelo de densidad anterior con datos de gravedad.
- Estudiar la flexura litosférica bajo la dorsal de Nazca basándose en los resultados anteriores. Se utilizará carga de subsuperficie para entender la formación del *swell* [Contreras-Reyes *et al.*, 2010a].
- Interpretar los resultados y así entender sus implicancias geodinámicas.

# Capítulo 2

## Modelación sísmica

Al aplicar una perturbación mecánica a un medio como lo es la Tierra, se propagan ondas elásticas que se reflejan y refractan y así expresan las características del subsuelo. El tipo de roca y el fracturamiento del medio de propagación determinan el camino de las ondas y cuánto se demoran en recorrerlo. Entonces, si se conoce el tiempo y lugar de partida y llegada de suficientes rayos, podemos saber la velocidad del medio que atravesaron.

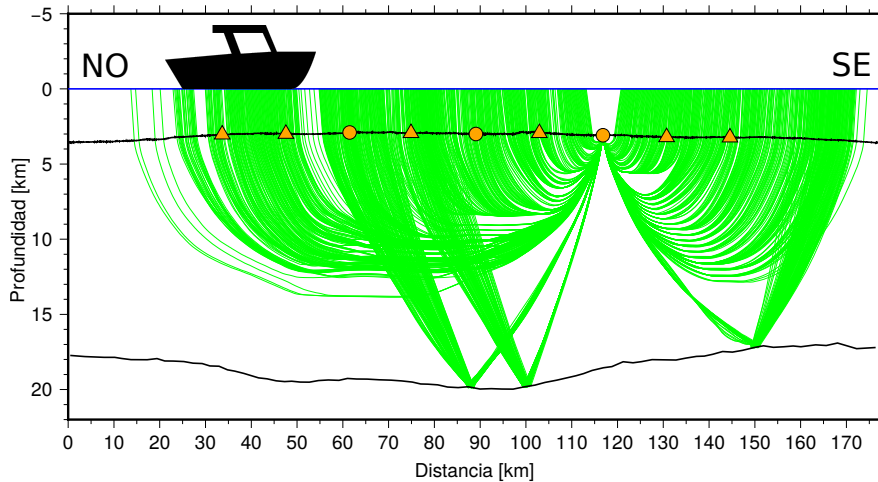
En este caso se utilizan datos de sísmica de gran apertura, la que se caracteriza por tener distancias entre la fuente y el receptor (*offset*) del orden de los cientos de kilómetros, lo que permite llegar a grandes profundidades de penetración. Esto es necesario puesto que se quiere estudiar la geometría del Moho oceánico. De estos datos se utilizó la información de las ondas P, ondas elásticas longitudinales, que tienen la característica de ser las primeras en llegar a los receptores.

### 2.1. Adquisición y descripción de datos

Los datos de sísmica marina utilizados en este trabajo fueron adquiridos a bordo del crucero científico alemán R/V SONNE durante la campaña SO146 GEOPECO (GEOphysical experiments at the PERuvian COntinental margin, por sus siglas en inglés) entre los 15°S y 5°S, en el año 2000. Esta investigación multidisciplinaria comprendió estudios de geofísica y geología, centrada en la caracterización cuantitativa de las estructuras y geodinámica de una sección de la zona de subducción peruana, como también en sistemas de hidratos de gas con diferentes desarrollos tectónicos [Bialas y Kukowski, 2000].

El sistema de adquisición de datos se basa en capturar ondas sísmicas con instrumentos colocados en el fondo marino (OBH: Ocean bottom hydrophone/OBS: Ocean bottom seismometer) donde la fuente sísmica son cañones de aire que se disparan desde un barco en movimiento, tal cual se muestra en la Figura 2.1. Para la obtención del Perfil 01 se instalaron 3 OBH y 6 OBS (ver Figura 1.1) y se utilizaron dos cañones de 32 litros *Bolt-Airgun* [Bialas y Kukowski, 2000]. En este trabajo se utilizará el registro de la componente vertical de cada OBS y el registro sísmico de cada OBH. Por lo tanto, para los modelos se usarán los tiempos

de llegada de las ondas P.



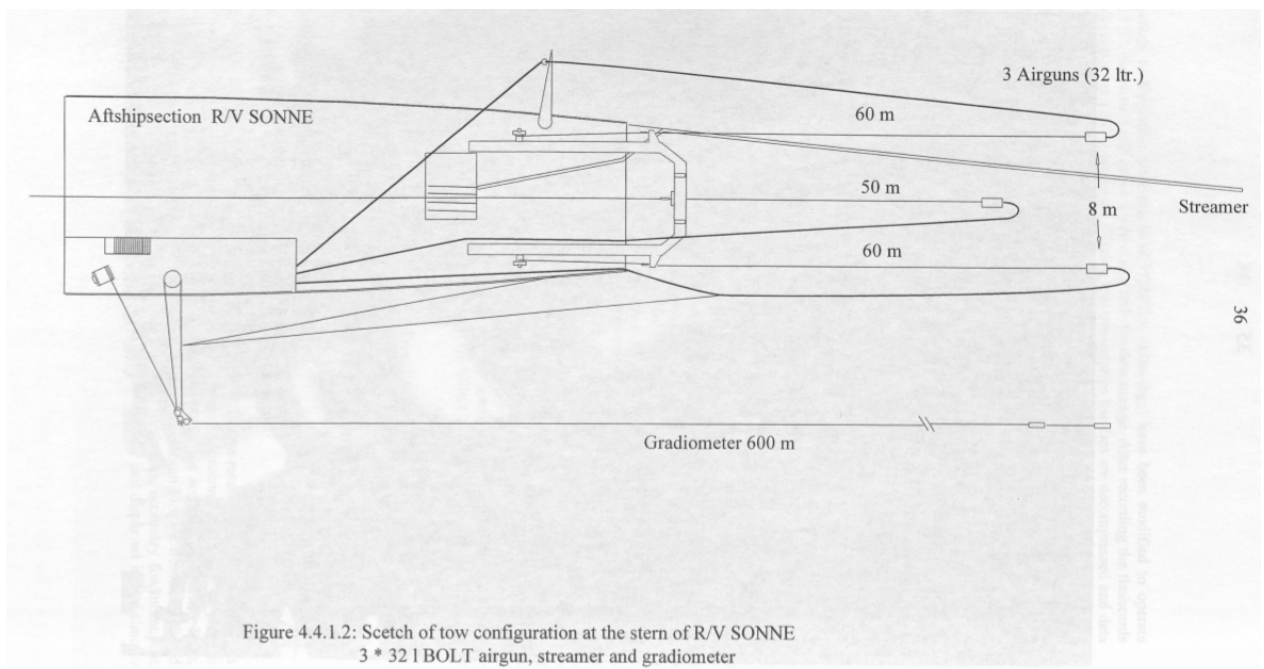
**Figura 2.1:** El barco avanza a 4 nudos, 120 metros por disparo cada 60 seg. Los círculos son OBS y los triángulos son OBH.

### 2.1.1. Sistema de posicionamiento

En esa época, la resolución máxima de posicionamiento adquirible para civiles era de 100 m, por lo que se utilizaron GPS Diferenciales (D-GPS) [Blondel y Murton, 1997]. Esto quiere decir que se utilizan estaciones de referencia para disminuir el error al orden de metros. En el R/V SONNE estuvo disponible el D-GPS del crucero SO-109 (1996) y se utilizó el sistema ASHTECH, con lo que se obtuvo finalmente una resolución de 5 a 10 m en el área de investigación [Bialas y Kukowski, 2000].

### 2.1.2. Fuente Sísmica

La señal sísmica fue generada por 3 cañones de aire modelo 800 CT BOLT. Cada uno tiene un volumen de 32 litros y genera una señal con una frecuencia centrada cerca de los 6 a 8 Hz, incluyendo armónicos altos. La configuración de las pistolas se puede ver en la Figura 2.2, las que fueron operadas a 7 - 8 m de profundidad con 133 bar. Los impulsos fueron generados cada 60 segundos y, considerando que la velocidad del barco era de 4 nudos, se tiene una distancia aproximada por disparo de 120 m. A pesar de que para la mayoría de los perfiles se utilizaron 3 cañones, en el perfil 01 se usaron solamente 2 [Bialas y Kukowski, 2000].



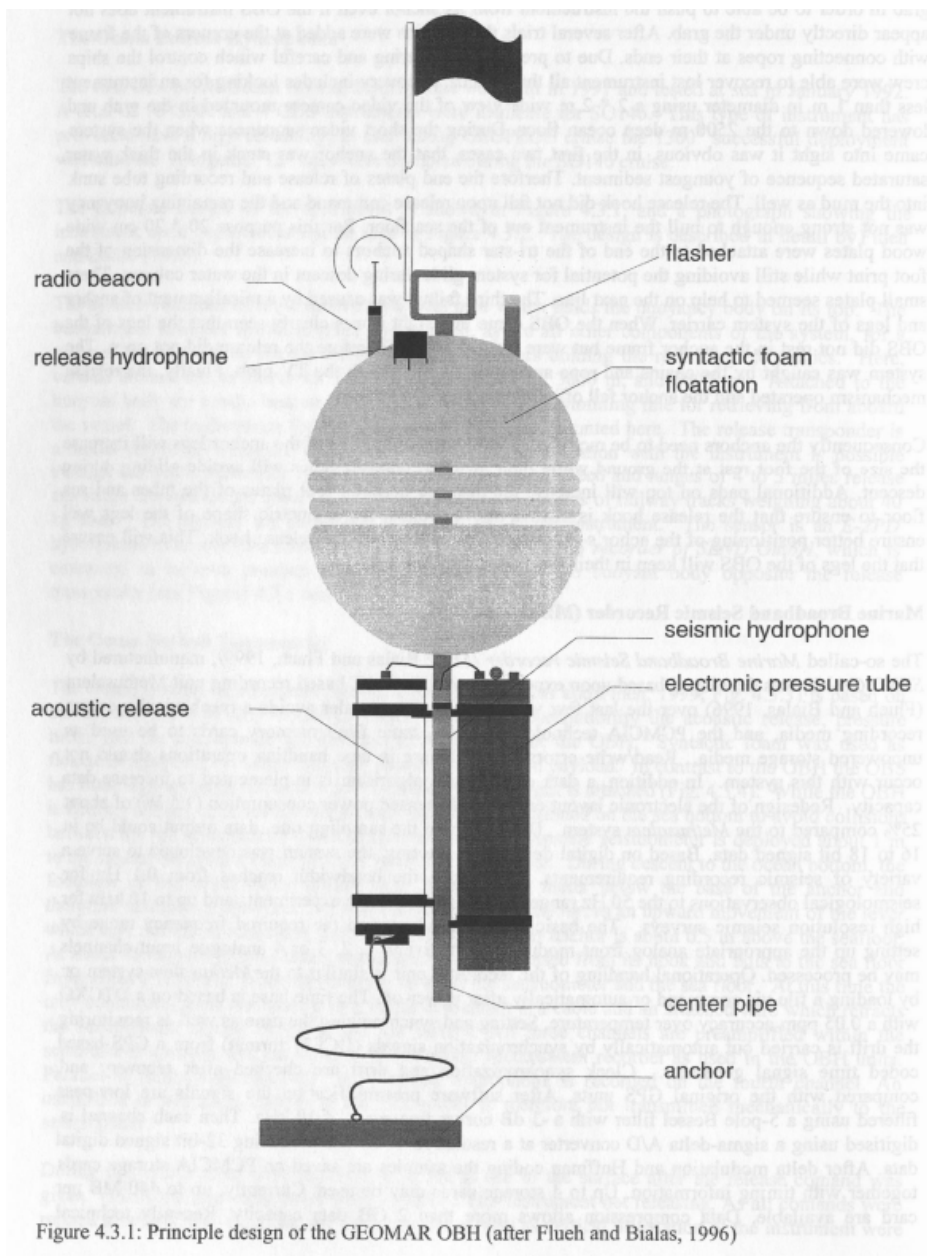
**Figura 2.2:** Esquema de la configuración de los cañones de aire [Bialas y Kukowski, 2000].

### 2.1.3. OBH

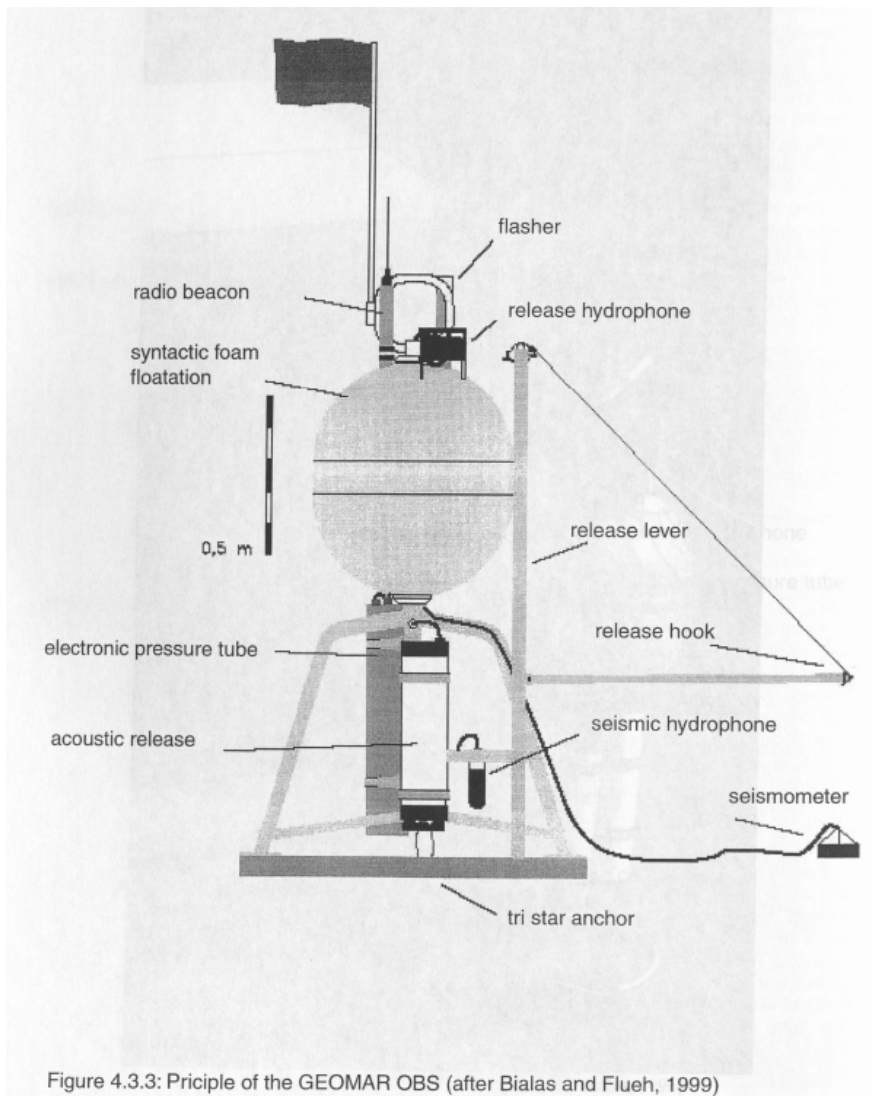
Los OBH (Ocean Bottom Hydrophone) son instrumentos diseñados para medir perturbaciones mecánicas bajo el agua, en particular en el fondo marino. Poseen un sistema de flotabilidad de modo que permanecen a un metro de altura respecto del fondo del mar. De esta forma, estos sensores registran ondas P u ondas finalmente convertidas en ondas primarias (P-S-P). Estos se usaron para medir la señal sísmica continuamente con una tasa de muestreo de 200 Hz. El diseño está descrito con detalle en el artículo Flueh y Bialas [1996]. El armado del OBH se puede ver en la Figura 2.3.

### 2.1.4. OBS

Los OBS (Ocean Bottom Seismometer) son sismómetros diseñados para medir perturbaciones bajo el agua. Las diferencias más importantes con respecto a los OBH es que registran en 3 componentes y que pueden identificar ondas S, dado que se instalan directamente en el fondo marino. Se puede encontrar información más detallada en el artículo Bialas y Flueh [1999]. Un esquema del OBS se puede ver en la Figura 2.4.



**Figura 2.3:** Los componentes se montan en una tubería de acero, sobre la cual está el cuerpo flotante: una espuma sintética que, al igual que todo lo demás, está calibrada para soportar profundidades de 6000 m (excepto por los cilindros de presión que mantienen los medidores electrónicos). Sobre este cuerpo se colocan el *radio beacon*, una linterna, una bandera, la cuerda de recuperación y el liberador de hidrófono. El *release transponder* es un modelo RT661CE hecho por MORS Technology. La comunicación con el instrumento es permitida por el sistema transductor del barco. Para el ancla se usaron pesos de 40 kg y se ponen 2 a 3 metros bajo el instrumento. El sensor es un hidrófono E-2PD de OAS Inc. y el dispositivo grabador es un *MBS recorder* de SEND GmbH, el que se mantiene en su propio tubo de presión y va puesto bajo el cuerpo flotante, contrario al *release transponder*.



**Figura 2.4:** El liberador acústico, los tubos de presión y el hidrófono son idénticos a los del OBH. En este caso el instrumento posee 3 patas, de las que se cuelga el ancla. Los OBH flotan a un metro del fondo marino, pero los OBS se ponen directamente en el suelo. Un vez que el equipo ha descendido hasta el fondo, el sismómetro se coloca a un metro al costado. Los 3 canales son amplificados dentro del sismómetro y existe un hidrófono estándar grabando en el cuarto canal.



## 2.2. Procesamiento y análisis de datos

Habiendo obtenido los datos sísmicos, se modifica el valor de los tiempos de llegada para facilitar la interpretación de las figuras. Este proceso se denomina *reducción* de los tiempos de viaje y se logra mediante la siguiente expresión:

$$t(x) = t_0(x) - \frac{|x - x_0|}{v_r}$$

$x$ : Offset.

$t(x)$ : Tiempo reducido en función del *offset*.

$t_0(x)$ : Tiempo original del registro.

$x_0$ : Posición del sensor OBH/OBS en el perfil.

$v_r$ : Velocidad de reducción. En este caso  $v_r = 6$  km/s.

$|x - x_0|$  es la distancia entre el instrumento de medición y la llegada de la onda. Por lo tanto, entre más lejos arrive el impulso será más reducido. El efecto final se manifiesta en que las llegadas con una velocidad aparente igual a la velocidad de reducción se graficarán de forma horizontal. Por lo tanto, la elección de la velocidad de reducción depende de lo que se esté estudiando y lo que se quiera ver. En este caso, se eligió 6 km/s en lugar de 7 u 8 km/s — que son otros valores comúnmente usados en la literatura — porque en este estudio no se está considerando el manto, por lo que no se llega a velocidades aparentes tan altas.

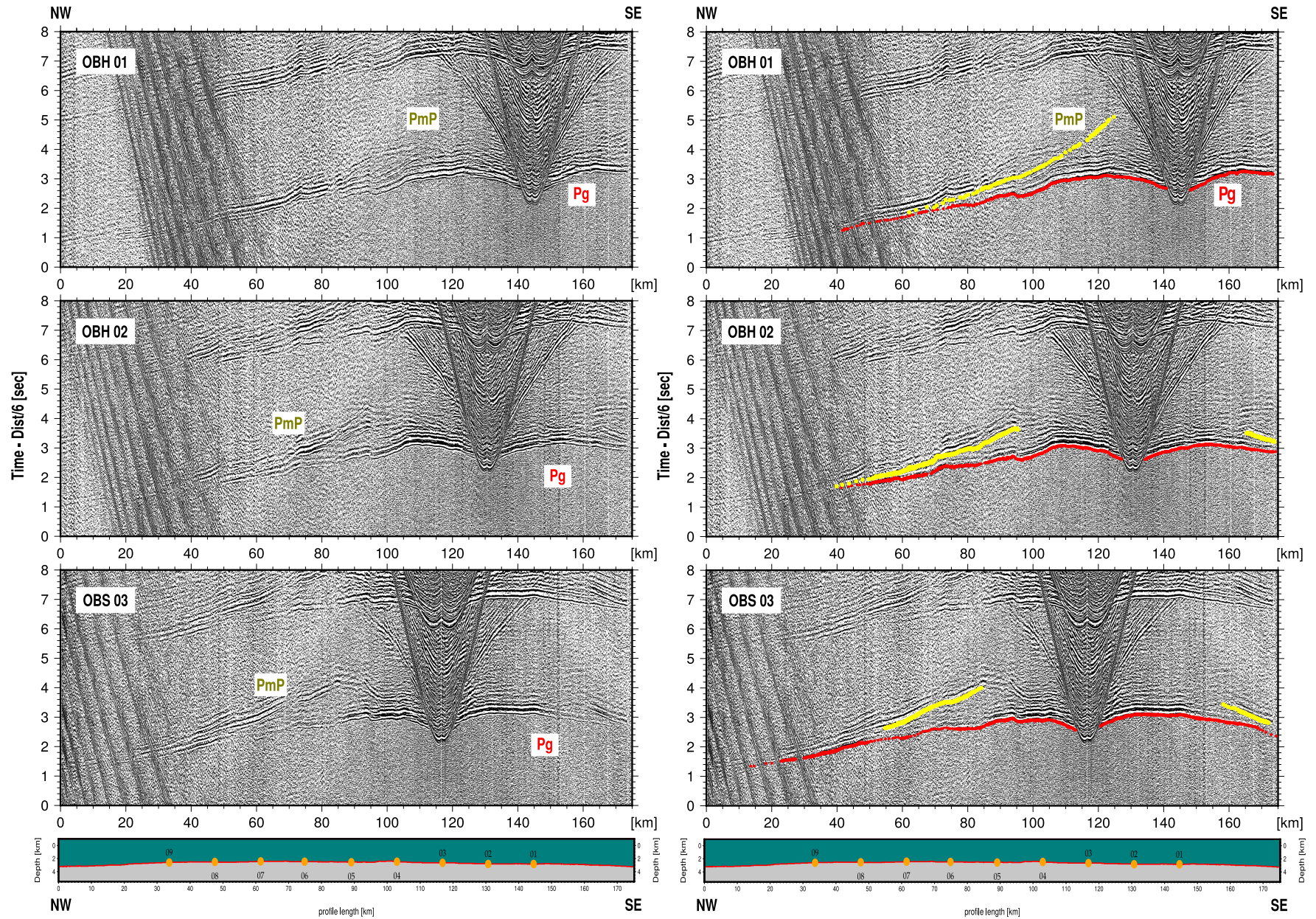
### 2.2.1. Picado de las fases de onda

Los datos fueron guardados en formato SEG-Y y se utilizó el software Xzplot [Zelt y Smith, 1992] para su lectura y posterior picado manual de la llegada de las ondas. Las fases identificadas fueron:

**Pg**: Ondas refractadas en la corteza oceánica.

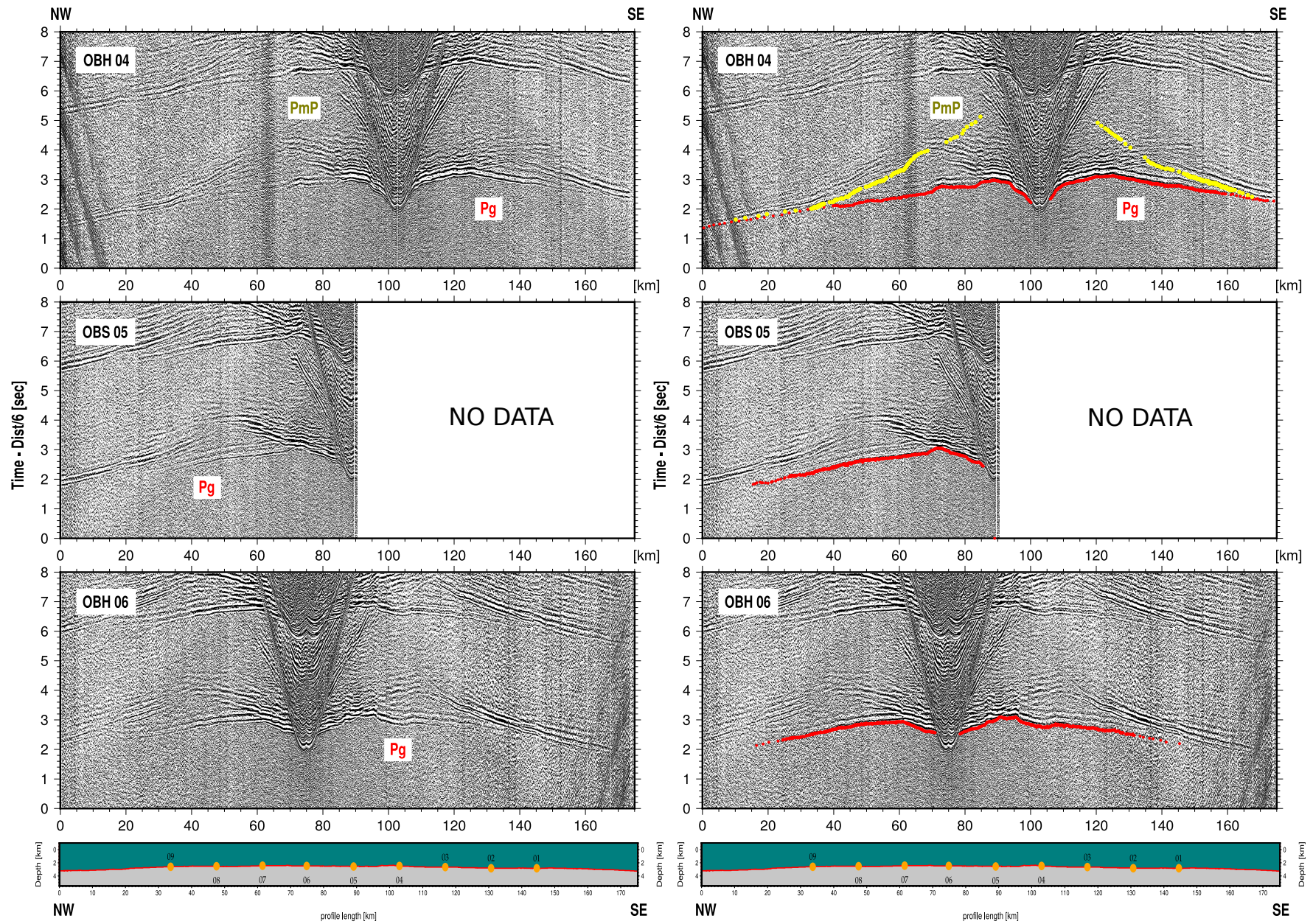
**PmP**: Ondas reflejadas en el fondo de la corteza oceánica (Moho).

Las siguientes figuras muestran los registros sísmicos con las fases identificadas. Cada registro tiene 1448 trazas, excepto para el OBS 05, el que tiene la mitad de los datos, por lo que posee 747 trazas. En los instrumentos 05 y 06, así como en algunas secciones de fases de otros OBH u OBS, se observaron picks que parecían ser primeras llegadas de una fase pero que no se pudieron modelar y por lo tanto no se consideraron en la inversión.



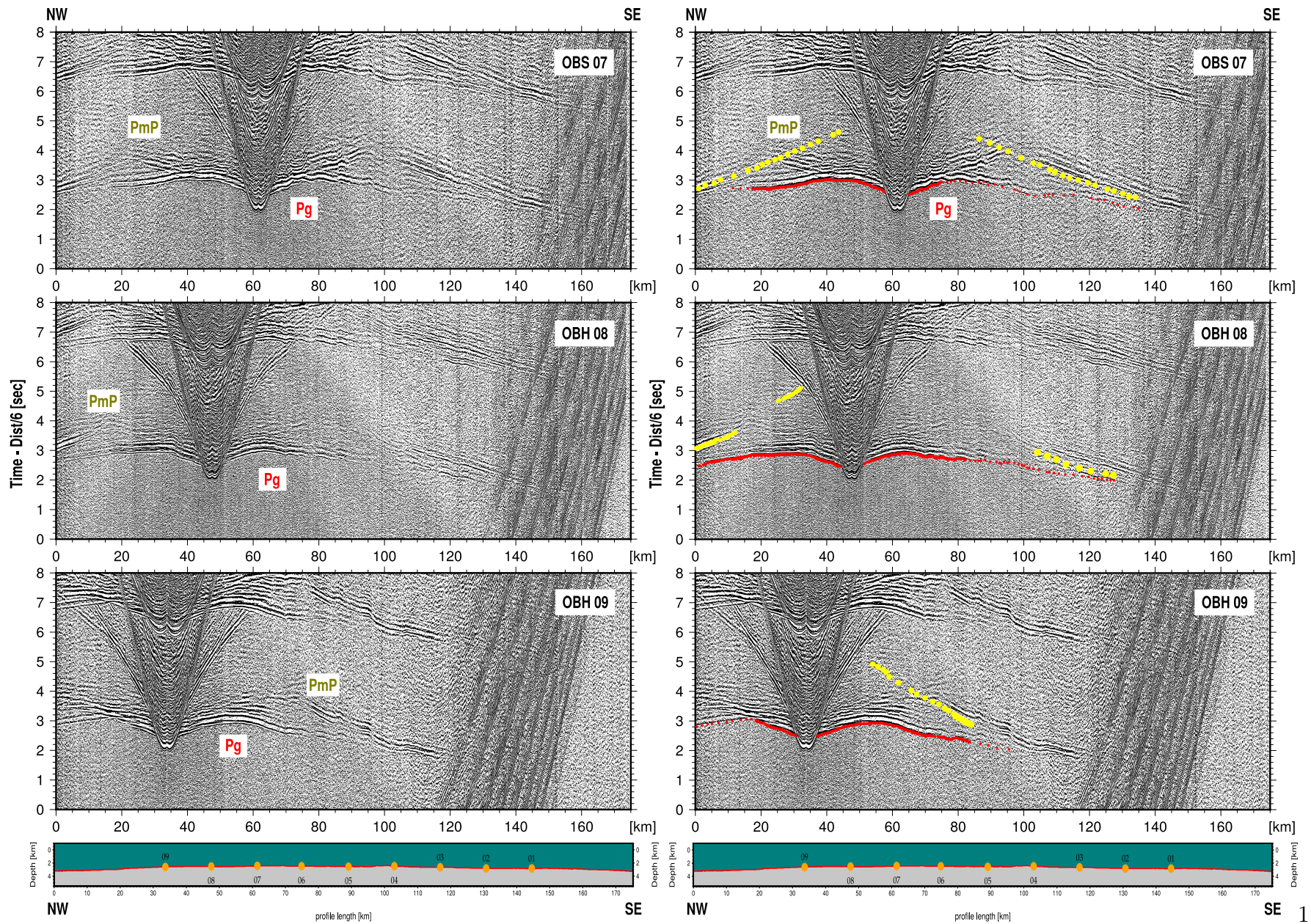
**Figura 2.5:** Imagen de los tiempos de llegada para los instrumentos 01, 02 y 03. En rojo se observan las llegadas picadas para la fase Pg y en amarillo, para la fase PmP.





**Figura 2.6:** Imagen de los tiempos de llegada para los instrumentos 04, 05 y 06. En rojo se observan las llegadas picadas para la fase Pg y en amarillo, para la fase PmP.





**Figura 2.7:** Imagen de los tiempos de llegada para los instrumentos 07, 08 y 09. En rojo se observan las llegadas picadas para la fase Pg y en amarillo, para la fase PmP.



### 2.2.2. Tomografía conjunta 2D de refracciones y reflexiones

Tanto para las modelaciones directas (*forward*) como para las inversiones, se utilizó el software desarrollado por J. Korenaga [Korenaga *et al.*, 2000]. Esta rutina permite trabajar con grillas 2D, que son parametrizadas como mallas no necesariamente rectangulares. En cada casilla se aplica una interpolación bilineal y así se logra tener un campo continuo de velocidades. Por otro lado, el espacio entre nodos puede ser variable tanto en la horizontal como en la vertical. Todo esto significa un diseño de malla que utiliza menos recursos computacionales que una rectangular y que permite cálculos de tiempos de viaje de rayos más precisos cuando existen variaciones de topografía importantes.

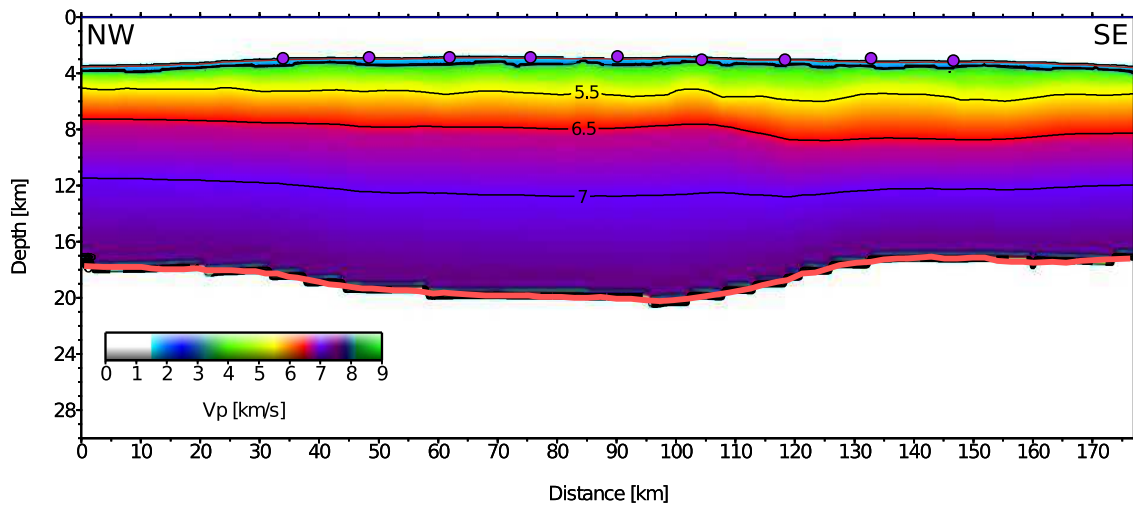
Para los reflectores se usan arreglos de segmentos lineales, cuya resolución no es necesariamente igual a la de la grilla de velocidades. Se usa la formulación de reflector flotante, de tal forma que los puntos de la curva se mueven solo en la dirección vertical, libremente, sin perturbar los nodos de velocidad adyacentes.

### 2.2.3. Modelo inicial

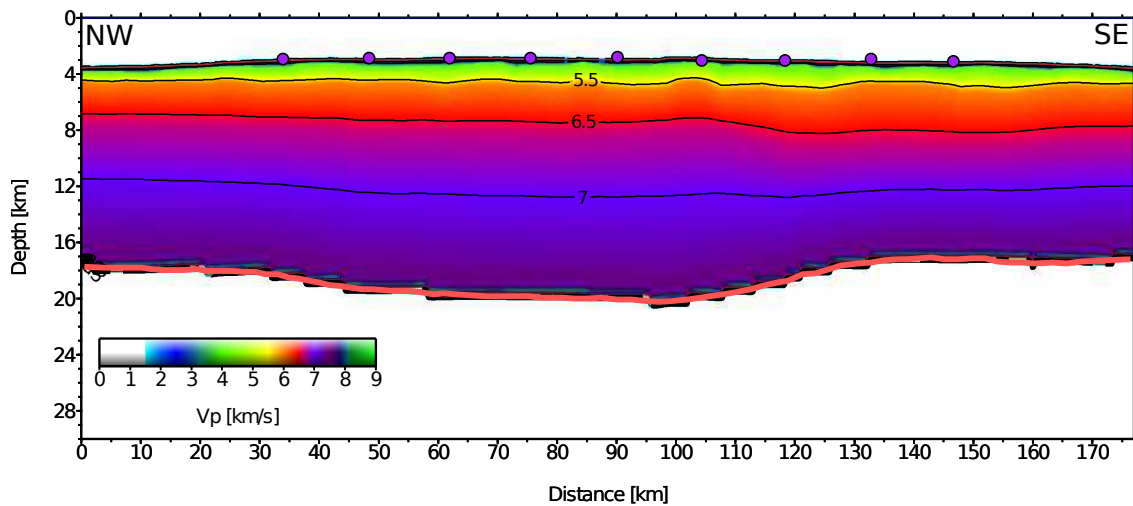
Es necesario construir un modelo inicial a partir del cual trabaje el algoritmo de inversión. Este se generó utilizando la función *gen\_smesh*, la que permite construir grillas mediante la entrega de interfaces que imponen velocidades tanto en su parte superior como inferior y luego interpolando.

Como base para el modelo inicial se utilizaron los resultados de Hampel *et al.* [2004]. Consiste en una capa de agua con velocidad de onda P de 1,5 km/s, una capa de sedimentos que varía de 1,6 a 2,0 km/s y luego las siguientes capas se modificaron para que no quedaran saltos discretos de velocidad [Figura 2.8]. El reflector inicial es el modelado por Hampel *et al.* [2004].

Para la batimetría se utilizaron los datos entregados por el barco, pero reducida a los 80 puntos que exige el programa. Se probó con varios modelos iniciales y finalmente fue elegido el que se ve en la Figura 2.9. Éste difiere del de Hampel en que se aumentó el valor de las velocidades de la corteza superior. Dada la técnica de inversión que se describirá más adelante, fue necesario hacer esta modificación para evitar artefactos que se producían en la zona superior.



**Figura 2.8:** Modelo basado en los resultados de Hampel *et al.* [2004].



**Figura 2.9:** Modelo inicial escogido en base a los resultados de Hampel *et al.* [2004], modificado para evitar artefactos.

## 2.2.4. Modelación directa

La modelación directa, o *forward model*, permite obtener los tiempos de viaje y el camino de los rayos que se obtendrían producto de una grilla de velocidades y reflectores dados.

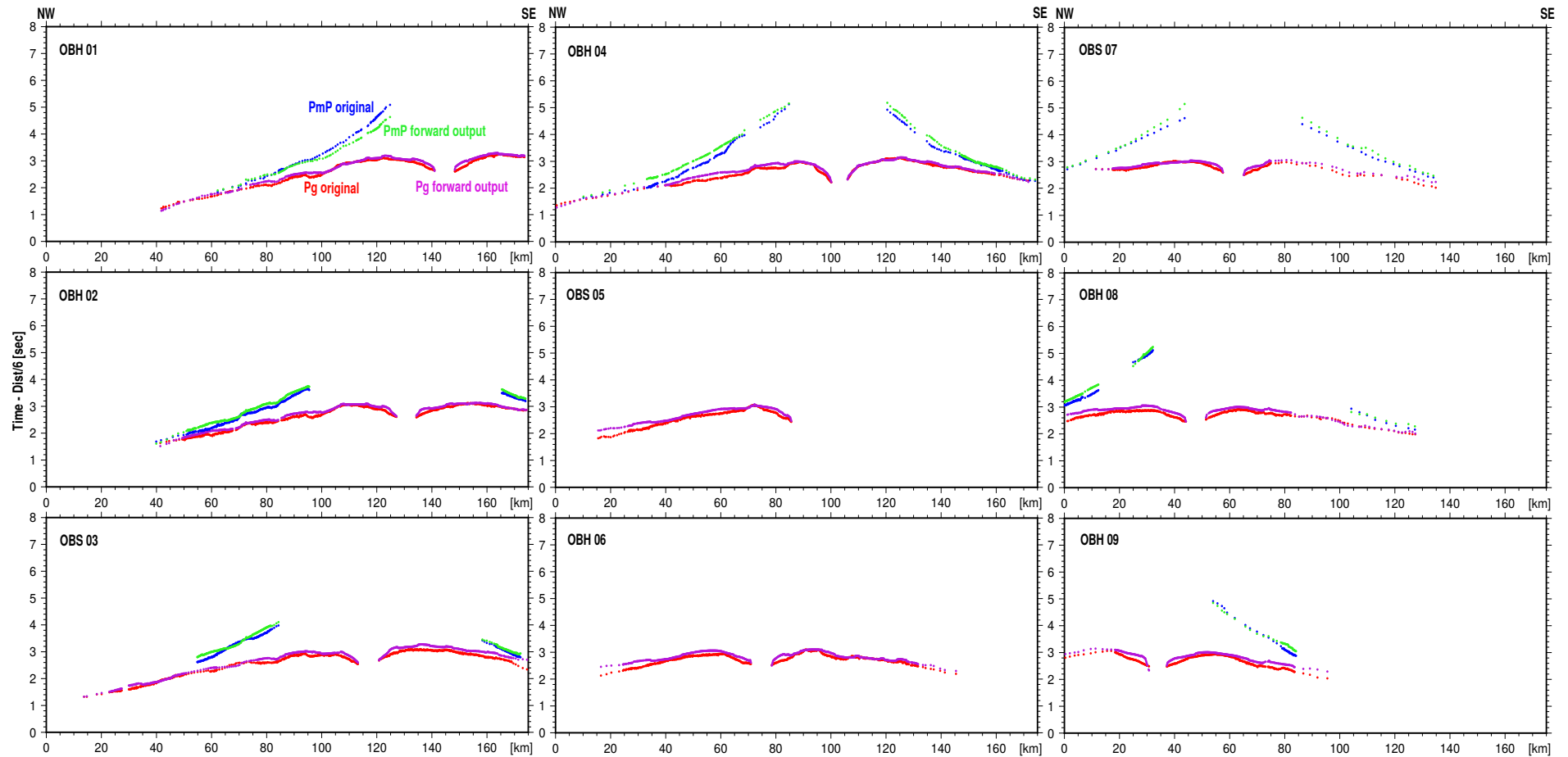
La rutina de Korenaga *et al.* [2000] incluye conjuntamente al método de grafos (o del camino más corto) y el método *ray-bending*, similar al de Papazachos y Nolet [1997] y Van Avendonk *et al.* [1998], ya que esta técnica es más eficiente en cuanto a memoria y tiempo.

Para modelar el medio de propagación de las ondas se construye un grafo en el que se busca el camino más corto desde un nodo origen hacia los otros. Este método sirve para las refracciones y las reflexiones (que es básicamente aplicar el método dos veces). Pero si se usa solamente este método de grafos, los tiempos se sobreestiman, porque los caminos zigzaguean cuando avanzan a través de los nodos de la malla. Para disminuir este efecto se podría

aumentar la resolución de la malla, pero esto genera aún más costo computacional. Por eso se usa la solución entregada por el método de grafos como entrada para el método *ray-bending*. Para ello se hace un refinamiento local con respecto a los nodos de la solución anterior. Se usan gradientes conjugados (un método para minimizar funciones) para minimizar el tiempo de viaje. Los rayos se parametrizan como *beta splines* (aproximación por tramos de un arreglo de puntos con polinomios de bajo orden) y se usan los nodos de la solución del método de grafos como puntos de control. Dado que no se requieren muchos de estos puntos se tiene rápida convergencia. Se usa gradientes conjugados constreñidos para las interfaces.

La función que lleva esto a cabo es *tt\_forward*, que requiere la grilla de velocidades, el reflector y ciertas especificaciones sobre esta grilla y las iteraciones. Se puede ver en la Figura 2.10 la solución del método directo, aplicado al modelo de velocidades basado en los resultados de Hampel *et al.* [2004], y comparada con los puntos picados en Seismic Unix. La similitud de ambos conjuntos de puntos confirma la precisión del picado y la buena cercanía del modelo inicial.

Como se mencionó, finalmente se utiliza la grilla de la Figura 2.9. Esto significa que la modelación directa entrega tiempos de llegada menores que los picados porque se impusieron velocidades más altas en la parte superior. Esto no perjudica el resultado final de la inversión.



**Figura 2.10:** Resultado del modelo directo con los tiempos de llegada de la onda P para el modelo inicial obtenido del paper de Hampel *et al.* [2004]. Los puntos rojos representan las llegadas de las ondas refractadas picadas originalmente y los morados, las obtenidas por el modelo directo. Así mismo los puntos azules son las llegadas originales de las ondas reflejadas y los verdes, el resultado del modelo directo. El RMS calculado entre estos datos es de 0,112 s para las refracciones y 0,133 s para las reflexiones.



## 2.2.5. Método inverso

A diferencia del método directo, una inversión permite, a partir de una serie de observaciones, inferir las propiedades del sistema que las generaron. En general, existen muchísimas configuraciones que pueden llevar a las mismas observaciones. Es por eso que los problemas inversos requieren la aplicación de criterios físicos y geofísicos para constreñir la solución.

Dado un modelo de velocidad de referencia se puede calcular el tiempo que demorarían las ondas en viajar a través de él. La diferencia entre estos tiempos con el observado en las mediciones se llama tiempo residual  $\delta T_j$ . Este existe producto de las perturbaciones en la lentitud (el inverso de la velocidad). En efecto, el tiempo residual se obtiene al integrar estas perturbaciones en la lentitud  $\delta u$  a lo largo de la trayectoria del rayo  $\Gamma_j$ . Son precisamente los valores de  $\delta u$  la incógnita del problema. Para el caso de la refracción de un rayo  $j$ -ésimo, esto se expresa como:

$$\delta T_j = \int_{\Gamma_j} \delta u d\Gamma \quad (2.1)$$

En el caso de las reflexiones de un rayo  $j$ -ésimo se tiene un término extra, que representa el tiempo que demora al reflejarse en el punto  $x_j$ :

$$\delta T_j = \int_{\Gamma_j} \delta u d\Gamma + \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{x=x_j} \delta z(x_j) \quad (2.2)$$

Ambas ecuaciones se pueden escribir de forma conjunta habiendo hecho una aproximación de la velocidad y de el reflector, de forma de linealizar el problema. Para esto se usa la derivada de Fréchet. Considerando que  $\mathbf{d}$  es el vector de tiempo residual,  $\mathbf{G}$  es la matriz de derivadas de Fréchet y  $\delta \mathbf{m}$  es el vector desconocido de perturbaciones, se tiene:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \delta \mathbf{m} \quad (2.3)$$

Esta ecuación es la base de los problemas de inversión en geofísica.

La matriz  $G$  tiene una parte que depende de la velocidad, que viene de la integral sobre el camino del rayo, y una parte que depende de la profundidad, que viene de la reflexión del rayo.

## Matriz de covarianza

La incertidumbre de los tiempos de viaje observados se puede expresar en la matriz de covarianza  $C_d$ , y usualmente no es uniforme. Por simplicidad, los errores de la picada de los datos no son considerados en la matriz. Entonces las variables del problema quedan escritas de la siguiente forma:

$$G' = C_d^{-1/2} G C_m^{-1/2} \quad (2.4)$$

$$\delta m' = C_m^{1/2} \delta m \quad (2.5)$$

$$d' = C_d^{-1/2} d \quad (2.6)$$

Con  $C_m$  una matriz diagonal cuyos elementos son el cuadrado de los parámetros del modelo.

## Regularización

Dado que el sistema es numéricamente inestable, se requiere regularizarlo para evitar las singularidades. Se eligió usar largos de correlación predefinidos para la aplicación de un suavizamiento gaussiano al modelo, tanto para las perturbaciones de velocidad como de profundidad.

$$\begin{bmatrix} d \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_v & wG_d \\ \lambda_v L_{Hv} & 0 \\ \lambda_v L_{Vv} & 0 \\ 0 & w\lambda_d L_d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta m_v \\ \frac{1}{w} \delta m_d \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

$L_{Hv}$  y  $L_{Vv}$  son las matrices de suavizamiento horizontal y vertical de la velocidad, respectivamente, y  $L_d$ , de la profundidad del reflector. Todas son normalizadas por la matriz de covarianza.  $\lambda_v$  y  $\lambda_d$  fijan la importancia del suavizamiento y se eligen en función de la resolución. Finalmente  $w$  (depth kernel weighting parameter) ajusta la sensibilidad de  $G$  con respecto a la profundidad (ver sección 2.2.5).

La velocidad se suaviza de forma horizontal y vertical de forma separada para ahorrar recursos computacionales. La ecuación 2.7 es un sistema de matrices ralas (*sparse*), es decir, tiene muchos elementos que son cero. Existen mecanismos optimizados que permiten resolver estos sistemas de forma más eficiente. En este caso se usa LSQR (*Least Squares Quadratic Regression*) [Paige y Saunders, 1982].

## Amortiguamiento (Damping)

Cuando los tiempos residuales son muy grandes, las iteraciones pueden volverse inestables. En estos casos se repiten sacando los puntos fuera de tendencia (*outliers*) y se incluyen restricciones (*damping*) en los nodos de velocidad y profundidad.

$$\begin{bmatrix} d \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_v & wG_d \\ \lambda_v L_{Hv} & 0 \\ \lambda_v L_{Vv} & 0 \\ 0 & w\lambda_d L_d \\ \alpha_v D_v & 0 \\ 0 & w\alpha_d D_d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta m_v \\ \frac{1}{w}\delta m_d \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

$D_v$  y  $D_d$  son las matrices de *damping* para los nodos de velocidad y de profundidad, que se construyen similarmente a las de Van Avendonk *et al.* [1998].  $\alpha_v$  y  $\alpha_d$  controlan la fuerza de las restricciones.

## Suavizamiento post-inversión

A pesar de lo anterior, de todas formas el resultado puede presentar rugosidad indeseada, por lo que se aplica un suavizamiento post-inversión en cada iteración:

$$m_{i+1} = m_i(1 + L_v(\delta m_i) - \delta m_c) \quad (2.9)$$

donde  $L_v$  es el operador de suavizamiento 2D para la velocidad.  $\delta m_i$  es la actualización  $i$ -ésima del modelo y  $m_i$  y  $m_{i+1}$  son las soluciones  $i$ -ésima y su siguiente. El parámetro  $\delta m_c$  es un término de corrección para conservar la resolución de la información durante el filtrado posterior.

$$G\delta m_c = G(L_v(\delta m_i) - \delta m_i) \quad (2.10)$$

Este suavizamiento 2D compensa el haber impuesto dos suavizamientos 1D anteriormente y asegura la convergencia del modelo para un largo de correlación dado.

## Parámetro $w$

Hay que tener precaución, en este tipo de inversiones, con la ambigüedad de la solución. En el caso de la zona superior de la corteza, las velocidades están constreñidas por los datos conjuntos de refracción y reflexión. En cambio, la parte más profunda tiene solamente los datos de reflexión para determinar tanto las velocidades como la profundidad del reflector, por lo que existe una ambigüedad entre éstas. Para estudiar esta problemática, se introdujo el parámetro  $w$  (*depth kernel weighting parameter*), que permite priorizar una sobre otra: un mayor  $w$  permite mayores perturbaciones en profundidad con menores perturbaciones en velocidad y viceversa. Si al modificar  $w$  la solución no cambia se puede concluir que el modelo no es ambiguo.

## El error RMS y la prueba estadística $\chi^2$

Se requiere medir el error y el ajuste que entrega el resultado de las inversiones para corroborar su validez. Entonces se utilizaron dos mecanismos.

- **Error RMS:** El parámetro estadístico RMS (*Root Mean Square*) sirve para comparar los tiempos de arribo picados ( $t_{\text{picado}}$ ), tanto de las ondas refractadas como las reflejadas, con los tiempos sintéticos obtenidos ( $t_{\text{sintético}}$ ) correspondientes para cada una de las fases. Si consideramos que  $N$  es el número de picadas, entonces,

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (t_{\text{picado}} - t_{\text{sintético}})^2}$$

- **Prueba  $\chi^2$ :** Es una prueba de hipótesis que compara la distribución observada de los datos con una distribución esperada de los datos. Con este parámetro se busca comprobar el ajuste del modelo. Si consideramos  $\tau$  como la incerteza de los datos, entonces se tiene que

$$\chi^2 = \left( \frac{\text{RMS}}{\tau} \right)^2$$

Por lo tanto se busca que el valor de  $\chi^2$  sea cercano a uno, puesto que si es muy alto significa que aún se puede mejorar el ajuste y si es muy bajo entonces se tendría un sobreajuste.

## Separación de la inversión según la profundidad del modelo de velocidad

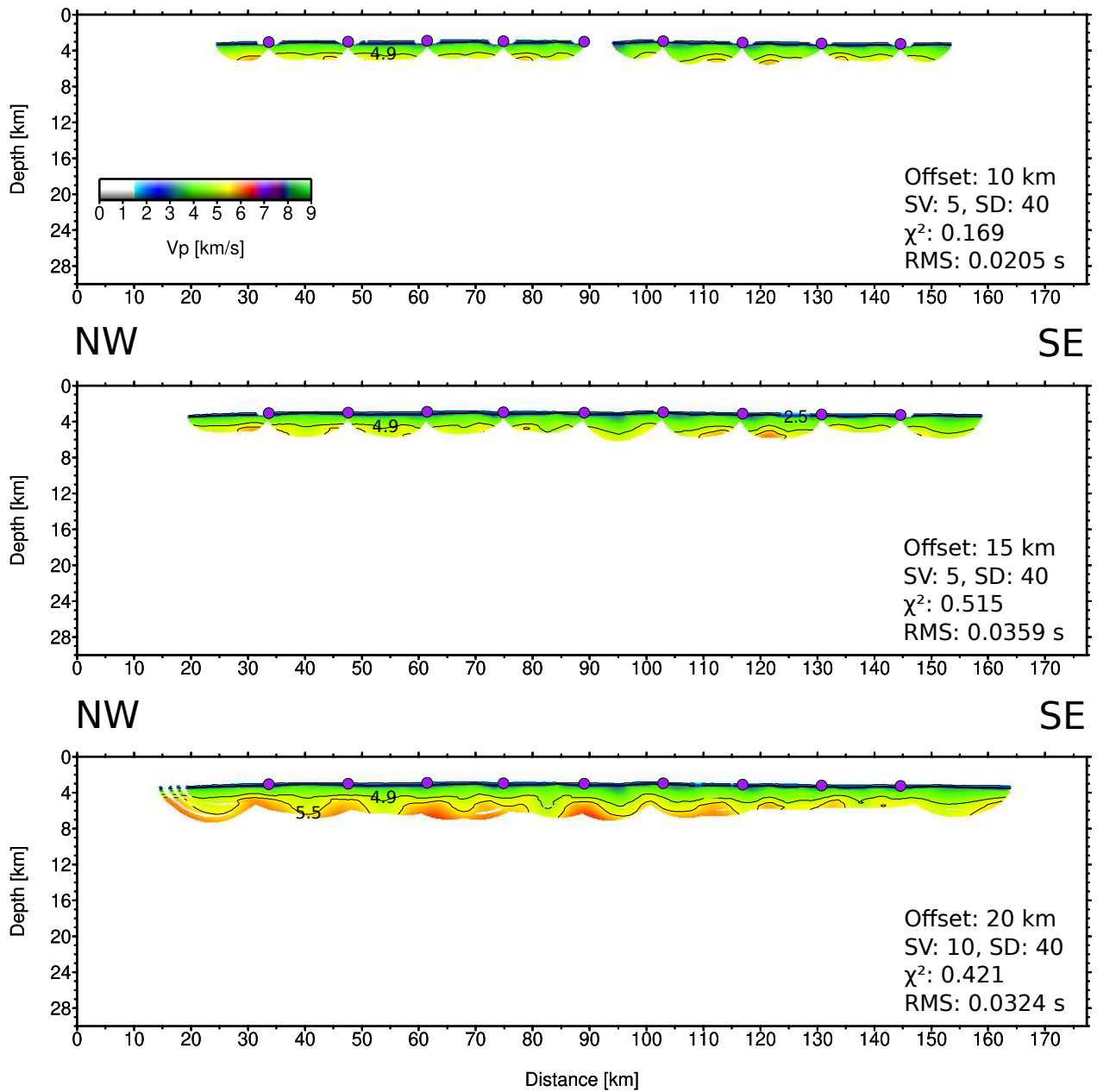
En general, la escala espacial con la que se producen los cambios de velocidad varía con la profundidad. Entre más somera, estos cambios se manifiestan en frecuencias más altas. Por lo tanto, para poder imponer diferentes parámetros de suavizamiento según la profundidad, se trabaja en etapas donde en cada una se utilizan solamente los rayos que estén dentro de

un radio con respecto al OBH/OBS (*offset*). Dado que los rayos tienen caminos con formas parecidas a un semicírculo, mayores *offsets* significan mayores profundidades y viceversa.

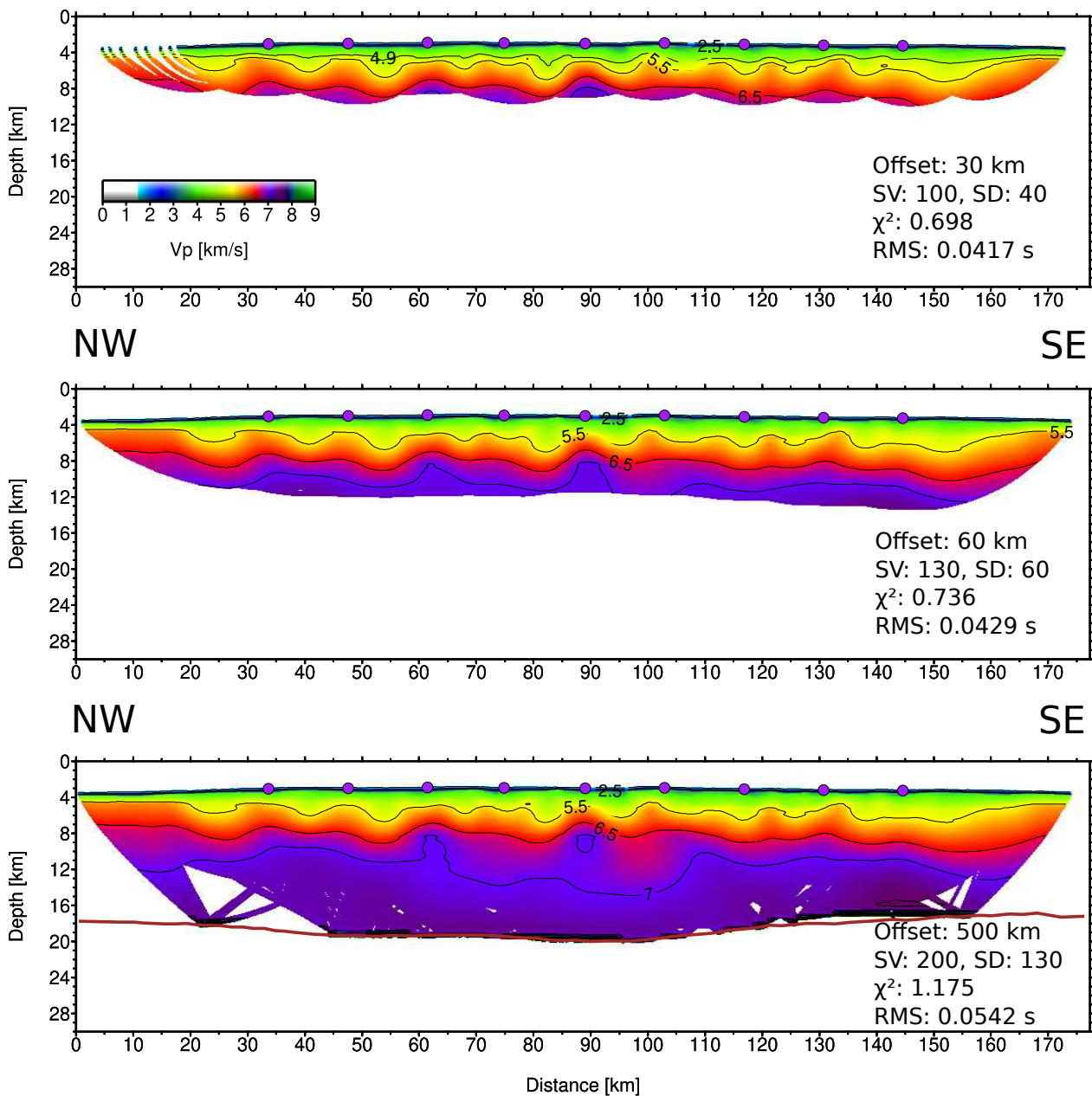
Producto de esta modalidad de inversión, en este caso, valores bajos de velocidad en la superficie hacen que la solución tienda a presentar artefactos. Estos se aminoraron utilizando un modelo de velocidades iniciales con valores más altos en la parte superior, de tal forma de que la inversión tenga que bajar velocidades y no subirlas. Se probaron varios modelos iniciales de tal forma de encontrar un aumento de velocidad que ayudara con los artefactos pero que fuera lo más bajo posible para no perturbar la solución.

Gracias a la metodología mencionada se logró que las capas superiores pudiesen tener variaciones de alta frecuencia y que a la vez esté presente la homogeneidad característica de la corteza inferior.

En cada iteración se mantuvo la misma matriz de correlación, tanto la de velocidad y como la de profundidad. Los diferentes parámetros que se variaron fueron el *offset*, el suavizamiento de velocidades ( $\lambda_v$  o SV) y el suavizamiento de la profundidad ( $\lambda_d$  o SD). Se impuso un  $\chi^2$  objetivo de 1,3 y se efectuaron 5 iteraciones por etapa. El peso  $w$  se fijó como 0,01 en las primeras iteraciones — donde no tiene relevancia porque no hay rayos de reflexión — y 0,1 en la última. Para los nodos de velocidad se usó un largo de correlación horizontal y vertical de 1 km para el fondo marino y de 5 kilómetros para la base de la corteza. Para el reflector se consideró de 4 km.

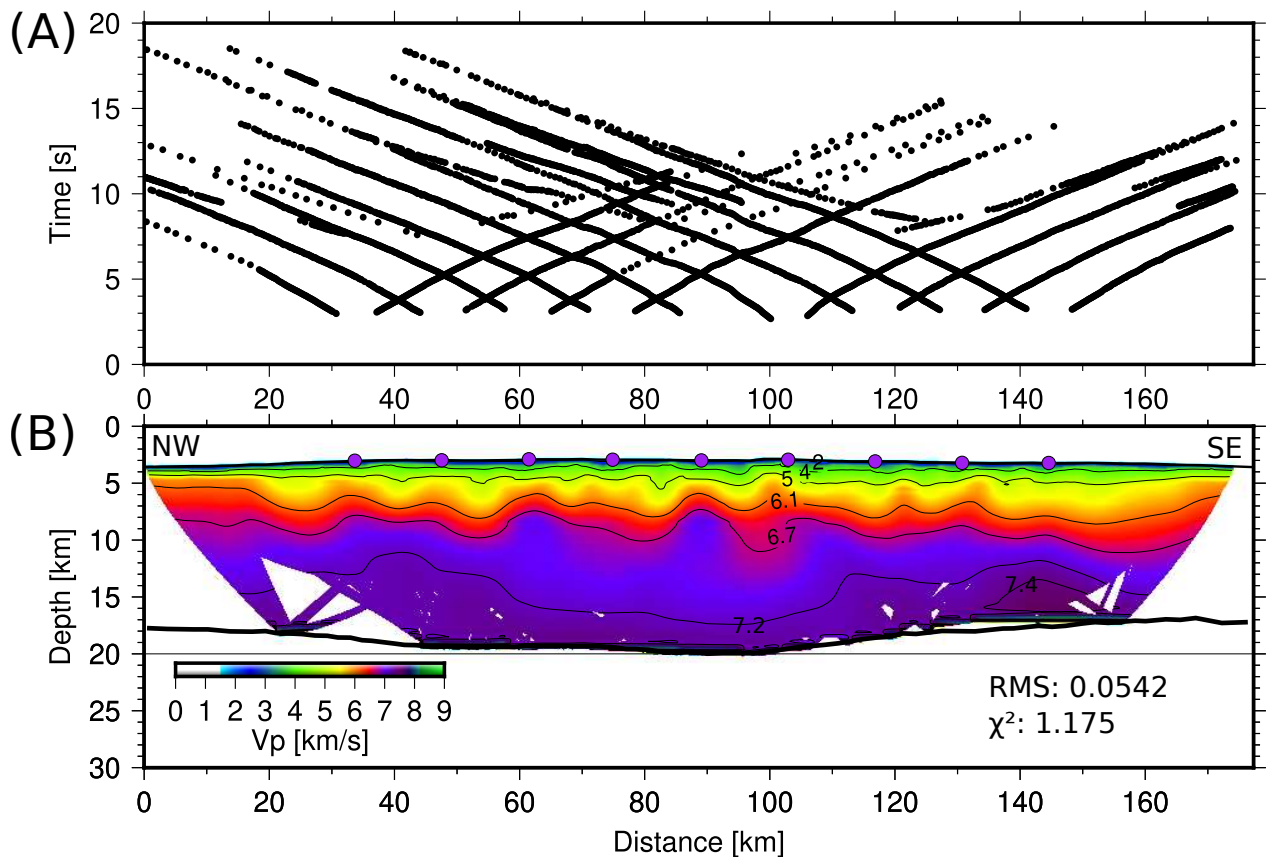


**Figura 2.11:** Se muestra las primeras etapas de la inversión, tal que en cada una solamente se utilizaron las llegadas con *offset* de 10, 15 y 20 km. El valor SV corresponde al  $\lambda_v$ , el parámetro de suavizado de la velocidad. El valor SD corresponde al  $\lambda_d$ , el parámetro de suavizado de la profundidad del reflector. El error que se muestra en cada cuadro corresponde al error cuadrático medio (RMS) en segundos.



**Figura 2.12:** Se muestran la segunda mitad de las etapas que conformaron la inversión. En cada una se utilizaron las llegadas con *offset* de 30, 60 y 500 km entre la fuente y el receptor. La línea burdeada delimita el reflector en la inversión, que corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić, más conocida como Moho. El valor SV corresponde al  $\lambda_v$ , el parámetro de suavizamiento de la velocidad. El valor SD corresponde al  $\lambda_d$ , el parámetro de suavizamiento de la profundidad del reflector. El error que se muestra en cada cuadro corresponde al error cuadrático medio (RMS) en segundos.

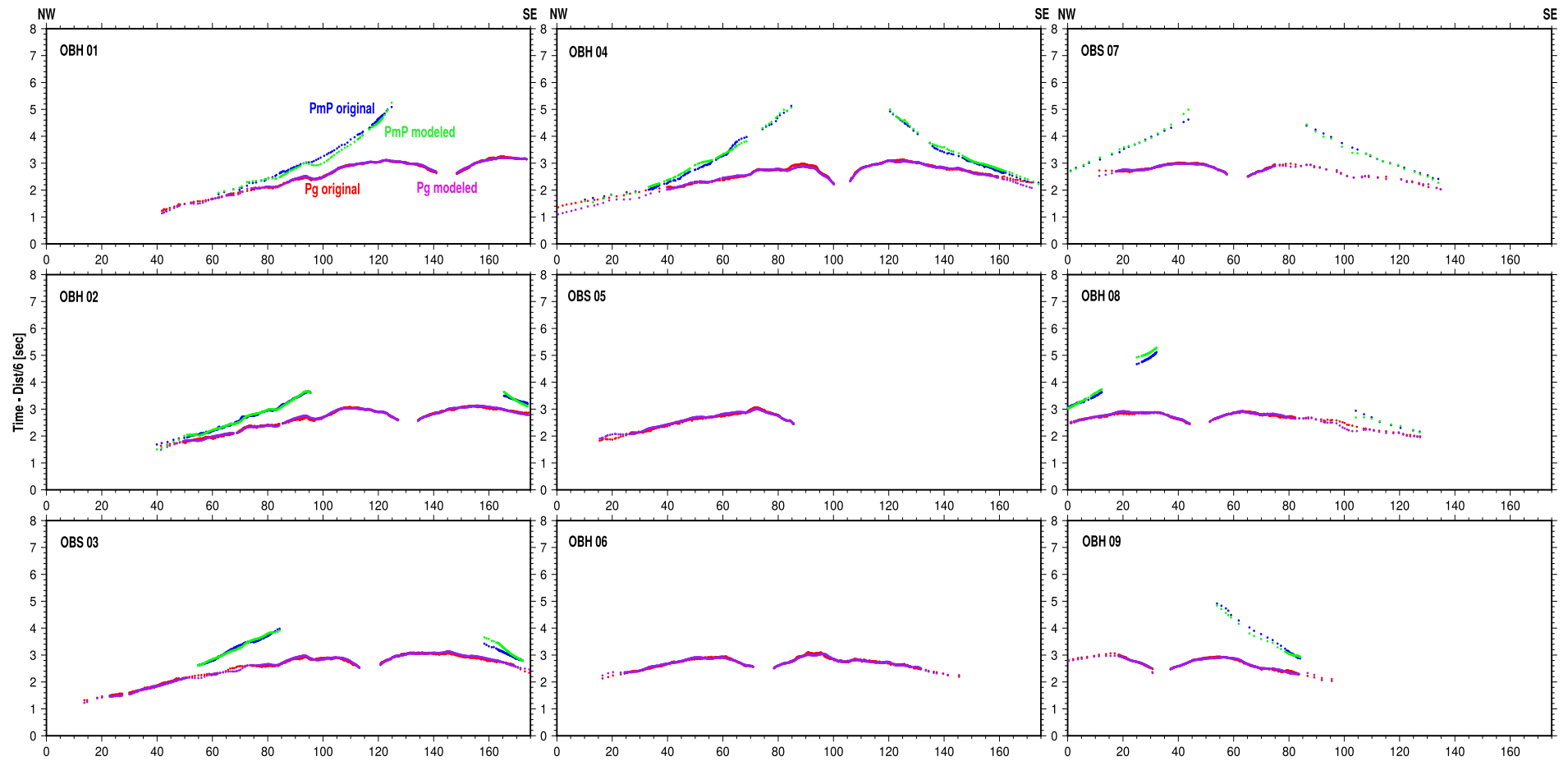
### 2.3. Resultado y discusión



**Figura 2.13:** (A) Picks de los tiempos de viaje de onda P de la inversión tomográfica (fases  $P_g$  y  $P_mP$ ). (B) Resultado de la inversión tomográfica, para el perfil 01.

El resultado final se presenta en la Figura 2.13. El error cuadrático medio (RMS) de los tiempos de llegada resultó ser de 54 ms con un  $\chi^2 = 1,175$ . Más detalladamente, se tuvo un total de 5728 refracciones, con un RMS de 41 ms, y 1267 reflexiones con un error de 92 ms. Lo que se considera un error aceptable comparando con las incertezas de las picadas de los tiempos de arribo. En la figura 2.14 se presenta la comparación entre los picks originales y los obtenidos después de una modelación directa con el modelo final.





**Figura 2.14:** Resultado de aplicar el método directo al modelo final obtenido de la inversión sísmica. Los puntos rojos representan las llegadas de las ondas refractadas picadas originalmente y los morados, de las obtenidas con el método directo. Así mismo, los puntos azules son las llegadas originales de las ondas reflejadas y los verdes, el resultado del modelo directo. El RMS calculado entre estos datos fue de 41 ms para las refracciones y 92 ms para las reflexiones.

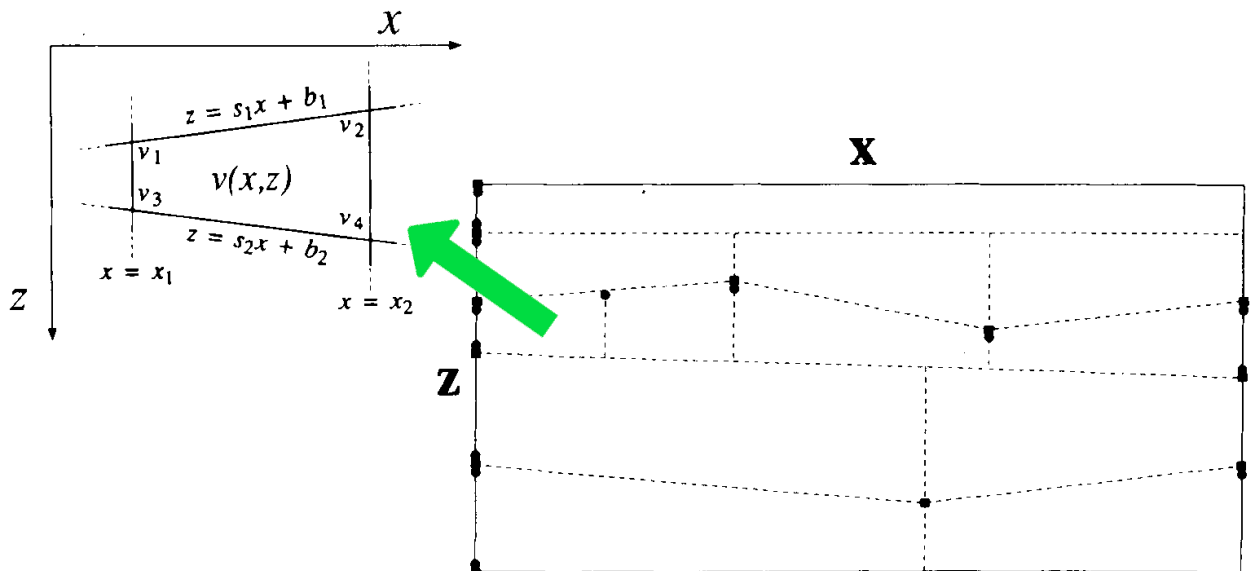
### 2.3.1. Comparación entre el método de inversión utilizado por Hampel et al., 2004 y el software de Korenaga

En el trabajo de Hampel *et al.* [2004] se efectuó una modelación directa usando trazado de rayos con programas desarrollados por Luetgert [1992] y Zelt y Smith [1992].

Luetgert [1992] diseñó un *software* llamado MacRay que permite de forma interactiva calcular las curvas camino-tiempo de un modelo de velocidades 2D. Es un método directo y por lo tanto posee las desventajas usuales con respecto a un método de inversión: No entrega una estimación de la resolución, ni de la incertidumbre, ni de la no-unicidad, y no asegura que los datos se ajusten para una norma en particular [Zelt y Smith, 1992].

Por otro lado, Zelt y Smith [1992] desarrollaron un código que calcula los tiempos de viaje utilizando teoría de rayos asintótica. Éste sigue los siguientes pasos:

- **Parametrización:** Se construye un modelo de capas en base a nodos que caracterizan la profundidad de las interfaces y la velocidad de onda P en la capa superior e inferior. Como se muestra en la Figura 2.15, en base a estos nodos se hace una interpolación lineal para sacar el campo de velocidades. Sobre esto, se minimiza la cantidad de parámetros que representan el mismo modelo de velocidades.
- **Ray-tracing:** Posteriormente se usa teoría de rayos asintótica de orden cero [Cerveny *et al.*, 1977] para trazar los rayos a través del modelo. Este algoritmo plantea la geometría de los rayos como ecuaciones diferenciales que en este caso se resuelven usando Runge-Kutta. Se aplica la ley de Snell en los bordes de las capas. Para obtener los tiempos de llegada se integra usando la regla de trapezoides.



**Figura 2.15:** Ejemplo de la parametrización de un modelo de velocidades. Las 5 capas están separadas en 12 bloques trapezoidales. En este ejemplo hay un total de 26 parámetros independientes: 12 nodos de bordes y 14 puntos de velocidades. La distribución de las velocidades  $v(x, z)$  se define de forma lineal dentro de cada trapezoide como se muestra en la parte superior a la izquierda. Esta figura fue modificada de las presentes en Zelt y Smith [1992].

- **Inversión:** Para el cálculo de los tiempos se viaje  $t$  entre la fuente y un receptor, cuyo largo de rayo es  $L$ , en el campo continuo de velocidad  $v(x, z)$ , se utiliza:

$$t = \int_L \frac{1}{v(x, z)} dl = \sum_n^{i=1} \frac{l_i}{v_i}$$

Como  $L$  depende de  $v$ , el problema es no lineal. Como método de linealización, se aplican expansiones de Taylor, con respecto al modelo inicial. Entonces, despreciando los términos de orden superior, el problema queda como

$$A\Delta m = \Delta t$$

Donde  $\Delta t$  es el tiempo de viaje residual,  $\Delta m$  es el vector de ajuste de parámetros del modelo y  $A$  corresponde a la matriz de derivadas parciales. Estas son derivadas del tiempo con respecto a los parámetros del modelo y se calculan analíticamente.  $\Delta t$  se obtiene con el método de *ray-tracing* descrito anteriormente. Entonces se calcula  $\Delta m$  con una inversión de mínimos cuadrados amortiguada, incorporando matrices de covarianza. Con este resultado se aplican los ajustes al modelo y se iteran todos los pasos hasta llegar a resultados satisfactorios.

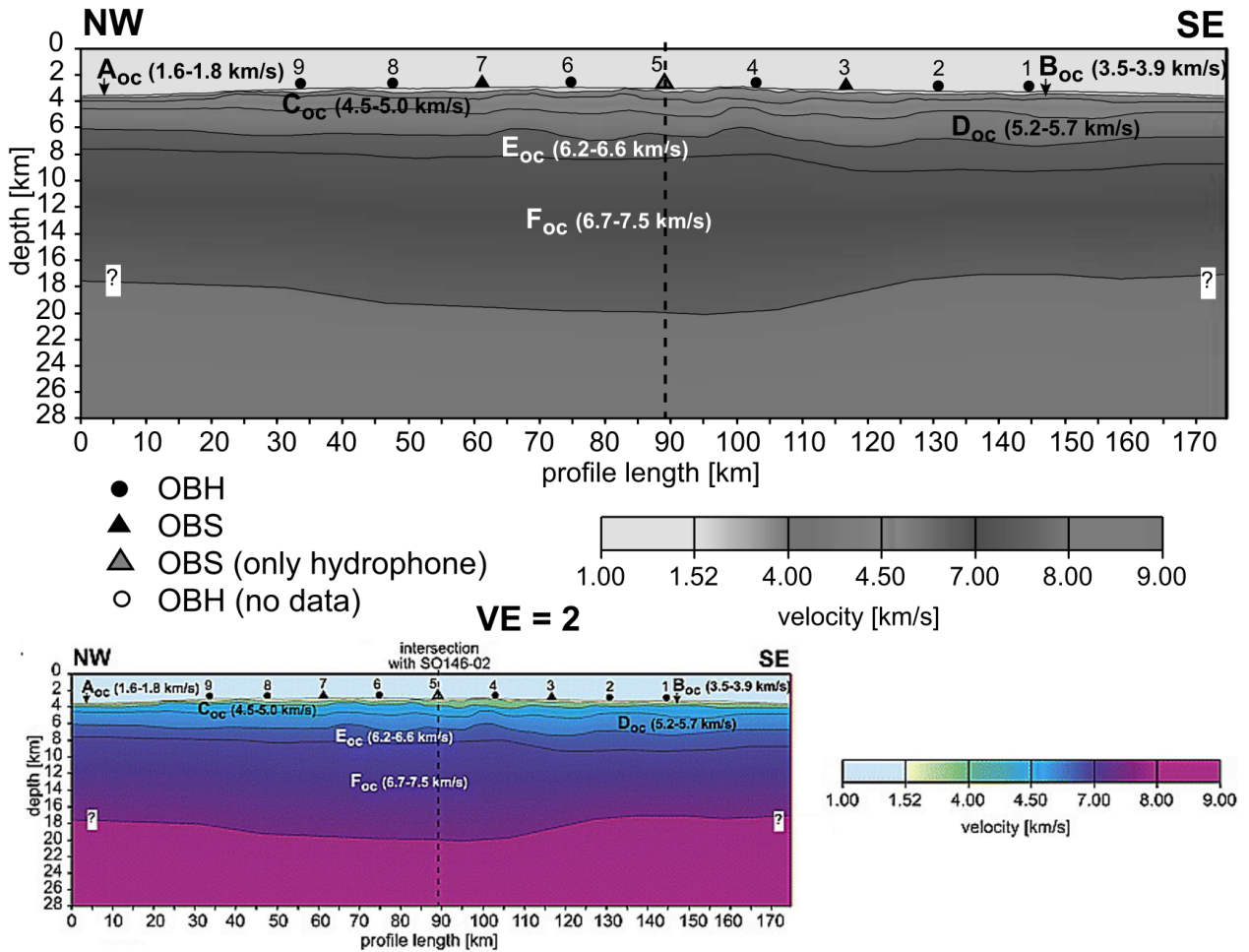
La principal diferencia con respecto al código de Korenaga *et al.* [2000] se encuentra en la parametrización. El resultado termina siendo altamente dependiente de la elección del número de capas y de la rugosidad de las interfaces, además de quedar sobreparametrizado [Grevemeyer *et al.*, 2007]. Finalmente esto se traduce en peor resolución y que el modelo quede involuntariamente suavizado si se parte con un perfil de capas planas.

Por otro lado, no posee un mecanismo que permita evaluar la ambigüedad del resultado como es el caso del parámetro  $w$  en el software de Korenaga. Para lograr este propósito, los autores sugieren probar diferentes modelos iniciales.

El resultado obtenido por Hampel a través de este método (Figura 2.16) y el obtenido con los códigos de Korenaga, poseen cierta similitud. Ambos conservan la estructura general de velocidades, como por ejemplo el espesor de las capas 1, 2 y 3 de la corteza oceánica. También se mantiene la asimetría de la dorsal y su grosor. Pero por otro lado, en este trabajo se llegó a un perfil con una distribución de velocidades más caóticas evidenciadas por las oscilaciones de las isovelocidades. Cabe mencionar que la diferencia de suavidad entre ambos modelos no depende únicamente de los códigos utilizados sino también de la elección del *damping*, del suavizamiento, del modelo inicial y de si se implementa un método de inversión por secciones, aumentando paulatinamente la profundidad de rayos. Esto será discutido más adelante en la sección 2.3.5.

Finalmente, se le aplicó una modelación directa a un perfil de velocidades basado en el entregado por Hampel *et al.* [2004] (Figura 2.8), obteniéndose errores que duplican los que se obtuvieron con el resultado de este trabajo (ver Figura 2.10). El RMS entre las llegadas originales y las modeladas mejora de 112 a 41 ms, para las refracciones, y de 133 a 92, para la reflexiones.

Por todo lo anterior, se concluye que era necesario actualizar el modelo de velocidades.



**Figura 2.16:** Modelo de velocidades de onda P para el perfil SO146-01 de Hampel *et al.* [2004].

### 2.3.2. Densidad de rayos: DWS

Junto con la grilla de velocidades, la inversión sísmica arroja el camino de los rayos y la densidad de estos en el perfil, lo que se puede ver en la Figura 2.17. La densidad de rayos habla de las zonas mejor constreñidas y de las zonas con mayor ambigüedad. Para esto se usa la suma derivativa del peso DWS, *derivative weight sum*, que es el vector resultante de sumar las columnas del kernel de velocidades de la matriz de Fréchet (ver la ecuación 2.3). Este análisis por si solo no habla de la resolución del modelo. Por ello, se hará un test de resolución usando datos sintéticos. Por otro lado, conocer la cobertura de los rayos es útil para el análisis de las pruebas de ambigüedad y de los resultados finales.

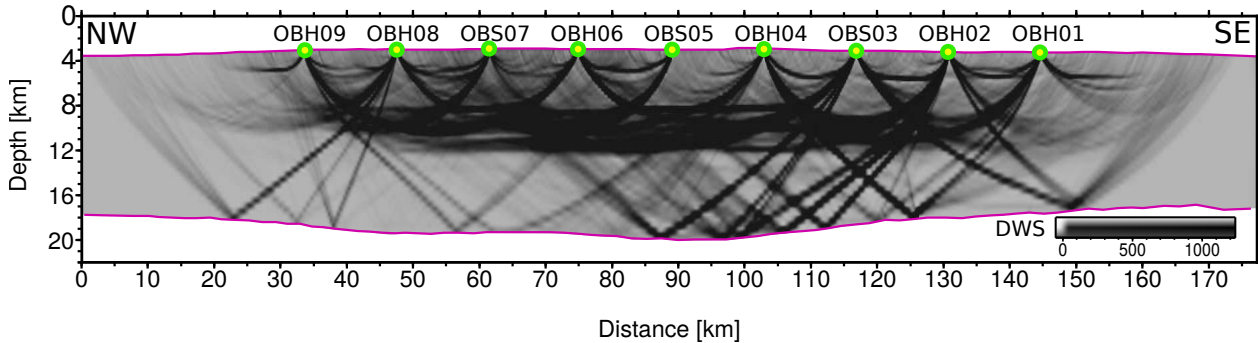


Figura 2.17: Cobertura de rayos DWS del modelo final.

Como es natural, se observa que se tiene más cobertura en la zona central y en profundidades hasta los 12 km. También se pueden ver las secciones del reflector donde hubo muy poca información y donde quedó bien constreñido. El gráfico del camino de los rayos también nos habla de cómo se comportan las velocidades. En la zona superior los rayos tienen refracciones más drásticas, lo que es reflejo del alto gradiente de velocidades. En cambio, en la corteza inferior, se trazan caminos más rectos puesto que el material es más homogéneo.

Como el DWS muestra las zonas con mayor cobertura de rayos, y que por lo tanto están mejor constreñidas, es útil tener esta información al momento de aplicar las siguientes modelaciones.

### 2.3.3. Pruebas de ambigüedad $w$

Para estudiar la ambigüedad del modelo (ver sección 2.2.5) se probó con diferentes valores de  $w$ : 0,01, 1 y 100. En la inversión se aumentó progresivamente la profundidad por *offset* (ver sección 2.2.5) y se varió el peso  $w$  sólo en la última etapa, bajo los 12 km.

En el caso de una inversión subdeterminada, se tiene un conjunto infinito de soluciones que satisfacen las observaciones. Lo que se busca es determinar si los datos son suficientes para poder concluir un único modelo representativo de un conjunto de soluciones acotadas que varíen poco entre sí. El resultado del test se ve en la Figura 2.18, donde se observa cuánto varía la solución. Por cómo se construyeron las inversiones, la corteza superior no cambia. Sin embargo, la corteza inferior, el moho y el camino de rayos se ven afectados.

Un  $w$  alto significa priorizar la modificación del reflector por sobre las velocidades para ajustar los tiempos de llegada, y viceversa. Esto se refleja en que en el cuadro (A), de la Figura 2.18, las velocidades muestren una distribución más caótica con respecto al cuadro (C), que se mantiene más parecido a un modelo de capas planas. Hacia el NO, el moho se conserva similar, pero hacia el SE, sobre los 120 km, tiene más variación. Hay que considerar que fuera de lo que tocan los rayos — entre los 0 a 20 km y entre los 160 a 177 km — no hay información y por lo tanto no se considera que esas zonas sean parte de la solución.

El test arroja que con un  $w$  alto, el moho tiende a profundizarse. Esto alarga el camino de los rayos, por lo que el modelo compensa con zonas profundas de alta velocidad. Esta zona precisamente es un lugar donde se tiene poca información, tanto de rayos de refracción como de reflexión, como se aprecia en la Figura 2.17. Por lo tanto, esa sección efectivamente presenta mayor ambigüedad. Junto a lo anterior, al aumentar el parámetro  $w$ , las reflexiones se tienden a concentrar en secciones más pequeñas del moho. A pesar de lo anterior, los tres casos llegan a resultados similares y reflejan el mismo comportamiento de distribución de las velocidades. Los tres modelos ajustan bien y tienen errores (RMS) muy similares. Finalmente, se concluye que no se presenta alta ambigüedad y que la inversión es suficientemente robusta.

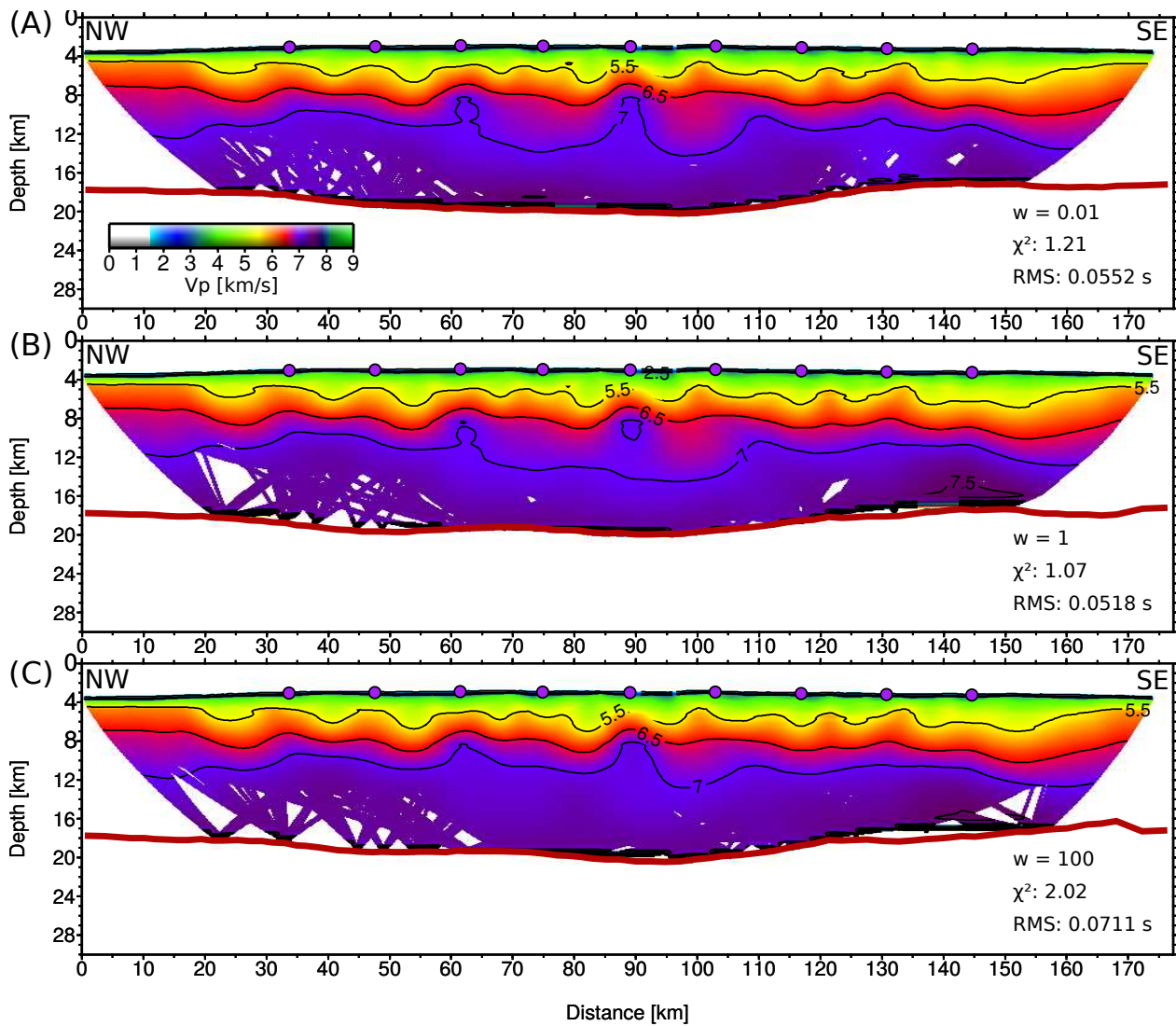
### 2.3.4. Test de resolución

Para estudiar la resolución se debe generar primero un modelo sintético. Para ello se toma el modelo final escogido (Figura 2.13) y se le adicionan perturbaciones con forma elíptica con distribución gaussiana, que no superan el  $\pm 5\%$  de la velocidad (Figura 2.19). Además, se agrega un ruido aleatorio de amplitud 100 ms. Manteniendo las fuentes y receptores de los rayos, se corre un modelo directo para obtener los tiempos de llegada de las ondas para este caso sintético. Con los datos obtenidos se corre una inversión — sin etapas por *offset* — usando el modelo no perturbado como el de referencia. La inversión se efectuó en 5 iteraciones.

El objetivo ver si se pueden recuperar las perturbaciones gausseanas. Para ello se le resta al resultado el modelo que se usó de referencia (Figura 2.13), obteniendo solamente lo que quedó de las elipses después del procesamiento. Dado que se trabajó con diferentes resoluciones según la profundidad, se escogieron elipses más pequeñas en la zona superior, para estudiar frecuencias más altas, y elipses más grandes para la zona inferior.

El resultado se presenta en la Figura 2.19 cuadro (B), en el que se pueden identificar todas las elipses que se adicionaron como anomalías en el cuadro (A). Se observa que existe mejor resolución en el centro de la grilla, lo que es producto de la mayor cobertura de rayos en esa zona (sección 2.3.2). Cuando no hay suficiente información de rayos — como en la elipse superior izquierda — se observa que el modelo tiende a bajar la amplitud de la anomalía y, para hacer calzar los tiempos de viaje, modifica también el entorno. Eso nos dice que donde hay más cobertura se pueden observar mejor las altas frecuencias y con mayor certeza sus amplitudes. En cambio, donde hay menor cobertura, el ajuste de los tiempos de llegada compromete todo el área y mezcla el efecto de las anomalías locales, perdiéndose resolución. Este tipo de artefactos se les llama *de-mean artefacts*, y se discuten en la siguiente sección.

Otro aspecto observable de los resultados en la Figura 2.19, es que las elipses inferiores,

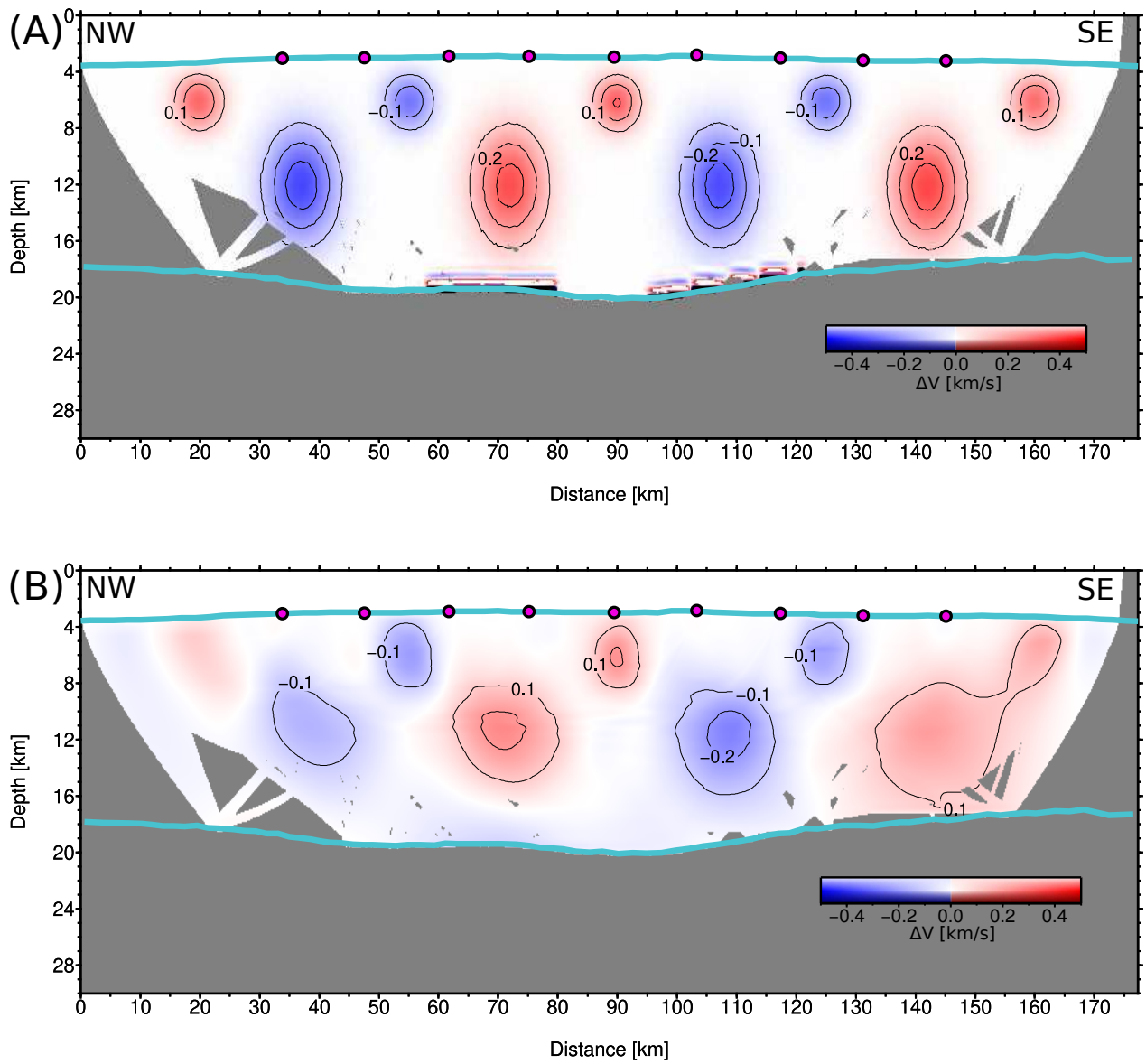


**Figura 2.18:** Resultado de efectuar inversión con diferentes pesos: (A)  $w = 0,01$ , (B)  $w = 1$  y (C)  $w = 100$ . Se puede observar que la zona superior tiene poca variación y que cambia principalmente la parte inferior, especialmente a los costados, donde hay menos rayos de refracción y reflexión. La línea burdeco delimita el reflector en la inversión, que corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić.

posterior al test de resolución, fueron achatadas con respecto a las originales en el cuadro (A). Probablemente porque cerca del reflector se pierde resolución y el modelo tiende a variar menos y a conservar los valores que se le dieron en el modelo de referencia.

Finalmente, se concluye que ni las elipses ni el ruido blanco desestabilizaron la solución, por lo que es robusta en términos generales. Junto a ello, se recuperaron exitosamente todas las anomalías de velocidad. Pero, al momento de analizar el perfil, es importante considerar que se pierde resolución en los bordes y en los costados del Moho.





**Figura 2.19:** Para el análisis de resolución, se generó un modelo sintético con perturbaciones en las velocidades. En el cuadro (A) se presentan las anomalías de velocidad elípticas que se le adicionaron al modelo, de amplitud  $\pm 5\%$  y forma gaussiana. Las líneas de contorno son cada 0,1 km/s. Además se incluyó un error aleatorio de 100 ms a todo el campo de velocidades. Los puntos morados con borde negro muestran la ubicación de los OBH/OBS. En el cuadro (B) observamos lo que se recuperó de las elipses después de 5 iteraciones de la inversión.

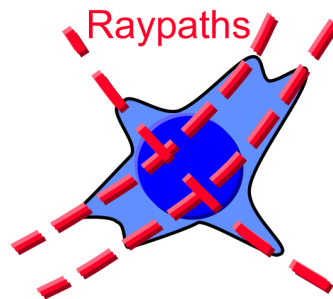
### 2.3.5. Artefactos

Si bien la tomografía sísmica es una herramienta fundamental para obtener modelos de velocidades, los resultados presentan — y posiblemente siempre presentarán — artefactos asociados a la metodología. Algunos de ellos se manifiestan como difuminación a lo largo del camino de los rayos (*along-raypath smear artefacts*) o provienen de la remoción de tendencias o promedios (*de-mean artefacts*) [Zhou, 2011]. El primero de ellos se aprecia en la Figura 2.20, donde una anomalía que era originalmente circular es deformada y extendida a lo largo



del camino de los rayos. La segunda se produce cuando se remueve el promedio del campo de velocidades o se utiliza tiempo residual para la inversión y, en consecuencia, se observa que las anomalías pierden amplitud y aparecen otras, de signo contrario, rodeándola.

También existen artefactos que aparecen cuando se tienen interfaces abruptas, las que se difuminan en gradientes si no se les asocia un reflector, o los que provienen de la metodología de ir incluyendo de a poco los rayos con más profundidad, lo que podría enfatizar artefactos con geometría parecida al camino de los rayos.

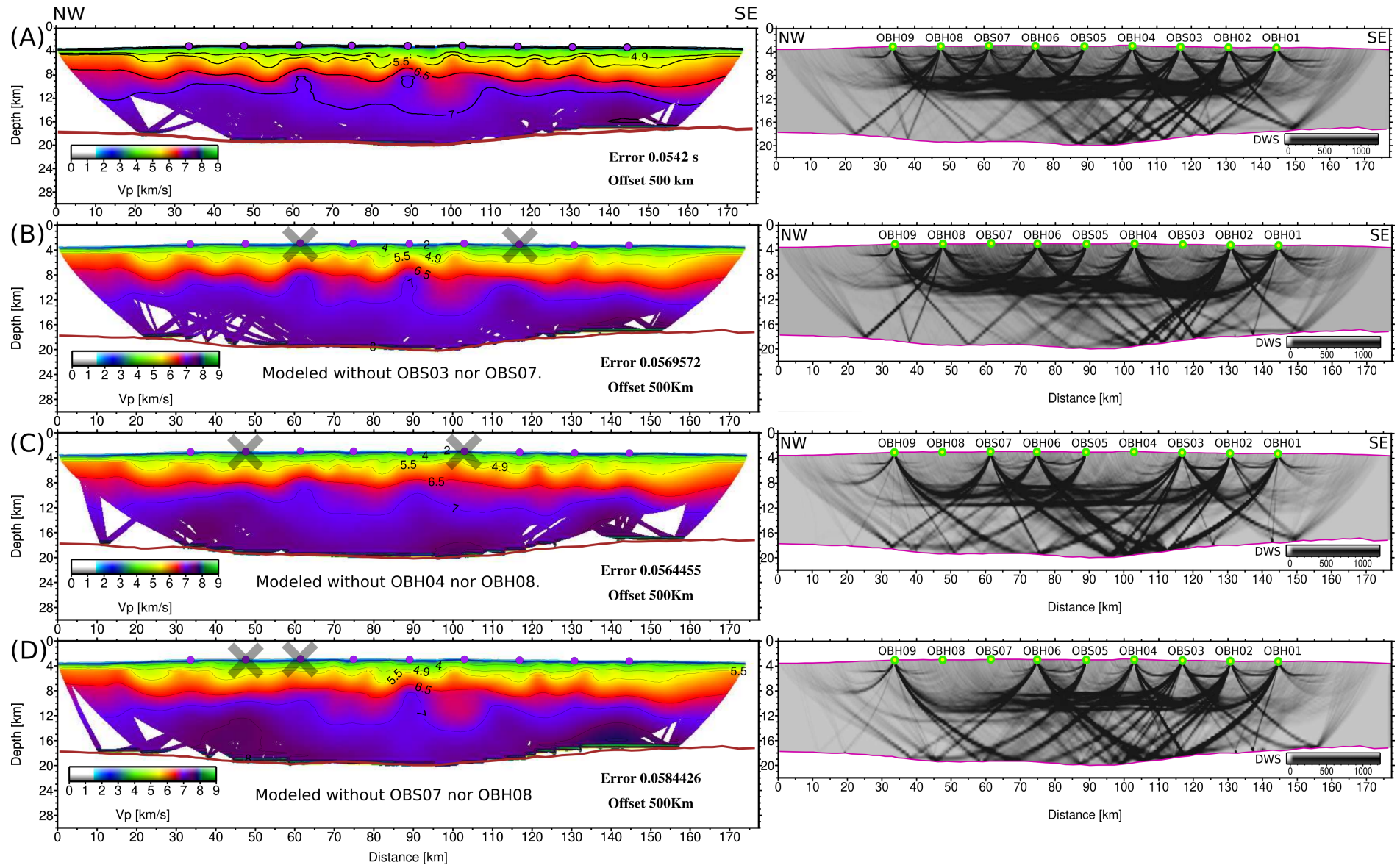


**Figura 2.20:** Ilustración de la difuminación a lo largo del camino de rayos en una tomografía sísmica [Zhou, 2011].

El resultado de este trabajo presenta anomalías de velocidad sinusoidales cuya frecuencia pareciera correlacionarse con la posición de los hidrófonos o sismómetros de fondo marino. Esto podría ser indicio de artefactos ocasionados por la difuminación a lo largo del camino de rayos y de la inversión por diferentes *off-sets*. Para estimar cuán importante fue la influencia de la posición de los OBH/OBS en el modelo, se generaron diferentes perfiles donde se removió un par de instrumentos en diferentes localizaciones. Los resultados de la Figura 2.21 muestran que efectivamente hay zonas donde pareciera haber una correlación entre la presencia de las ondulaciones con los OBH/OBS. Se postula que esto se debe a que los rayos producen estos artefactos, pero al mismo tiempo es difícil estimar hasta qué nivel, puesto que en las zonas donde hay menos cobertura el modelo tiende a preservar la distribución de velocidades que se le entregó como modelo inicial; el que era suave y parecido a uno de capas planas. Entonces el hecho de que las oscilaciones se reduzcan si se extrae un instrumento es en parte consecuencia de la pérdida de información.

Por otro lado también es complicado estimar cuál es el efecto, en términos de artefactos, producido por la inversión por diferentes *offsets*. Probablemente tiende a seccionar anomalías de velocidad o a potenciar los artefactos *along-raypath smear*. El problema es que si no se efectúan estos pasos por *offsets* se tiene que seleccionar un suavizamiento común para la corteza superior e inferior. Esto implica perder a las anomalías de alta frecuencia o que se inestabilice y genere distribuciones de velocidad caóticas, imposibles geológicamente. Para mitigar la aparición de estos artefactos, se optó por modificar el modelo inicial como se explicó anteriormente en la sección 2.2.3.

Se concluye que efectivamente las oscilaciones en el modelo presentan una componente de artefactos, pero que para eliminarlos se requeriría un suavizamiento exagerado que borraría la información de alta frecuencia que sí se puede rescatar.



**Figura 2.21:** (A) Resultado de la inversión sísmica con los 9 OBH/OBS y, a la izquierda, su cobertura de rayos respectiva. (B) Resultado de la inversión sin el OBS03 ni el OBS07. (C) Resultado de la inversión sin el OBH04 ni el OBH08. (D) Resultado de la inversión sin el OBS07 ni el OBH08.

# Capítulo 3

## Modelación Gravimétrica

Para entender mejor el efecto de la intrusión de material magmático en la corteza oceánica, se estudiará un perfil gravimétrico extendido para cubrir también donde haya litósfera que no interactuó con la pluma mantélica.

Teniendo la información de las velocidades se puede obtener una aproximación de las densidades de las rocas y calcular su respuesta gravimétrica para compararla con los datos observados de anomalía de gravedad de aire libre. Para ello se utilizó una modelación directa con el software Ggrad, desarrollado por Maksymowicz *et al.* [2015], que permite trabajar con gradientes de densidades.

### 3.0.1. Ggrad: Modelación directa

Ggrad calcula la respuesta de un perfil de densidades 2D, el que entiende como un conjunto de capas que varían su densidad de forma lineal en la dirección vertical. Cada capa está constituida por un conjunto de prismas tabulares. La suma de la respuesta de cada uno de ellos corresponde a la respuesta gravimétrica total.

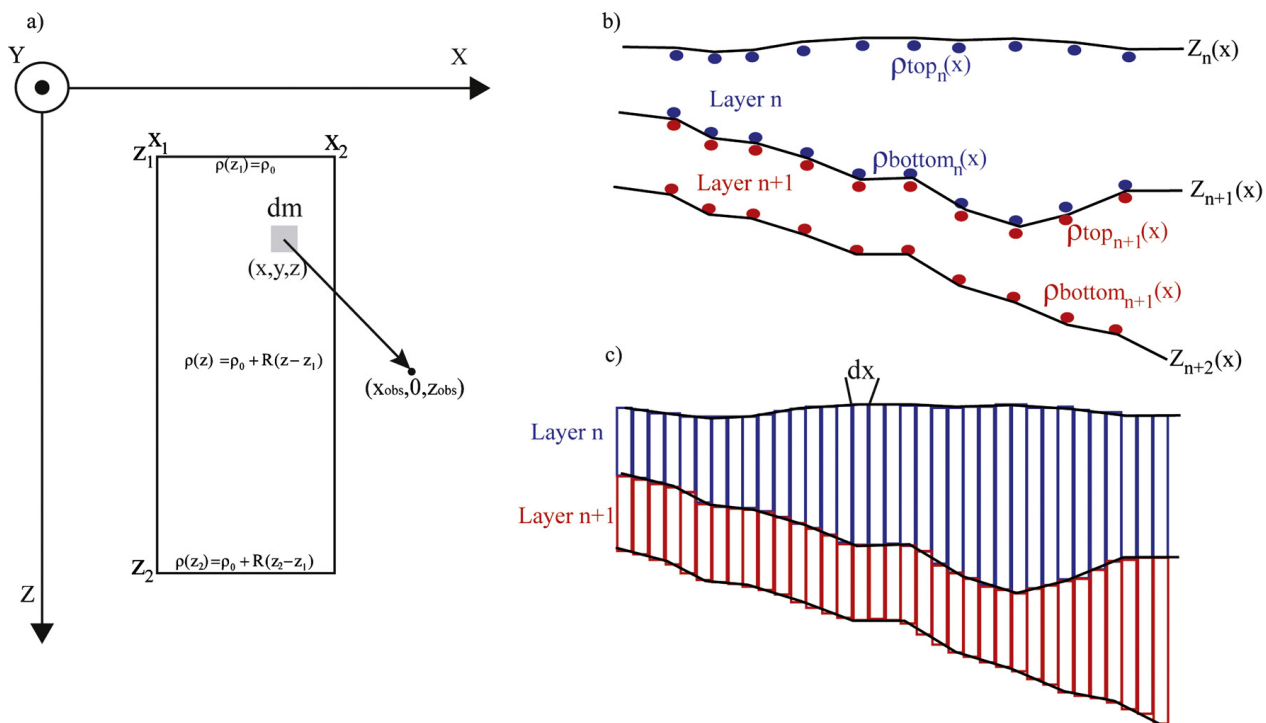
Entonces el programa usa la respuesta analítica de prismas tabulares con un gradiente de densidad vertical y que se extienden infinitamente en la dirección perpendicular al perfil. La densidad dentro del prisma es:

$$\rho(z) = \rho_0 + R(z - z_1)$$

donde  $R$  es el gradiente vertical,  $z_1$  es la profundidad de la parte superior del prisma y  $\rho_0$  es la densidad a la profundidad  $z_1$ . El prisma se extiende horizontalmente desde  $x_1$  hasta  $x_2$  y verticalmente hasta  $z_2$  (ver Figura 3.1).

Finalmente, la respuesta analítica del prisma, en el punto de observación  $(x_{obs}, z_{obs})$  es:

$$g(x_{obs}, z_{obs}) = G\rho_0A - GRz_1A - GRB$$



**Figura 3.1:** a) Geometría de los prismas utilizados para la discretización del medio. (b) Puntos con la información de la posición y densidad. (c) Configuración de las capas. [Maksymowicz *et al.*, 2015].

donde  $G$  es la constante gravitacional y  $A$  y  $B$  son términos geométricos en función del punto de observación y los vértices del rectángulo que define al prisma.

Cada capa está definida, de forma discreta, por la profundidad de su frontera superior, la de su base y la densidad en cada uno de esos puntos  $(z_n(x), x_{n+1}(x), \rho_{top_n}(x), \rho_{bottom_n}(x))$ . Estas variables se pueden modificar interactivamente en la modelación directa. Finalmente Ggrad discretiza cada capa con prismas de largo  $dx$  y suma la respuesta gravimétrica de cada prisma para cada punto de observación.

El código principal fue implementado en FORTRAN90, y es el que calcula la respuesta gravimétrica de los prismas. Para poder ser utilizado por el usuario, se tiene una interfaz gráfica desarrollada en MATLAB, que es la que permite modificar la posición de las interfaces de las capas y sus densidades. Ésta fue modificada para poder ser utilizada por cualquier configuración, en particular la necesaria para este trabajo, y se le implementaron algunas mejoras. Para más información sobre Ggrad consultar Maksymowicz *et al.* [2015].

### 3.0.2. Adquisición y descripción de datos

Habiendo obtenido la tomografía de velocidades, se puede calcular un perfil con la información de las densidades de las rocas que componen la corteza oceánica a través de relaciones litológicas. Para este estudio se utilizó las siguientes relaciones con conversión de velocidad de onda P a densidad de roca, basadas en las utilizadas en Contreras-Reyes *et al.* [2010] y

levemente modificadas para que sea una función monótona creciente.

Rango velocidades en km/s	Densidad en g/cm <sup>3</sup>
$v \leq 1,6$	1,01
$1,6 < v \leq 4,5$	$1,75 - 0,16v$
$4,5 < v \leq 6,5$	$3,81 - 6/v$
$6,5 < v \leq 7,2$	$0,375(v + 1)$
$7,2 < v \leq 8$	3,1
$8 < v$	3,33

**Tabla 3.1:** Conversión de velocidades de onda P a densidades de roca de corteza oceánica. Estas relaciones se basan en las utilizadas en el trabajo de Contreras-Reyes *et al.* [2010]

Estos valores se obtuvieron en base a datos de perforaciones de fondo marino, de ofiolitas y de modelos sísmicos de estructura de velocidades de la corteza oceánica, con correlaciones estadísticas con densidades in situ, además de estudios de rocas en laboratorio, bajo diferentes niveles de presión y temperatura [Carlson y Herrick, 1990, Birch, 1961]. Las ecuaciones de la tabla 3.1 son aproximaciones referenciales para las rocas de corteza oceánica, pues no consideran el nivel de fracturamiento, hidratación, anisotropías, entre otros. Por lo tanto fueron utilizadas para obtener un perfil guía que fue posteriormente modificado en la modelación directa.

### Obtención de las curvas para el software Ggrad

Para efectuar la modelación directa con Ggrad, es necesario discretizar el perfil en capas. Por lo tanto se debe encontrar un conjunto de interfaces que representen el modelo sin perder mucha información. A su vez, se debe minimizar el número de curvas seleccionadas para reducir la ambigüedad de las decisiones del usuario.

Para ello se tomó la grilla de velocidades entregada por la inversión sísmica y se usaron las transformaciones de la tabla 3.1 para convertir cada punto a densidades. Posteriormente se trazaron líneas de contorno cada 100 kg/m<sup>3</sup>. Entonces se guardó la información de la posición de cada punto y se utilizó el mismo valor para la densidad superior e inferior.

Se probó con diferentes combinaciones de las curvas de contorno y se seleccionaron las que minimizaran el error entre la anomalía de aire libre medida y la respuesta gravimétrica del perfil. Para la batimetría se impuso que el valor superior fuera 1,0 g/cm<sup>3</sup> y el inferior 1,8 g/cm<sup>3</sup>. En el caso del Moho, se utilizó el reflector adquirido con la modelación sísmica y se impuso que la densidad en la parte superior fuera 3,1 g/cm<sup>3</sup> y, en la inferior, 3,33 g/cm<sup>3</sup>.

Finalmente, las curvas que se le entregaron al *software* fueron: la batimetría, el Moho y las curvas de contorno de 2,0, 2,5, 2,8 y 2,9 g/cm<sup>3</sup>.

## Adquisición de los datos

Los datos de anomalía de gravedad de aire libre y de batimetría se descargaron de la página de la Universidad de California, San Diego [UCSD - TOPEX s.f.]. Ambas grillas tienen un minuto de resolución. Los datos de gravedad vienen de los trabajos de D. T. Sandwell y colaboradores [Sandwell y Smith, 2009; Sandwell *et al.*, 2013; Sandwell *et al.*, 2014], y se adquirieron de radioaltímetros satelitales. No se les efectuó ningún tipo de procesamiento, pues éstos ya vienen corregidos por altura (dejándolos al nivel del mar) y latitud (corrección de aire libre).

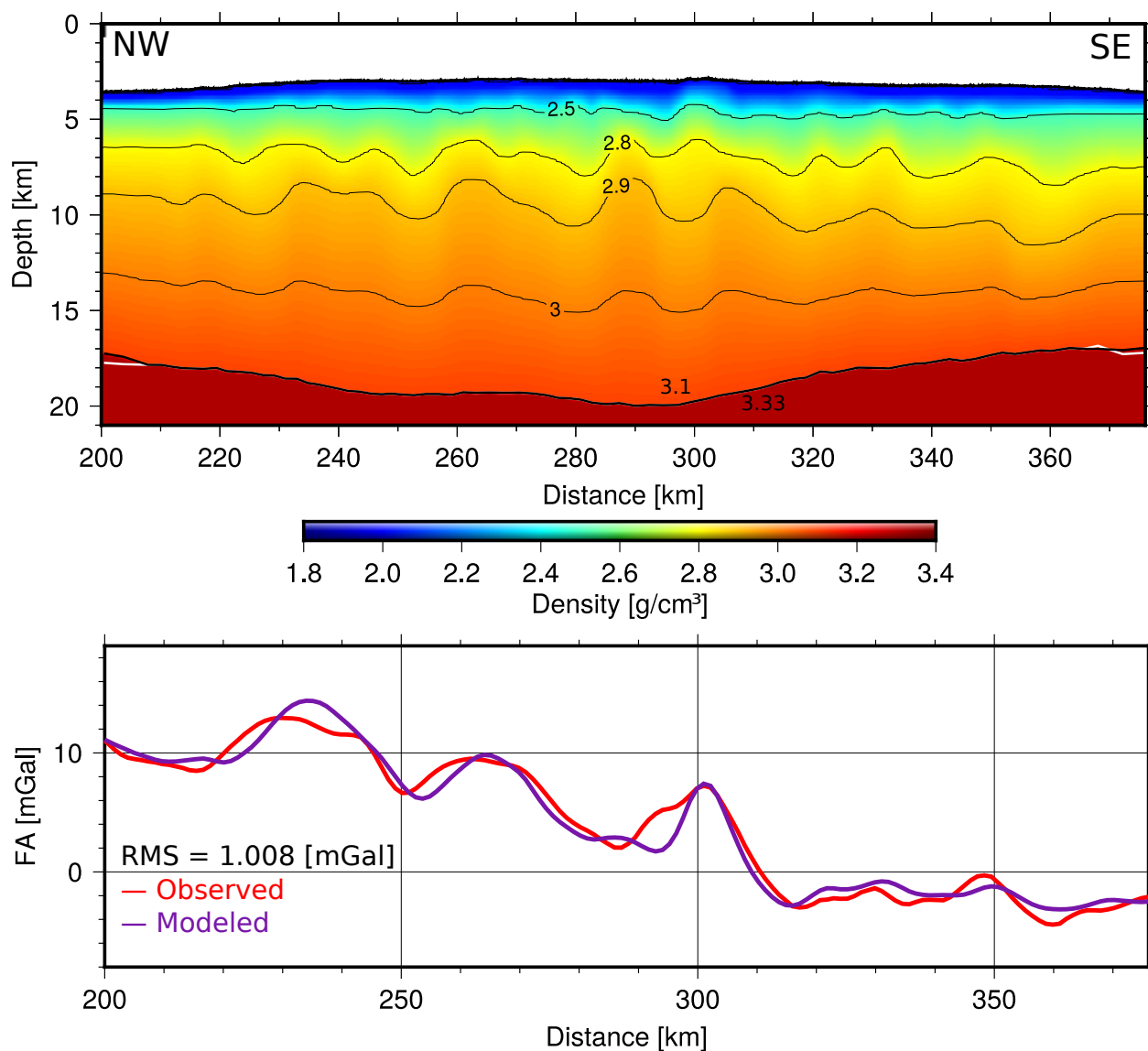
La batimetría se obtuvo de dos fuentes. En el centro se utilizaron los datos del crucero científico SO146 (ver sección 2.1) y, en los costados extendidos, los de la grilla de Smith y Sandwell [1997]. Éstos fueron descargados para extender el perfil 200 km en cada dirección, manteniendo sobre la dorsal la batimetría de alta resolución. El objetivo es poder obtener la estructura de densidades de la corteza inalterada, donde no hay datos sísmicos, y la profundidad del Moho, para así dimensionar realmente el efecto de alteración que produce el *hotspot*.

### 3.0.3. Resultados y discusión de la modelación gravimétrica

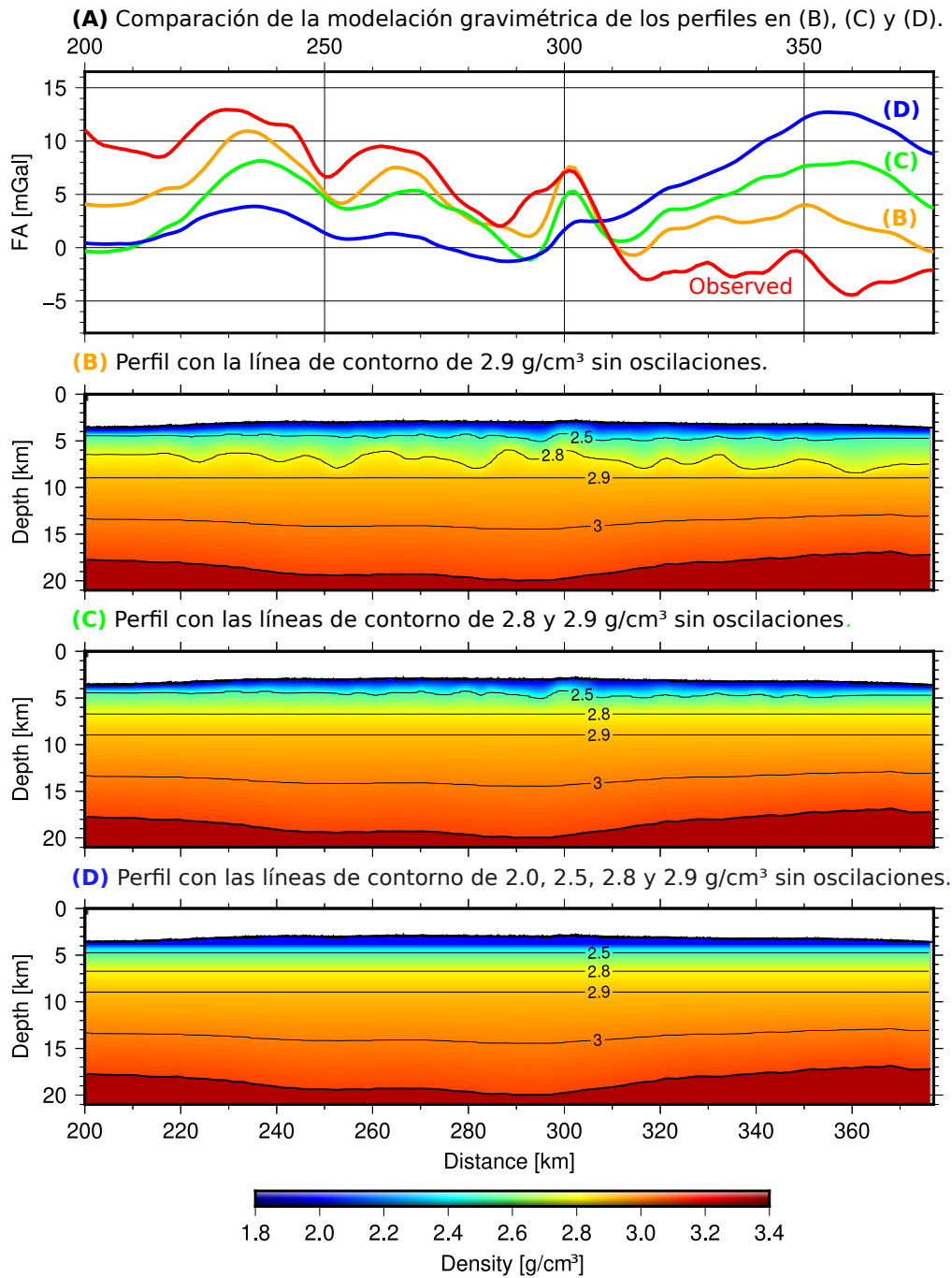
#### Perfil 01

Se comenzó por trabajar únicamente la sección constreñida por datos de sísmica. El resultado se puede ver en la Figura 3.2, donde se observa que se mantienen las oscilaciones, el ensanchamiento y densificación de la corteza inferior como se vio anteriormente (Figura 2.13). Para lograr el ajuste, se modificaron tanto las densidades internas como los bordes del Moho, es decir, donde no había información de rayos que dislumbraran el reflector (ver sección 2.3.2). La curva negra es el Moho obtenido de la modelación de gravedad y la blanca, cubierta parcialmente por la negra, es el Moho entregado por la inversión sísmica.

Para ilustrar mejor la influencia de la distribución de masa en el modelo, se generaron otros tres perfiles que se muestran en la Figura 3.3. El modelo (B) muestra el caso en el que se impone que la curva de contorno  $2,9 \text{ g/cm}^3$  sea plana. Luego en el caso (C) se hace lo mismo pero incorporando ahora la curva de contorno de  $2,8 \text{ g/cm}^3$ . Finalmente, en el caso (D) se impone que sean horizontales todas las líneas internas que se utilizaron para la modelación (Notar que la línea de contorno de  $3,0 \text{ g/cm}^3$  está deformada debido a que el Moho no es horizontal y el *software* hace una interpolación lineal). De este ejercicio se puede concluir que las oscilaciones gravimétricas no existen únicamente producto de la batimetría, sino que hay una influencia importante de la estructura cortical interna. Así como es de esperar, es la corteza superior la que modifica las oscilaciones de alta frecuencia, las que aparecen inmediatamente en la curva naranja en el cuadro (A). Por otro lado, la inclinación de los datos de gravedad hacia el sureste se debe principalmente a que en profundidad hay una asimetría de la distribución de masa. Finalmente, la respuesta gravimétrica de las oscilaciones de alta frecuencia en profundidad son filtradas y, por lo tanto, este método no ayuda a la discusión sobre si éstas oscilaciones están presentes en la realidad o no.



**Figura 3.2:** (A) El modelo de densidades obtenido en base a la transformación de las velocidades con las relaciones de conversión de  $v_p$  a  $\rho$  mostradas en la tabla 3.1. La curva blanca muestra la discontinuidad de Mohorovičić obtenida de la inversión (Figura 2.13) y la curva negra muestra el Moho modificado para ajustar la respuesta gravimétrica. La línea límite de profundidad del manto se fijó a los 100 km. (B) En rojo se tienen los datos observados de anomalía de aire libre y, en morado, la respuesta del modelo de densidades.



**Figura 3.3:** Se presentan tres modelos de densidades en donde se imponen capas planas para diferentes profundidades de tal forma de evidenciar la influencia de las oscilaciones en las líneas de contorno del modelo final. Los cuadros (B), (C) y (D) muestran los perfiles en donde se preservó las oscilaciones de las capas 2,0, 2,5 y 2,8; sólo 2,0 y 2,8, y ninguna (sin considerar la batimetría y el Moho), respectivamente. En el cuadro (A) se entrega el resultado de la modelación gravimétrica de cada uno: naranja (B), verde (C) y azul (D). La curva roja muestra los datos observados.



Para medir cuán bueno es el ajuste, se calculó el RMS entre los datos observados  $g_{obs}$  y el resultado de la modelación  $g_{mod}$ . Si  $N$  es el número de puntos en los que se tiene datos de gravedad, entonces:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (g_{obs} - g_{mod})^2}$$

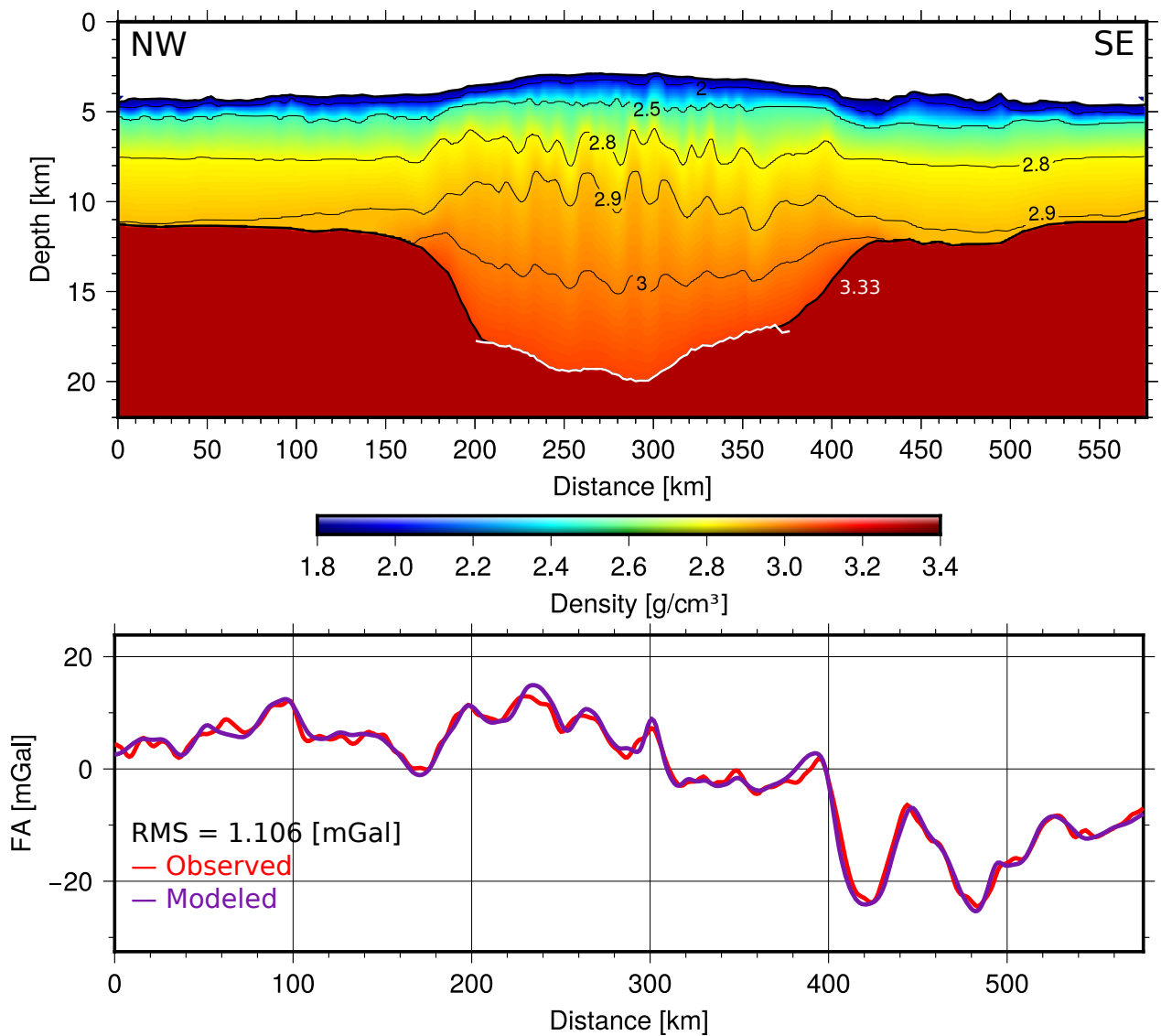
En el modelamiento del perfil corto el RMS fue de 1,008 mGal. Si bien el programa permite seguir modificando las densidades para disminuir el RMS, se decidió mantener esta configuración puesto que la grilla de anomalía de gravedad de aire libre tiene un error de 1 mGal, que aumenta en las zonas de altos batimétricos [Sandwell *et al.*, 2013]. Para el modelamiento se partió incorporando los resultados de la inversión sísmica, pero a su vez se usó como referencia los resultados de las líneas de reflexión sísmica que se muestran en Hampel *et al.*, 2004.

## Perfil 01 extendido

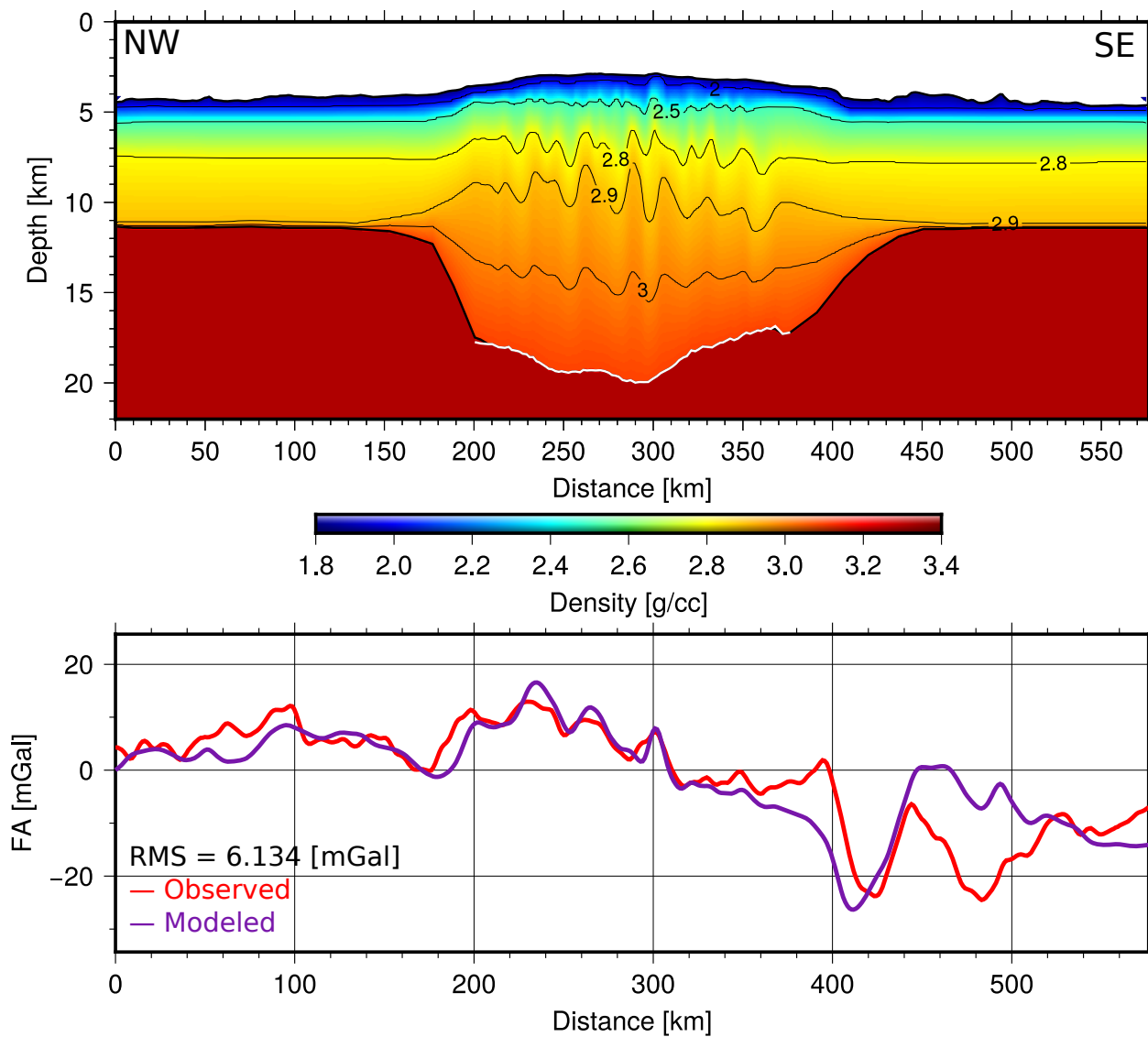
Posteriormente se adicionaron 200 km a cada lado del perfil y se modeló la densidad y la geometría del Moho en las nuevas secciones. En la Figura 3.4 se puede observar la variación de densidad y grosor entre la dorsal y la corteza oceánica inalterada. En blanco se puede ver el Moho adquirido en la modelación sísmica y modificado por la gravimétrica.

En las modelaciones de gravedad, existe ambigüedad entre la geometría y la densidad de las capas. Por la misma razón, en la modelación del perfil extendido se tuvo cuidado de no tener un RMS por debajo del obtenido para el perfil corto porque no tiene sentido que tenga mejor ajuste. Se llegó a un RMS de 1,106 mGal.

En este caso se comenzó con un modelo de capas planas que se fue modificando para ajustar los datos de gravedad. En la Figura 3.5 se observa que, en las zonas de extensión, la batimetría cobra un rol más importante en la señal gravimétrica. Esto se debe a que estas zonas son más rugosas que el centro de la dorsal. A pesar de ello, aún requirió incorporar variaciones en profundidad, especialmente hacia el sureste, en donde en el modelo final se encuentra una segunda zona de ensanchamiento cortical.

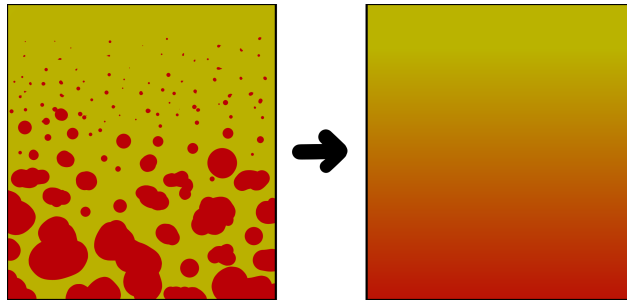


**Figura 3.4:** (A) Modelo final de densidades  $\rho(x, z)$  obtenido en base al perfil sísmico y su posterior alargamiento de 200 km por lado. La curva blanca muestra el Moho adquirido de la modelación sísmica y constreñido con gravedad. La línea límite de profundidad del manto se fijó a los 100 km. (B) En rojo se tienen los datos observados de anomalía de aire libre y, en morado, la respuesta del modelo.



**Figura 3.5:** (A) Modelo ilustrativo de densidades  $\rho(x, z)$  obtenido en base al perfil sísmico y su posterior alargamiento de 200 km por lado. En este caso se imponen capas planas en las zonas extendidas. La curva blanca muestra el Moho adquirido de la modelación sísmica y constreñido con gravedad. La línea límite de profundidad del manto se fijó a los 100 km. (B) En rojo se tienen los datos observados de gravedad de aire libre y, en morado, la respuesta del modelo.

Es importante mencionar que el perfil de densidades posee menor resolución que el sísmico. Esto se debe a diferentes factores. Primero que todo se pierde información al pasar de las velocidades a densidades puesto que las ecuaciones de transformación no son exactas y no contemplan toda la complejidad de la corteza oceánica y los procesos que la modifican. Además, existe una gran cantidad de soluciones que pueden ajustar los datos y no hay forma de elegir una sobre otra. Finalmente, como característica específica del *software Ggrad*, se tiene que éste permite modelar únicamente gradientes de densidad, lo que significa una pérdida en detalles. Por ejemplo, no se pueden modelar una esfera inmersa en una placa sin tener que exagerar con el número de interfaces (ver Figura 3.6). Eso no es relevante para los objetivos de este estudio, pero se debe tener presente que el resultado final es una simplificación de la estructura real.



**Figura 3.6:** La modelación con el software *Ggrad* obliga a trabajar con gradientes, por lo que se pierde la geometría de anomalías locales o *sills*. En la imagen se observa como se simplificaría una matriz con intrusiones localizadas.

# Capítulo 4

## Modelación flexural

### 4.0.1. Modelo de flexión 2D de una placa elástica

Para modelar la flexión de una placa elástica en dos dimensiones se utiliza la siguiente ecuación de flexura:

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + P \frac{d^2 w}{dx^2} = \tilde{q}(x)$$

Donde  $D$  es la rigidez flexural,  $P$  son las fuerzas horizontales por unidad de largo,  $w$  es la flexura o el desplazamiento vertical de la placa con respecto a su posición en reposo y, finalmente,  $\tilde{q}(x)$  representa las cargas actuando verticalmente sobre la placa [Turcotte y Schubert, 2014]. El parámetro  $D$  determina la reología que se está considerando y depende del módulo de Young  $E$ , el coeficiente de Poisson  $\nu$  y el espesor elástico  $T_e$ . Entre mayor sea su valor, más elástica y rígida se comportará la placa.

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1 - \nu^2)}$$

$\tilde{q}(x)$  varía según el problema que se esté estudiando y cómo se modele. Para la dorsal de Nazca se probó dos métodos:

#### Deformación flexural por una carga de superficie

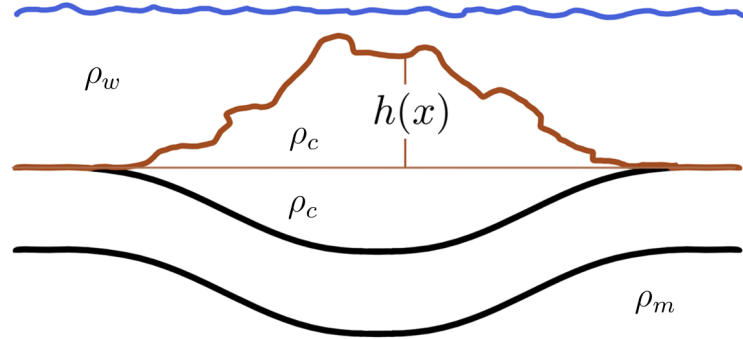
En este caso se considera que la fuerza que flecta a la placa elástica proviene del peso efectuado por el edificio volcánico. Así como se muestra en la Figura 4.1, se utilizan los datos de batimetría,  $h(x)$ , para modelar el material que ejerce un peso vertical, deformando la litósfera. Si este fuera el fenómeno en cuestión, el resultado de la flexión debería tener una forma parecida a la geometría del Moho. Este es el método más típico para modelaciones

flexurales y, si bien más adelante se ve que no logra ajustar a la dorsal de Nazca, será útil para la discusión.

Cuando la deformación flexural ocurre por el peso de un edificio volcánico completamente sumergido, se tiene que:

$$\tilde{q}(x) = (\rho_c - \rho_w)gh(x) - (\rho_m - \rho_c)gw(x)$$

donde,  $\rho_c$  es la densidad de la corteza,  $\rho_w$  es la densidad del agua y  $\rho_m$  es la densidad del manto. Además, se considera que los esfuerzos horizontales son despreciables y por lo tanto  $P = 0$ .



**Figura 4.1:** Esquema de la geometría que se utilizó para la modelación flexural para el caso de un peso superior completamente sumergido bajo el agua. Se considera la densidad del agua  $\rho_w$ , la densidad del relleno y el edificio volcánico  $\rho_c$  y la densidad del manto  $\rho_m$ . El valor  $h(x)$  es la altura de la batimetría medida desde la interfaz superior de la corteza en reposo.

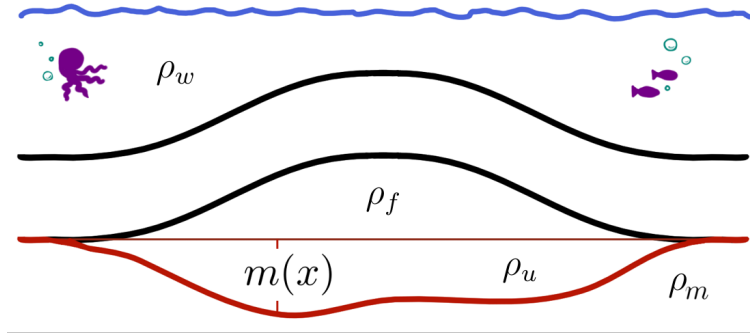
### Deformación flexural por carga de subsuperficie

En este caso se entiende que la flexión ocurre cuando existe material intrusivo, o *underplating*. Entonces, dado que este material es menos denso que el manto, flota y empuja la litósfera hacia arriba, produciendo un hinchamiento o *swell*. Esta configuración se puede ver en la Figura 4.2, donde se aprecia que el modelamiento se lleva acabo con la información de la geometría del Moho,  $m(x)$ , y por lo tanto se espera que la solución de la ecuación coincida con la batimetría. Cabe destacar que la capa homogénea – que sería la corteza previo el engrosamiento – es de espesor constante y, por lo tanto, su densidad  $\rho_c$  no tiene influencia en el resultado de la modelación.

Entonces, para esta configuración:

$$\tilde{q}(x) = w(x)g(\rho_w - \rho_f) + m(x)g(\rho_m - \rho_u)$$

donde  $\rho_w$  es la densidad del agua,  $\rho_u$  es la densidad del material depositado tipo *underplating*,  $\rho_f$  es la densidad del material de la capa intermedia y  $\rho_m$ , de del manto.



**Figura 4.2:** Esquema de la geometría que se utilizó para la modelación flexural para el caso de material flotante emplazado debajo de la corteza. Se considera la densidad del agua  $\rho_w$ , la densidad del relleno  $\rho_f$ , la densidad del material emplazado  $\rho_u$  y la densidad del manto astenosférico  $\rho_m$ . El valor  $m(x)$  es la profundidad del Moho medida desde la interfaz inferior de la corteza en reposo.

Al calcular la flexión y ajustarla a los datos se puede encontrar la rigidez flexural  $D$ , la que depende a su vez del espesor elástico  $T_e$ . El valor de este último parámetro es el que se busca finalmente, pues nos da una estimación del comportamiento reológico en la zona. Si el espesor elástico es bajo, se tiene un comportamiento dúctil e isostático, en cambio, si es alto, será rígido y elástico.

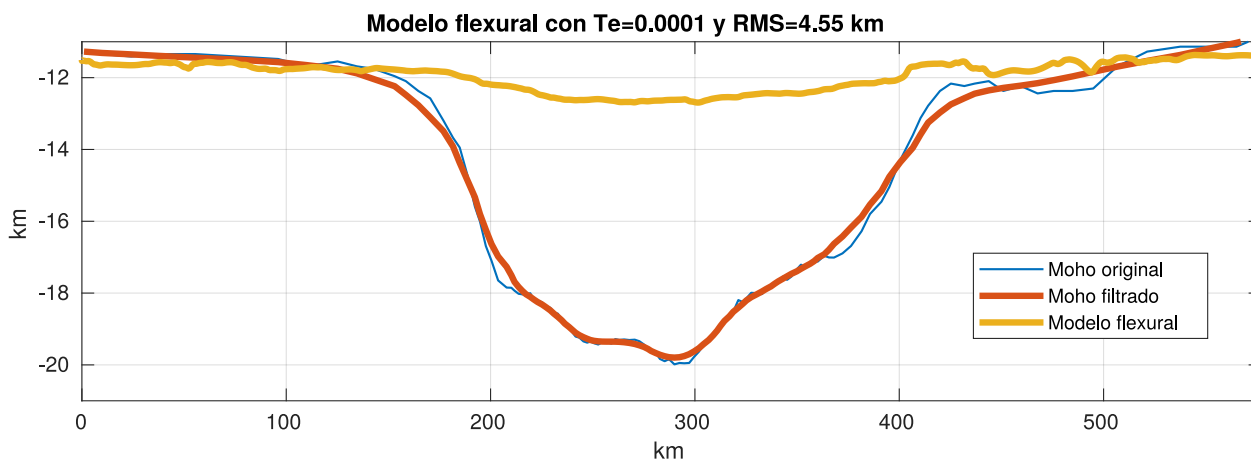
Para su interpretación, es importante tener en cuenta los factores que modifican el  $T_e$ . El influyente más importante es la temperatura, por lo que depende de la edad de la litósfera y de fuentes de calor como plumas mantélicas. También se ve modificado por fracturamiento y deformación, como en el outer-rise y la fosa. Entonces, se han desarrollado metodologías que buscan implementar diferentes espesores elásticos para diferentes zonas donde se observe que cambian estos factores [Manríquez *et al.*, 2014]. En este caso el perfil es subparalelo a la fosa y a la fábrica de la corteza oceánica, por lo que se consideró que la edad y el fracturamiento no varían significativamente y por lo tanto se asume un espesor elástico constante. Así mismo, no se estimó necesaria una modelación 3D porque no se trata de un monte submarino sino de una estructura que no difiere mucho de la hipótesis de que la placa es infinita en dirección perpendicular al perfil.

Finalmente, se busca estudiar el comportamiento global de la flexura, la que funciona en grandes longitudes de onda. Las variaciones en alta frecuencia de la batimetría se deben a edificios volcánicos o fracturamiento local, los que no son fenómenos considerados en las ecuaciones, por lo que fueron filtrados con una media móvil.

## 4.0.2. Resultados y discusión

Se presentan primero el resultado de la modelación que considera que la flexura ocurre por el peso del edificio volcánico (sección 4.0.1). Si bien se probó con diferentes combinaciones de densidades, se muestra un ejemplo representativo (porque ninguno logró un buen ajuste). La Figura 4.3 presenta el resultado utilizando un espesor elástico de 0.0001 km (No se utilizó un espesor igual a cero porque la ecuación se indefine), lo que prácticamente muestra un equilibrio isostático, sin respuesta elástica que compense el esfuerzo vertical. Esto significa obtener la amplitud máxima posible bajo esta configuración, con lo que se busca minimizar el error. A pesar de ello, se tiene un RMS de 4,55 km, lo que demuestra que no hay forma de que la geometría del Moho se explique por la flexión producida por el peso del material depositado sobre la corteza oceánica. Esto refuerza la conclusión de los capítulos anteriores donde se afirma que el engrosamiento cortical se llevó a cabo principalmente por material intrusivo en profundidad.

El cálculo del error se efectuó computando el RMS entre el resultado del modelo y el Moho suavizado con una media móvil. El objetivo de este suavizamiento es quitar las altas frecuencias, pues corresponden a estructuras que provienen de otros fenómenos que no considera el modelo flexural (como pequeños volcanes, fracturas, etc.).



**Figura 4.3:** Usando la batimetría como dato, se supone que la flexión litosférica ocurre producto del material volcánico depositado sobre la corteza. Se tiene en amarillo el resultado de lo que sería la geometría del Moho bajo este supuesto. En azul se observa el Moho obtenido con la inversión sísmica y extendido con el modelamiento gravimétrico. En naranja se tiene el Moho suavizado con una media móvil. Se usó este último para calcular el error de 4,63 km. Se escogió un espesor elástico de 0.0001 km porque es el que alcanza mayores amplitudes. Para la figura se utilizó una densidad cortical  $\rho_c = 2750 \text{ kg/m}^3$ .

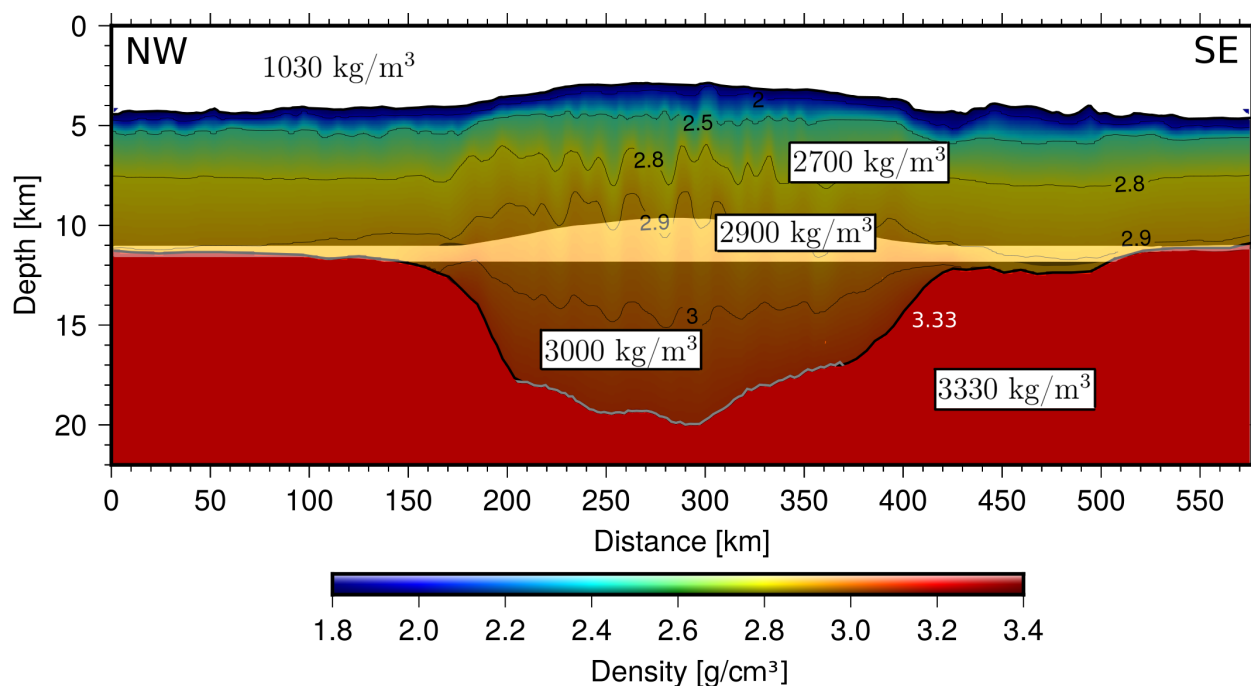
En el método de deformación por carga de subsuperficie (sección 4.0.1), se entiende que la raíz cortical hace de flotador y genera el hinchamiento (Figura 4.5). Para los cálculos se utilizaron los valores de la tabla 4.1. Éstos se eligieron en base al modelo de densidades, estimando una densidad promedio aproximada para cada sección (ver Figura 4.4).

En este caso, el error se calculó con la comparación de la batimetría suavizada y el *swell* predicho por el modelo flexural. El resultado arroja un RMS de 0,11 km para un espesor



Parámetro	Valor
$\rho_w$	1030 kg/m <sup>3</sup>
$\rho_c$	2700 kg/m <sup>3</sup>
$\rho_f$	2900 kg/m <sup>3</sup>
$\rho_u$	3000 kg/m <sup>3</sup>
$\rho_m$	3330 kg/m <sup>3</sup>
$g$	9,81 m/s <sup>2</sup>
$\nu$	0,25
$E$	10 <sup>11</sup> Pa

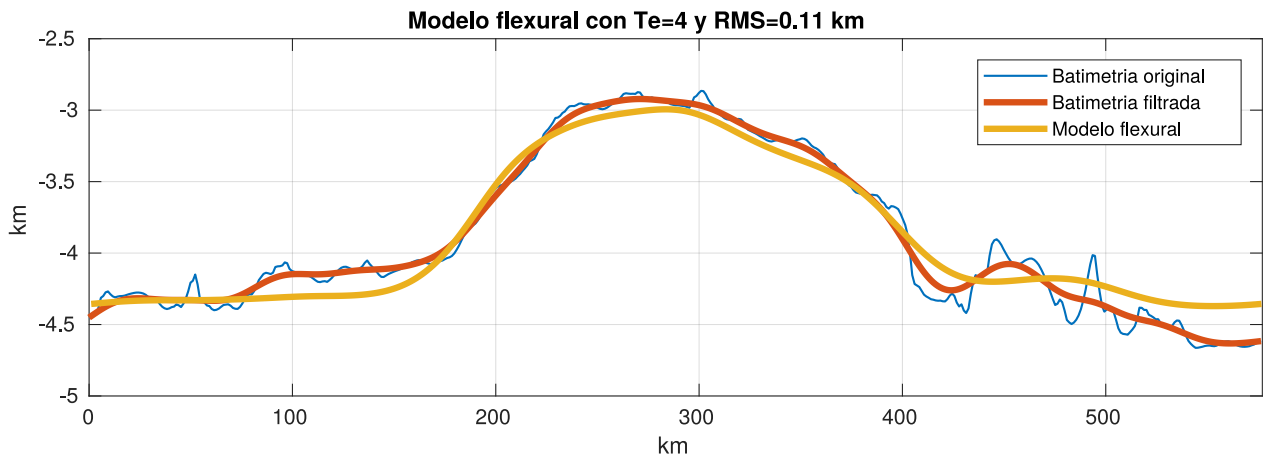
**Tabla 4.1:** Valores de las densidades utilizadas para la modelación flexural por carga de subsuperficie.  $\rho_w$  es la densidad del agua;  $\rho_c$ , densidad la cortical;  $\rho_f$ , la del material de relleno;  $\rho_u$ , la del *underplating* y  $\rho_m$ , del manto superior. En este modelo el valor de la densidad cortical no tiene ninguna influencia pero se incluye por completitud. Los valores de densidad se estimaron como densidades promedio de cada una de las secciones (ver Figura 4.2).



**Figura 4.4:** Usando el modelo gravimétrico se tomaron valores promedio aproximados de la densidad de cada una de las secciones necesarias para la modelación flexural. La densidad cortical no tiene influencia en el modelo final.

elástico de 4 km, que es el  $Te$  que minimiza el error.

El método no permite distinguir con buena precisión cuál es el espesor elástico exacto que presenta la zona, de hecho, en un intervalo de  $3 < Te < 5$  km el error es prácticamente constante (Figura 4.6). Esto ocurre porque a los 5 km ya se logra modelar las longitudes de onda larga y desde ese punto bajar el espesor sólo significa ir adicionando las frecuencias altas, es decir, detalles heredados de la geometría del Moho. Esto hace que se incorpore más error bajo un espesor elástico de 3 km. Eso no significa que el  $Te$  no pueda ser menor que

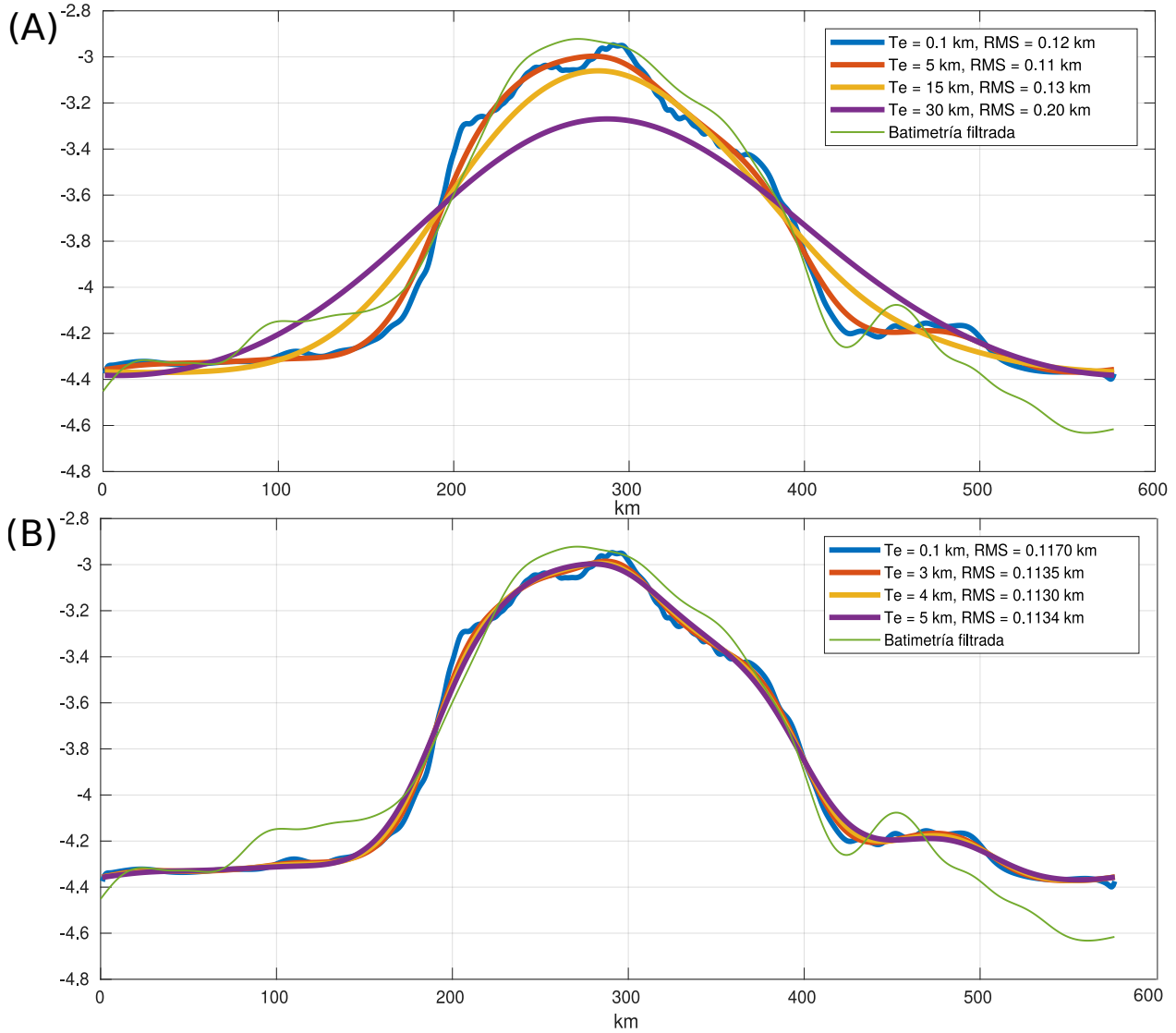


**Figura 4.5:** Usando el Moho como dato, se supone que la flexión litosférica ocurre producto de un ensanchamiento inferior de la corteza. Se tiene en amarillo el resultado de lo que sería la batimetría bajo este supuesto. En azul se observa la batimetría en crudo (ver sección 3.0.2) y en naranja, suavizada con una media móvil. El error se calculó con la comparación de esta última con el *swell* predicho por el modelo flexural.

ese valor, si no que es una limitación de las ecuaciones.

Por otro lado, en el caso de una deformación por subcarga, el efecto de un volumen de raíz es menos perceptible para el mismo volumen de edificio volcánico porque está inmerso en el manto donde el contraste de masa es menor con respecto al caso con el agua. Esto quiere decir que cambios pequeños en la masa o el espesor elástico no son tan importantes como usualmente se observa en modelos flexurales. Por todo esto, se considera que el espesor elástico está en un rango de  $T_e < 5$  km.

Un espesor elástico así de pequeño indica que cuando se construyó la dorsal, la litósfera estaba caliente y delgada. Esto significa menos respuesta elástica y por lo tanto presenta una compensación local. Posiblemente falte considerar el espesor del material extrusivo para lograr un mejor ajuste.



**Figura 4.6:** (A) Comparación del modelo flexural con espesores elásticos de 0,1, 5, 15 y 30 km. (B) Comparación con espesores elásticos de 0,1, 3, 4 y 5 km. Se observa que el modelo flexural varía muy poco cuando el espesor elástico bordea los 4 km. También se puede ver que con espesores menores el modelo pasa a incorporar las variaciones de alta frecuencia del Moho como batimetría, lo que repercute en un aumento del error.

# Capítulo 5

## Discusión y Conclusiones

En los capítulos anteriores se utilizaron datos de sismica de ángulo de gran apertura para obtener una tomografía 2D de velocidades de la Dorsal de Nazca. Posteriormente se amplió el perfil 200 km a cada lado y se aplicó una modelación gravimétrica obteniéndose así las densidades de la dorsal y de la corteza oceánica inalterada presente en su vecindad. Finalmente, se estimó el espesor elástico para comprender sus propiedades mecánicas. Con toda esta información se busca responder cómo fue el proceso de transferencia de material magmático desde la pluma mantélica hacia la corteza oceánica y describir las propiedades mecánicas y termales de la litósfera en el momento de la formación de la dorsal.

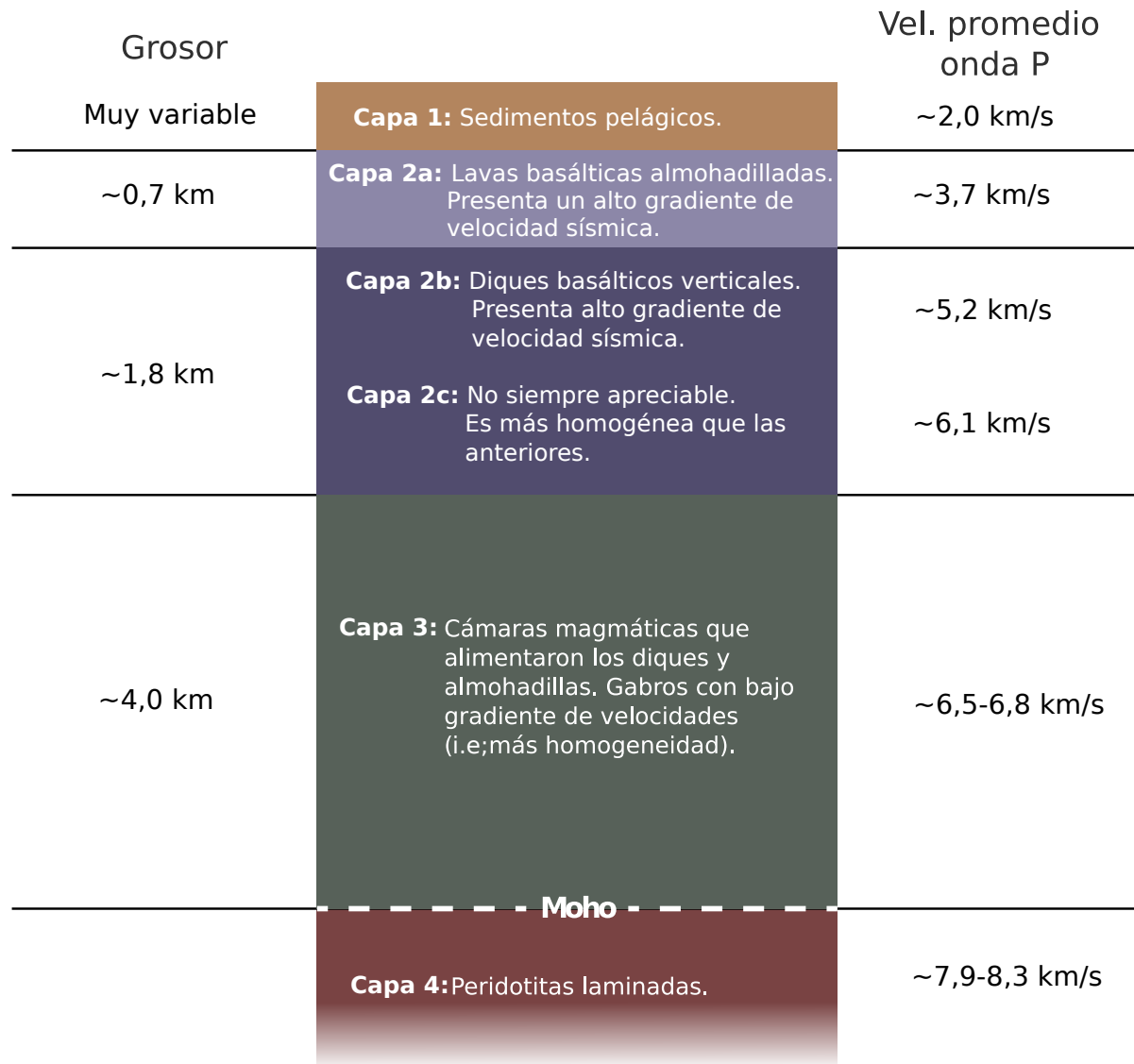
### 5.1. Descripción de los resultados y comparación con corteza inalterada

#### 5.1.1. Tomografía sísmica

Para poder discutir las modificaciones estructurales y litológicas que genera la construcción de una dorsal asísmica en la zona de estudio, es necesario primero conocer cómo es la estructura inalterada de una corteza oceánica promedio (Figura 5.1). Normalmente, su grosor varía entre 5 a 8 km y la corteza superior tiene una composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB), pues son el resultado de la fusión por descompresión adiabática del manto, compuesto por pirolita seca, a temperaturas cercanas a los  $1300^{\circ}$  [Grevemeyer *et al.*, 2018]. La composición de los montes submarinos y de las islas volcánicas se denomina OIB (*Ocean Island Basalts*) y difieren de los MORB en que poseen más tierras raras (*rare earth elements*) e incompatibles. Además suelen tener un rango mayor de variación en su composición en cuanto a elementos traza e isótopos. Esto ocurre porque en la formación de los OIB pareciera haber un grado menor de fusión parcial y vienen de un manto menos empobrecido y más heterogéneo. Por otro lado, existe alta diversidad en los mecanismos de formación de los montes submarinos [Koppers y Watts, 2010].

Una corteza oceánica sin alteraciones está integrada por cuatro capas que se diferencian por sus velocidades sísmicas y los gradientes de estas velocidades, lo que es consecuencia de sus distintas composiciones y nivel de fracturamiento heredados del proceso de formación en el centro de expansión.

En la Figura 5.1 se presenta un esquema y descripción de la estructura de una corteza oceánica típica formada en el centro de expansión del Pacífico.



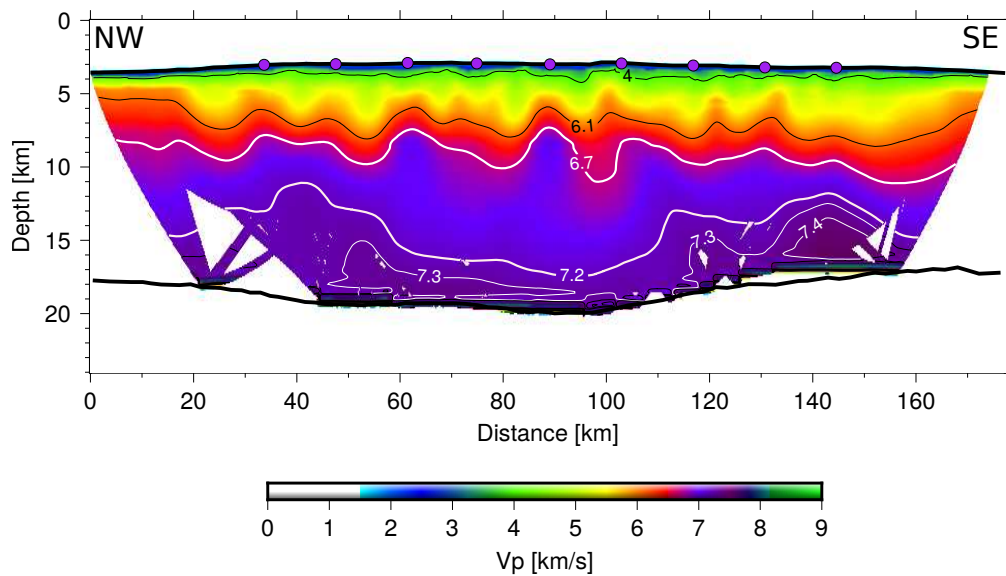
**Figura 5.1:** Estructura de la corteza oceánica inalterada, con datos de corteza del Pacífico. [Houtz y Ewing, 1976; Carlson y Herrick, 1990]

Se sabe que el espesor sedimentario, en el perfil de estudio, es pequeño y varía entre 300 a 400 m [Hampel *et al.*, 2004]. Con pequeño, se quiere decir que no es importante para la escala en la que se está trabajando ni para los objetivos del estudio, por lo que no será considerado en la discusión más adelante. La razón está en que no hay aporte sedimentario importante por parte del continente sudamericano. Junto a ello, la dorsal es un alto batimétrico y el

material sedimentario tiende a juntarse en zonas profundas debido a la gravedad [Hampel *et al.*, 2004].

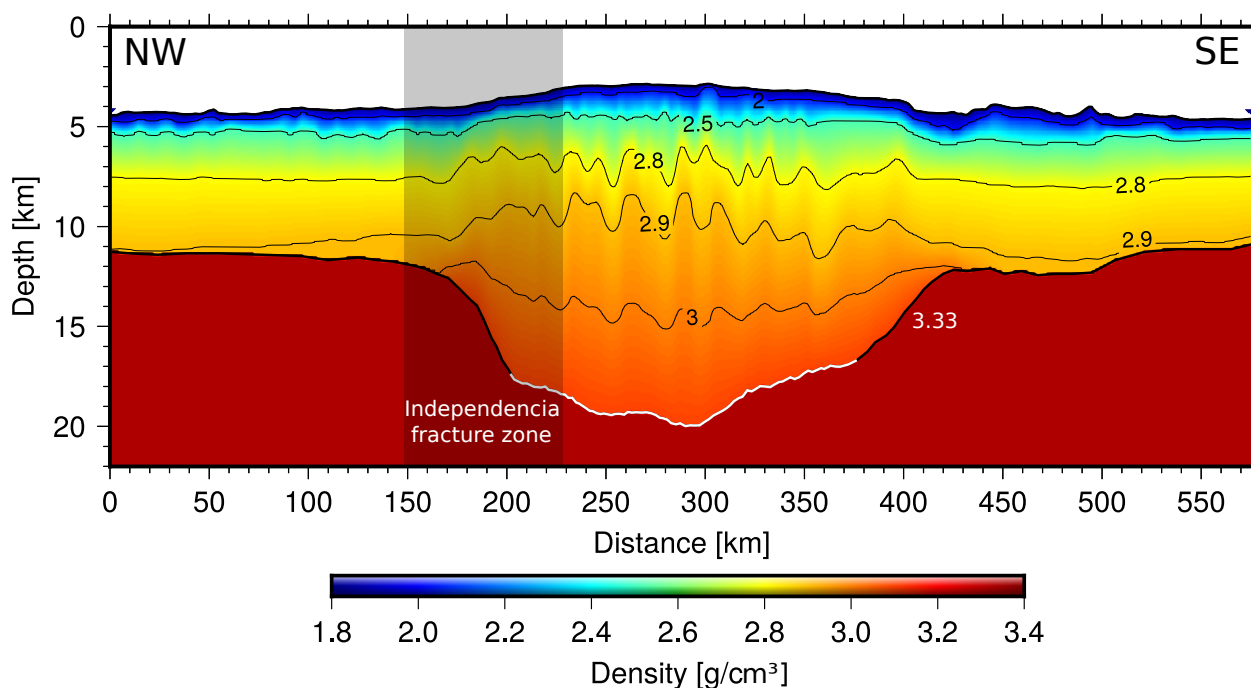
Bajo la capa sedimentaria se encuentran las lavas almohadilladas y los diques basálticos, estos se caracterizan por un gradiente drástico de velocidades dado por la variación importante que sufren en función de la profundidad. En la placa de Nazca, así como en otros margenes de divergencia rápida, la capa 2A es más delgada de lo usual porque la corteza permanece menos tiempo en la vecindad del centro de expansión — en el Atlántico norte tiene 1,5 km de ancho y en el Pacífico, 0,7 km [Houtz y Ewing, 1976]—. Por otro lado, el tiempo altera y eleva su velocidad, probablemente por mineralización hidrotermal o compactación de sedimentos [Houtz y Ewing, 1976]. Interesantemente, en este caso se mantiene delgada incluso después de la interacción con la pluma mantélica. De todas formas hubo un engrosamiento, especialmente en la capa 2B.

Finalmente, se observa que la capa 3 es la que experimentó el engrosamiento más importante, superando el doble de su ancho normal. Tal como es usual, es la capa más homogénea aunque eso no implica que no presenta oscilaciones. Éstas se ven de mayor longitud de onda que las observadas más en superficie, lo que en cierto grado está influenciado por el suavizamiento de la inversión, y que hay menos cobertura de rayos en la zona y por lo tanto menos resolución. Está compuesta por roca intrusiva que fueron cámaras magmáticas, por lo que se tiene principalmente gabros. Estos poseen velocidades en el rango de 6,7 a 7,1 km/s y las peridotitas de 7,8 a 8,3 km/s [Caress *et al.*, 1995]. En la Figura 5.2 se puede observar que en la base de la corteza hay velocidades que superan los rangos gabroicos, por lo que se puede inferir que existe una combinación de peridotitas con intrusiones de gabros a una resolución que no ve el modelo o que las rocas poseen una composición intermedia entre máfica y ultramáfica (es decir, con mayor contenido de olivino y piroxeno que una corteza inferior normal).



**Figura 5.2:** Modelo de velocidades resultante. Las líneas gruesas blancas muestran las isovelocidades que encapsulan el material que se presume es gabro.

### 5.1.2. Perfil de densidades

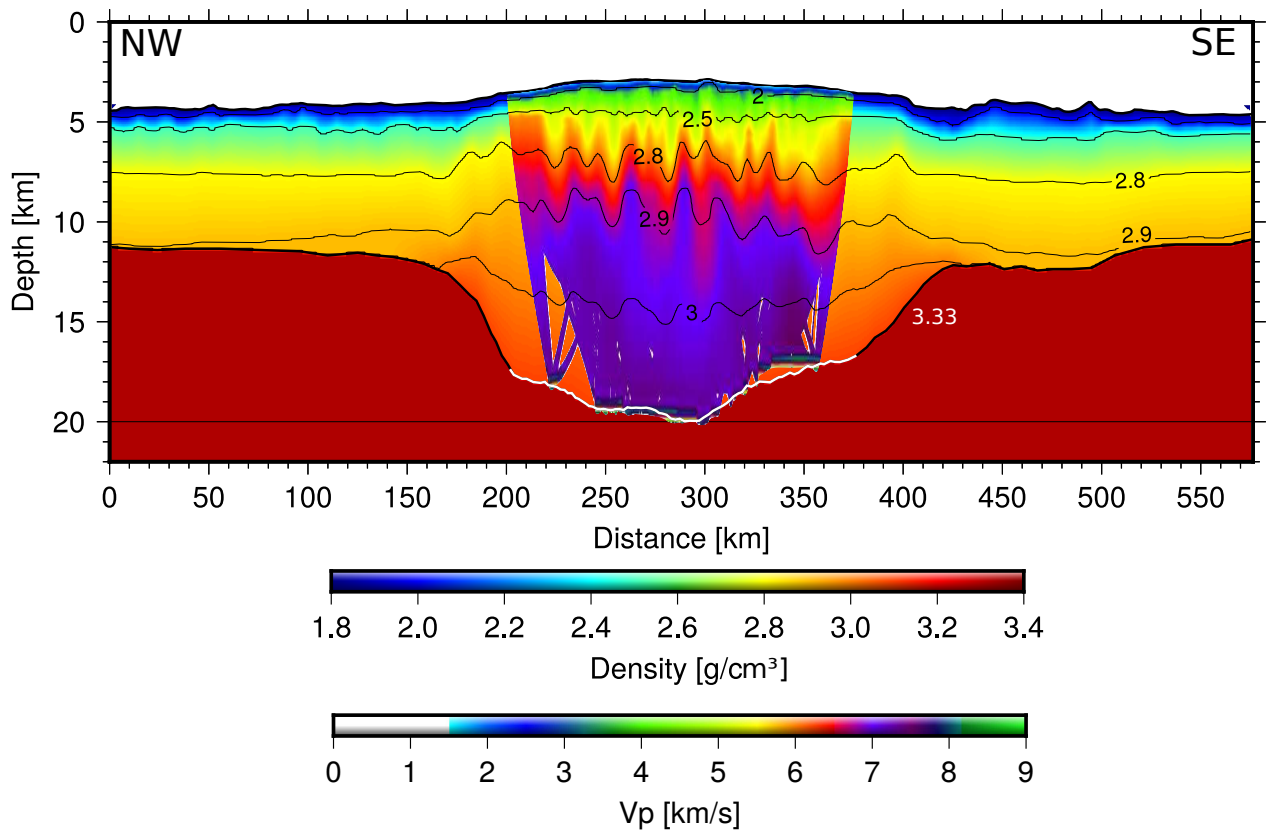


**Figura 5.3:** Modelo de densidad resultante. Se marca en blanco la sección del Moho obtenida con la modelación sísmica. La zona sombreada denota por donde cruzaría la zona de fractura Independencia.

Tener un esquema general de la estructura de la corteza oceánica no es suficiente para concluir de forma precisa cuáles fueron las consecuencias de la construcción de la dorsal. Para ello es necesario saber cómo son las características de la corteza en la vecindad del perfil sísmico. Ésta es una de las razones por las que se efectuó la modelación gravimétrica, cuyo resultado se observa en la Figura 5.3. El perfil indica que la zona inalterada tiene aproximadamente 7 km de ancho y presenta una distribución de densidades estándar. Dado esto, se puede concluir que la transferencia de material desde la pluma mantélica ensanchó la zona en cerca de 10 kilómetros. Prácticamente toda la roca que se encuentra sobre los primeros 7 km de corteza tiene densidades típicas de corteza oceánica, pero bajo este límite los valores superan los  $2900 \text{ kg/m}^3$ , por lo que se tiene probablemente *underplating* magmático.

Es importante notar que también existe un engrosamiento de la zona compuesta por rocas con densidades inferiores a  $2500 \text{ kg/m}^3$ , lo que sugiere la existencia de material extrusivo y que efectivamente el volcanismo en superficie aportaría a la elevación batimétrica. Por lo que la altura de la dorsal no se debería únicamente al *swell*.

Las oscilaciones del centro, heredadas del perfil sísmico (Figura 5.4), parecieran extenderse hacia los costados en la corteza superior. En el caso de las variaciones en profundidad, el modelo gravimétrico no es capaz de distinguirlos, por lo que se dejaron planas.



**Figura 5.4:** Se presenta el modelo final de velocidades superpuesto al de densidades (sin transparencia). Sobre éste se grafican las líneas de contorno de densidad.

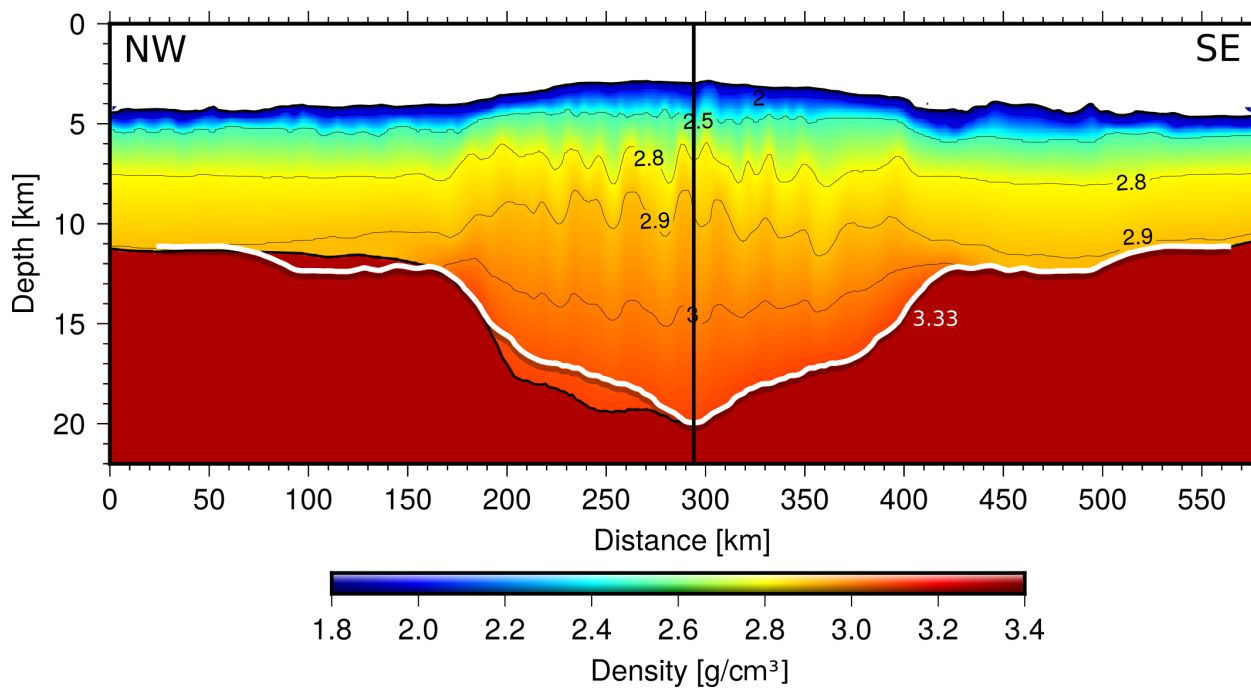
Si se considera un eje en el punto más profundo de la dorsal, se observa un Moho levemente asimétrico con respecto a éste. En la Figura 5.5 se muestra con una línea blanca el reflejo del Moho desde el sureste al noroeste. Se tiene que en el lado izquierdo el engrosamiento en el centro de la dorsal presenta densidades levemente superiores. Asimismo, en el sureste, la batimetría y el Moho son más rugosos y, a pesar de que es más delgada, vuelve a un ancho normal a mayor distancia del eje de la dorsal.

## 5.2. Formación de la Dorsal de Nazca

### 5.2.1. Origen de un punto caliente y sus implicancias

La teoría de las plumas mantélicas, y en general la formación de los *hotspot*, es un tema ampliamente discutido en el que aún no se llega a un consenso. Se postula que la existencia de volcanismo de intraplaca puede deberse a diferentes fenómenos. Existen grandes plumas mantélicas que se forman en la interfaz manto-núcleo que flotan y chocan con la litósfera, produciendo hinchamiento (swell) y emplazamiento de magma de forma intrusiva y/o extrusiva [Koppers y Watts, 2010]. Pero también existiría el caso de pequeñas plumas, que no provendrían de la interfaz manto-núcleo, o esfuerzos extensionales que facilitarían la salida de material magmático [Koppers y Watts, 2010].





**Figura 5.5:** Para estudiar la simetría, se colocó una línea negra vertical ubicada en el punto más profundo de la dorsal. Con respecto a este eje, se refleja el Moho que se encuentra en el lado sureste para compararlo con el que está en el noroeste. Se observa que el lado izquierdo es más grueso con un ensanchamiento es más localizado.

Al primer caso se le llaman hotspots primarios. Un ejemplo es el punto caliente de Hawaii [Courtillot *et al.*, 2003]. Dentro de las características de este tipo de volcanismo está que presentan una hinchazón litosférica en el lugar donde impacta la pluma mantélica y que disminuye al alejarse del centro activo, que los edificios volcánicos envejecen progresivamente y que, a medida que esto ocurre, se extingue su actividad y, además, presentan evidencia en las tomografías de velocidades y en la composición isotópica (como un alto radio de  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) [Koppers y Watts, 2010].

Junto a estos existen los hotspot secundarios, que son menos voluminosos y viven menos tiempo. Ejemplos son Pitcairn, Samoa y Tahiri. Se piensa que podrían ser brazos que se extienden de una superpluma que quedó atrapada en la base del manto superior. Finalmente, los hotspot terciarios están asociados a fracturamiento extensional inducido por zonas de subducción, como la dorsal de Puka Puka [Koppers y Watts, 2010].

Pareciera ser que el punto caliente que formó la dorsal de Nazca es primario [Koppers y Watts, 2010; Ray *et al.*, 2012]. Este centro magmático ha estado activo durante más de 40 Ma y con estudios petrológicos se ha visto que la composición no ha variado mucho a lo largo del tiempo. Por otro lado, la dorsal presenta una alta razón de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  y un envejecimiento progresivo desde la isla Salaz y Gómez hacia el este [Ray *et al.*, 2012]. Esta información es importante al momento de comparar la dorsal de Nazca con otros LIP (*Large Igneous Province*). Por otro lado, los *hotspot* primarios tienden a construir mesetas ígneas (*plateaus*) o traps (*flood basalts*) al momento de su formación inicial, cuando la pluma mantélica impacta por primera vez la litósfera oceánica [Richards *et al.*, 1989].

## 5.2.2. Consecuencias del espesor elástico y la edad de la litósfera en la formación de la Dorsal de Nazca

### Estructura y geología

La litósfera oceánica tiene cambios importantes en su comportamiento mecánico a lo largo de su vida. Dependiendo de una serie de factores, en ciertas ocasiones va a predominar una respuesta elástica o dúctil frente a flexión o cargas. El parámetro que caracteriza este comportamiento es la rigidez flexural, que depende del espesor elástico  $T_e$  (ver sección 4.0.1 para más información). La competencia de la litósfera está controlada por tres factores:

- **Edad y temperatura:** Una litósfera recién formada presenta altas temperaturas que se asocian a un bajo espesor elástico. A medida que envejece y se enfría, aumenta su competencia, se ensancha, se compacta y subside. La litósfera puede presentar un rejuvenecimiento si es afectada por anomalías termales, así como lo es una pluma mantélica. En ese caso el espesor disminuye. La modelación del  $T_e$  de una dorsal o monte submarino representa el valor al momento de su formación [Manríquez *et al.*, 2014].
- **Geometría:** Subducciones curvas o deformaciones tipo *outer-rise* modifican la competencia litosférica [Manríquez *et al.*, 2014].
- **Deformación inelástica e hidrofracturamiento:** Fenómenos como la subducción o la formación de una dorsal se asocian a esfuerzos importantes que generan deformación dúctil o frágil. Un modelo elástico, como el utilizado en este trabajo, no considera este tipo de deformación. Un comportamiento inelástico reduce la resistencia de la litósfera, lo que implica una disminución del espesor elástico. Por otro lado, el fracturamiento superficial que se produce en el *outer-rise* podría significar el ingreso de agua que acentuaría el fenómeno [Manríquez *et al.*, 2014].
- **Fuerzas horizontales:** El espesor elástico se puede ver disminuido si hay presencia de fuerzas compresivas importantes como es el caso de un centro de expansión [Manríquez *et al.*, 2014].

Se ha observado que el espesor elástico en la zona donde se emplaza un *hotspot* influye en el mecanismo de engrosamiento de la corteza oceánica [Koppers y Watts, 2010; Richards *et al.*, 2013; Orellana-Rovirosa y Richards, 2017]. El factor predominantemente que controla este mecanismo es la edad de la placa y, bajo este criterio, existen dos clasificaciones:

- **Hotspot off-ridge:** En el caso de una litósfera madura y un  $T_e$  alto ( $> 12$  km), un *hotspot* se presenta como un edificio volcánico que se deposita sobre una corteza que se mantiene con una estructura de velocidades normal y con muy pocas intrusiones laminares (*sills*). Bajo ella puede haber una raíz cortical con alta velocidad ( $> 7,2$  km/s) correspondiente al fenómeno de *underplating* magmático. El edificio volcánico representa un peso gravitacional importante sobre la superficie, que deforma sus alrededores. La amplitud de esta deformación depende del espesor elástico, que a su vez está en función del momento en el que se instaló el peso y de la edad de la placa en ese entonces. Posterior a la construcción del *hotspot* hay una lucha entre el aumento de la competencia, por el enfriamiento del material, y su disminución, relacionada a la relajación dúctil producto del peso. El primer fenómeno es el que finalmente tiene más

importancia. Para que se pueda tener valores altos de  $T_e$  el punto caliente debe estar alejado del centro de expansión que formó la litósfera y por lo tanto se les denomina *off-ridge* [Koppers y Watts, 2010].

- **Hotspot on-ridge:** En el segundo caso el espesor elástico es pequeño, usualmente debido a la juventud de la litósfera oceánica. Este tipo de volcanismo intraplaca es denominado *on-ridge* por estar en la vecindad del centro de expansión [Koppers y Watts, 2010]. Se tienen entonces dorsales comunmente anchas, caracterizadas por tener topografías suaves, con una predominancia de magmatismo intrusivo y con ausencia o muy poca construcción de edificios volcánicos [Orellana-Roviroso y Richards, 2017]. Este es el caso de la Dorsal de Nazca, que cumple con las características estructurales descritas y que además se construyó producto de la interacción de el *hotspot* Salas y Gómez con el centro de expansión Pacífico-Nazca/Farallón [Bello-González *et al.*, 2018].

Esta diferencia en comportamiento recae en las características reológicas de la placa al momento de la formación de la dorsal. Se espera tener topografía suave si la pluma mantélica logra calentar la litósfera en el tiempo de interacción. La existencia de este adelgazamiento litosférico se puede estudiar en base al tamaño del *swell* y el espesor elástico [Orellana-Roviroso y Richards, 2017]. En el trabajo de Orellana-Roviroso y Richards [2017] todo esto se resume a un parámetro adimensional  $R$  que depende del espesor elástico  $T_e$ , del ancho del *swell*  $L$  y la altura promedio  $h$ .  $v$  es la velocidad de la placa y  $Q_s = Lhv$ . Por lo tanto, no considera el estado de esfuerzos o el fracturamiento.

$$R = \sqrt{\frac{Q_s}{v}} T_e^{-1}$$

En los resultados del artículo se llegó a que la Dorsal de Nazca, en la zona donde se ubica el perfil de este estudio, tenía un  $R = 3,83$ . Si  $R$  es menor que 1,5 se tienen las condiciones para generar una topografía rugosa. Si es mayor de 1,5 pero menor que 3,0 se estaría en un intervalo de transición. Si es mayor que 3,0, entonces la litósfera se vería rejuvenecida por la pluma y se tendría un comportamiento predominantemente intrusivo y batimetría suave.

El resultado de la modelación flexural del capítulo 4, Figura 4.5, dio que  $T_e < 5$ , posiblemente por el emplazamiento del *hotspot* en litósfera joven. Por lo que es éste el factor que controla que exista una batimetría suave, un *swell* ancho y una transferencia de material con predominancia intrusiva y engrosamiento de la capa 3 (Figura 5.2).

En términos de petrología, la construcción de un *hotspot* depende de: la presión y temperatura de la fusión parcial, el espesor inicial de la corteza y litósfera, la composición, el estado de esfuerzos y la densidad de la corteza, la edad de la litósfera y la tasa de movimiento de la placa suprayacente [Richards *et al.*, 2013]. Hay varios de estos factores que dependen del espesor elástico – y a su vez de la edad de la litósfera – tanto por su influencia en la temperatura y reología como porque determina la profundidad de la base litosférica.

Cuando una pluma mantélica se emplaza debajo de una litósfera vieja y madura, queda estancada a mayor profundidad y por lo tanto en una zona de mayor presión. El material fundido encuentra su equilibrio con las rocas mantélicas de esa zona. Esto resulta en un fundido primario (*primary melt*) con más contenido de Fe y Mg. Cuando este material ultra-

máfico llega a la corteza, queda atrapado por la diferencia de densidades y debe someterse a cristalización fraccionada, lo que lleva a erupciones basálticas en superficie y a una raíz con densidades y velocidades sísmicas intermedias entre material del manto y corteza oceánica. Si la litósfera es joven, el material fusionado se genera a menor profundidad y es de composición y densidad similar a los basaltos y gabros de la corteza oceánica. Esto facilita un comportamiento intrusivo y que el engrosamiento se lleve a cabo con rocas menos densas [Richards *et al.*, 2013].

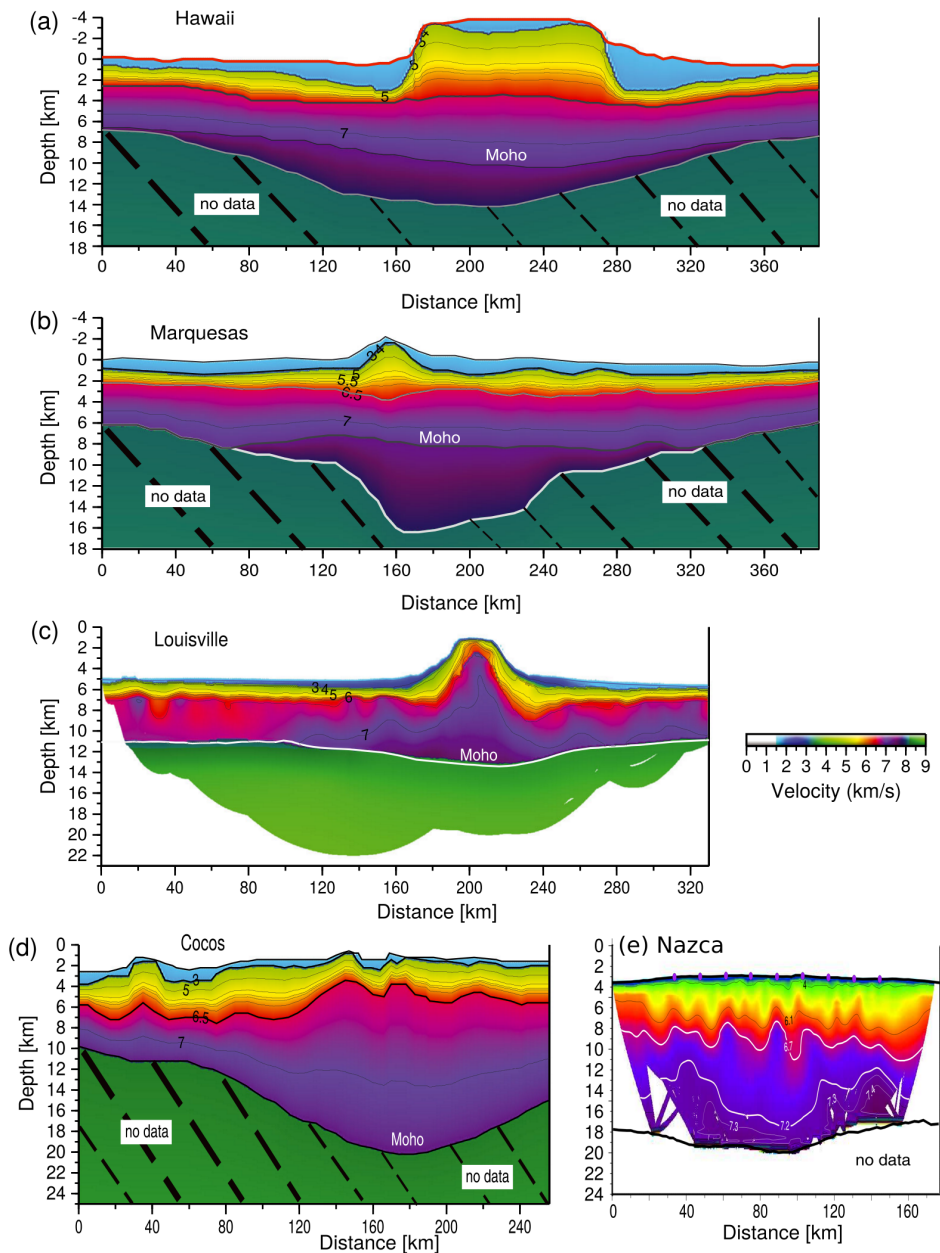
En la Figura 5.6 se presentan cuatro tomografías de velocidad de onda P para diferentes dorsales. Hawaii y Marquesas son cadenas de montes submarinos formadas en litósfera madura y presentan topografía rugosa, un volumen importante de material extrusivo, la corteza original menos alterada y raíces de alta velocidad (incluso a ser superiores a 7,7 km/s [Caress *et al.*, 1995]). En cambio Cocos es una dorsal cuya historia de formación es similar a la de la dorsal de Nazca [Hey, 1977; Sallarès *et al.*, 2003], presenta un comportamiento predominantemente intrusivo, sin llegar a velocidades tan altas. Esto permite inferir que el fundido se formó a poca profundidad. Loiusville es un caso anómalo. En base a modelaciones del espesor elástico, se estima que se formó en corteza joven de cerca de 10 Ma [Contreras-Reyes *et al.*, 2010b]. A pesar de ello, no tiene una raíz cortical importante si no que más bien formó un edificio volcánico con un centro denso y máfico. A pesar de la densificación de su base, de todas maneras no llega a los valores de Hawaii o Marquesas.

## Deformación de la corteza original

Una conclusión de la modelación flexural fue que la deformación flexural se debía principalmente a cargas de subsuperficie. Una observación, que podría estar relacionada a este fenómeno, es que las curvas de isodensidades que pertenecen a lo que era la corteza antes de la interacción con la pluma (2,5 y 2,8 g/cm<sup>3</sup>), están deformadas hacia arriba. Este comportamiento podría ser indicio de la deformación plástica que se efectuó para llegar al equilibrio isostático. En el trabajo de Grevemeyer *et al.* [2001] se observa lo contrario. El estudio se efectuó en la dorsal de Ninety-East, donde se presenta un reflector intermedio que se identificó como el Moho previo a la interacción con el *hotspot*. Éste se encuentra flectado hacia abajo, lo que se dice que es producto del nuevo equilibrio isostático posterior al peso del edificio volcánico (ver Figura 5.6). Por lo tanto, quizás se puede identificar cuál fue el mecanismo de flexión si la deformación de las curvas de isodensidad o los reflectores lo evidencian (cosa que no siempre ocurre).

## Moho y paleo-Moho

En algunos montes submarinos y dorsales oceánicas se puede observar dos reflectores que corresponden al Moho que se formó en el centro de expansión y al que resultó de la interacción con el *hotspot*. Un ejemplo son las islas Marquesas, que se formaron sobre la placa Pacífico cuando ésta tenía cerca de 50 Ma. A 7 km bajo el basamento, se observa un reflector en medio de la corteza engrosada, que se asocia al paleo-Moho. En este caso se tiene un punto caliente *off-ridge*, con un edificio volcánico y una raíz cortical, la que presenta velocidades



**Figura 5.6:** Modelo de velocidad de onda P de (a) la dorsal de Hawaii [Watts *et al.*, 1985], (b) Marquesas [Caress *et al.*, 1995], (c) Louisville [Contreras-Reyes *et al.*, 2010b], (d) Cocos [Sallarès *et al.*, 2003] y (e) Nazca. Imagen obtenida de Richards *et al.* [2013] y modificada para incluir el resultado de este trabajo y para dejar todas las figuras con la misma escala.

que sobrepasan los 7,7 km/s [Caress *et al.*, 1995]. Como se mencionó antes, otro ejemplo es la dorsal de Ninety-East, donde también se observa un reflector intermedio. Bajo este límite se encuentran velocidades sobre los 7,5 km/s [Grevemeyer *et al.*, 2001]. No se sabe la edad de la corteza al momento de la interacción con el *hotspot*, pero se cree que rondaría los 20 Ma [Richards *et al.*, 2013]. En el estudio de Grevemeyer *et al.* [2001], se concluye que el *underplating* siguió ocurriendo después de la interacción directa con la pluma por cerca de 15 a 20 Ma, siendo una etapa tardía de la construcción de la dorsal.

Ahora, si comparamos con el caso de dorsales *on-ridge* y batimetría suave, como es el caso de Cocos (ver Figura 5.6), se tiene la típica estructura con un engrosamiento importante de la capa 3 y que no llega a velocidades superiores a los 7,5 km/s. Tampoco se ve un reflector intermedio, sino un único Moho.

En el trabajo de McBride *et al.* [2004] se discute sobre la reflectividad sísmica en la corteza inferior engrosada. Estudian la zona central de la dorsal de Færoe-Iceland, la que muestra muy poca reflectividad. Inferen que se debe a la falta de contraste de material, posiblemente porque la corteza oceánica estaba muy caliente cuando se formó la dorsal. Fuera de esta zona central, la reflectividad vuelve a aparecer.

En los datos de reflexión de la dorsal de Nazca (ver sección 2.2.1), no se observa un reflector intermedio que pudiese ser un paleo-Moho. Así como discuten en el trabajo de Richards *et al.* [2013], si la litósfera es muy delgada la fusión se produce a poca profundidad y tiene una composición parecida a la roca de la corteza inferior. Esto explicaría la falta de contraste, tanto de composición como temperatura. Por otro lado, una interfaz puede desaparecer si hay mucha alteración por un nivel alto de intrusiones [Grevemeyer *et al.*, 2001].

Es interesante también observar que la aparición de un paleo-Moho marca el límite bajo el cual se tiene roca ultramáfica con velocidades que no se logran encontrar en el caso de dorsales *on-ridge*.

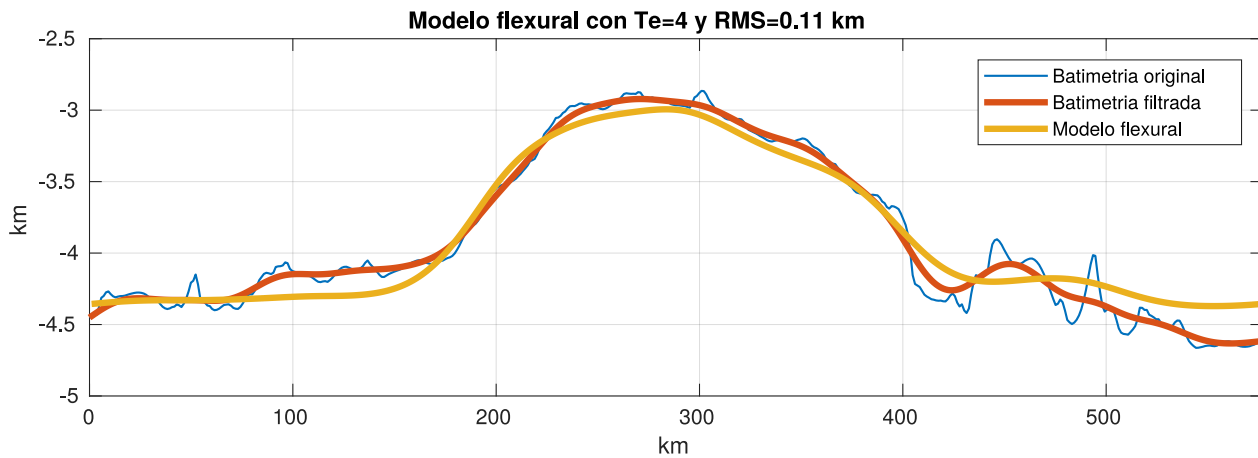
### 5.2.3. Inferencias de los resultados de la modelación flexural

Aunque no se hubiese calculado el espesor elástico, ya se podía especular que debía ser bajo, puesto que la morfología y geología presentes describen un hotspot *on-ridge*. Pero una modelación flexural también ayuda a ver si la rigidez flexural está siendo afectada por la temperatura, los fluidos, el fracturamiento o anisotropía.

#### Error de larga longitud de onda

Una observación del resultado en la Figura 5.7 es que hay un error a escala regional. Si la curva del modelo (amarilla) se rotara en sentido horario se tendría un mejor ajuste de los datos. Por lo tanto, no contempla la asimetría de la dorsal que se ha observada hasta ahora. Se plantean dos posibles explicaciones.

- **Simplificación de las densidades:** Para efectuar la modelación se hizo una simplificación del campo de densidades, donde se armó grandes áreas con valores constantes. Es importante notar que esto no es perjudicial, puesto que el modelo considera una placa unidimensional que se deforma por el esfuerzo total que se le aplica en cada punto. Por lo tanto, lo que importa es la integración de la masa en la dirección vertical y no cómo ésta esté distribuida en esa columna. Entonces, el modelo permite concluir el comportamiento reológico de la formación de la dorsal – que es lo que se busca – pero pierde precisión sobre las variaciones horizontales.



**Figura 5.7:** [Figura 4.5, repetida para facilitar la lectura]. Usando el Moho como dato, se supone que la flexión litosférica ocurre por la flotabilidad de un ensanchamiento inferior de la corteza. Se tiene en amarillo el resultado de lo que sería la batimetría bajo este supuesto. En azul se observa la batimetría en crudo (ver sección 3.0.2) y en naranja, suavizada con una media móvil. El error se calculó con la comparación de esta última con el resultado.

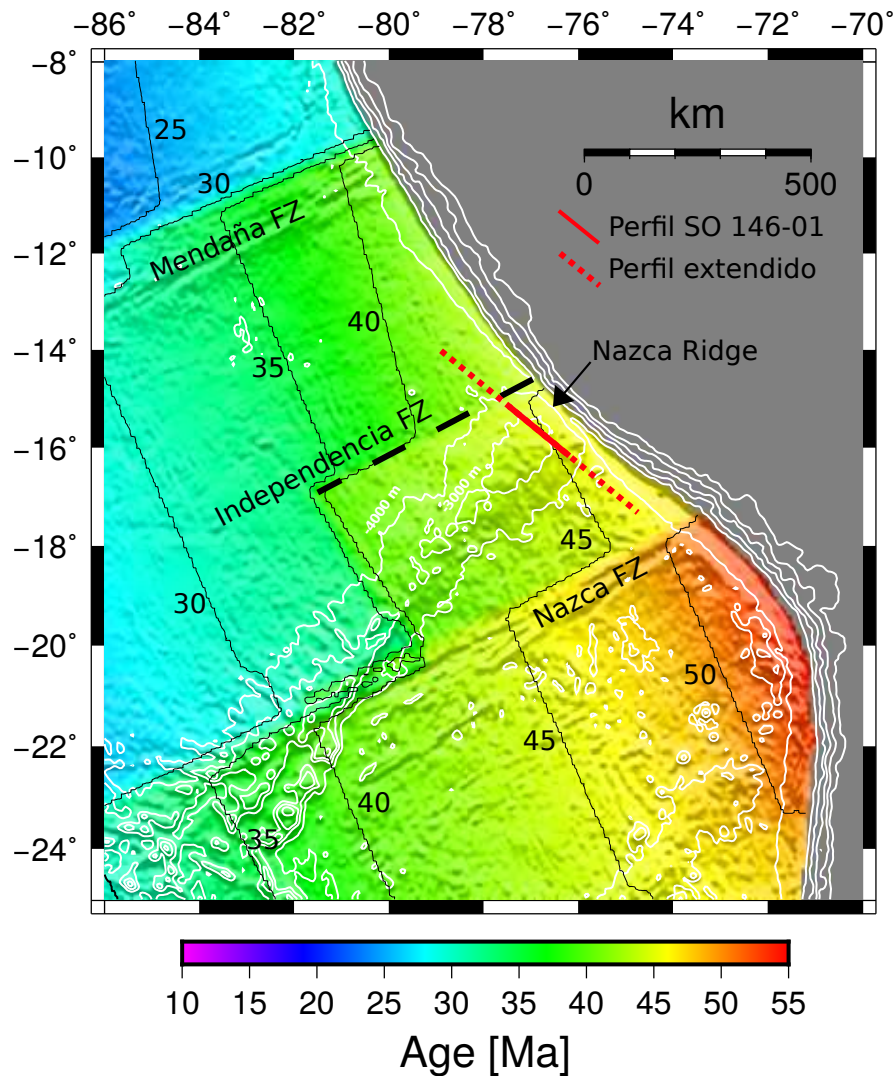
- **Variación del  $T_e$ :** Se discutió previamente sobre la utilización de la hipótesis de que el espesor elástico fuera constante a lo largo del perfil. Éste es subparalelo a la fosa y difiere en cerca de 25 grados con la estructura magnética (*magnetic fabric*) de la corteza oceánica (ver Figura 5.9), por lo que se consideró que la edad, el fracturamiento y los esfuerzos no variaban significativamente. Ahora con los resultados en mano se puede discutir si esa premisa era la correcta.

El error a escala regional sugiere que debería haber un aumento del espesor elástico desde el NO hacia el SE. Esto es contrario a lo que se esperaba puesto que hacia el sur el perfil se acerca a la fosa, donde está el *outer-rise* que modifica la batimetría, los esfuerzos horizontales y el fracturamiento, posiblemente disminuyendo el  $T_e$  [Manríquez *et al.*, 2014]. Dada esta evidencia, se puede decir que la subducción no está influyendo significativamente en el modelo.

Otro factor posible es que la zona de fractura Independencia, que atraviesa el perfil en el lado NO, es la responsable de la disminución del  $T_e$ . Una FZ es un lugar de debilitamiento de la corteza [White *et al.*, 1984] pero además significa un salto en la edad de la placa. En la Figura 5.8 se puede ver que el lado NO es levemente más joven. Normalmente esa diferencia en edad no es significativa, a excepción que se trate de una corteza muy joven, puesto que en los primeros millones de años es cuando se producen las variaciones más importantes en términos mecánicos. Esto se discute más profundamente en la siguiente sección.

De todas formas el error es pequeño en comparación con la amplitud del hinchamiento por lo que se considera que los resultados son satisfactorios.





**Figura 5.8:** Edad de la corteza oceánica en la zona de estudio. Datos descargados de la página del NOAA, National Centers for Environmental Information [NOAA, s.f.(b)].

### Error de corta longitud de onda

En general, los estudios geodinámicos flexurales buscan modelar las largas longitudes de onda y la amplitud porque las ecuaciones elásticas no contemplan todos los fenómenos capaces de modificar las altas frecuencias. El modelo considera que la corteza es una placa lisa y homogénea que se deforma elásticamente frente a esfuerzos o pesos. En este caso, que se quiere modelar la batimetría, no se está considerando que sobre ella existe material extrusivo (porque incluimos únicamente carga de subsuperficie), fracturamiento o la estructura heredada de su formación en el centro de expansión. Es por ello que el modelo se comparó con una batimetría cuyas altas frecuencias fueron filtradas.

Otro punto relevante consiste en que el modelo flexural pierde realismo cuando el espesor elástico se acerca a cero. En el límite en el que lo es, la flexión resulta ser simplemente una amplificación de la geometría de la carga. Esto es geológicamente imposible, considerando que se tiene una corteza que llega a grosores de 17 km. Es por esto que, a pesar de que el



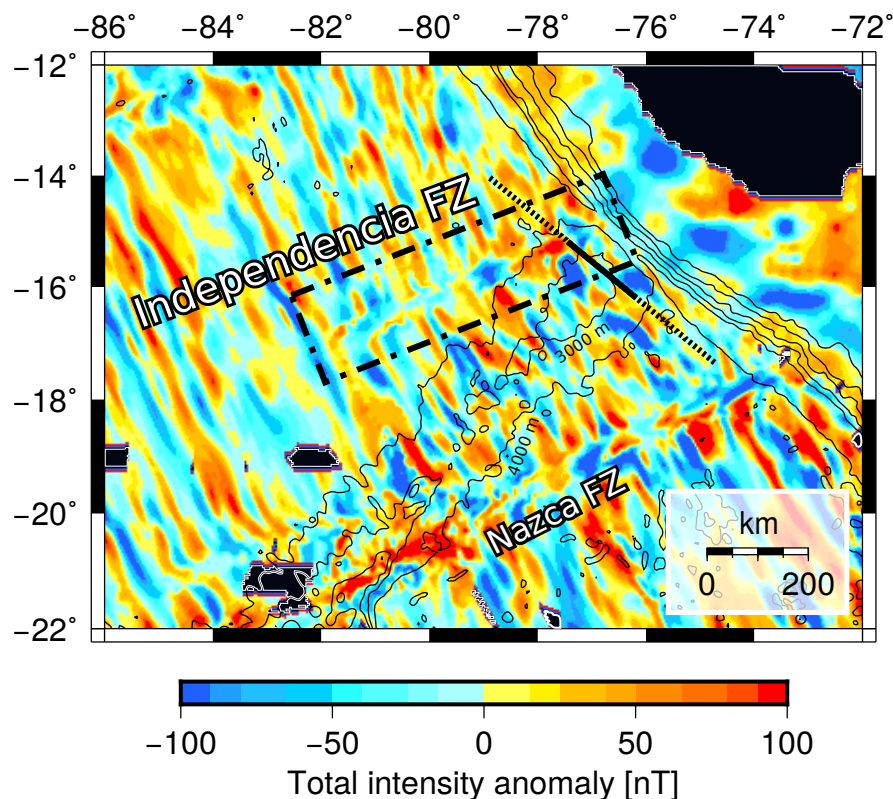
modelo flexural no logra replicar al máximo la amplitud de la dorsal, disminuir más el espesor elástico aumentó el error en lugar de mejorar el ajuste.

### **Amplitud de la batimetría de la dorsal de Nazca**

A pesar de utilizarse un espesor elástico cercano a cero, no se logra obtener toda la amplitud del *swell*. Probablemente se debe a que se probó con dos modelos absolutos: con material sobre la superficie y subsuperficie. En realidad se tiene una situación mixta, donde, si bien el hinchamiento se debe principalmente a la raíz cortical, también hay una cantidad de material extrusivo.

Por otro lado, hay que considerar que el modelo no genera explícitamente la forma de la batimetría o el Moho, sino que en realidad simplifica toda la capa elástica a una sola dimensión. De hecho, se ha observado que el espesor elástico describe la profundidad de la isoterma de 600–700° C [Wessel y Haxby, 1990].

### 5.3. Posibles implicancias de la zona de fractura Independencia



**Figura 5.9:** Estructura magnética (*magnetic fabric*) en la zona de estudio. La línea sólida negra indica el perfil sísmico y las extensiones punteadas, el perfil gravimétrico. Marcado con un rectángulo, con línea de puntos y rectas, se observa el lugar donde estaría la zona de fractura Independencia. Se incluyen líneas negras delgadas que marcan las curvas de nivel de la batimetría. NOAA, s.f.(a)

Las zonas de fractura (ZF) son fallas transformantes inactivas que nacen producto de discontinuidades en márgenes divergentes. Se producen en la zona sísmicamente activa, que se encuentra entre 2 secciones del centro de expansión, para posteriormente ser cicatrices en el fondo marino. Además son zonas de debilidad, donde se libera parte de los esfuerzos que experimentan las placas tectónicas y existe movimiento de fluidos y fracturamiento. Además, significan un salto en la edad de la corteza y por lo tanto, un contraste en sus propiedades mecánicas. A pesar de la erosión, sedimentación y subsidencia, las ZF tienden a mantener su rugosidad con el tiempo. Esto ocurre por la poca sedimentación, pero también sugiere que existe movimiento vertical producto del contraste termomecánico asociado al salto de edad en la litósfera [Sandwell, 1984] y que se ensanchan producto de la contracción horizontal perpendicular a la zona de fractura [Wessel y Haxby, 1990].

La tasa de enfriamiento de la litósfera no es igual en toda su extensión, sino que cambia con la profundidad y la lejanía de las fuentes de calor. Esto genera esfuerzos termales que crecen proporcionalmente con la tasa de enfriamiento horizontal [Wessel y Haxby, 1990]. Existen los esfuerzos por contracción termal que generan subsidencia y que son independientes de la

profundidad, y los esfuerzos de flexión, que sí cambian con la profundidad, y generan *bending moment*. El gradiente térmico en la proximidad del centro de expansión es el más importante para este fenómeno y genera esfuerzos que se liberan en las zonas de fractura [Wessel y Haxby, 1990].

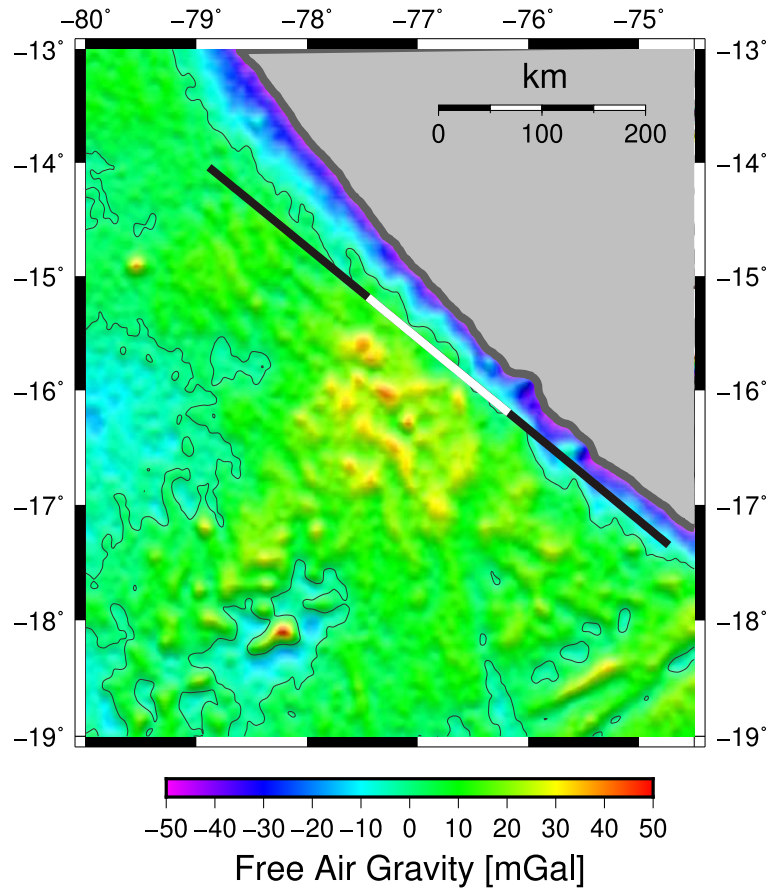
En la Figura 5.9 se observa la ZF Independencia, que atraviesa el perfil de estudio. Ésta tiene la particularidad de ser imperceptible en la batimetría (Figura 1.1) y en la gravedad (Figura 5.10) y sólo se observa en la estructura magnética. En este trabajo se postula que este comportamiento es consecuencia de la interacción con la pluma mantélica.

Se sabe que las zonas de fractura pueden actuar como secciones de debilidad y de hecho se ha postulado que pueden ser brazos por donde sale material magmático [Fairhead y Wilson, 2005, Haxel y Dziak, 2005]. Se ha dicho que las plumas pueden utilizar estas fracturas como caminos de migración hacia la superficie, incluso si eso significa flujo horizontal por largas distancias [Fromm *et al.*, 2017]. En el trabajo de Fromm *et al.* [2017] en la dorsal de Walvis, ellos discuten la interacción de la pluma con la zona de fractura de Florianópolis. Obtienen dos perfiles sísmicos donde en uno la zona de fractura marca un cambio de corteza muy engrosada a una delgada. Postulan que esto es consecuencia de que la falla seguía activa después de haberse emplazado la dorsal. Pero el segundo perfil cruza una zona donde la ZF fue borrada de la batimetría y pareciera tener poca influencia en las reflexiones sísmicas (aunque sí se observa una baja en las densidades y en los datos de gravedad de aire libre). En este caso los autores sugieren que hubo vulcanismo posterior a que la falla se volviera inactiva y que éste fue en una etapa tardía, posiblemente después de 15 Ma desde el emplazamiento de la dorsal. Así mismo se observó en el caso de la dorsal Ninety-East, donde se cree que el vulcanismo siguió unos 15 a 20 Ma, incluso después de que se separara de la dorsal de Broken [Grevemeyer *et al.*, 2001]. Se especula que la activación de estas fallas facilitan la salida de material y llevan a etapas tardías de vulcanismo [Fromm *et al.*, 2017].

Por otro lado, se ha visto que las plumas son capaces de generar brazos que alimentan lineamientos magmáticos en dirección hacia zonas con litósfera más delgada. En el estudio de Kopp *et al.* [2003], en la provincia de los montes submarinos Musicians, se tiene que la pluma llegó a alimentar vulcanismo extrusivo por un largo de 400 kilómetros desde la ubicación del *hotspot* hasta el centro de expansión.

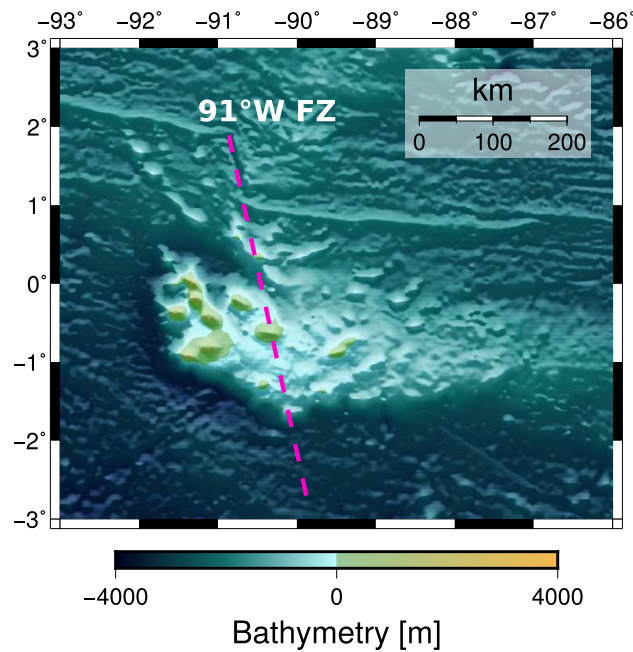
También se postula que el salto en edad podría ser la razón de la asimetría en los resultados. Quizás en la zona noroeste, el material está más localizado porque tuvo una preferencia por la zona de debilidad y en el lado sureste, donde la placa es levemente más vieja, el material se distribuyó horizontalmente y presenta más rugosidad. Contraste como estos se ha visto en otros lados, como el que se observa en el archipiélago de Galápagos. Éste está conformado por montes submarinos sobre corteza muy joven (<10 Ma), justo al sur del centro de expansión Galápagos. La zona de fractura a los 91°W cruza la plataforma formada por estas islas, generando un salto de 5 Ma (ver Figura 5.11). En el trabajo de Feighner y Richards [1994] se efectuó una modelación gravimétrica de la cual concluyeron que la zona oeste y sur están compensadas regionalmente de forma elástica y que eso favorecería la batimetría rugosa y los saltos abruptos. En cambio, la zona central y el lado noreste sería una litósfera más débil y compensada localmente. El modelo sugiere un  $T_e < 6$  km al este de la ZF y de 12 km al oeste. También en este caso la zona de fractura no se manifiesta en la batimetría.

Por todo lo anterior, se postula que la zona de fractura Independencia fue borrada en la batimetría por intrusión de material desde la pluma mantélica, que esta intrusión ocurrió posterior a que la falla se volviera inactiva y que el calor de la pluma disminuyó el contraste termomecánico que debería haber habido por el salto de edad. Eso impidió el desarrollo normal de la zona de fractura, que usualmente con el tiempo se vuelven más rugosas y anchas. Junto a ello, impuso una leve asimetría en la dorsal, teniéndose un mayor engrosamiento local en el noroeste y más rugosidad hacia el sureste.



**Figura 5.10:** Anomalía de gravedad de aire libre con una escala de colores ajustada para observar mejor la zona de estudio. Tanto las curvas delgadas como la gruesa color gris son curvas de contorno de valor 0 mGal. La línea blanca muestra el perfil sísmico, que con la adición de las extensiones en color negro muestran donde cruza el perfil gravimétrico.

Se podría decir que si la zona de fractura Independencia interactuó con la pluma mantélica, entonces la zona de fractura de Nazca también podría haber tenido un rol relevante. Posiblemente ésta se encontraba muy alejada del centro activo en el momento en el que se formó la zona de estudio, pero no se tiene datos para discutir esta hipótesis dado que ni si quiera con el perfil extendido se alcanza a cubrir la zona de fractura de Nazca.



**Figura 5.11:** Batimetría en el archipiélago de Galápagos, donde se encuentra el punto caliente de Galápagos [Smith y Sandwell, 1997]. La línea magenta muestra donde ocurre el salto en edad litosférica producto de la zona de fractura. Al oeste se observa la compensación flexural evidenciada por la subsidencia y levantamiento que ocurre en torno a las islas. Al este se observa una batimetría más suave con compensación isostática.

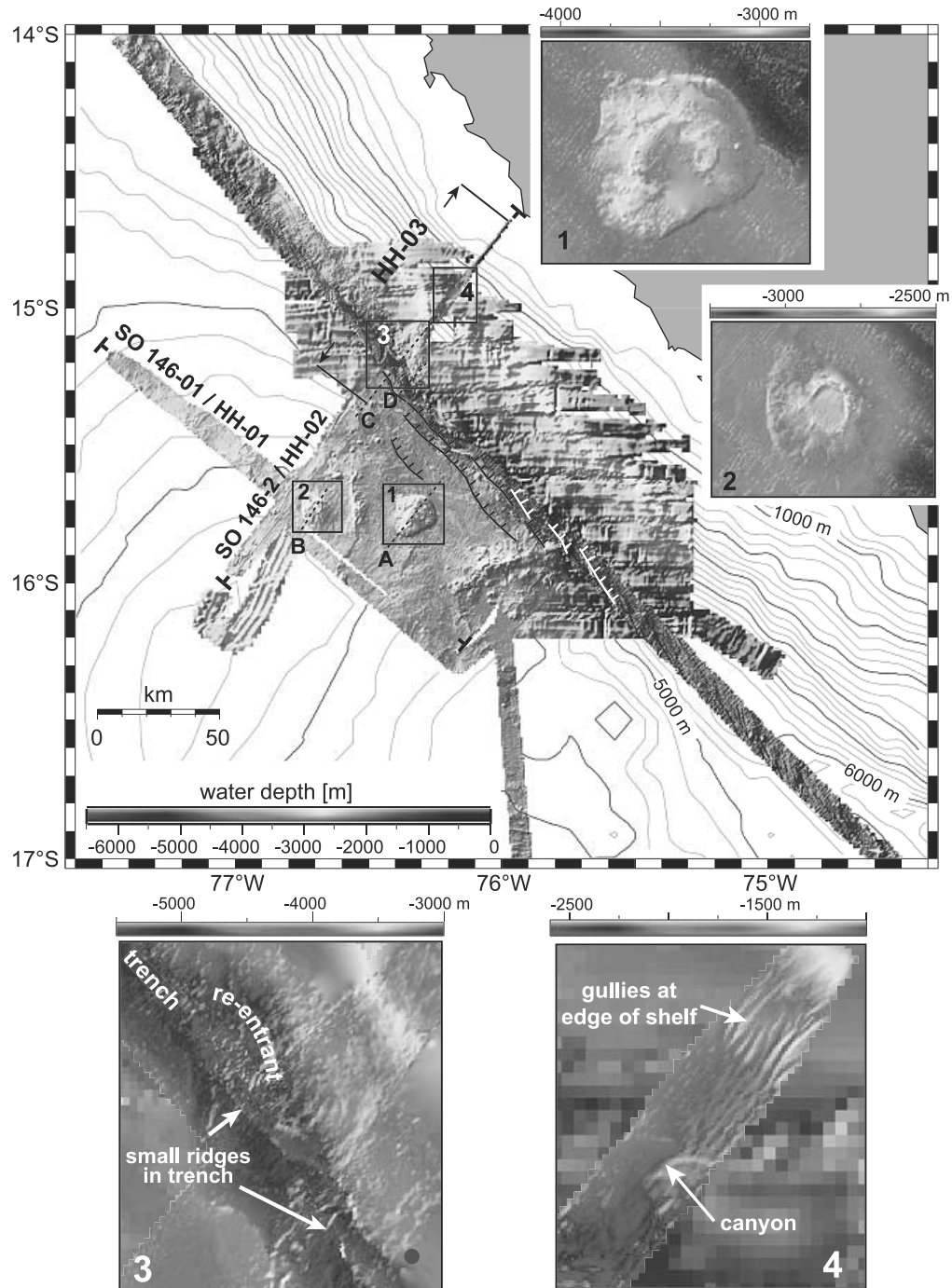
## 5.4. Erosión climática y subsidencia de la dorsal

En el flanco sureste de la Dorsal de Nazca se encuentran algunos edificios volcánicos que fueron revelados en la batimetría de alta resolución (Figura 5.12). En el centro del área se encuentra un monte de cerca de 800 m de alto, con un diámetro de 20 km (ver en el cuadro 1 de la Figura). Otro monte de 400 m (ver el cuadro 2) muestra una caldera bien preservada de 4 kilómetros de diámetro [Hampel *et al.*, 2004].

Llama particularmente la atención que estos montes submarinos estén poco erosionados y que tengan escasa sedimentación. Si bien esto podría deberse a corrientes submarinas, también se podría decir que se formaron posterior a que la dorsal subsidiera bajo el agua. Esta hipótesis se respalda en que poseen composición alcalina y que se observó la presencia de intrusiones horizontales (*sills*) en la capa sedimentaria [Hampel *et al.*, 2004]. Todo esto sugiere que hubo una segunda etapa de volcanismo.

Dado que el *hotspot* se formó en la vecindad de un centro de expansión rápido, las altas temperaturas ayudarían a que llegase prontamente a estar en equilibrio isostático. Además, se alejaría rápidamente de la fuente de calor, por lo que se tendría una subsidencia pronta que facilitaría que los montes se hundan rápidamente o se formen bajo el agua [Grevemeyer *et al.*, 2001], lo que explicaría la poca erosión y falta de sedimentación. Se ha observado que la presencia de *underplating* y volcanismo tardío alentase la subsidencia por el aporte en flotabilidad. En la dorsal de Nineyeast se presenta una subsidencia rápida que es frenada por una segunda etapa de aporte magmático [Grevemeyer y Flueh, 2000]. Quizás, así como se

observó en Ninneyeast y en la dorsal de Walvis, la activación de zonas de fractura facilitan la salida de material y la existencia de etapas tardías de volcanismo extrusivo [Fromm *et al.*, 2017].



**Figura 5.12:** Batimetría de alta resolución en la zona de colisión entre la dosal de Nazca y el margen peruano [Hampel *et al.*, 2004].

## 5.5. Posibles implicancias sismotectónicas

La subducción de altos batimétricos tiene influencia en la zona de antearco pues modifican la erosión tectónica, la deformación e incorporan sedimentos y fluidos a la zona de subducción. También influye en el comportamiento de la ruptura de grandes terremotos, pues pueden actuar como barreras, porque imponen mayor fricción o porque la disminuyen [Contreras-Reyes y Carrizo, 2011]. Así como también cumplen el rol de asperezas.

En el caso de la dorsal de Nazca, la batimetría es suave, con algunos montes submarinos pequeños. Dado que la subducción peruana es un margen erosivo, el continente está conformado por roca competente y no hay un canal de subducción grueso. Esto significa que se tienen las condiciones para que los montes sean decapitados previo a subducir [Watts *et al.*, 2010]. Pero la batimetría es principalmente suave, y la erosión se manifiesta bajo la placa cabalgante.

Por otro lado, dependiendo de si se tuvo condiciones *on-ridge* u *off-ridge* la longitud de onda de la compensación flexural es diferente. En el primer caso, la compensación será local, en el segundo, regional. Esto implica que la subducción de un monte o dorsal oceánica que fue formado en litósfera competente, al llegar a la fosa, es menos flotante y es menos probable que eleve el antearco o aumente el acoplamiento [Watts *et al.*, 2010]. Pero la dorsal de Nazca es el caso contrario.

Junto a ello, se tiene que una corteza de  $\sim 17$  km de espesor significa un aumento considerable en flotabilidad. Particularmente, se vio que la raíz cortical en este caso – así como en otros *hotspot on-ridge* – no llega a densidades ultramáficas, lo que significa que es más flotante aún.

Por lo tanto, la influencia de la dorsal de Nazca en el continente está regida por su batimetría suave y su alta flotabilidad.

## 5.6. Consecuencias ecológicas del experimento

En el último tiempo se ha tomado más conciencia sobre el impacto de los métodos de prospección en el medio ambiente. A pesar de ello, ha sido complicado identificar el real efecto de los cañones de aire puesto que hay pocos estudios al respecto y, por lo tanto, las conclusiones generan controversia. Se sabe que definitivamente perturban la vida de mamíferos, aves, peces y zooplancton, pero no se ha podido estimar la magnitud del daño.

En el caso de los mamíferos acuáticos, la principal preocupación es el daño auditivo que les pueda causar la onda de los cañones. Estos animales usan el sonido para ubicarse en el océano, para encontrar su alimento y para comunicarse. Algunos estudios indican que los cañones pueden producir pánico en las ballenas y que, al tratar de huir en desesperación, pierden profundidad rápidamente. Con el cambio brusco de presión se forman burbujas de nitrógeno en su sangre, produciendo hemorragias internas y la muerte [Bernaldo de Quirós *et al.*, 2019]. Las que sobreviven terminan con niveles altos de hormonas de stress que reflejan

su alteración.

Otros animales marinos también sufren el impacto de los sonares. Se ha documentado cómo la población de peces se dispersa y disminuye en cerca de un 80 % por los próximos días después de la intervención de los buques [Paxton *et al.*, 2017] y que, dentro de un rango de 1,2 kilómetros, mueren los krill que se encontraban por donde pasaron [McCauley *et al.*, 2017]. Esto es preocupante dado que estos animales son la base de los ecosistemas marinos. Si se hace un cálculo rápido al respecto, producto de este estudio murieron 212,5 kilómetros cuadrados de krill, sin contar otros daños colaterales. De todas formas queda la pregunta de cuánto se demora este daño en repararse por si solo y cuál es el rango de potencia de los cañones de aire tal que el daño sea aceptable.

Se han efectuado estudios donde se documenta las frecuencias auditivas de diferentes mamíferos y el radio fuera del cual los cañones de aire no debiesen hacerles daño. Es por esto que dentro de las medidas de mitigación en los barcos estadounidenses consideran un equipo de biólogas y biólogos marinos que están a toda hora monitoreando la presencia de animales vulnerables en el perímetro. Además, se comienza a disparar en niveles más bajos de magnitud a modo de alerta antes de llegar a la potencia necesaria. De hecho, antes en lugar de cañones de aire, se usaba directamente dinamita, método que ya quedó en el pasado. Todo esto existe en respuesta de las restricciones de cada país y lamentablemente hay zonas del océano donde éstas son casi nulas.

Por lo tanto este tipo de estudios se deben implementar con responsabilidad. Es necesario que existan buenas normativas que regulen la forma de obtener los datos, que se considere el ámbito ecológico en el diseño de los estudios geofísicos y que se amplíen los estudios sobre su real impacto.



## 5.7. Conclusiones

Se procesó datos de sismica de ángulo de gran apertura para obtener una tomografía 2D de velocidades de la Dorsal de Nazca. En base a esto, se amplió el perfil 200 km en cada dirección y se aplicó una modelación gravimétrica obteniéndose así el modelo de densidades de la dorsal y de la corteza inalterada presente en su vecindad. Finalmente, se estimó un rango para el espesor elástico. Todo esto llevó a las siguientes conclusiones:

- La transferencia de material desde la pluma mantélica ensanchó la corteza oceánica, llegando a espesores de  $\sim 17$  km. Este engrosamiento se llevó a cabo principalmente en la capa 3 del complejo, con rocas gabroicas. Prácticamente todo el material que se encuentra bajo los 7 kilómetros es más denso que  $2900 \text{ kg/m}^3$ , por lo que se tiene *underplating*.
- La batimetría está caracterizada por una capa delgada de material extrusivo y por el *swell* que se formó producto de la flotabilidad de la raíz cortical que hace de carga de subsuperficie. Se presenta una compensación local, con un espesor elástico de  $T_e \leq 5$  km, y batimetría suave. Ambos factores característicos de *hotspots on-ridge*.
- La raíz cortical presenta principalmente velocidades gabroicas, con zonas profundas levemente más máficas pero que no alcanzan a ser ultramáficas. Así mismo, no existe un reflector que se identifique como un paleo-Moho. Ambos fenómenos son indicio de que el fundido se formó a poca profundidad producto de que la litósfera era muy joven y caliente cuando interactuó con la pluma mantélica.
- Las características morfológicas de la Dorsal de Nazca se heredan de su formación en la vecindad del centro de expansión. Tanto la alta flotabilidad y la batimetría suave producen que la dorsal sea un factor importante que rige la erosión tectónica y la ruptura de grandes terremotos.
- La zona de fractura Independencia no se observa en ninguno de los modelos, aunque pareciera tener influencia en la morfología, volviendo la dorsal asimétrica. Esto sería debido a que impone un salto en la edad litosférica –y por lo tanto del espesor elástico– y porque el fallamiento podría haber guiado la salida de material magmático.
- Posiblemente la pluma utilizó la zona de fractura como un brazo de extrusión de material, borrándola de la batimetría y manifestando una segunda etapa de volcanismo en la que se formaron los montes submarinos y las intrusiones en los sedimentos, habiendo ya subsidido la dorsal.

# Bibliografía

- Antonijevic, S. K., L. S. Wagner, A. Kumar, S. L. Beck, M. D. Long, G. Zandt, H. Tavera y C. Condori (2015). “The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs”. En: *Nature* 524.7564, pág. 212. DOI: 10.1038/nature14648.
- Bello-González, J. P., E. Contreras-Reyes y C. Arriagada (2018). “Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin”. En: *Gondwana Research*. DOI: 10.1016/j.gr.2018.07.008.
- Bernaldo de Quirós, Y. *et al.* (2019). “Advances in research on the impacts of anti-submarine sonar on beaked whales”. En: *Proceedings of the Royal Society B* 286.1895, pág. 20182533. DOI: 10.1098/rspb.2018.2533.
- Bialas, J. y N. Kukowski (2000). “Geophysical experiments at the Peruvian continental margin: Investigations of tectonics, mechanics, gas hydrates and fluid transport”. En: *Geomar Rep* 96.
- Bialas, J. y E. R. Flueh (1999). “Ocean bottom seismometers”. En: *Sea Technol* 40.4, págs. 41-46.
- Bilek, S. L. (2010). “Invited review paper: Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity”. En: *Tectonophysics* 495.1-2, págs. 2-14. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.02.037.
- Birch, F. (1961). “The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 2.” En: *Journal of Geophysical Research* 66.7, págs. 2199-2224. DOI: 10.1029/JZ066i007p02199.
- Blondel, P. y B. J. Murton (1997). *Handbook of seafloor sonar imagery*. Wiley Chichester.
- Caress, D. W., M. K. McNutt, R. S. Detrick y J. C. Mutter (1995). “Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands”. En: *Nature* 373.6515, pág. 600. DOI: 10.1038/373600a0.
- Carlson, R. y C. Herrick (1990). “Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95.B6, págs. 9153-9170. DOI: 10.1029/JB095iB06p09153.
- Cerveny, V., I. A. Molotkov, I. A. Molotkov y I. Psencik (1977). *Ray method in seismology*. Univerzita Karlova.
- Contreras-Reyes, E. y D. Carrizo (2011). “Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone”. En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 186.1-2, págs. 49-58. DOI: 10.1016/j.pepi.2011.03.002.
- Contreras-Reyes, E., E. R. Flueh y I. Grevemeyer (2010a). “Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes”. En: *Tectonics* 29.6. DOI: 10.1029/2010TC002734.

- Contreras-Reyes, E., I. Grevemeyer, A. Watts, L. Planert, E. R. Flueh y C. Peirce (2010b). “Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 289.3-4, págs. 323-333. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.11.020.
- Contreras-Reyes, E., P. Muñoz-Lindford, V. Cortés-Rivas, J. P. Bello-González, J. A. Ruiz y A. Kranbehoft (2019). “Structure of the collision zone between the Nazca Ridge and the Peruvian convergent margin: geodynamic and seismotectonic implications”. En: *Tectonics*. DOI: 10.1029/2019TC005637.
- Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse y J. Stock (2003). “Three distinct types of hotspots in the Earth’s mantle”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 205.3-4, págs. 295-308. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)01048-8.
- Crough, S. T. (1978). “Thermal origin of mid-plate hot-spot swells”. En: *Geophysical Journal International* 55.2, págs. 451-469. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1978.tb04282.x.
- Dorbath, L., A. Cisternas y C. Dorbath (1990). “Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru”. En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 80.3, págs. 551-576.
- Fairhead, J. D. y M. Wilson (2005). “Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: Do we need deep mantle plumes?” En: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA* 388, pág. 537.
- Feighner, M. A. y M. A. Richards (1994). “Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galápagos Archipelago”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99.B4, págs. 6711-6729. DOI: 10.1029/93JB03360.
- Flueh, E. R. y J. Bialas (1996). “A digital, high data capacity ocean bottom recorder for seismic investigations”. En: *International Underwater Systems Design* 18.3, págs. 18-20.
- Fritz, H. M., N. Kalligeris, J. C. Borrero, P. Broncano y E. Ortega (2008). “The 15 August 2007 Peru tsunami runup observations and modeling”. En: *Geophysical Research Letters* 35.10. DOI: 10.1029/2008GL033494.
- Fromm, T., W. Jokat y J. H. Behrmann (2017). “Interaction between a hotspot and a fracture zone: The crustal structure of Walvis Ridge at 6° E”. En: *Tectonophysics* 716, págs. 108-120. DOI: 10.1016/j.tecto.2017.03.001.
- Grevemeyer, I. y E. R. Flueh (2000). “Crustal underplating and its implications for subsidence and state of isostasy along the Ninetyeast Ridge hotspot trail”. En: *Geophysical Journal International* 142.2, págs. 643-649. DOI: 10.1046/j.1365-246x.2000.00154.x.
- Grevemeyer, I., E. R. Flueh, C. Reichert, J. Bialas, D. Kläschen y C. Kopp (2001). “Crustal architecture and deep structure of the Ninetyeast Ridge hotspot trail from active-source ocean bottom seismology”. En: *Geophysical Journal International* 144.2, págs. 414-431. DOI: 10.1046/j.0956-540X.2000.01334.x.
- Grevemeyer, I., C. R. Ranero, E. R. Flueh, D. Kläschen y J. Bialas (2007). “Passive and active seismological study of bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 258.3-4, págs. 528-542. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.04.013.
- Grevemeyer, I., C. R. Ranero y M. Ivandic (2018). “Structure of oceanic crust and serpentinization at subduction trenches”. En: *Geosphere* 14.2, págs. 395-418. DOI: 10.1130/GES01537.1.
- Gutscher, M.-A. (2002). “Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling”. En: *Journal of South American Earth Sciences* 15.1, págs. 3-10. DOI: 10.1016/S0895-9811(02)00002-0.

- Gutscher, M.-A., W. Spakman, H. Bijwaard y E. R. Engdahl (2000). “Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin”. En: *Tectonics* 19.5, págs. 814-833. DOI: 10.1029/1999TC001152.
- Hampel, A. (2002). “The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 203.2, págs. 665-679. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00859-2.
- Hampel, A., N. Kukowski, J. Bialas, C. Huebscher y R. Heinbockel (2004). “Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Peru”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.B2. DOI: 10.1029/2003JB002593.
- Haxel, J. y R. Dziak (2005). “Evidence of explosive seafloor volcanic activity from the Walvis Ridge, South Atlantic Ocean”. En: *Geophysical Research Letters* 32.13. DOI: 10.1029/2005gl023205.
- Hey, R. (1977). “Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center”. En: *Geological Society of America Bulletin* 88.12, págs. i-vi. DOI: 10.1130/0016-7606(1977)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2.
- Houtz, R. y J. Ewing (1976). “Upper crustal structure as a function of plate age”. En: *Journal of Geophysical Research* 81.14, págs. 2490-2498. DOI: 10.1029/JB081i014p02490.
- Jaffe, B. E. *et al.* (2003). “Identification and interpretation of tsunami deposits from the June 23, 2001 Peru tsunami”. En: *Proceedings of the international conference on coastal sediments*, pág. 13.
- Kopp, H., C. Kopp, J. Phipps Morgan, E. R. Flueh, W. Weinrebe y W. Morgan (2003). “Fossil hot spot-ridge interaction in the Musicians Seamount Province: Geophysical investigations of hot spot volcanism at volcanic elongated ridges”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.B3. DOI: 10.1029/2002JB002015.
- Koppers, A. A. y A. B. Watts (2010). “Intraplate seamounts as a window into deep Earth processes”. En: *Oceanography* 23.1, págs. 42-57.
- Korenaga, J., W. Holbrook, G. Kent, P. Kelemen, R. Detrick, H.-C. Larsen, J. Hopper y T. Dahl-Jensen (2000). “Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105.B9, págs. 21591-21614. DOI: 10.1029/2000JB900188.
- Kumar, A., L. S. Wagner, S. L. Beck, M. D. Long, G. Zandt, B. Young, H. Tavera y E. Minaya (2016). “Seismicity and state of stress in the central and southern Peruvian flat slab”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 441, págs. 71-80. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.02.023.
- Lange, D., J. Geersen, S. Barrientos, M. Moreno, I. Grevemeyer, E. Contreras-Reyes y H. Kopp (2016). “Aftershock seismicity and tectonic setting of the 2015 September 16 Mw 8.3 Illapel earthquake, Central Chile”. En: *Geophysical Journal International* 206.2, págs. 1424-1430. DOI: 10.1093/gji/ggw218.
- Luetgert, J. H. (1992). *MacRay; Interactive two-dimensional seismic raytracing for the Macintosh*. Inf. téc. US Geological Survey; Books y Open-File Reports Section [distributor], DOI: 10.3133/ofr92356.
- Ma, Y. y R. W. Clayton (2014). “The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 395, págs. 61-70. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.03.013.
- Maksymowicz, A., A. M. Tréhu, E. Contreras-Reyes y S. Ruiz (2015). “Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule Mw8.8 megathrust

- earthquake”. En: *Earth and Planetary Science Letters* 409, págs. 265-277. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.11.005.
- Manea, V. C., M. Manea, L. Ferrari, T. Orozco-Esquivel, R. Valenzuela, A. Husker y V. Kostoglodov (2017). “A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile”. En: *Tectonophysics* 695, págs. 27-52. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.11.037.
- Manrriquez, P., E. Contreras-Reyes y A. Osses (2014). “Lithospheric 3-D flexure modelling of the oceanic plate seaward of the trench using variable elastic thickness”. En: *Geophysical Journal International* 196.2, págs. 681-693. DOI: 10.1093/gji/ggt464.
- McBride, J., R. White, J. Smallwood y R. England (2004). “Must magmatic intrusion in the lower crust produce reflectivity?” En: *Tectonophysics* 388.1-4, págs. 271-297. DOI: 10.1016/j.tecto.2004.07.055.
- McCauley, R. D., R. D. Day, K. M. Swadling, Q. P. Fitzgibbon, R. A. Watson y J. M. Semmens (2017). “Widely used marine seismic survey air gun operations negatively impact zooplankton”. En: *Nature Ecology & Evolution* 1.7, pág. 0195. DOI: 10.1038/s41559-017-0195.
- Medina, M. (2019). “Peligro de tsunami en Sudamérica: Extensión regional de la fase W y caracterización del potencial mediante fuentes estocásticas”. Tesis de maestría. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina y W. R. Roest (2008). “Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust”. En: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.4. DOI: 10.1029/2007GC001743.
- NOAA (s.f.[a]). *EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) - V2*. DOI: 10.7289/V5H70CVX.
- (s.f.[b]). *Ocean age data*. [https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean\\_age/data/2008/grids/age/](https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean_age/data/2008/grids/age/).
- Norabuena, E., L. Leffler-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I. S. Sacks, L. Ocola y M. Ellis (1998). “Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes”. En: *Science* 279.5349, págs. 358-362. DOI: 10.1126/science.279.5349.358.
- Okal, E. A., J. C. Borrero y C. E. Synolakis (2006). “Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru”. En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 96.5, págs. 1634-1648. DOI: 10.1785/0120050158.
- Orellana-Rovirosa, F. y M. Richards (2017). “Rough versus smooth topography along oceanic hotspot tracks: Observations and scaling analysis”. En: *Geophysical Research Letters* 44.9, págs. 4074-4081. DOI: 10.1002/2016GL072008.
- Paige, C. C. y M. A. Saunders (1982). “LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares”. En: *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)* 8.1, págs. 43-71. DOI: 10.1145/355984.355989.
- Papazachos, C. y G. Nolet (1997). “P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102.B4, págs. 8349-8367. DOI: 10.1029/96JB03730.
- Paxton, A. B., J. C. Taylor, D. P. Nowacek, J. Dale, E. Cole, C. M. Voss y C. H. Peterson (2017). “Seismic survey noise disrupted fish use of a temperate reef”. En: *Marine Policy* 78, págs. 68-73. DOI: 10.1016/j.marpol.2016.12.017.
- Peacock, S. M. (1993). “Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs”. En: *Chemical Geology* 108.1-4, págs. 49-59. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90317-C.

- Pelayo, A. M. y D. A. Wiens (1990). “The November 20, 1960 Peru tsunami earthquake: Source mechanism of a slow event”. En: *Geophysical Research Letters* 17.6, págs. 661-664. DOI: 10.1029/GL017i006p00661.
- Pilger JR, R. H. (1981). “Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes”. En: *Geological Society of America Bulletin* 92.7, págs. 448-456. DOI: 10.1130/0016-7606(1981)92<448:PRARAL>2.0.CO;2.
- Pritchard, M. y E. Fielding (2008). “A study of the 2006 and 2007 earthquake sequence of Pisco, Peru, with InSAR and teleseismic data”. En: *Geophysical Research Letters* 35.9. DOI: 10.1029/2008GL033374.
- Ray, J. S., J. J. Mahoney, R. A. Duncan, J. Ray, P. Wessel y D. F. Naar (abr. de 2012). “Chronology and Geochemistry of Lavas from the Nazca Ridge and Easter Seamount Chain: an ~30 Myr Hotspot Record”. En: *Journal of Petrology* 53.7, págs. 1417-1448. ISSN: 0022-3530. DOI: 10.1093/petrology/egs021. eprint: <http://oup.prod.sis.lan/petrology/article-pdf/53/7/1417/4414132/egs021.pdf>. URL: <https://dx.doi.org/10.1093/petrology/egs021>.
- Richards, M. A., R. A. Duncan y V. E. Courtillot (1989). “Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails”. En: *Science* 246.4926, págs. 103-107. DOI: 10.1126/science.246.4926.103.
- Richards, M., E. Contreras-Reyes, C. Lithgow-Bertelloni, M. Ghiorso y L. Stixrude (2013). “Petrological interpretation of deep crustal intrusive bodies beneath oceanic hotspot provinces”. En: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14.3, págs. 604-619. DOI: 10.1029/2012GC004448.
- Sallarès, V., P. Charvis, E. R. Flueh y J. Bialas (2003). “Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.B12. DOI: 10.1029/2003JB002431.
- Sandwell, D. T. (1984). “Thermomechanical evolution of oceanic fracture zones”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89.B13, págs. 11401-11413.
- Sandwell, D. T., E. Garcia, K. Soofi, P. Wessel, M. Chandler y W. H. Smith (2013). “Toward 1-mGal accuracy in global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1”. En: *The Leading Edge* 32.8, págs. 892-899. DOI: 10.1190/tle32080892.1.
- Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. Smith, E. Garcia y R. Francis (2014). “New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure”. En: *Science* 346.6205, págs. 65-67. DOI: 10.1126/science.1258213.
- Sandwell, D. T. y W. H. Smith (2009). “Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114.B1. DOI: 10.1029/2008JB006008.
- Sdrolias, M. y R. D. Müller (2006). “Controls on back-arc basin formation”. En: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.4. DOI: 10.1029/2005GC001090.
- Smith, W. H. y D. T. Sandwell (1997). “Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings”. En: *Science* 277.5334, págs. 1956-1962. DOI: 10.1126/science.277.5334.1956.
- Somoza, R. (1998). “Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region”. En: *Journal of South American Earth Sciences* 11.3, págs. 211-215. DOI: 10.1016/S0895-9811(98)00012-1.
- Tavera, H. y E. Buforn (2001). “Source mechanism of earthquakes in Perú”. En: *Journal of Seismology* 5.4, págs. 519-540. DOI: 10.1023/A:1012027430555.

- Turcotte, D. y G. Schubert (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- UCSD - TOPEX (s.f.). [https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Descarga: 16-08-2017.
- USGS (s.f.). *Earthquake Catalog*. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>. Fecha: 08-02-2018.
- Van Avendonk, H. J., A. J. Harding, J. A. Orcutt y J. S. McClain (1998). “A two-dimensional tomographic study of the Clipperton transform fault”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103.B8, págs. 17885-17899. DOI: 10.1029/98JB00904.
- von Huene, R., J. Corvalán, E. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C. Ranero y W. Weinrebe (1997). “Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile”. En: *Tectonics* 16.3, págs. 474-488. DOI: 10.1029/96TC03703.
- Wang, K. y S. L. Bilek (2011). “Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes?”. En: *Geology* 39.9, págs. 819-822. DOI: 10.1130/G31856.1.
- Watts, A., U. Ten Brink, P. Buhl y T. Brocher (1985). “A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain”. En: *Nature* 315.6015, pág. 105. DOI: 10.1038/315105a0.
- Watts, A. B. (mar. de 2010). “Seamount Subduction and Earthquakes”. En: *Oceanography* 23. DOI: 10.5670/oceanog.2010.68.
- Watts, A. B., A. A. Koppers y D. P. Robinson (2010). “Seamount subduction and earthquakes”. En: *Oceanography* 23.1, págs. 166-173.
- Wessel, P. y W. F. Haxby (1990). “Thermal stresses, differential subsidence, and flexure at oceanic fracture zones”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95.B1, págs. 375-391.
- White, R. S., R. S. Detrick, M. C. Sinha y M. H. Cormier (1984). “Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones”. En: *Geophysical Journal International* 79.3, págs. 779-798. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb02868.x.
- Zelt, C. y R. Smith (1992). “Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure”. En: *Geophysical journal international* 108.1, págs. 16-34. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x.
- Zhong, S., M. Ritzwoller, N. Shapiro, W. Landuyt, J. Huang y P. Wessel (2007). “Bathymetry of the Pacific plate and its implications for thermal evolution of lithosphere and mantle dynamics”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.B6. DOI: 10.1029/2006JB004628.
- Zhou, H. (2011). “On the layering artifacts in seismic imageries”. En: *Journal of Earth Science* 22.2, pág. 182. DOI: 10.1007/s12583-011-0171-z.