



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA**

**ANALISIS DE LA SISMICIDAD REGISTRADA POR  
REDES TERRESTRES Y SUBMARINAS**

**Correlación con las principales estructuras batimétricas frente a  
Valparaíso, Chile Central, e implicancias medio ambientales derivadas de  
la ocurrencia de hidratos de gas en el margen continental**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCION  
GEOFISICA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE INGENIERO CIVIL**

**SERGIO ANDRES CONTRERAS GONZALEZ**

**PROFESOR GUIA:  
DIANA COMTE SELMAN**

**MIEMBROS DE LA COMISION:  
EMILIO VERA SOMMER  
RUBÉN BOROSCHEK KRAUSKOPF  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS**

**SANTIAGO DE CHILE  
JULIO 2007**

RESUMEN DE LA MEMORIA  
PARA OPTAR AL TITULO DE  
INGENIERO CIVIL Y AL GRADO  
DE MAGISTER EN CIENCIAS  
MENCION GEOFISICA  
POR: Sergio Andrés Contreras  
González  
FECHA: 28/08/2007  
PROF. GUIA: Sra. Diana Comte S.

## **ANALISIS DE LA SISMICIDAD REGISTRADA POR REDES TERRESTRES Y SUBMARINAS**

### **Correlación con las principales estructuras batimétricas frente a Valparaíso, Chile Central, e implicancias medio ambientales derivadas de la ocurrencia de hidratos de gas en el margen continental**

A fines del 2001, en el marco del proyecto científico multidisciplinario *Subduction Process Off Chile*, SPOC, se desarrollaron investigaciones geofísicas en el margen continental de Chile Central, costa afuera de Valparaíso. Dentro del marco de dicho proyecto, una red sismológica temporal de hidrófonos y sismómetros submarinos (OBS/OBH) fue instalada durante un período de ocho semanas. Esta red estuvo compuesta por 21 instrumentos, cubriendo al norte el *ridge* de Papudo y hacia el sur el cañón de San Antonio. Las estaciones sismológicas de la red permanente de la Universidad de Chile, junto con siete estaciones terrestres temporales, complementaron los datos registrados por las estaciones de fondo marino. El presente trabajo se desarrolló a partir de la información de sismicidad natural registrada por la red conjunta en el área de estudio (ubicada entre los 32° – 34° S y 71,5° – 74° W), con el propósito de obtener un modelo de velocidad 1-D de onda P, considerando la mejor cobertura de estaciones sismológicas, establecer correlaciones entre la sismicidad ubicada al oeste de la línea de costa, sobre la plataforma continental, con las estructuras topográficas mayores presentes en la zona y analizar la distribución de sismicidad con las fuentes de hidratos de metano.

El modelo de velocidad 1-D resultante, basado en la inversión simultánea del conjunto completo de eventos sísmicos registrados, está constituido de 5 capas de las cuales tres se pueden considerar constantes y las otras dos presentan altos gradientes de velocidad (entre 5 – 10 [km] y entre 18 – 26 [km] de profundidad). La distribución de hipocentros, obtenidos utilizando el modelo de velocidad 1-D, señalan actividad sísmica ubicada entre los 15 y 60 [km] de profundidad, con un máximo número de eventos ubicados entre 20 y 40 [km] de profundidad. La distribución epicentral presenta tres áreas de mayor actividad: 1. el grupo del Monte O'Higgins sobre la expresión en superficie de un sistema de fallas normales existentes en la litosfera oceánica, 2. el grupo del Cañón de San Antonio y 3. la porción norte de la Cuenca de Valparaíso.

En relación a la existencia de hidratos de gas en el margen continental de Chile, resultados de estudios del Proyecto Fondef DOOI 1104 señalan que los hidratos de metano estarían localizados entre los 33°S y 40°S, en regiones donde el fondo marino tiene profundidades en el rango de los 450 [m] y hasta los 900 [m] desde el suelo marino. Profundidad somera si se la compara con la profundidad de la actividad sísmica estudia en este trabajo de tesis o, por ejemplo, con los 60 ± 10 [km] de profundidad máxima estimada para el contacto sismogénico a lo largo de toda la subducción en Chile.

# Agradecimientos

Este trabajo fue desarrollado con el apoyo del proyecto FONDEF DOOI-1104 “Hidratos de gas submarino, una nueva fuente de energía para el siglo XXI”, en estrecha colaboración con el proyecto científico multidisciplinario *Subduction Process Off Chile* (SPOC) de Alemania. Para todos los investigadores que participaron de ambos proyectos y de los cuales recibí apoyo y orientación para el desarrollo de mi trabajo de Tesis, mis agradecimientos y mis respetos.

Es el momento de expresar gratitud a cada uno de los maestros de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, en particular del Departamento de Geofísica y de Ingeniería Civil. A todos ellos mis respetos y agradecimientos por ser fuentes permanentes de inspiración y motivación.

Quiero dedicar unas líneas a mis amigos del Departamento de Geofísica y del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, funcionarios no académicos, grandes personas, grandes amigos. Para Juanito Vásquez, Patricio Mella, Germán Jerez, Ricardo y Juan Cornejo, Héctor Riquelme, Tito Massone, Tito chico Riquelme, Don Luis Alvear, Carlos Aranda, Manuel Barrera, Don Nelson Allende, Ulises Vásquez, Rodrigo Sánchez, Sra. Elena, Bertha y Carmen Gloria. Un especial agradecimiento también, a Fadel Cazor por su permanente voluntad de colaborar con los alumnos, a Don Héctor Riquelme, quién fuera por décadas el mayordomo de nuestro Departamento de Geofísica, y al Guille del CEI. Un reconocimiento a todos UDS. con quienes compartí por tanto tiempo y disfrute momentos que enriquecieron una etapa de formación profesional importante y prolongada.

Finalmente, deseo traer a la memoria a quién fuera un gran Geofísico, un gran amigo y un compañero de tantos días en el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Hasta siempre Roberto Fromm...

*A la autora de mis días, mi madre, una gran mujer, una gran persona, una excelente mamá.*

*A mis hermanas Luz María, Paula y me hermano Diego.*

*A mi esposa Lisette y a mi nenita Belén.*

*Las amo.*

# Índice general

	Pág.
<b>Capítulo 1</b>	
<b>Introducción</b>	
1.1 Antecedentes	6
1.2 Objetivos	11
1.3 Marco tectónico: dorsal de Juan Fernández	12
<b>Capítulo 2</b>	
<b>Adquisición, Descripción y Procesamiento de Datos</b>	
2.1 Introducción	20
2.2 Descripción de la red sismológica	21
2.2.1 Red submarina temporal	21
2.2.2 Red temporal de estaciones en tierra	22
2.2.3 Red permanente de Chile Central	23
2.3 Adquisición de los datos sismológicos	24
2.4 Procesamiento preliminar de datos	28
<b>Capítulo 3</b>	
<b>Marco Sismológico</b>	
3.1 Introducción	32
3.2 Antecedentes sismológicos de la zona de estudio	33
3.2.1 Sismos históricos interplaca	33
3.2.2 Sismos históricos intraplaca: sismicidad <i>outer rise</i> en Chile Central	37

## Capítulo 4

### Análisis de la sismicidad superficial

4.1	Introducción	42
4.2	Modelo de velocidad 1-D de onda P	43
4.3	Localizaciones hipocentrales precisas	46

## Capítulo 5

### Hidratos de gas

5.1	Introducción	57
5.2	Aspectos generales sobre los hidratos de gas	59
5.2.1	Hidratos de metano	59
5.2.2	Formación y estabilidad de los hidratos de gas	62
5.2.3	Reflector simulador del fondo (BSR)	66
5.2.4	Hidratos de gas y estabilidad del fondo marino	69
5.3	Presencia de hidratos de gas en el margen convergente de Chile	71

## Capítulo 6

	Discusión y conclusiones	76
--	--------------------------	----

	Bibliografía	82
--	--------------	----

<b>Anexo A</b>	Publicación en el X Congreso Geológico Chileno, Concepción 2003 “Análisis de la sismicidad registrada por redes terrestres y submarinas: <i>correlación con las principales estructuras batimétricas frente a Valparaíso, Chile Central</i> ”	90
----------------	---	----

<b>Anexo B</b>	Instrumentación sismológica de fondo marino	99
----------------	---	----

<b>Anexo C</b>	Aspectos teóricos	104
----------------	-------------------	-----

## Índice de figuras

1.1	Imagen 3D de la cuenca de Valparaíso	7
1.2	Cuenca estructural profunda de Valparaíso	8
1.3	Configuración regional de la zona de convergencia de Sudamérica entre 15°S y 25°S	13
1.4	Morfología de la subducción obtenida a partir de datos locales	14
1.5	Batimetría <i>multi-beam</i> del área de estudio	15
1.6	Imagen 3D del Guyot O'Higgins y del monte O'Higgins	16
1.7	El Guyot y el monte O'Higgins	17
2.1	Distribución de las estaciones sismológicas submarinas y terrestres utilizadas en el presente trabajo	25
2.2	Distribución epicentral preliminar	29
2.3	Comparación de distribuciones epicentrales	30
3.1	Diagrama espacio-temporal de grandes terremotos en la zona de Valparaíso	34
3.2	Eventos <i>outer rise</i> registrados frente a Valparaíso	40
4.1	Modelos de velocidad iniciales	44
4.2	Modelo de velocidad 1-D mínimo obtenido con la red de estaciones submarinas	45
4.3	Distribución epicentral por el flanco este de la cuenca de ante-arco de Valparaíso	47
4.4	Sismicidad natural sobre plataforma continental	48
4.5	Sismicidad <i>outer rise</i>	49
4.6	Vista rotada del Guyot O'Higgins	50
4.7	Modelo bidimensional resultante de estructuras de velocidades sobre el eje del JFR	51
4.8	Réplicas del sismo <i>outer rise</i> del 9 de Abril del año 2001	53

4.9	Distribución de los eventos en profundidad	55
5.1	Estructura del hidrato	60
5.2	Estructuras S I, S II y SH	61
5.3	Diagrama de fase de la estabilidad del hidrato de metano	65
5.4a	Mapa de ubicación Línea Sísmica 790	67
5.4b	Segmento de línea sísmica RC2902-790	67
5.5	Potencial escenario de disociación de los hidratos de gas	70
5.6	Mapa con las sección sísmicas realizadas en el margen Chileno	72
5.7	Mapa de ubicación de líneas sísmicas de reflexión VG02-010 y VG02-17_2	74
5.8	Segmento de línea sísmica VG02-010	75
5.9	Segmento de línea sísmica VG02-17_2	76
A1	Distribución de las estaciones sismológicas submarinas y terrestres utilizadas en el presente trabajo	92
A2	Distribución epicentral de los eventos registrados por las redes submarinas y terrestres	94
A3	Detalle de la distribución epicentral	95
A4	Distribución de los eventos en profundidad	96
B1	Hidrófono de fondo marino	101
B2	Esquema de un OBS	102
B3	Fotos de OBS en proceso de instalación	103

## Listado de tablas

T 2.1	Red de estaciones submarinas	21
T 2.2	Red temporal de estaciones en tierra	23
T 2.3	Estaciones de la red sísmológica de Chile Central	24
T 3.1	Principales terremotos <i>outer rise</i> registrados frente a Valparaíso	39

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1 Antecedentes

El margen convergente entre las placas de Nazca y Sudamérica es, desde el punto de vista científico, de gran atracción debido a la intensa actividad tectónica que allí se origina. La gran extensión de la fosa Chile – Perú (una extensión de casi 6.000 [km]) donde convergen estas placas, convierte a esta zona en un sitio de características sobresaliente respecto de otros márgenes de placa en el planeta.

Estos márgenes convergentes activos son sitios de una variedad amplia de procesos tectónicos y/o de depositación. La evolución geológica de los márgenes de placa convergente puede incluir la formación de cuencas de ante-arco profundas, que se forman sobre la corteza continental entre el margen y grandes cuñas de acrecionamiento junto a la fosa. Tal es el caso de la cuenca de Valparaíso, una prominente y única cuenca de antearco profunda junto al margen de Chile Central, que esta ubicada sobre la parte subductada de la cadena de montes submarinos de Juan Fernández en la plataforma continental (Jane Laursen, 2002 y 2003; Yañez et al., 2001) (Figura 1.1 y Figura 1.2).

Cuando un eje de expansión (dorsal oceánica) está localizado cerca de la zona de subducción (la litosfera es joven, caliente y, por lo tanto, con gran flotabilidad) o la litosfera es rejuvenecida al pasar sobre un *hotspot* – pluma ascendente de material mantélico: la fusión parcial de esta roca caliente a medida que entra en un entorno de baja presión cercano a la superficie, genera un área volcánica conocida como punto caliente –, el ángulo de descenso de la placa es pequeño. Esta es la situación que existe a lo largo de varias zonas en la fosa Chile-Perú. Los ángulos de subducción bajos suelen estar asociados a un alto grado de acoplamiento interplaca tipo *thrust*. Por consiguiente, estas regiones experimentan gran actividad sísmica y han sido el lugar de ocurrencia de terremotos de magnitud  $M > 7$  (Leer Capítulo 3).

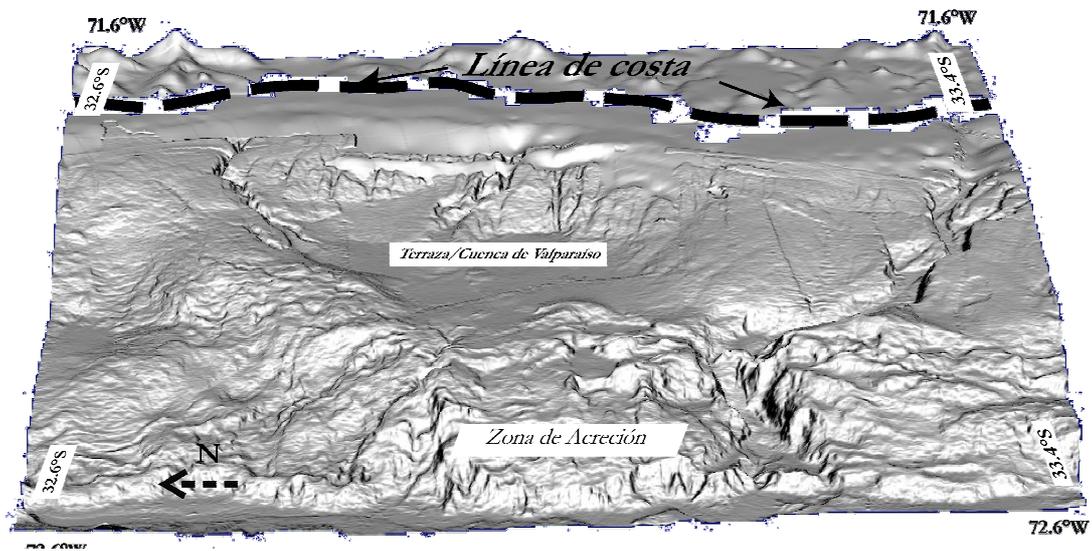


Figura 1.1: **Imagen 3D de la cuenca de Valparaíso**

Se observa en la zona central la terraza de Valparaíso (parte más profunda de la cuenca estructural) ubicada sobre la plataforma continental entre la línea de costa y la zona de acreción (más abajo).

Aunque todas las zonas convergentes tienen las mismas características básicas, poseen rasgos muy variables. Cada uno está controlado por el tipo de material de la litosfera que interviene y por el ambiente tectónico circundante. Al alcanzar la placa descendente una profundidad entre 100 y 150 [km], aproximadamente, el calor y la presión impulsan agua y otros componentes volátiles de los sedimentos subducidos hacia el manto suprayacente. Esas sustancias actúan como fundentes, induciendo la fusión parcial de las rocas del manto a temperaturas reducidas. La fusión parcial de la roca de manto genera magmas que tienen composición basáltica y/o andesítica. Los magmas recién formados, al ser menos densos que las rocas del manto, ascenderán por flotación y, frecuentemente, se acumularán debajo de la corteza continental, donde pueden fundir parte de las rocas de la corteza ricas en sílice. Finalmente, una parte de este magma rico en sílice puede migrar a la superficie, donde dará lugar a erupciones volcánicas y contribuirá a la formación de importantes cordones montañosos. Es el caso de orógeno Andino, que con una longitud de 7.500 [km] es la cordillera más larga del mundo.

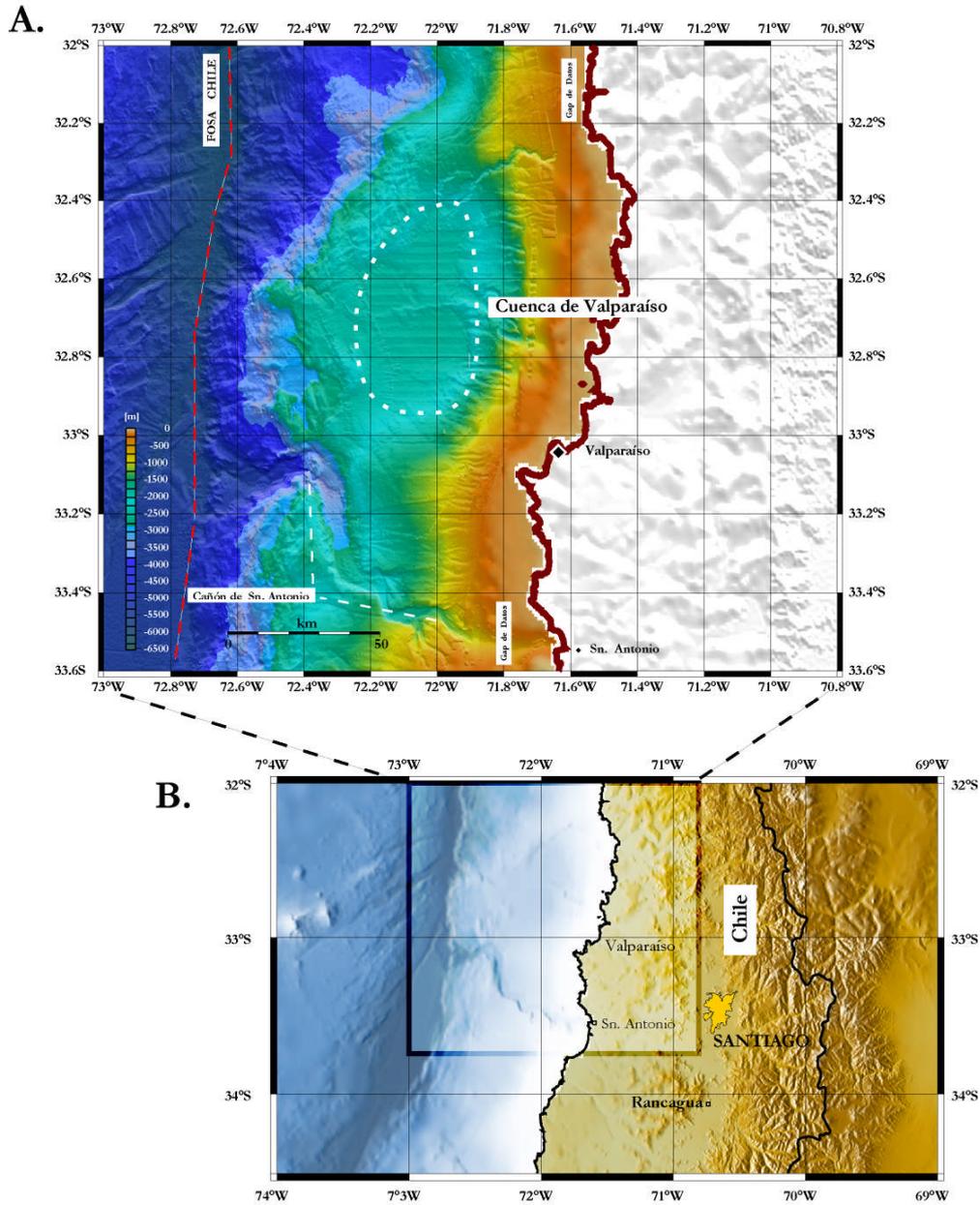


Figura 1.2: Cuenca estructural profunda de Valparaíso

La figura A muestra la cuenca de Valparaíso sobre la plataforma continental, obtenida usando batimetría *multi-beam* desarrollada como parte de los objetivos del proyecto FONDEF DOOI – 1104. Se ubica entre los  $32.4^{\circ} \text{ S} - 33^{\circ} \text{ S}$  y  $71.8^{\circ} \text{ W} - 72.3^{\circ} \text{ W}$  dentro de la zona de estudio, que se muestra en la figura B. La topografía y la batimetría usada para esta última figura corresponden a ETOPO2 (Wessel and Smith, 1991). La línea roja segmentada en la figura A muestra la ubicación de la fosa.

Su formación es controlada por los procesos de subducción en el margen oeste de la placa sudamericana. De sur a norte, junto al orógeno, un significativo número de parámetros (edad de la corteza oceánica, tipo de estructura, flujo de calor, distribución y cantidad de sedimentos, ángulo de subducción, etc.), que pueden controlar el proceso de subducción, cambian significativamente dejando diferentes ambientes tectónicos en el margen convergente.

El margen activo de Sudamérica provee una gran oportunidad para estudiar y separar, respectivamente, los distintos tipos de subducción y la influencia de posibles parámetros de control. Diversos estudios han mostrado que la forma de la placa oceánica que subduce en la región exhibe, a lo largo del *strike*, variaciones en el ángulo de subducción (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Cahill & Isacks, 1992). Esos cambios en el ángulo de inclinación, junto con los máximos largos de ruptura observados para grandes terremotos, han sugerido segmentación en la zona de subducción (Swift & Carr, 1974; Barazangi & Isacks, 1976; Pardo et al., 2002 y 2003). En particular, Chile Central está ubicado en la frontera de dos tipos de subducción: al norte de  $\sim 33^\circ$  S ( $28^\circ$  S –  $33^\circ$  S), la placa de Nazca tiene un bajo ángulo de inclinación ( $< 10^\circ$ ), siendo casi subhorizontal y sin la presencia de una cuña astenosférica, con la consecuente ausencia de volcanismo cuaternario. Al sur de dicha latitud ( $> 33^\circ$  S) hay evidencias de una subducción normal, donde la geometría interplaca superficial muestra un ángulo de inclinación de  $10^\circ$  y gradualmente se incrementa hasta alcanzar los  $25^\circ$  a una profundidad de 45 [km], ingresando posteriormente al manto con un ángulo casi constante de  $27^\circ$  con una profundidad superior a los 70 [km] (e.g., Swift & Carr, 1974; Barazangi & Isacks, 1976; Pilger, 1981; Jordan et al., 1983; Fuenzalida et al., 1992; Cahill & Isacks, 1992; Araujo & Suárez, 1994; Engdahl et al., 1995; Kay & Abruzzi, 1996; Pardo et al., 2002 y 2003).

La variación del ángulo de penetración de la placa ha sido asociada por varios autores como debida a la interacción de la dorsal de Juan Fernández con el proceso de subducción presente en la zona (e.g., Cross y Pilger, 1982; Cloos, 1992; Von huene et al., 1997; Gutscher et al., 2000 y 2002; Yáñez et al., 2001 y 2002; Kopp et al., 2004; Pardo et al., 2002 y 2003). Por lo tanto, para estudiar los distintos tipos de subducción y la influencia de posibles parámetros de

control, se requiere la aplicación de una amplia variedad de métodos geocientíficos tanto en tierra como costa afuera.

En particular, el estudio de la sismicidad natural en el margen convergente de Chile Central, para los propósitos del presente trabajo de investigación, requiere incluir estaciones de fondo marino, debido a que la total cobertura azimutal de estaciones sismológicas es necesaria para una determinación hipocentral robusta (e.g. Husen et al., 1999). En tal circunstancia, la actual geometría de la red sísmica de Chile Central, si bien carece de una cobertura hacia el oeste de la línea de costa, permite complementar el registro de sismicidad obtenido mediante redes temporales emplazadas en el fondo marino frente a las costas de Valparaíso.

Por otro lado, la sismicidad natural se orienta también a las implicancias medioambientales derivadas de la ocurrencia de hidratos de gas en el margen continental. Esta actividad sísmica, asociada al proceso de colisión entre la placa oceánica y continental, tiende a organizarse en núcleos o “clusters” discretos, asociados a asperezas o zonas de mayor acoplamiento en el plano de Wadatti-Benioff. Esta concentración de la actividad sísmica en sectores aledaños a la ubicación de hidratos de metano en condiciones de inestabilidad gravitacional puede desencadenar remociones en masa de proporciones con la capacidad de generar maremotos.

En la región comprendida entre 32° - 34° S y 71,5° – 74° W (Figura 1.2), zona que incorpora la frontera entre dos tipos de subducción, tal como se señala en párrafos anteriores, se realizaron dos de los cuatro cruceros del buque científico alemán R/V SONNE (crucero 1 y 4, en Octubre y Diciembre, 2001, respectivamente) correspondiente al proyecto SPOC (Procesos de subducción frente a Chile) con el propósito de, entre otros, investigar el efecto de los *ridges* asísmicos y las zonas de fracturas sobre la sismicidad y estructura del margen continental de Chile Central. Este proyecto multidisciplinario contó con la participación de: Geomar, BGR, GFZ-Potsdam, la Universidad Libre de Berlín de Alemania, las Universidades de Chile y Católica de Valparaíso, el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), el Servicio Hidrográfico de la Armada (SHOA), SIPETROL y el Instituto Geográfico Militar (IGM) de Chile.

El presente trabajo de tesis, se desarrolló a partir de los datos de sismicidad natural obtenidos por un conjunto de estaciones sísmicas submarinas (instaladas entre 32° - 33.5° S por el grupo científico de Geomar, Alemania), complementadas por una red temporal de estaciones en tierra en dirección Norte-Sur por la línea de costa y por la información de la red permanente de Chile Central (Figura 2.1), con el propósito de obtener la buena localización hipocentral de la actividad sísmica somera que permita, por una parte, establecer correlaciones con los rasgos estructurales mayores ubicados al interior del área de investigación y, además, establecer correlaciones con la distribución espacial de los hidratos de metano que, en posteriores trabajos, posibiliten refinar un mapa de riesgo asociado a la actividad sísmica. Para estudios de esta naturaleza es fundamental disponer de un arreglo de estaciones sismológicas de fondo marino (OBS) que permitan una precisa localización de los eventos sísmicos.

## 1.2 Objetivos

Los principales objetivos del presente trabajo de tesis son:

- ❑ Determinación de un modelo de velocidad 1-D de onda P, considerando la mejor cobertura de estaciones en el área de estudio.
- ❑ Establecer posibles correlaciones entre la sismicidad ubicada al oeste de la línea de costa, sobre la plataforma continental, con las estructuras topográficas presentes en la zona, determinadas con batimetría de alta resolución obtenida a través de los proyectos en cooperación SPOC (Alemania) y el proyecto FONDEF D00I-1104 (Chile).
- ❑ Analizar la presencia de hidratos de gas en el margen activo de Chile Central.

### 1.3 Marco Tectónico: Dorsal de Juan Fernández

El área de estudio es conocida informalmente como el corredor de Valparaíso (Laursen, 2001), y se ubica entre los  $32^{\circ} - 34^{\circ}$  S y  $71,5^{\circ} - 74^{\circ}$  W (Figura 1.3).

Basados en evidencia costera de sedimentos volcanoclásticos, de rocas plutónicas y volcánicas de edad Cretácica, Jurásica y de la segunda mitad del Triásico, la subducción bajo el margen de Chile se cree ha sido continua desde comienzos del Mesozoico (Laursen, 2001). En la región de Chile central,  $27^{\circ} - 35^{\circ}$  S, la convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamérica ocurre a una tasa promedio de  $\approx 8.5 \pm 2 \left[ \frac{cm}{año} \right]$  en la dirección  $N75^{\circ}E$  (DeMets et al. 1990, DeMets et al. 1994; Somoza, 1998) (Figura 1.3).

Sin embargo, la morfología de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente no es uniforme. Se caracteriza por un cambio en su inclinación a lo largo del rumbo definiendo cinco segmentos mayores de zonas sísmicas inclinadas (Swift & Carr, 1974; Barazangi & Isacks, 1976; Pilger, 1981; Jordan et al., 1983; Fuenzalida et al., 1992; Cahill & Isacks, 1992; Araujo & Suárez, 1994; Engdahl et al., 1995; Kay & Abruzzi, 1996; Pardo et al., 2002 y 2003). Dos de estos segmentos (uno bajo la parte central y hacia el norte de Perú y el otro bajo Chile Central  $-27^{\circ}$  S a  $33^{\circ}$  S-) son relativamente planos y pueden seguir el contorno inferior de la placa Sudamericana.

Bajo Chile Central ocurre el principal cambio de pendiente de la placa de Nazca, a partir de la latitud  $32.5^{\circ}$  S, alcanzando profundidades de 100 [km] en la dirección de convergencia (Pardo et al., 2002 y 2003). Este rasgo divide a la región en una porción plana hacia el Norte y una porción inclinada o normal hacia el sur. Barazangi et al. (1976) y Pilger (1971) proponen una porción plana entre los  $27^{\circ}$  S y  $33^{\circ}$  S. Pardo et al. (2002 y 2003) precisan, usando datos de sismicidad local, que la subducción plana comienza alrededor de los  $26^{\circ}$  S con una pendiente de placa en subducción de  $\sim 27^{\circ}$  hasta ser casi horizontal (en torno a los  $10^{\circ}$ ), alrededor de los  $32^{\circ}$  S bajo el límite Chile-Argentina, al este de los  $70^{\circ}$  S.

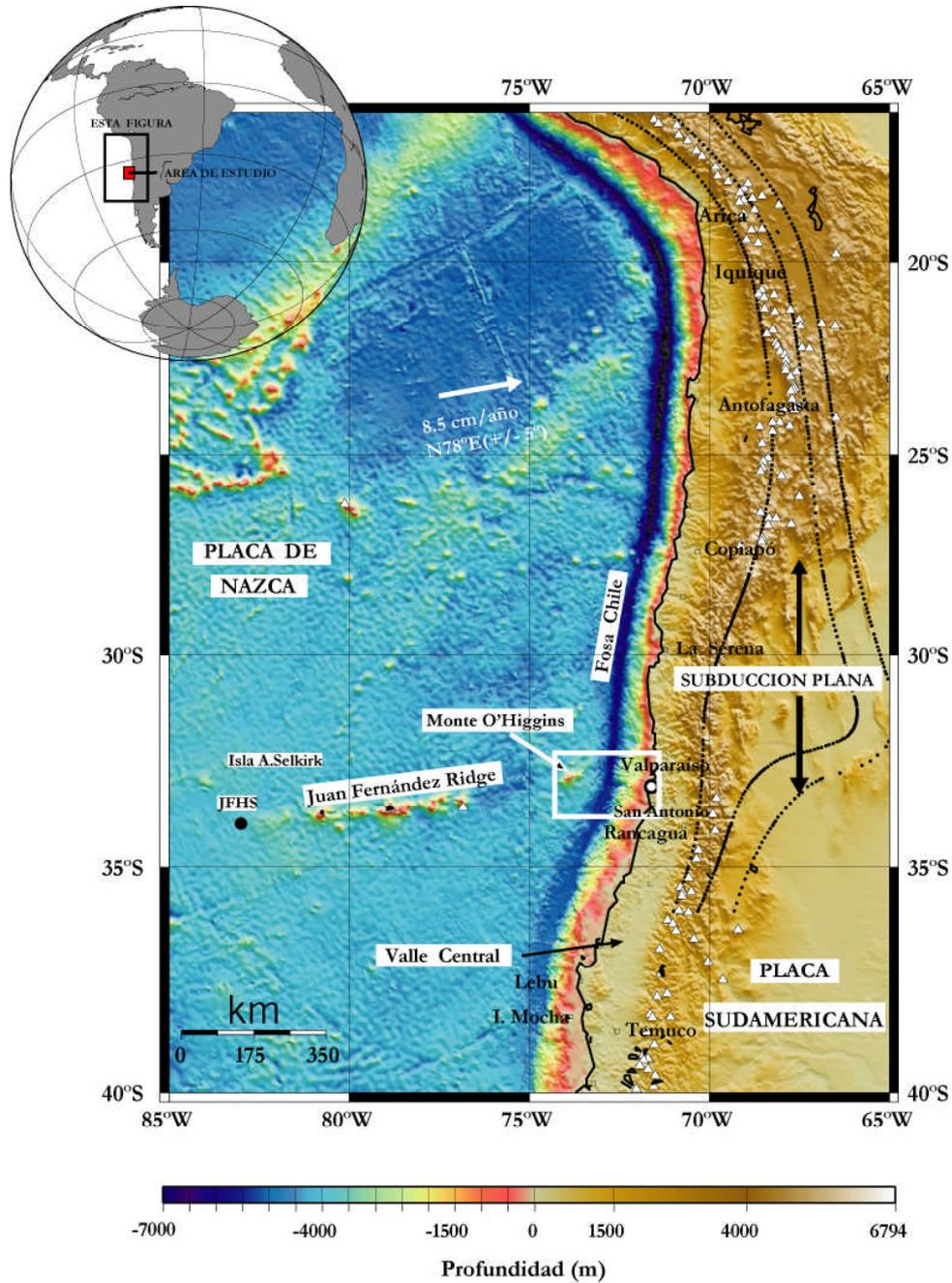


Figura 1.3: Configuración regional de la zona de convergencia de Sudamérica entre 15° S y 25° S. El área de estudio es mostrada en un recuadro blanco. La batimetría y topografía es de ETOPO2 (Wessel y Smith, 1991). Las líneas de contorno (a intervalos de 50 [km]), mostradas con puntos negros, corresponden a las curvas de Cahill & Isacks (Cahill, T. and Isacks, B.L. 1992). Volcanes activos (triángulos blancos) ubicados al norte y al sur de la zona plana de subducción y, dirección de convergencia de la placa de Nazca (DeMets et al., 1994; Somoza, 1998) son mostrados.

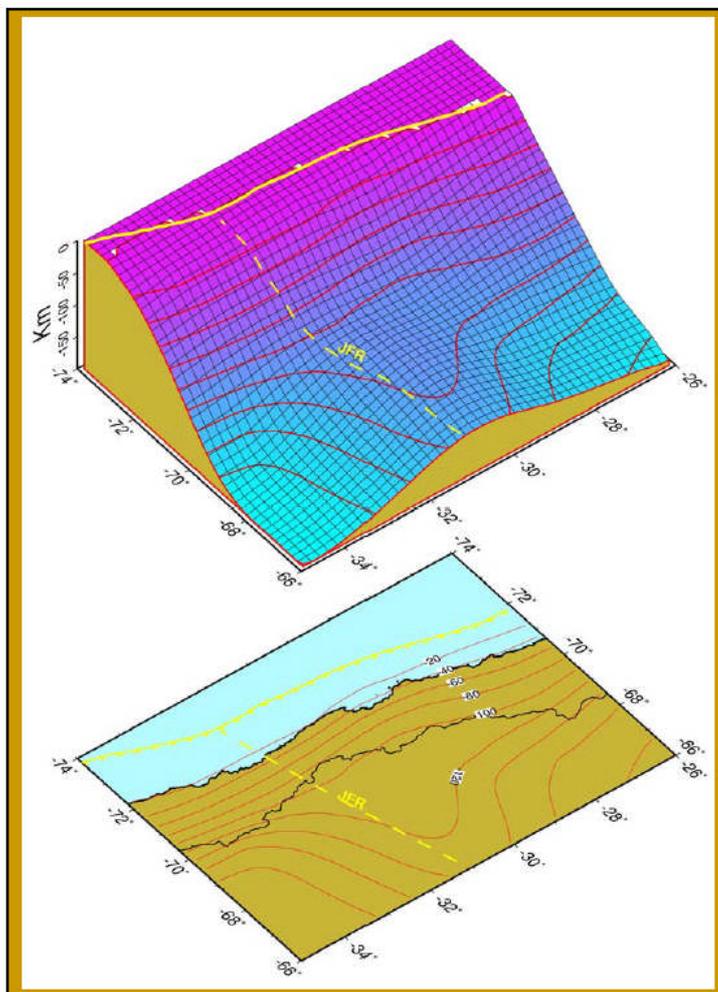


Figura 1.4: **Morfología de la subducción obtenida a partir de datos locales**

Se observa una mayor correlación entre la zona plana y el ingreso del JFR (línea segmentada) bajo la placa de Sudamérica (tomada de Pardo et al., 2003).

En cuanto a la longitud de la placa sísmicamente activa, Pardo et al. (2002) propone, que la zona plana es aproximadamente el doble de aquella porción inclinada hacia el sur, la cual subduce con un ángulo casi constante de  $27^\circ$ . En un modelo preliminar, obtenido con datos locales, Pardo et al. (2003) indica, que la zona de subducción plana es notablemente más

subhorizontal en la región en que subduce el JFR (Figura 1.4), límite sur de esta zona, que en el modelo obtenido con datos telesísmicos (Cahill&Isacks, 1992) (Figura 1.3).

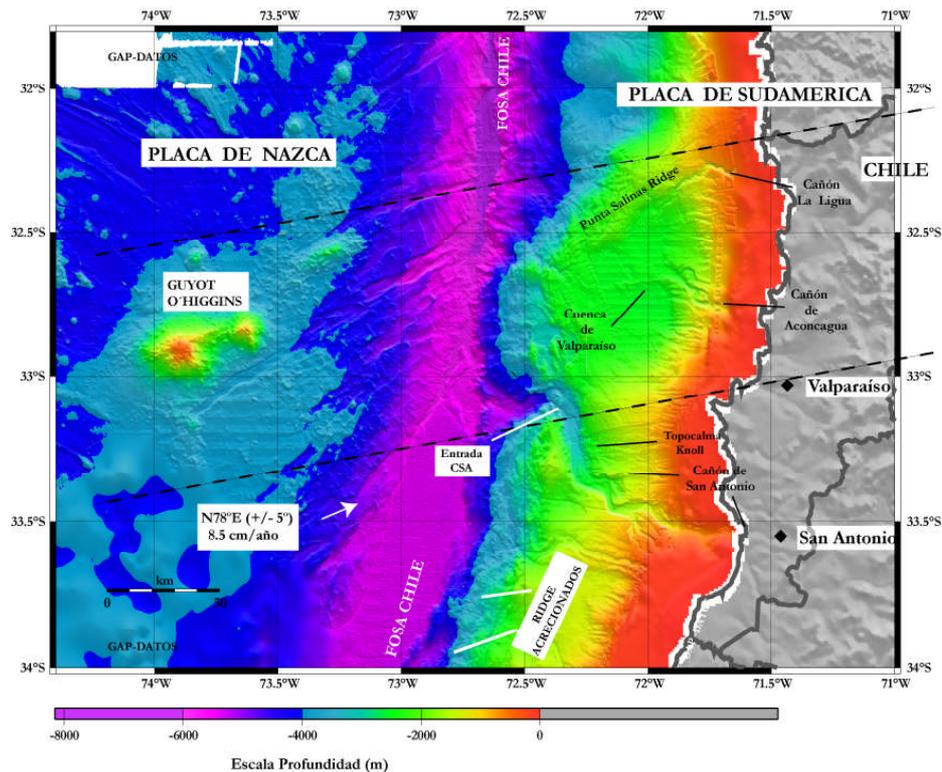


Figura 1.5: **Batimetría *multi-beam* del área de estudio**

Las líneas negras segmentadas encierran la zona de influencia del camino del *ridge* de Juan Fernández (JFR). Las líneas de contorno y de costa fueron obtenidas de los datos disponibles ETOPO2 (Smith and Sandwell, 1997; Wessel and Smith, 1991). Se indica el vector de convergencia relativa de la placa de Nazca (DeMets et al., 1990, 1994).

Dentro del corredor de Valparaíso, y bien correlacionado con el cambio en el ángulo de penetración de la placa de Nazca, la dorsal de Juan Fernández (JFR) comienza a subducir en el margen continental de Chile alrededor de los 32.5° S, en una dirección paralela al vector de convergencia interplaca (Figura 1.3, Figura 1.5 y Figura 1.6; e.g., Somoza, 1998). Se cree que

esta convergencia paralela *underthrusting* del JFR bajo el corredor de Valparaíso ha ocurrido hace alrededor de 12 Ma. Sin embargo, estudios paleomagnéticos orientados a la cinemática de la placa oceánica de Nazca, revelan que la zona se ha ido desplazando lentamente hacia el sur (Pilger, 1981; Kirby et al., 1996; Yañez et al., 2001). De acuerdo a estudios de Yañez et al. (2001), parte del JFR ya se encuentra subductado: particular evidencia se obtiene de la anomalía magnética del monte Papudo a los 32°5 S/72°5 W.

La dorsal de Juan Fernández, esta compuesta por una cadena de once montes submarinos sísmicos (von Heune et al., 1997), que se extienden desde el *hotspot* ubicado al oeste de la isla Alexander Selkirk hasta el margen continental de la zona central de Chile cubriendo una distancia de casi 950 [km], donde el Guyot y el monte O'Higgins ( ~ 10 – 11 Ma; Yañez et al., 2001) son el rasgo más característico y se encuentran frente a las costas de Valparaíso (Figura 1.3 y Figura 1.6).

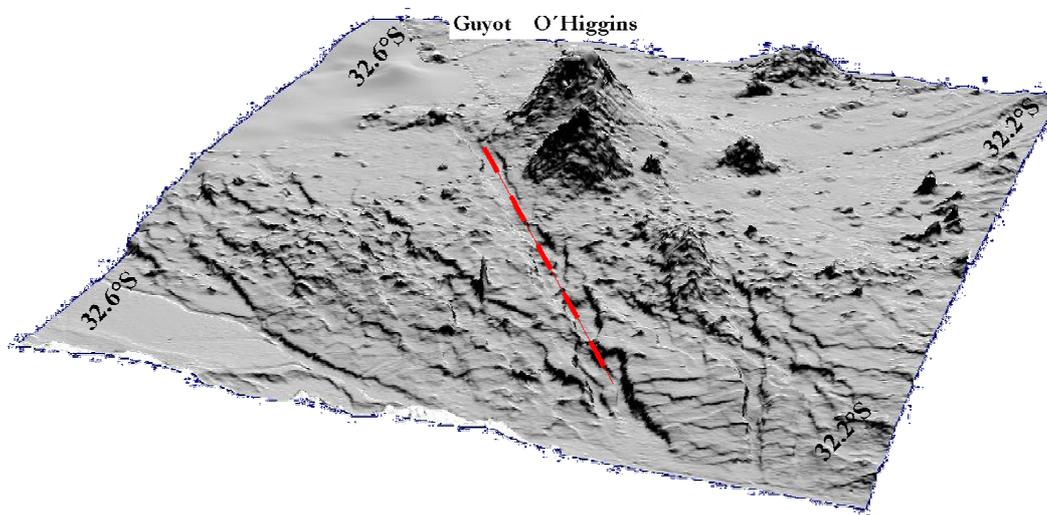


Figura 1.6: **Imagen 3D del Guyot O'Higgins y del monte O'Higgins**

Vista desde el Noreste elaborada usando el programa ENVI 3.6 sobre la batimetría *multi-beam* de la zona de estudio (desarrollado dentro del proyecto FONDEF DOOI-1104). La línea segmentada muestra la ubicación de la zona de fracturas normales adyacentes al JFR.

En el eje de la fosa, la dorsal de Juan Fernández actúa como una barrera acumulando abundantes sedimentos en la fosa al sur del la intersección del JFR (en torno a los 33° S). Esto promueve activa acreción y la formación *ridges* en *echelon* los que caracterizan los primeros 15 a 20 [km] del margen, desde la intersección del JFR. Al contrario, los sedimentos acumulados en la fosa al norte de los 33° S son muy inferiores en cantidad respecto del sur y las profundidades en esta zona son cercanas a los 8.000 [m] (Lawrie and Hey, 1981; Thornburg, 1987).

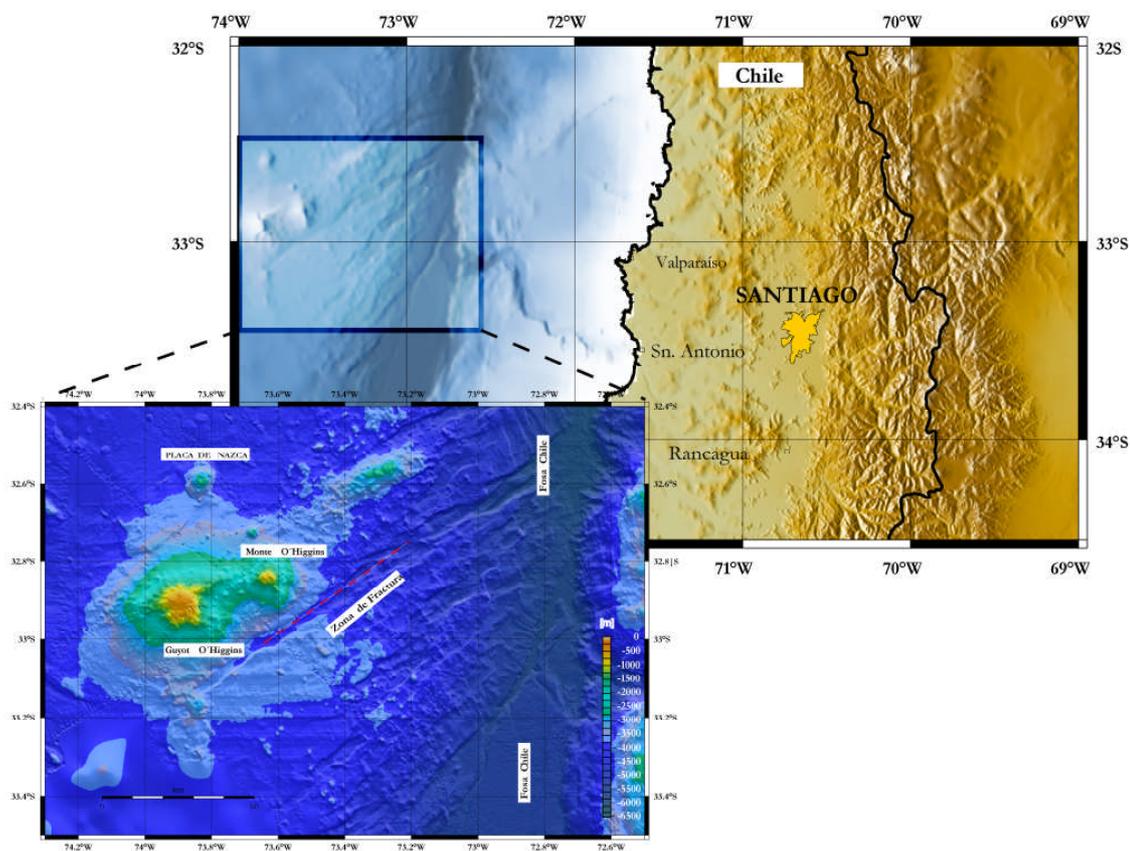


Figura 1.7: **El Guyot y el monte O'Higgins**

Corresponden a los rasgos más característicos del JFR. La figura muestra la zona de fracturas normales adyacentes, que es resaltada con una línea segmentada de color rojo.

La cantidad de sedimentos podría ser un posible parámetro de control sobre los procesos de subducción y la sismicidad superficial (Bangs et al. 1997). Ranero y von Huene (2000), proponen que la presencia de grandes cantidades de sedimentos, relleno de la fosa, generan cuñas de acreción que causan erosión tectónica importante sobre la placa continental respecto de la fosa con un bajo nivel de acumulación de sedimentos, como ocurre al norte de los 33° S en la zona de subducción subhorizontal.

Más al sur del borde de la colisión del JFR, un rasgo que resulta del impacto de un monte submarino constituye la entrada en forma de boca triangular al cañón de San Antonio (Laursen et al., 2002) (Figura 1.5). Sin embargo, el rasgo más importante es el mismo cañón de San Antonio, que corta el margen en una marcada forma de peldaño de escalera, en ángulo casi recto, antes de caer a la fosa a través de la entrada al cañón alrededor del subducido Topocalma Knoll, (Figura 1.1, Figura 1.2 y Figura 1.5).

La intersección del JFR con la fosa de Chile coincide con cambios geomorfológicos bajo el talud y la plataforma continental. Al sur de la colisión, el margen tiene una gran plataforma (~ 25 [km] en promedio), un amplio talud superficial y de suave pendiente (Jordan et al., 1983; Bangs&Cande, 1997; von Heune et al., 1997). Al norte de los 33° S, el talud superior desciende abruptamente a partir de una estrecha plataforma (~ 5 – 10 [km]). Sobre el tramo del JFR ya subducido se encuentra la cuenca de Valparaíso, que constituye la cuenca de antearco profunda morfológicamente más importante a lo largo del margen de Chile Central (Scholl et al., 1970). Hacia el norte, Yáñez et al. (2001) detectaron, a través de anomalías magnéticas, la presencia del monte de Papudo subductado y, hacia el sur, se observa la curvatura hacia el oeste del margen continental bajo la presencia del monte submarino Topocalma Knoll, zona que tectónicamente es controlada por el cañón de San Antonio (Laursen y Normark, 2002).

Al oeste de la fosa, la evolución de la placa de Nazca se ha caracterizado por variaciones en su dirección y velocidad de convergencia (Pardo-Casas y Molnar, 1987), influyendo en el proceso de formación del JFR. Junto a él, se pueden observar diversas estructuras de fallas transversales que cortan las habituales fallas normales en subducción

(Ranero y von Heune, 2001), modificando sustancialmente la morfología del suelo oceánico y generando numerosos sistemas de fallas (Figuras 1.6 y 1.7).

En consecuencia, el marco tectónico que caracteriza la zona central de Chile muestra variedad rasgos geomorfológicos importantes, no solo en el talud continental sino que también en el límite convergente de la placa de Nazca con la placa Sudamericana.

## Capítulo 2

# Adquisición, Descripción y Procesamiento preliminar de datos

### 2.1 Introducción

El proyecto SPOC (Procesos de Subducción frente a Chile) es una continuación de varias investigaciones internacionales, las cuales han tenido lugar en y frente a Chile. Para llevar a cabo los objetivos de este proyecto se utilizó un enfoque multidisciplinario que incluyó batimetría multihaz, magnetometría, gravimetría, sísmica de refracción de gran ángulo y estudios de sismicidad natural, así como también, adquisición de registros de las propiedades magnéticas y de la densidad del subsuelo, temperatura del fondo oceánico y muestras del suelo marino.

El área de interés científico para este trabajo corresponde a uno de los dos sectores de investigación del proyecto SPOC, el sector norte, que cubrió la zona más oriental de la dorsal de Juan Fernández y el talud continental ( $32^{\circ}$  –  $34^{\circ}$  S).

La componente Alemana del proyecto instaló una red de hidrófonos y sismómetros de fondo marino (OBH/OBS) entre  $32^{\circ}$  y  $33.5^{\circ}$  S, que fueron complementadas por una red temporal de estaciones en tierra en dirección Norte-Sur por la línea de costa, junto con la información de la red permanente de Chile Central dependiente del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (Figura 2.1).

La información de sismicidad natural para el presente trabajo se obtiene partir del funcionamiento de la red conjunta.

## 2.2 Descripción de la red sismológica

### 2.2.1 Red submarina temporal

Entre el 11 y 13 de Octubre de 2001, un total de 23 instrumentos submarinos (15 OBH y 8 OBS) fueron desplegados bajo el mar frente a las costas de Valparaíso; 21 estaciones fueron distribuidas en dos sub-arreglos que cubren hacia el norte el *ridge* Papudo y hacia el sur el cañón de San Antonio (Flueh et al., 2002). Las dos estaciones restantes fueron ubicadas en la corteza oceánica al oeste de la fosa, opuestas a los dos sub-arreglos (Figura 4, Tabla 2.1). Para conformar la red submarina se usó instrumentos tipo GEOMAR, así como los describen Flueh et al. (2002), basados en una mezcla de sismómetros de período corto y banda ancha como también sensores de presión diferencial<sup>1</sup>.

Tabla 2.1: **Red de estaciones submarinas**

Basadas en OBH y OBS e instaladas por la componente Alemana del proyecto.

Símbolo	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [m]
obs01	3204.98S	7149.98W	1340
obh02	3204.97S	7200.04W	3183
obh03	3204.99S	7212.01W	3907
obs04	3204.98S	7225.02W	4560
obh05	3215.00S	7225.00W	4577
obh06	3214.99S	7212.02W	3353
obh07	3215.00S	7159.99W	1783
obh08	3215.00S	7145.01W	784
obs09	3224.99S	7139.99W	495
obh10	3225.00S	7200.02W	2434
obh11	3225.04S	7212.01W	2403
obs12	3224.99S	7225.00W	4312
obs13	3224.99S	7255.04W	4617

---

<sup>1</sup> Ver Anexo 2.

Tabla 2.1, continuación: **Red de estaciones submarinas**  
 Basadas en OBH y OBS e instaladas por la componente Alemana del proyecto.

<b>Símbolo</b>	<b>Latitud [°]</b>	<b>Longitud [°]</b>	<b>Profundidad [m]</b>
obs14	3300.00S	7258.00W	5169
obh15	3317.99S	7225.01W	1941
obh16	3317.99S	7211.97W	2122
obs17	3317.99S	7160.97W	1223
obh18	3307.98S	7154.99W	696
obh19	3308.01S	7212.01W	1901
obh20	3259.99S	7225.05W	2712
obs21	3307.99S	7224.98W	3052
obh22	3259.98S	7212.20W	2185
obh23	3249.99S	7212.22W	2431

## 2.2.2 Red temporal de estaciones en tierra

Contemporáneamente con el despliegue de la red en el fondo del océano, a principios de Octubre de 2001, se instaló una red temporal de estaciones en tierra a lo largo de la línea de costa entre los 32° S (Papudo) y 33° S (Algarrobo, al sur de Valparaíso), frente a la red submarina. Esta red de estaciones en tierra estuvo formada por siete instrumentos de registro continuo, equipados con sismómetros de tres componentes y de período corto.

La red permanente de estaciones de Chile Central, dependiente del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (SSUCH), complementó el registro de la microsismicidad local monitoreada entre el 11 de Octubre y el 2 de Diciembre del 2001 (Figura 2.1, Tabla 2.2).

Tabla 2.2: **Red temporal de estaciones en tierra**

Conformada por sismómetros portátiles tres componentes de período corto. Instalados por la componente Chilena del proyecto.

Símbolo	Nombre estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]
RIO	EL RIO	3206.80S	7129.77W	37
PAS	PASTOR	3205.57S	7115.94.W	293
ALG	ALGA	3318.25S	7131.89.W	122
PAP	PAPUDO	3227.08S	7124.70W	325
GAV	GAVIOTA	3254.00S	7127.65W	141
QUI	QUINTAY	3312.38S	7137.06W	464
STA	LA ESTACION	3241.15S	7123.12W	224

### 2.2.3 Red permanente de Chile Central

La red sismológica de monitoreo permanente de Chile Central (RSCC), dependiente del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile<sup>2</sup> está formada por estaciones equipadas con sismómetros verticales y de tres componentes, de período corto y con estaciones de banda ancha<sup>3</sup>. La figura 2.1 muestra la distribución de estaciones de la RSCC y en la Tabla 2.3 se detallan las coordenadas geográficas correspondientes.

Cada estación tiene un funcionamiento autónomo, disponiendo de baterías externas de 12 volts con sistemas de paneles solares para su autorecarga y registro analógico de la señal.

<sup>2</sup> <http://www.dgf.uchile.cl> ó <http://ssn.dgf.uchile.cl>

<sup>3</sup> Las estaciones de la RSCC que fueron incorporadas el año 2003 en este proyecto, son marca *KINEMATRICS* y están conectadas a sismómetros de componente vertical LA-C, con respuesta propia centrada en 1 hz. La estación SAN (Santiago) dispone de un sensor *SPRENGNETHER* que opera con respuesta máxima en período largo y de tres componentes de período corto con sensores *RANGER*. La estación CICH (Cipreses) es una estación de banda ancha con sismómetro *STS2*. La estación GEO (geoscope) también es una estación banda ancha y su ubicación coincide con la estación PEL instalada en Peldehue.

Tabla 2.3: Estaciones de la red sismológica de Chile Central

Símbolo	Nombre estación	Tipo	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]
LNV	LONGOVILO	Per .corto	3357.34S	7124.65W	160
SAN	SANTIAGO	Per .corto	3327.19S	7039.70W	533
FCH	FARELLONES	Per .corto	3319.66S	7017.44W	770
BACH	BARNECHEA	Per .corto	3321.17S	7029.50W	820
LCCH	LAS CRUCES	Per .corto	3328.52S	7134.18W	180
TACH	TALAGANTE	Per .corto	3339.20S	7056.W	440
PEL	PELDEHUE	Per .corto	3308.S	7041.12W	690
IHA	INST. HIDROG. DE LA ARMADA	Per .corto	3301.55S	7138.47W	1760
ROCH	ROBLE	Per .corto	3258.31S	7100.67W	2000
GEO	GEOSCOPE	Per .corto	3308.76S	7040.50W	660
CHCH	CUESTA CHADA	Per .corto	3356.00S	7039.15W	680
COLN	COLON	Per .corto	3404.00S	7027.40W	2160
CACH	CANELO	Per .corto	3408.58S	7034.32W	1760
CICH	CIPRESES	Per .corto	3419.19S	7025.23W	1200
JACH	JAHUEL	Per .corto	3240.91S	7035.57W	1075
SFDO	SAN FERNANDO	Per .corto	3436.86S	7100.83W	690

### 2.3 Adquisición de los datos sismológicos

El estudio se basó en el funcionamiento de tres redes sismológicas independientes. Por lo tanto, fue necesario realizar un trabajo previo de procesamiento que permitió construir una base de datos con toda la información registrada.

## ● Red temporal en tierra

Utilizando un catálogo local de eventos de la red de Chile Central y realizando una inspección visual de los datos, se confeccionó una lista de eventos de interés para ser compilados.

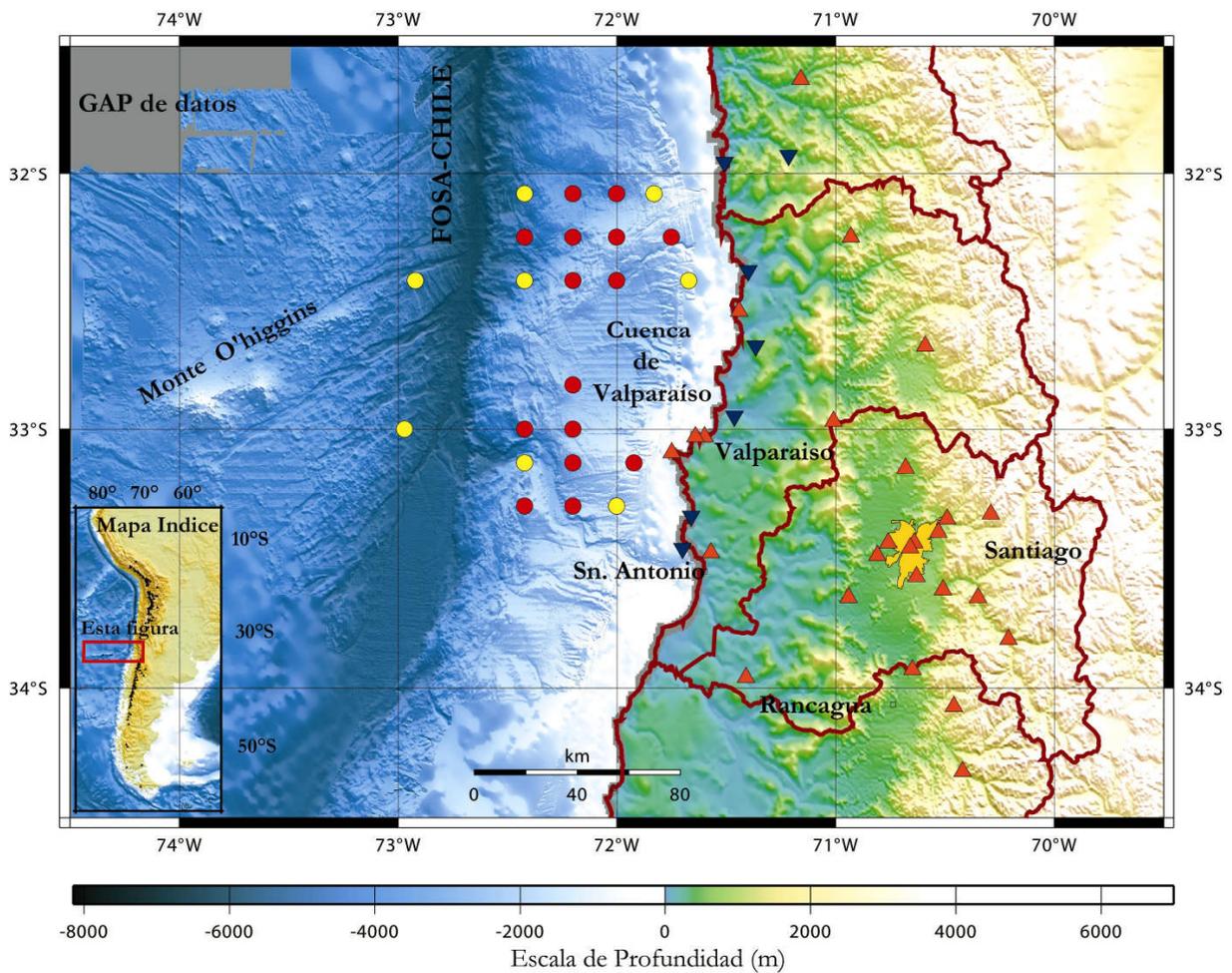


Figura 2.1: **Distribución de las estaciones sismológicas submarinas y terrestres utilizadas en el presente trabajo**  
Los círculos amarillos corresponden a los OBS, los círculos rojos corresponden a los OBH, los triángulos invertidos en color azul forman la red terrestre temporal y los triángulos anaranjados corresponden a la red permanente de Chile Central.

Estos eventos fueron extraídos uno a uno a partir de los datos de cada estación. La rutina para obtener estos eventos es *trg.exe* (una versión modificada del programa original *trgeost.exe*), los que fueron almacenados por carpeta (una para cada estación) en archivos de extensión TIM. Luego cada archivo fue transformado al formato SAC utilizando el script *sacifie.pl* que invoca la rutina *sacifie.exe* del paquete GEOSTAR<sup>4</sup>.

Posteriormente se transformaron al formato SEISAN (Haskov y Ottemoeller, 2001), el cual hace posible almacenar todas las trazas asociadas a un mismo evento en un solo archivo, con el objeto de incorporarlas a las de la red permanente del Servicio Sismológico y realizar de este modo un proceso de lectura conjunta (el nombre de la base de datos es SPOC). Las rutinas utilizadas para transformar del formato SAC a SEISAN son: *sun2linux.pl*, *chrhdr.pl*, *trg2sei.pl*, *seitrg.pl* y *mergedb.pl*<sup>5</sup>

#### ● Red Sismológica de Chile central (RSCC)

Respecto de la RSCC, las señales de cada estación son transmitidas en tiempo real al Servicio Sismológico a través de un enlace de radiotelemetría y es allí donde se digitalizan a 16 bit con un muestreo de 50 hz, registrando en papel la salida de alguna de ellas. Dos sistemas de detección automática son empleados para la adquisición de los datos: el sistema noruego SEISLOG (Utheim y Havskov, 1997), y el sistema XDETECT diseñado por Willy Lee (1989), difundido por la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI). Ambos sistemas son respaldados cuando la amplitud de la señal registrada supera un determinado valor en varias estaciones (detección por trigger). El formato de origen de las trazas no es único; sin embargo, todas ellas son convertidas al formato SEISAN (Haskov y Ottemoeller, 2001) para el posterior procesamiento.

---

<sup>4</sup> Las trazas registradas por la red temporal terrestre están en un formato de origen francés denominado GEOSTAR (*SEISMO.CAT* y *SEISMO.DAT*). Cada estación graba en forma continua y autónoma con capacidad de registro basada en un disco duro interno. La información es vaciada a un PC y luego respaldada en CD. El sistema GEOSTAR comprende un paquete de programas (ejecutables en MS-DOS) que permiten interactuar con la estación y recuperar los registros.

<sup>5</sup> Todas estas rutinas fueron desarrolladas como parte de este trabajo de Tesis.

## ● Red submarina temporal

La red temporal submarina, conformada por instrumentos tipo *GEOMAR* (Flueh et al., 2002), con una mezcla de estaciones de período corto y de banda ancha, así como también sensores de presión diferencial e hidrófonos de período corto, grabó formas de onda con una tasa de muestreo entre 50 [hz] a 100 [hz]. La información fue respaldada en tarjetas (*flashcards*), convertidas a archivos REFTEK y posteriormente a pseudo archivos en formato SEGYPascal. Inicialmente, las trazas individuales fueron cortadas en registros de 25 horas de longitud con una hora de traslape entre registros adyacentes, debido a que cada uno comienza a las 00:00:01. El objeto de este procedimiento es hacer más manejable la información y ser capaces de hacer correcciones de tiempo cada día en los registros de 25 horas. La rutina usada para extraer las trazas es *split\_segy.pl* y para hacer correcciones de tiempo se utilizaron las rutinas *unslip.pl* y *clock\_cor.pl*<sup>6</sup>.

Basados en la existencia del catálogo del NEIC, del catálogo local de eventos de la red de Chile Central y de una inspección visual de los datos, se confeccionó una lista de eventos de interés para ser compilados. Estos eventos fueron extraídos uno a uno a partir de los datos corregidos por tiempo. La rutina usada para obtener estos eventos fue *collate\_ev.pl*. Las trazas en formato pseudo-SEGYP fueron convertidas primero en formato SAC y luego al formato de forma de onda SEISAN (Haskov y Ottemoeller, 2001), el cual hace posible almacenar todas las trazas asociadas a un mismo evento en un solo archivo. Los datos fueron inspeccionados visualmente, los malos eventos fueron borrados y los buenos eventos fueron almacenados en la base de datos SEISAN (el nombre de esta base de datos es SO161\_1). En total, 350 eventos se obtuvieron desde la red submarina.

La interpretación de las formas de onda de los eventos registrados por esta red se realizó en Alemania usando el software SEISAN (Haskov y Ottemoeller, 2001).

---

<sup>6</sup> Todas estas rutinas fueron desarrolladas como parte de este trabajo de Tesis.

## 2.4 Procesamiento preliminar de datos

A partir de las dos bases de datos, S0161\_1 (construida en Alemania) considerando aquellos eventos que satisfacen el criterio de robustez que aseguran resultados confiables (mínimo 4 lecturas de fases y gap azimutal  $< 300^\circ$ ) y la base SPOC (construida como parte de este trabajo de tesis – ver inciso 2.4.1-), se construyó la base de datos S0161\_2 que reúne los eventos registrados por todas las estaciones y aquellos eventos que sólo registró la red terrestre conjunta. El procedimiento para construir S0161\_2 se realizó en forma visual transportando los eventos uno a uno de la base más pequeña S0161\_1 a la base más grande S0161\_2 utilizando la rutina *split.c*, incorporada en el software SEISAN.

Esta base de datos conjunta (S0161\_2), quedó formada por un total de 1124 eventos, 932 eventos registrados por la red terrestre conjunta y 186 registrados además por la red submarina.

Las lecturas de los sismos locales y algunos regionales, para los cuales fue necesario conocer los tiempos de arribo de las ondas P y S en las diferentes estaciones, se realizaron con el programa SEISAN.

Para asegurar la consistencia de las lecturas se hizo una primera localización de los eventos con el programa *HYPOINVERSE* (Klein, 2000), utilizando el modelo de velocidad del SSUCH de onda P, y, posteriormente, se revisaron las lecturas inconsistentes. Se encontraron eventos con errores importantes en la localización; por lo tanto, para estos eventos se revisaron las lecturas de todas las estaciones. Una vez revisadas las lecturas de tiempo de arribo, se localizaron nuevamente todos los eventos.

De la figura 2.5 se observa una distribución epicentral de los eventos sísmicos rodeando por una parte el flanco este de la cuenca de Valparaíso, desde el Cañón de San Antonio, y una porción menor se concentra sobre el sistema de fracturas normales al oeste de la fosa en torno a  $32.7^\circ$  S, junto al Guyot O'Higgins.

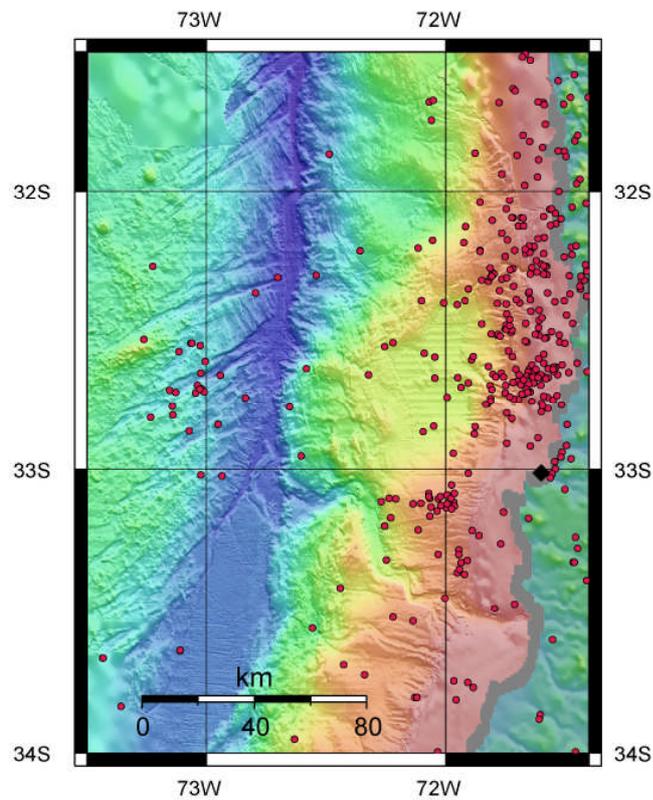


Figura 2.2: Distribución **epicentral preliminar**

Detalle de la distribución epicentral de los eventos sísmicos, indicando como ellos rodean el flanco este de la cuenca de Valparaíso y se agrupan sobre el sistema de fractura al oeste de la fosa en torno a 32.7° S (Contreras et al., 2003).

En relación a la profundidad de la actividad sísmica, preliminarmente se observó que las profundidades de los eventos dentro del área de estudio se distribuyen entre los 20 y los 40  $\pm$  10 [km] (Contreras et al., 2003).

Paralelamente, en un trabajo de colaboración, los científicos en Alemania plotearon los resultados preliminares de forma independiente entre la red submarina y la red terrestre

conjunta, a partir de las localizaciones de los eventos dentro del área de estudio obtenidas también de manera independiente.

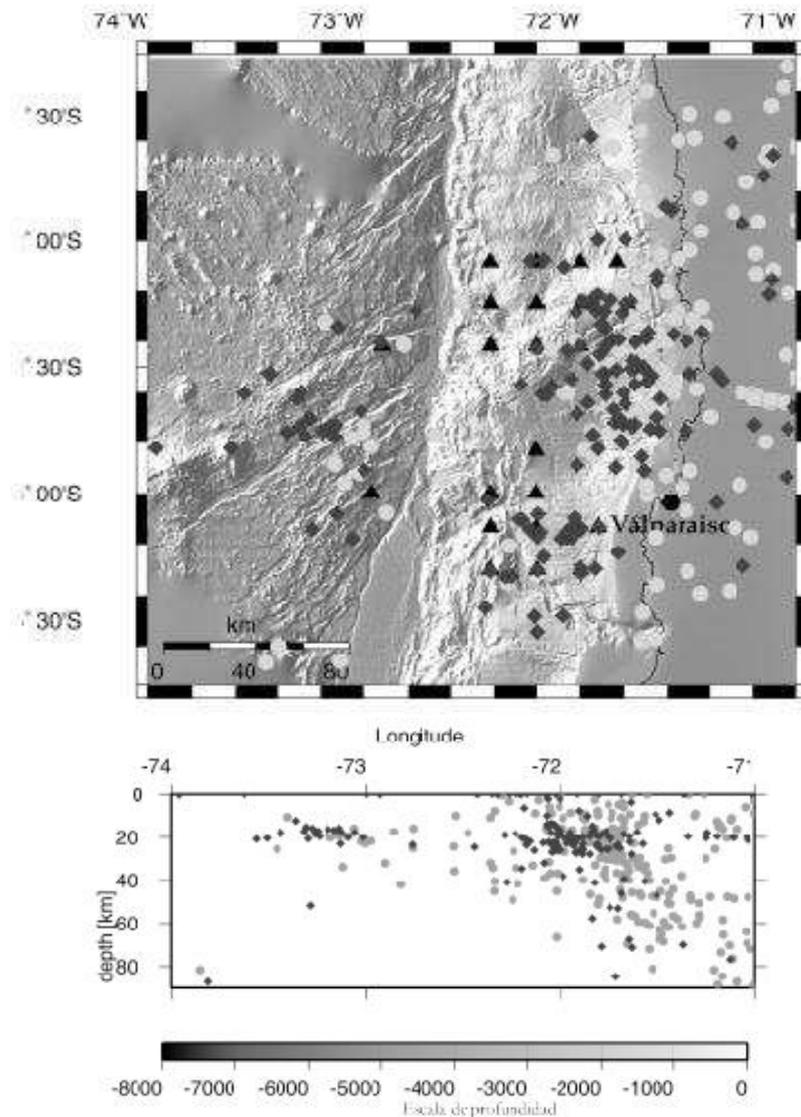


Figura 2.3: **Comparación de distribuciones epicentrales**

Se observan los eventos localizados independientemente desde la base de datos registrada por la red submarina –punto de color negro- y de la base terrestre conjunta –puntos de color gris-. La distribución de eventos es comparable, sin embargo los eventos localizados por la red terrestre se encuentran con una tendencia hacia el este de aproximadamente unos 10 [Km], respecto de las localizaciones hechas con la red submarina.

Si bien este tipo de análisis no es parte de los objetivos del presente trabajo de Tesis, es interesante hacer algunas observaciones aprovechando la figura 2.3. Al observar las distribuciones hipocentrales se puede notar diferencias. En general, los eventos se ubican más al este cuando se localizan con la red terrestre submarina. Este desfase puede llegar hasta los 10 [km], aproximadamente, cuando los mismos eventos se localizan utilizando la red terrestre conjunta. Posiblemente las causas de esta diferencia se deba a la mejor geometría que presenta la red submarina y al mayor gap azimutal que presenta la red terrestre conjunta respecto de los eventos dentro del área de estudio, que se ubica completamente fuera de la zona de cobertura de esta red. La geometría de la red en tierra posee una distribución más bien norte – sur.

Esto señala la importancia de trabajar con una red combinada de estaciones en tierra y bajo el mar, cuando se desea estudiar zonas que son transición entre dominios continentales y marinos, resultado que concuerda con Husen et al., (1999).

## Capítulo 3

# Marco Sismológico

### 3.1 Introducción

Los grandes terremotos que ocurren en Chile Central están asociados a regiones de ruptura de cientos de kilómetros, donde lentamente se acumulan esfuerzos y deformaciones a causa del continuo movimiento de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana. A medida que el esfuerzo de compresión aumenta, debido a la convergencia de las placas, y dependiendo de las condiciones locales en el interior de la tierra, la roca involucrada en el posible fallamiento puede reaccionar ya sea acumulando energía para liberarla en un gran sismo o por fluencia -incapacidad de acumular tensiones- generando sismos menores. (Kausel et al., 1993). Durante el ciclo sísmico los múltiples eventos - terremotos que consisten de una secuencia de eventos contiguos en espacio y tiempo - pueden ser entendidos de acuerdo a modelos de “asperezas”, zonas capaces de acumular altos niveles de esfuerzo y, por lo tanto, son más resistentes a la fractura (Kanamori, 1989). Por otra parte, las “barreras” representan obstáculos que se oponen a la propagación de la falla y que normalmente se interpreta como discontinuidades geométricas en la zona de subducción o como falta de homogeneidad del material en la región (Aki, 1979).

El área de estudio de la presente Tesis se ubica dentro del segmento definido por el área de ruptura del terremoto de 1906 (31°S – 35°S) (Tichelaar y Ruff, 1993), evento sísmico que se enmarcó dentro de una secuencia de grandes sismos que han afectado a Chile Central. A partir de la sismicidad conocida se ha propuesto para la zona un período de recurrencia, para eventos de gran magnitud, de  $83 \pm 7$  años (Comte et al., 1996).

## **3.2 Antecedentes Sismológicos de la zona de estudio**

### **3.2.1 Sismos históricos interplaca**

La zona central de Chile ha sido afectada históricamente por grandes terremotos, alguno de los cuales han sido identificados como pertenecientes al contacto interplaca debido a que los reportes de daños incluyeron la ocurrencia de maremotos asociados y cuyas magnitudes han sido estimadas en función de parámetros macrosísmicos. En cuanto a los terremotos, normalmente se repiten en los mismos lugares geográficos y dentro de ciertos intervalos de recurrencia temporal. Los registros muestran que la zona central del país es sacudida con gran regularidad por un terremoto destructivo con epicentro costa afuera frente a Valparaíso. La secuencia de los sismos mayores ocurridos en la zona acoplada del contacto sismogénico corresponde a los ocurridos en 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985, que presentan un período de recurrencia notablemente regular de  $82 \pm 6$  años (Christiensen y Ruff, 1986; Comte et al., 1986), que no está acompañada por una regularidad espacial, puesto que los largos de ruptura de dichos eventos son variables y no afectaron las mismas zonas geográficas, sin embargo, tienen en común una zona comprendida entre los  $32.5^\circ$  S y  $33.5^\circ$  S, lo que puede interpretarse como la presencia de una aspereza de acuerdo a Kausel et al., (1986) (figura 3.1).

De acuerdo a las crónicas, el primer evento de la secuencia antes mencionada ocurrió el 17 de Mayo de 1575. La descripción y extensión de los daños ha permitido asignarle a este evento una intensidad grado VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada (IMM) y posteriormente se le ha calculado una magnitud 7 a  $7 \frac{1}{2}$  en la escala de Richter (Lomnitz, 1971). El 13 de mayo de 1647 sobreviene el terremoto de “Nuestro Señor de Mayo”, considerado como uno de los cinco más grandes ocurridos en la zona (el área de daños – entre río Chopa y río Maule- incluyó a la Región Metropolitana y a la Quinta Región).

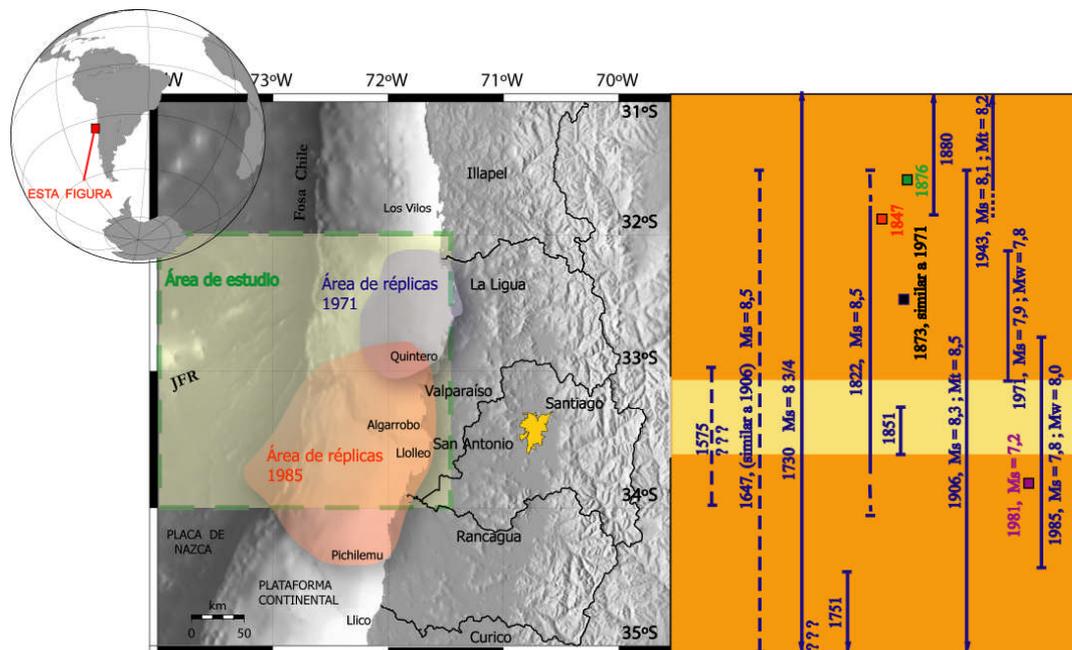


Figura 3.1: **Diagrama espacio-temporal de grandes terremotos en la zona de Valparaíso**

En la figura se puede apreciar un diagrama espacio-temporal de grandes terremotos en la zona de Valparaíso. A la derecha líneas verticales -continuas y segmentadas- señalan largos de ruptura. Aquellas longitudes que se extienden más allá de los límites de la figura se presentan como flechas. Sismos de magnitudes  $7.0 < M_s < 7.5$  con longitudes desconocidas aparecen como rectángulos sólidos. Las magnitudes de Richter (ondas superficiales), de Kanamori (a partir del momento sísmico  $M_0$ ) y de Abe (a partir de altura de olas de Tsunami) están representadas por  $M_s$ ,  $M_w$  y  $M_t$ , respectivamente. La figura original fue tomada de Comte et al, 1986, modificada por Barrientos y Kausel, 1993, y adaptada en esta oportunidad para mostrar la ubicación del área de estudio. Se puede observar la aspereza propuesta por Barrientos y Kausel, 1993 –franja amarilla a la derecha del mapa-, donde es posible que se iniciara la ruptura de todos los grandes sismos ocurridos en la zona central.

Lomnitz (1983), lo ubica en la parte más superficial del contacto (zona de Wadati-Benioff), bajo la plataforma continental, con un largo de ruptura de 365 [km] (igual al terremoto de 1906, Comte et. al., 1986) y una magnitud estimada de 8 grados (Lomnitz, 1971).

El 8 del Julio de 1730, en la zona de Valparaíso, ocurrió un terremoto con una magnitud estimada de  $8 \frac{3}{4}$  (Lomnitz, 1971) y con un tsunami después del evento principal. Se

creo que este es el de mayor magnitud que ha afectado a las costas de Valparaíso con un largo estimado de 350-450 [km], que corresponde a la longitud combinada de los terremotos de 1906 y 1943 (Illapel), y ubicado entre las latitudes 31° S y 33° S (Nishenko, 1985).

En Noviembre de 1822, la zona de Valparaíso es afectada por un fuerte movimiento, acompañado de un tsunami moderado. La magnitud estimada es de  $8^{1/2}$  (Lomintz, 1971) y las intensidades reportadas en la escala de Mercalli modificada son entre VII y VIII en Santiago, con un largo de ruptura de 200-250 [km] (Comte et al., 1986). Kausel et al., (1986), ubica la zona de ruptura entre los 32° S y los 34° S. Nishenko, 1985, prolonga el largo de ruptura hasta los 35° S.

El terremoto de 1906 costa afuera de Valparaíso, tiene una extensa documentación. Solo la intensidad de Mercalli modificada estimada para la zona de Santiago es de VIII con daños registrados similares a los de terremoto de 1985. El maremoto asociado fue de poca importancia, sin causar daños y los solevantamientos estimados alcanzaron a los 80 [cm] en los Vilos, a 40 [cm] en Llico y a unos 60 [cm] frente a Valparaíso. La zona de ruptura abarcó desde Los Vilos-Illapel ( $\pm 31.7^\circ S$ ) hasta Llico ( $\pm 34.9^\circ S$ ) con un largo estimado de 330 [km] y una magnitud de 8.6 (Kausel et al., 1986; Barrientos et al., 1993). Comte et al., (1986), estimó un largo de ruptura de 365 [km] y una magnitud  $M_s = 8.2$ .

El último terremoto de gran magnitud, con epicentro costa afuera de Valparaíso, corresponde al ocurrido el 3 de marzo de 1985. El proceso de ruptura de este gran evento ha sido ampliamente estudiado debido a que ocurrió en un momento de gran avance de los instrumentos sismológicos. Los precursores que antecedieron al terremoto se iniciaron el 21 de Febrero con un evento de magnitud  $m_b = 4.7$ , sentido con intensidad grado IV en la costa de Algarrobo y San Antonio (Kausel et al., 1986). Comte et al., (1986), identifica un total del 360 sismos  $m_c \geq 3.0$  entre el 21 y el 28 de Febrero. El sismo principal de  $m_b = 6.7$ ,  $M_s = 7.8$ , fue ubicado a los 33.24° S – 71.85° W a partir de la red de Chile Central. El área del plano de falla estimada para el evento principal es de 170 x 100 [km<sup>2</sup>], con pendiente de 25° hacia el este (Comte et al., 1986). Dentro de las siguientes 8 horas se registraron del orden de seis réplicas

de  $M_s \geq 6.0$ . La réplica de mayor magnitud en todo el período post-sísmico se registró el 9 de Abril con epicentro en  $34.17^\circ$  S -  $71.54^\circ$  W, cerca de Rapel, alcanzando una magnitud  $m_b = 6.3$  y  $M_s = 7.2$  (Kausel et al., 1993). Los sollevamientos registrados se aproximan a los 30 [cm] en el sector de Algarrobo y son algo menores hacia Rapel (20-30 [cm]). Las deformaciones permanentes experimentadas en superficie, principalmente en el fondo marino, produjeron un pequeño “tsunami” con una máxima amplitud de 1.5 [m] frente a Valparaíso (Instituto Hidrográfico de la Armada).

A partir de los antecedentes históricos es interesante observar que toda la secuencia 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985, presenta ciertas características comunes (Kausel et al., 1993):

- i. todos tienen su epicentro costa afuera,
- ii. las zonas de ruptura de todos ellos abarcan más de 150 [km],
- iii. con la posible excepción del terremoto de 1730, los tsunamis asociados fueron relativamente pequeños,
- iv. existieron sollevamientos sistemáticamente positivos en la costa y
- v. el período de recurrencia de estos sismos es del orden de 80 a 90 años.

Sin embargo, diversos autores (Comte et al., 1986; Christensen et al., 1986; Kausel et al., 1986; Tichelaar et al., 1991; Kausel et al., 1993), al analizar los tamaños de los grandes terremotos desde 1575 hasta 1985, concluyen que el período de recurrencia tan regular -en torno a los 80 años para sismos grandes en la zona central de Chile- no concuerda con una razón de acumulación constante de esfuerzos y deformaciones inducidas por el movimiento de subducción de unos 8,5 [cm/año] de la placa de Nazca, ya que períodos de recurrencia constante implicarían sismos de tamaño constante. Esta abierta contradicción no puede ser explicada a partir de los mecanismos clásicos de ciclos sísmicos. Christensen y Ruff, (1986), y Kausel et al., (1986), coinciden respecto a que el intervalo tan regular de recurrencia con largos de ruptura tan variables es debido a una aspereza dominante rodeada por zonas de mayor debilidad. La aspereza dominante rompe a intervalos regulares, mientras que la extensión total de la ruptura de los grandes eventos depende de la actividad sísmica previa en las zonas

adyacentes. A partir de la figura 3.1 para grandes sismos, se observa que la secuencia presenta diferencias en cuanto a su largo de ruptura; sin embargo, se aprecia un tramo común para todos ellos ubicado entre las latitudes  $33^{\circ}$  S y  $33.5^{\circ}$  S justo frente a Valparaíso, Algarrobo y San Antonio, levemente al sur del lugar donde se inició la ruptura del último gran sismo del 3 de Marzo de 1985 y de los sismos precursores de este.

De esta forma, en la zona comprendida entre los  $32.5^{\circ}$  S y  $33^{\circ}$  S existiría una aspereza que dio origen al terremoto de Marzo de 1985 y que fue una barrera para el terremoto de 1971 impidiendo que este evento rompiera la zona hasta alcanzar el largo de ruptura del terremoto de 1906. Cabe destacar que Comte et al., (1986), propuso que la región al sur de la zona de ruptura del terremoto de 1985 (Pichilemu-Llico) debería ser considerada una brecha sísmica de alto potencial de ocurrencia de un gran evento; sin embargo, es muy posible que esa pequeña zona relajara el esfuerzo contenido con la réplica del 9 de Abril de 1985 con epicentro en  $34.17^{\circ}$  S -  $71.54^{\circ}$  W, cerca de Rapel,  $m_b = 6.3$  y  $M_s = 7.2$  (Kausel et al., 1993).

En relación a la profundidad del contacto sismogénico, la máxima profundidad estimada del acoplamiento interplaca en toda la zona de Chile Central es de  $60 \pm 10$  [km] (Pardo et al., 2002 y 2003). Esto concuerda con resultados obtenidos en otras zonas de la subducción chilena (Tichelaar and Ruff, 1991; Suárez y Comte, 1993; Pacheco et al., 1993). Por lo tanto, esta profundidad parece ser casi constante a lo largo de toda la subducción en Chile.

### **3.2.2 Sismos históricos intraplacas: sismicidad *outer rise* en Chile Central**

Los terremotos intraplaca, es decir, eventos que ocurren dentro de la placa tectónica, ocurren tanto en la placa continental predominante como en la placa oceánica que subduce. En el caso de los eventos continentales, ellos normalmente se han presentado en superficie ( $< 30$ - $40$  [km]) y están asociados con esfuerzos locales en las estructuras de ante-arco y tras-arco.

Al contrario, los eventos intraplaca oceánica -también nombrados como terremotos *outer rise*- presentan una distribución epicentral ubicada sobre la abultada topografía del fondo marino y estarían asociados, probablemente, a la flexura de la placa que subducta. Sin embargo, el origen de la sismicidad *outer rise* tiene un origen controversial y se puede encontrar en la literatura algunas tesis, no necesariamente excluyentes, para explicar la génesis de esta actividad sísmica.

Tradicionalmente la sismicidad *outer rise* fue atribuida a esfuerzos flexurales asociados a la flexión de la placa litosférica que subduce (Chapple and Forsyth, 1979; Forsyth, 1982). Esta tesis plantea que los eventos tensionales ocurren a profundidades más someras que los eventos compresionales y se separan por un nivel de profundidad que sería la inflexión entre el estado tensional superior y el estado compresional inferior de la placa flectada. Este nivel se conoce como “Nivel Neutral”.

Christensen and Ruff, (1983 y 1988), propusieron que la sismicidad *outer rise* está predominantemente controlada por el acoplamiento sísmico, es decir, la ocurrencia ordenada de eventos tipo *thrust*, *slab pull* y la presencia de asperezas locales como *ridges* o montes submarinos que subducen con bajo ángulo produciendo cambios locales -espaciales y temporales- en los factores que controlan la nucleación de la sismicidad *outer rise*. Müller et al., (1996), corroboró este resultado indicando que los esfuerzos horizontales regionales son suficientes para producir sismicidad *outer rise* sin la presencia de esfuerzos debido a flexión de la placa litosférica oceánica.

Si bien la sismicidad *outer rise* en la región es menos frecuente que la sismicidad de la zona de subducción interplacas, en el pasado en Chile Central se ha registrado actividad sísmica somera entre el Juan Fernández Ridge (JFR) y la fosa.

El evento de mayor importancia ocurrido en el último tiempo corresponde al terremoto del 9 de Abril de 2001 cuya magnitud calculada es de  $M_w = 6.7$ . El catálogo del NEIC ubica el evento a 20 [km] al oeste de la fosa aproximadamente (ver Tabla 3.1). La solución del centroide dada por Harvard indica un mecanismo de falla normal, cuyo eje de

extensión es perpendicular al strike de la fosa. Estimaciones de la profundidad promedian los 15 [km].

Tabla 3.1: **Principales terremotos *outer rise* registrados frente a Valparaíso**

Los eventos del año 1973 y 1995 no son incluidos en este análisis debido a que sus epicentros quedan fuera del área de estudio del presente trabajo. Las fuentes para la obtención de los parámetros son: <sup>a</sup> Korrat y Madariaga (1986), <sup>b</sup> NEIC. Los signos de interrogación dan cuenta de la incertidumbre respecto de los valores asignados.

Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad[km]	Magnitud	Strike, Dip, Slip
25/09/1971 <sup>a</sup>	-32.40° S	-73.06° W	4, ISC	$M_s = 5.8$	231, 64, -46 ¿?
16/10/1981 <sup>a</sup>	-33.13° S <sup>b</sup>	-73.07° W	30	$M_s = 7.2$	175, 59, 99
25/02/1982 <sup>a</sup>	-33.30° S <sup>b</sup>	-73.09° W	27, ISC	$m_b = 5.2$	172, 72, 107
09/04/2001 <sup>b</sup>	-32.67° S <sup>b</sup>	-73.12° W	10	$M_w = 6.6$	227, 45, -97

La sismicidad *outer rise* ocurrida en esta área, desde al año 1973 puede ser dividida en dos secuencias: la primera comienza con el evento del 16 de octubre de 1981,  $M_s = 7.2$  ocurrido al sur del JFR a una profundidad de 30 [km] (Korrat & Madariaga, 1986). El mecanismo focal indica compresión al interior de la placa oceánica. Fue seguido por el evento del 25 de febrero de 1982 ( $z = 27$  [km],  $m_b = 5.2$ , ver tabla 3.1) con un mecanismo focal que también muestra compresión paralela al eje del Juan Fernández ridge. La segunda secuencia de sismicidad *outer rise* estuvo asociada con el evento del 9 de abril de 2001 ( $M_w = 6.7$ ). Este evento fue seguido por un alto nivel de sismicidad que es aún activo hasta junio del 2003.

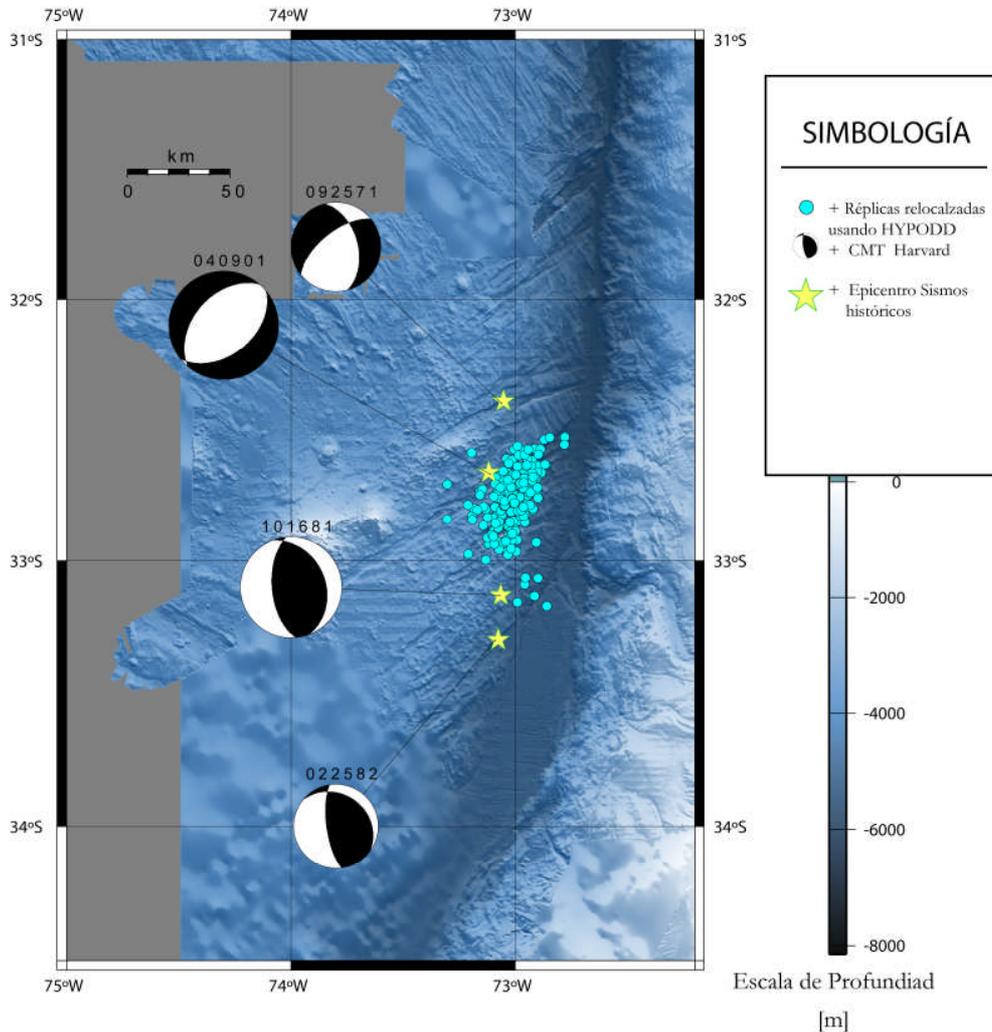


Figura 3.2: **Eventos *outer rise* registrados frente a Valparaíso.**

Los eventos del año 1973 y 1995 no son incluidos en esta figura debido a que sus epicentros quedan fuera del área de estudio del presente trabajo. La sismicidad de color celeste corresponde a la relocalización mediante HYPODD de siete días de réplicas registradas por la red de Chile Central del SSUCH.

El epicentro está sobre un área fracturada por fallas normales, Ranero y von Heune (2001), (ver Figuras 1.6, 1.7 y 3.2), muy cercano al epicentro del evento del 9 de Septiembre de 1971 ( $m_b = 5.5$ ,  $z = 4$  [km], ver tabla 3.1), que mostró extensión perpendicular al eje de la fosa. Dos eventos *outer rise* del mismo tipo ocurrieron en torno a la latitud 35.5° S el 1 de Diciembre

de 1973 ( $m_b = 5.8$ ,  $z = 23$  [km]) y el 17 de septiembre de 1995 ( $m_b = 5.9$ ,  $z = 7$  [km]). Ambos indican extensión perpendicular al eje de la fosa y sus epicentros fueron muy cercanos entre sí.

En consecuencia, la evidencia sísmica en la zona central muestra que el área de estudio es parte de un segmento de compleja subducción por la presencia del JFR, lo que da cuenta de una zona de alto peligro sísmico donde han ocurrido grandes terremotos ( $M_L > 7.0$ ) y de regular período de retorno.

## Capítulo 4

# Análisis de la sismicidad superficial

### 4.1 Introducción

En este capítulo se presenta el modelo de velocidad 1-D mínimo basado en un método de inversión no linealizado de rayos, utilizando el conjunto de eventos sísmicos registrados y la distribución hipocentral calculada con dicho modelo de velocidad.

A partir de dos set de datos, uno que sólo incluye información grabada con las estaciones de la red submarina y un segundo set que incorpora información grabada por la red conjunta, se utilizaron varios modelos iniciales de velocidad de manera independiente para obtener el mejor modelo de velocidad 1-D mínimo de onda P para la zona de estudio. Los resultados indican una mayor estabilidad y resolución en el modelo obtenido utilizando el set de datos correspondiente a las estaciones submarinas. El modelo de velocidad 1-D resultante está constituido de 5 capas de las cuales tres se pueden considerar constantes y las otras dos presentan altos gradientes de velocidad (entre 5 – 10 [km] y entre 18 – 26 [km] de profundidad).

De la distribución epicentral, se observan tres áreas de mayor actividad: en la placa oceánica flanqueando el monte O'higgins -sobre un sistema de fallas normales-, la porción noreste de la cuenca de Valparaíso -sobre la plataforma continental- y el grupo eventos frente al cañón de San Antonio (Figura 4.4).

## 4.2 Modelo de velocidad 1-D de onda P

Para el objetivo central del presente estudio se debe determinar un modelo unidimensional de velocidades de ondas sísmicas. Se necesita tener estaciones que pertenezcan a la zona experimental (lecturas S-P) y localizaciones hipocentrales de los mismos de muy buena calidad. Básicamente, la metodología a emplear estará basada en relocalizaciones de eventos y el método de inversión no linealizada de rayos, VELEST.

El procedimiento a seguir para calcular un modelo unidimensional de velocidades con VELEST es el siguiente: el problema es resuelto por trazado de rayos desde la fuente al receptor, calculando el rayo directo, el refractado y el reflejado (opcional) pasando a través del modelo de velocidad 1-D de onda P. En ambos modos, el problema inverso es solucionado por medio de la inversión total de la matriz de amortiguamiento de mínimos cuadrados. Debido a que el problema inverso es no lineal, la solución es obtenida iterativamente.

VELEST ha sido diseñado para permitir gran flexibilidad en la aproximación y por lo tanto un gran número de opciones y parámetros de control deben ser establecidos y debidamente ajustados en el proceso. Sin embargo, el cálculo de un modelo 1D requiere múltiples corridas de VELEST para seleccionar y evaluar los parámetros de control adecuados para el problema.

Se utilizaron dos bases de datos independientemente sobre la misma área de estudio, para obtener el mejor modelo de velocidad 1-D mínimo. Por un lado, la base construida a partir los datos grabados sólo con estaciones submarinas (S0161\_1) formado por 350 eventos, de los cuales 150 satisfacen el criterio de robustez que aseguran resultados confiables (mínimo 4 lecturas de fases y gap azimutal  $< 300^\circ$ ) y la base de datos conjunta (S0161\_2) formada por un total de 1124 eventos (932 eventos registrados por la red terrestre conjunta y 186 registrados además por la red submarina), de los cuales se seleccionaron los más robustos imponiendo un rms  $< 0.3$  s y al menos 7 lecturas de fase, con lo cual el catálogo final utilizado

se redujo a 513 eventos (356 correspondientes a la red terrestre conjunta y 157 a la que además incluye las estaciones submarinas).

Considerando que un modelo de velocidad mínimo 1-D representa solamente un promedio matemático y que las zonas de subducción muestran altos cambios laterales de velocidad de onda P, se decidió representar esta variación lateral usando diferentes modelos 1-D, de oeste a este, sobre el talud continental en el área de estudio, entre la zona de subducción y la línea de costa. Por lo tanto, calculamos de manera independiente para cada dominio en que se subdividió el área de estudio, y para cada set de datos, un modelo 1-D específico para la localización (Thierer, Comte y Contreras, 2004).

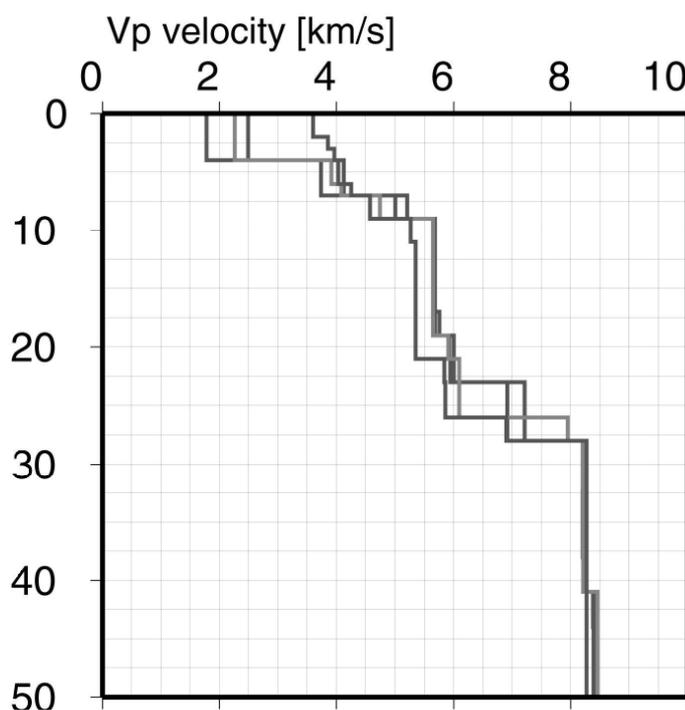


Figura 4.1: **Modelos de velocidad iniciales**

Cuatro modelos, validados por el set de datos marino, bastante similares entre sí excepto en los 3 [km] superiores.

Se utilizaron diferentes modelos iniciales independientemente para cada set de datos, usando como información base los resultados obtenidos por Flueh et al. (1998), con el propósito de verificar la estabilidad de las localizaciones de los eventos, la estabilidad del modelo mínimo 1-D y determinar las correcciones para las estaciones. En la figura 4.1 se presentan cuatro modelos, validados por el subset de datos marinos, bastante similares entre sí excepto en los 3 [km] superiores. Este resultado indica que el número de eventos y su distribución son suficientes para lograr una inversión estable.

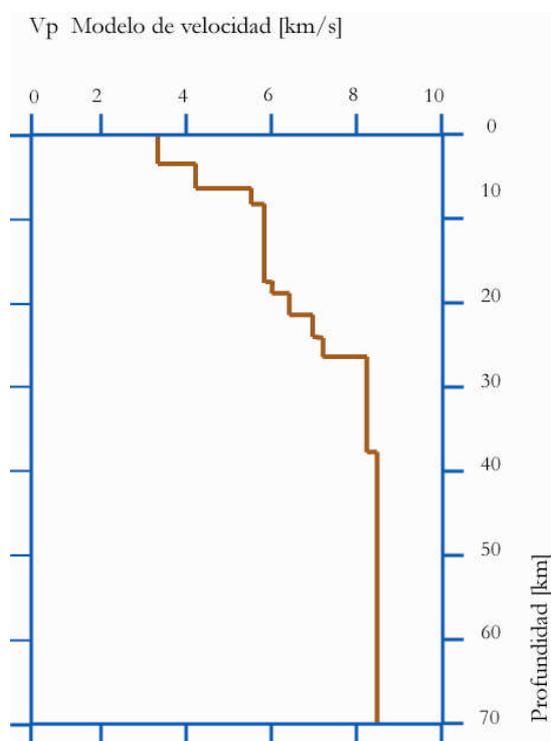


Figura 4.2: **Modelo de velocidad 1-D mínimo obtenido con la red de estaciones submarinas.** El modelo resultante consiste de 5 capas de las cuales tres de ellas se pueden considerar constantes y las otras dos presentan altos gradientes de velocidad entre 5 – 10 [km] y entre 18 – 26 [km] (Thierer, Comte y Contreras, 2004).

Finalmente, y para los propósitos de este trabajo, el modelo 1-D mínimo de onda P obtenido con el set de datos que sólo considera estaciones submarinas para la zona de estudio, resultó ser el más estable y con mayor resolución que el obtenido con la base de datos conjunta (ver figura 4.2). Las correcciones de estaciones asociadas, dan cuenta de las diferencias en la estructura de la corteza y el espesor de los sedimentos en cada sitio. Estas correcciones varían entre -1.0 y + 0.6 segundos respecto del modelo de velocidad 1-D promedio.

El modelo resultante consiste de 5 capas de las cuales tres de ellas se pueden considerar constantes y las otras dos presentan altos gradientes de velocidad (entre 5 – 10 [km] y entre 18 – 26 [km]). La primera capa superior es de un espesor aproximado entre los 3 y 6 [km], con un promedio de velocidad de onda P de  $3 - 4 \left[ \frac{km}{s} \right]$ .

La velocidad se incrementa rápidamente a  $5,6 \left[ \frac{km}{s} \right]$  desde los 6 hasta los 10 [km] de profundidad, desde donde permanece constante hasta los 18 [km] de profundidad. Desde los 18 [km] de profundidad, aparece un segundo gradiente de velocidad importante y la velocidad de onda P se incrementa aproximadamente a  $8,2 \left[ \frac{km}{s} \right]$ . Este modelo de velocidad presenta buena concordancia con investigaciones previas basadas sobre datos sísmicos de fuente controlada (Flueh et al., 1998) y con las estructuras de velocidad presentadas por Zelt et al. (1999).

### 4.3 Localizaciones hipocentrales precisas

Con las fases P y S de los eventos registrados y el modelo de velocidad descrito en el inciso anterior se relocalizaron los eventos utilizando el programa HYPOINVERSE (Klein, 2000), a través de un proceso de búsqueda de la mejor solución entre 0 y 300 [km] de profundidad inicial, variando cada 5 [km]

Entre la fosa y la línea de costa, se observa que la sismicidad se distribuye de norte a sur, por el flanco este de la cuenca de ante-arco de Valparaíso, con algunos eventos al interior (Figuras 4.3 y 4.4).

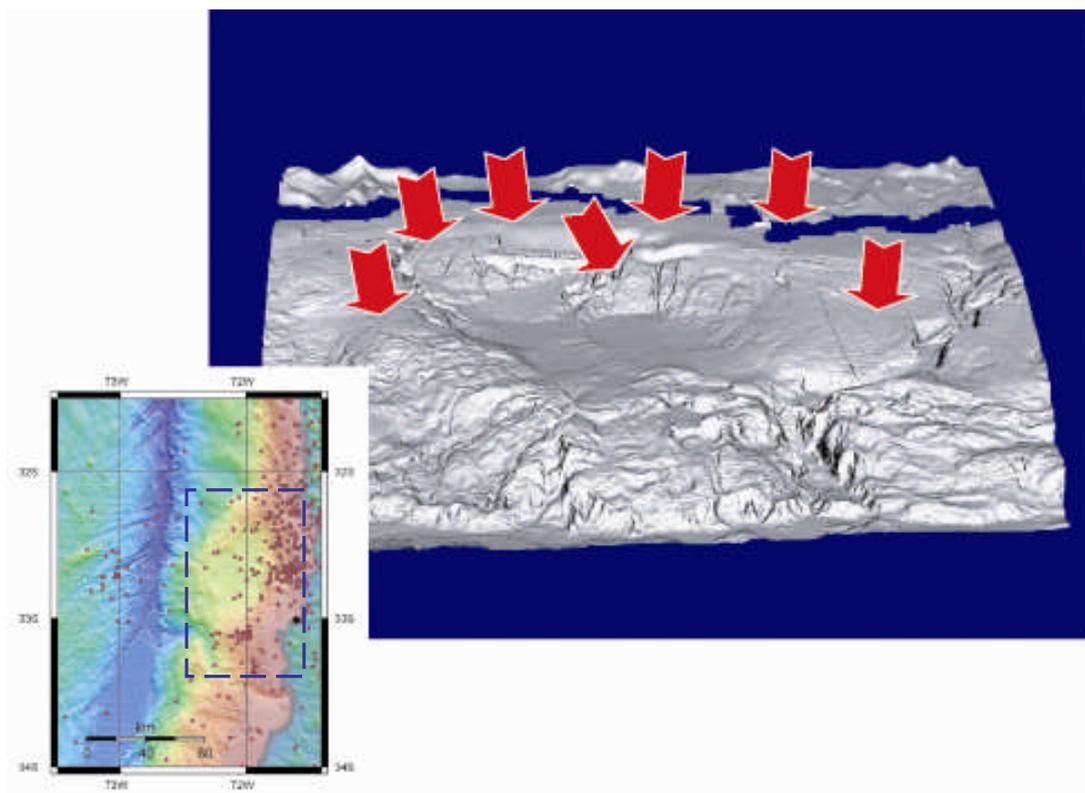


Figura. 4.3: **Distribución epicentral por el flanco este de la cuenca de ante-arco de Valparaíso**

La sismicidad se distribuye de norte a sur, por el flanco este de la cuenca de ante-arco de Valparaíso. Imagen elaborada usando el programa ENVI 3.6 sobre la batimetría *multi-beam* de la zona (desarrollado dentro del trabajo de Tesis como parte del proyecto (FONDEF DOOI-1104).

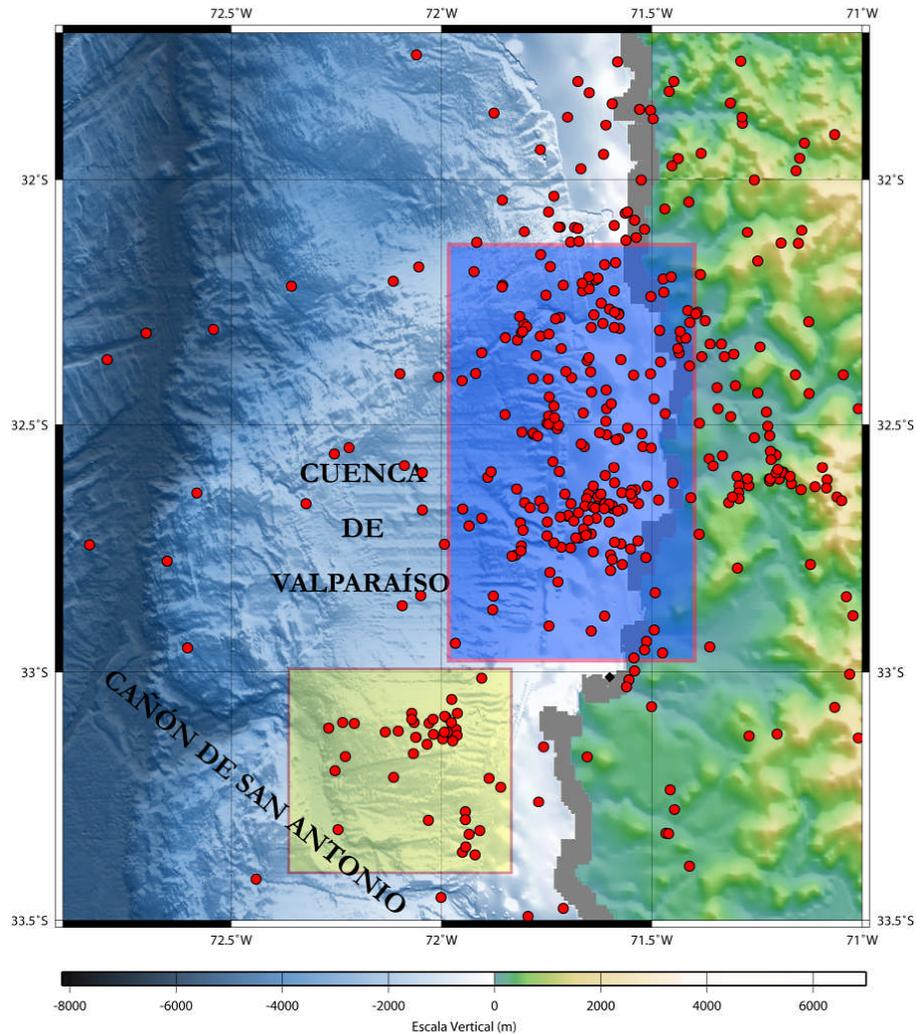


Figura 4.4: **Sismicidad natural sobre plataforma continental**

Entre la fosa y la línea de costa (recuadro de color azul), se observa que la sismicidad se distribuye de norte a sur, por el flanco este de la cuenca de ante-arco de Valparaíso, con algunos eventos al interior. Al sur de la cuenca, y ubicados más cercanos a la fosa, dentro del recuadro de color amarillo, la distribución epicentral de eventos sísmicos en el entorno del cañón de San Antonio. Esta concentración de eventos contiene la sismicidad de mayor magnitud registrada en el período de adquisición de datos, alcanzado valores  $M_L > 4.0$ .

Sin embargo, estos epicentros ubicados sobre la plataforma continental pueden ser agrupados en una porción norte y en una porción sur. Hacia el norte, los eventos sísmicos se

presentan sobre un área grande al N – E de la cuenca estructural de Valparaíso, muy bien distribuidos y claramente diferenciables entre el talud y línea de costa, sobre la prolongación del *ridge* de Juan Fernández (ver figuras 4.3 y 4.4). Al contrario, el área sur muestra una concentración de eventos en el entorno del cañón de San Antonio. Esta concentración de epicentros es más cercana a la fosa a diferencia de la porción norte donde la actividad se presenta más alejada de la fosa. Es en ésta área, y durante el tiempo que funcionó la red temporal, que en las primeras horas del 16 de Octubre se produjo una nucleación espacial de eventos grabados por el sistema, que incluyó 4 eventos de  $M_L = 4.7$  y un total de 11 eventos con magnitud  $M_L > 4,0$ .

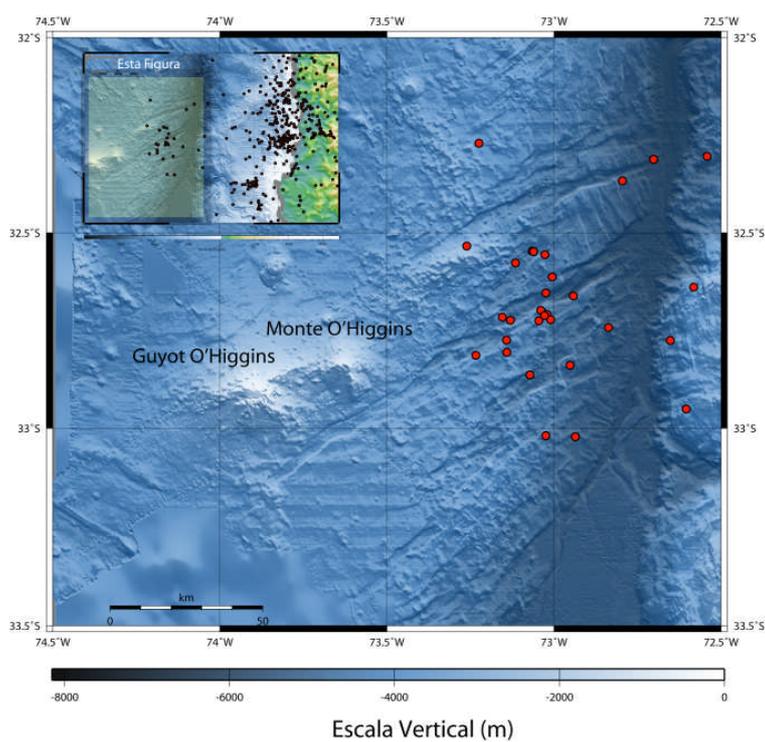


Figura. 4.5: **Sismicidad *outer rise***

Se observa una concentración de aproximadamente 30 eventos que tienden a alinearse a lo largo del sistema de fracturas normales adyacente a la dorsal de Juan Fernández, ubicada al noreste del monte O'Higgins.

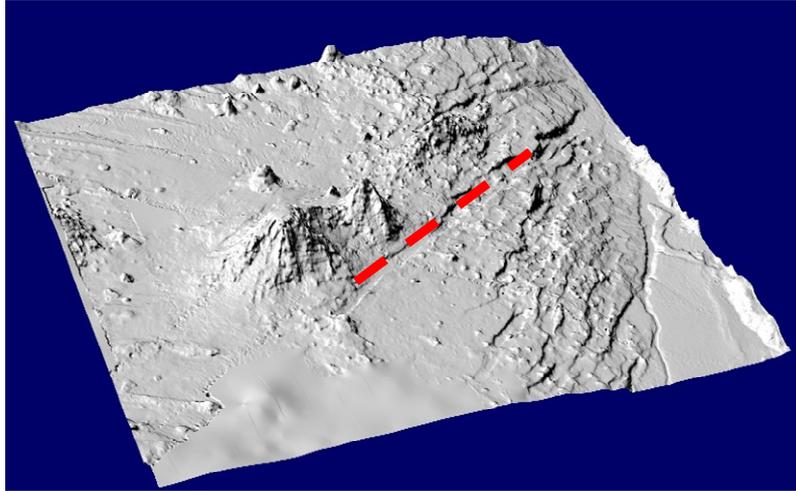


Figura 4.6: **Vista rotada del Guyot O'Higgins**

Para detallar la zona de fracturas normales donde se desarrolla la sismicidad *outer-rise* registrada por la red combinada de estaciones utilizadas en este estudio. Imagen elaborada usando el programa ENVI 3.6 sobre la batimetría *multi-beam* de la zona (desarrollado dentro del trabajo de tesis como parte del proyecto FONDEF DOOI-1104).

Al oeste de la fosa, en el área de estudio, se observa una concentración de aproximadamente 30 eventos, entre los 15 [km] y 20 [km] de profundidad, que tienden a alinearse a lo largo del sistema de fracturas normales adyacente a la dorsal de Juan Fernández, ubicada al noreste del monte O'Higgins (Figuras 4.5 y 4.6).

Tomando el modelo bidimensional resultante de estructuras de velocidad obtenido en el proyecto SPOC mediante refracción de gran ángulo (ver Figura 4.7), se puede observar que la actividad sísmica *outer rise* frente a Chile Central registrada en el período de estudio, se desarrolla predominantemente a una profundidad somera ( $h < 30$  [km]), en el manto superior, bajo la corteza oceánica.

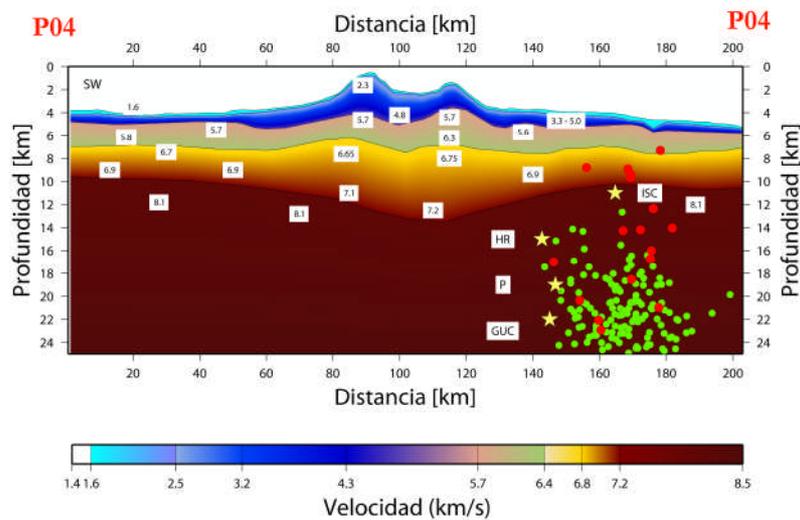
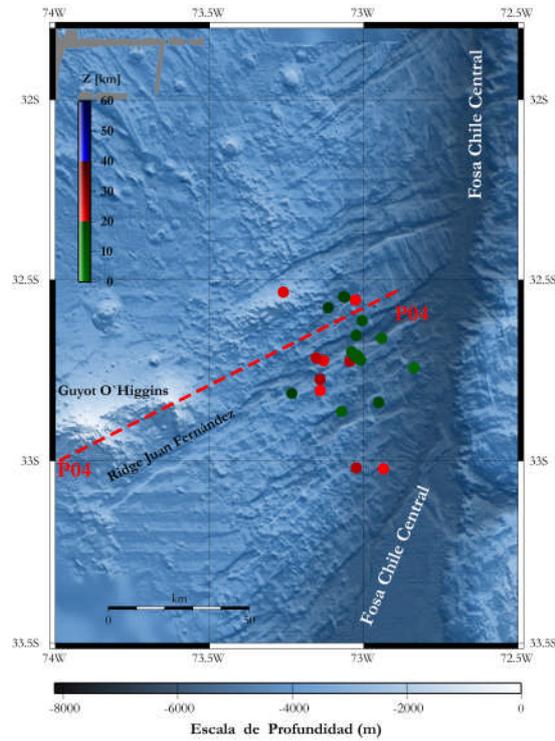


Figura 4.7: **Modelo bidimensional resultante de estructuras de velocidades sobre el eje del JFR**  
 Obtenido mediante modelación directa. De los datos sísmicos de refracción de gran ángulo procesados por la contraparte científica Alemana del proyecto SPOC, se extrae el perfil sísmico de refracción P04 para la presente Tesis. Las estrellas de color amarillo representan las localizaciones del terremoto de abril del 2001 calculadas por distintos centros (GUC, HR, ISC). Los círculos verdes corresponde a sietes días de réplicas del terremoto de abril del 2001 relocalizados utilizando HYPODD. Los círculos rojos corresponden a la sismicidad natural registrada por la red sísmica conjunta instalada para este estudio (Perfil sísmico tomado del reporte técnico del Sonne, leg 4, y modificado en este trabajo).

Estos resultados son consistentes con el modelo de corteza oceánica obtenido por Contreras et al. (2003), quien observó una clara depresión del Moho bajo el monte O'Higgins, alcanzando una profundidad máxima aproximada del Moho de 14 [km], lo que estaría en concordancia con las profundidades máximas observadas en el entorno al monte O'Higgins, dentro de los errores hipocentrales aceptados para dichos eventos, puesto que se encuentran fuera del área de cobertura de la red del SSUCH.

También hemos podido observar que la sismicidad *outer rise* histórica frente a Valparaíso se desarrolla sobre este sistema de fallas normales, que flanquea el JFR (Figura 4.6), a profundidades someras similares. En la figura 4.8 se presenta el mecanismo de foco de eventos sísmicos ( $M > 5$ ) registrados sobre la zona de fallas que flanquean al JFR (ver Tabla 3.1, Capítulo 3).

El último terremoto en la zona corresponde al evento del 9 de Abril de 2001 cuya magnitud calculada es de  $M_w = 6.7$  y una profundidad estimada en 15 [km]<sup>7</sup>. La solución del centroide dada por Harvard indica un mecanismo de falla normal, cuyo eje de extensión es perpendicular al *strike* de la fosa. El mecanismo de foco tensional calculado para este evento, muestra que el rumbo del plano de falla esta bien alineado con el sistema de fallas que flanquea el Monte O'Higgins.

Siete días de réplicas de este último terremoto, registradas por la red de Chile Central, fueron relocalizadas mediante HYPODD. El rango de profundidades de estas réplicas, relativamente estrecho y sistemáticamente más profundos que el evento principal, sugieren que la mayor parte de la ruptura se propagó en un rango de 10 a 25 [km], deteniéndose a los 25-30 [km] de profundidad, con una distribución epicentral en la dirección N-S de largo 55-65 [km] (ver figuras 4.7 y 4.8). Esto indicaría que la ruptura se propagó por al menos 15 [km] inmediatamente por debajo de la corteza oceánica, confinada al manto superior. Fromm et al. (2003 y 2005), también observaron que el área de ruptura estaría confinada a la litosfera oceánica. A partir del momento sísmico de  $1,21 \times 10^{19}$  [Nm] y al área de ruptura estimada a

---

<sup>7</sup> CMT Harvard del catálogo NEIC

partir de la distribución de las réplicas, estimó que el desplazamiento cosísmico promedio es de 0,5 – 1,0 [m], resultado consistente con un terremoto de magnitud  $M_w = 6,7$ .

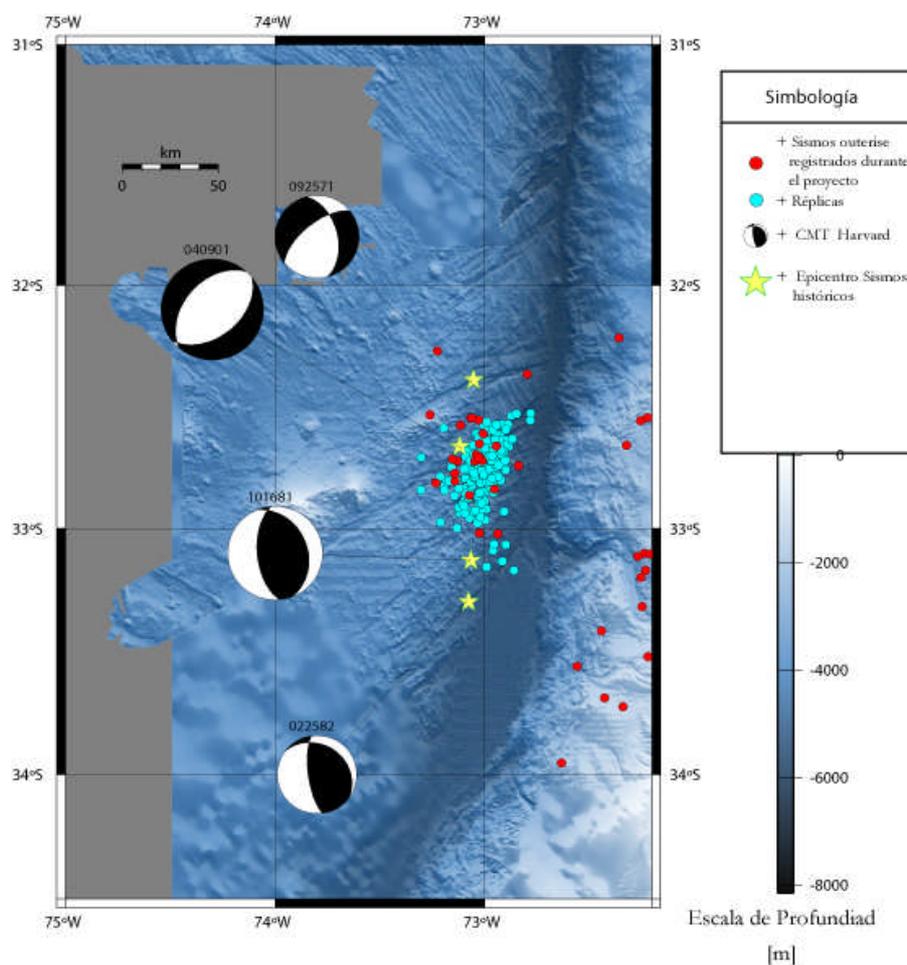


Figura. 4.8: **Réplicas del sismo *outer rise* del 9 de Abril del año 2001**

Se observa mediante estrellas de color amarillo la sismicidad *outer rise* histórica frente a Chile Central – datos del NEIC-. Los epicentros de color celeste corresponden a las réplicas de una semana del evento principal ocurrido el 9 de Abril de 2001, relocalizados mediante hypoDD – datos del SSUCH-. Sobre este sistema de fallas normales se localiza la sismicidad registrada en el proyecto en el mes de Noviembre del mismo año –sismicidad de color rojo-.

Consistentemente con ese comportamiento, la sismicidad natural registrada por la red temporal del proyecto, también muestra actividad somera confinada al manto superior y con una distribución epicentral por sobre el sistema de fallas normales que flanquea el JFR por el N-E<sup>8</sup>.

La evidencia sísmica junto al sistema de fallas, de longitud aproximada 100 [km], que se desarrolla paralela al Monte O'Higgins, podría interpretarse como la manifestación en superficie de un gran sistema de fallas normales (Kopp et al., 2004), cuyo segmento noreste habría sufrido ruptura durante el terremoto del 9 de Abril del año 2001 (Fromm et al., 2006).

Esto puede sugerir, además, que el JFR *ridge* cumple un rol en la nucleación de la sismicidad *outer rise* y, por lo tanto, controlaría el régimen de esfuerzo cercano a la fosa.

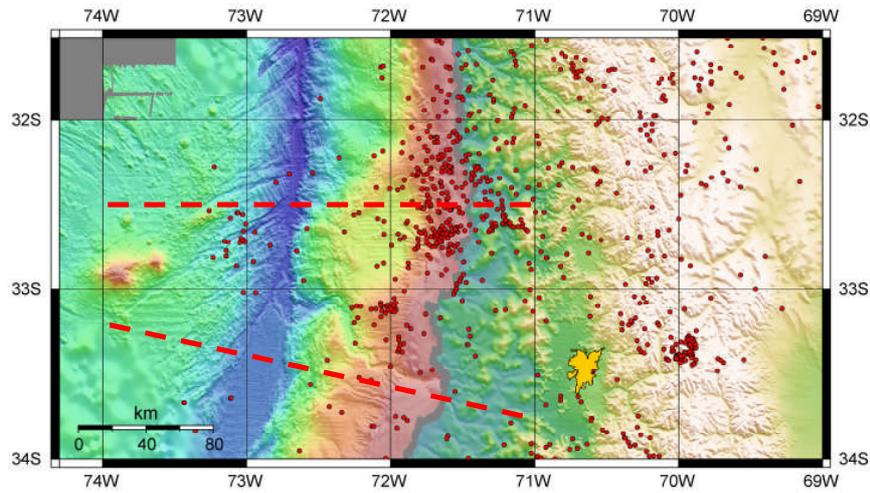
Considerando el alineamiento de las réplicas del terremoto del 9 de Abril del 2001, y la distribución hipocentral de la sismicidad *outer rise* registrada en el período de estudio de este trabajo, junto a planos de falla que se extiende hacia el manto, se puede inferir que las fracturas observadas en superficie junto al JFR son de escala litosférica, y podrían estar actuando como conductos naturales para la hidratación del manto tal como sugiere Kopp et al. (2004).

En relación a la profundidad de la actividad sísmica cuya distribución epicentral se ubica sobre la plataforma continental, y considerando que existe un cambio en la forma de subducción en los 33° S, aproximadamente, se trazaron dos perfiles normales a la fosa, ubicados en 32.5° S (P1) y 33.5° S (P2) con anchos de  $\pm 0.5^\circ$ , de modo que la variación del ángulo de subducción no perturbe la dispersión de los eventos proyectados en profundidad.

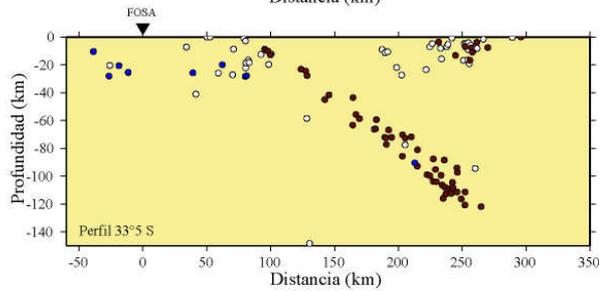
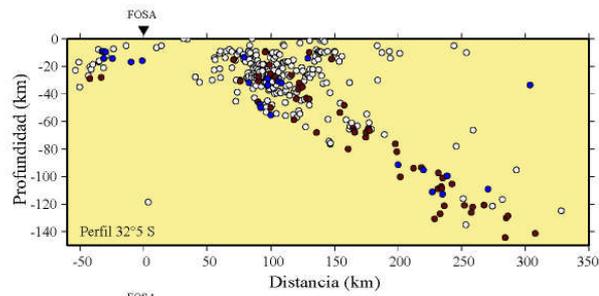
Los perfiles P1 y P2 (Figura 4.9), permiten observar una clara identificación de la zona de Wadati-Benioff hasta profundidades del orden de 150 [km], donde el contacto sismogénico interplaca parece más activo en los 32.5° S que al sur. De igual forma, el perfil P2 (33.5° S) muestra una menor dispersión de los eventos sísmicos.

---

<sup>8</sup> Nuevamente, dentro de los errores hipocentrales aceptados para dichos eventos, pues esta actividad sísmica ocurrió fuera del área de cobertura de las estaciones submarina.



**P1: 32.5° S**



**P2: 33.5° S**

Figura. 4.9: **Distribución de los eventos en profundidad**

Distribución epicentral y de eventos sísmicos relocados con HYPOINVERSE usando el modelo de velocidad de onda P 1-D mínimo. Se observa a los epicentros rodeando el flanco este de la cuenca de Valparaíso y como se agrupan sobre el sistema de fractura al oeste de la fosa en torno a 32.7° S. Distribución de los eventos en profundidad, a lo largo de perfiles perpendiculares a la fosa, centrados en 32.5° y 33.5° S, con anchos de  $\pm 0.5^\circ$ . Los círculos blancos corresponden a los eventos que no satisfacen los criterios de robustez mencionados en el inciso 4.2. Los círculos azules corresponden a aquellos eventos que fueron registrados por ambas redes -terrestre y submarina- y los círculos café corresponden a aquellos sismos registrados solamente por la red terrestre conjunta (Tomada de Contreras et al., 2003)

Consistentes con observaciones descritas en párrafos anteriores, la sismicidad presente al este de la cuenca de Valparaíso y al noroeste del monte O'Higgins, tiene profundidades someras menores que 30 [km]. Su distribución epicentral indica una disminución de la actividad sísmica entre la fosa y aproximadamente 50 [km] de ella hacia el Este, abarcando la zona central de la cuenca de Valparaíso.

## Capítulo 5

# Hidratos de gas en el margen continental de Chile

### 5.1 Introducción

El descubrimiento del "Hielo Inflamable" o "Hidratos de Gas", una forma sólida de los gases semejantes al hielo y que aparece en la mayoría de fondos oceánicos del mundo, ha suscitado interés en la comunidad científica, en los organismos estatales dedicados a la investigación de recursos naturales y en empresas de exploración de hidrocarburos.

Este interés es provocado, en un parte, por las primeras evaluaciones científicas que estiman que el volumen de gas contenido en los reservorios de hidratos puede exceder en gran medida el de las reservas mundiales de gas conocidas actualmente. Por otra, la comunidad científica sospecha que repentinas y masivas fusiones de este gas helado, gatilladas por deslizamientos submarinos, terremotos, etc., podrían iniciar la emisión de grandes volúmenes de metano a la atmósfera, acelerando el efecto invernadero y el calentamiento global de la Tierra (Kvenvolden, 1993).

La información sobre la presencia de hidratos a escala global está lejos de ser completa y, por lo tanto, estimaciones de la cantidad de metano contenida en hidratos es altamente variable. Se considera, sin embargo, que una estimación razonable para la cantidad de gas almacenado en los hidratos de metano está en el rango de  $10^{15}$ - $10^{16}$  [m<sup>3</sup>]. Esta cantidad representa aproximadamente el doble de la cantidad de carbono almacenado en todos los otros depósitos conocidos de combustibles fósiles. Los hidratos de gas podrían entonces constituir la reserva de combustible fósil más grande de la Tierra y una importantísima fuente de energía, aún cuando un pequeño porcentaje de ellos pueda ser recuperado.

Estudios muestran que a nivel mundial habría el doble de hidrocarburo en forma de hidrato que en todos los otros depósitos de gas, petróleo y carbón, recuperable y no recuperable (Kvenvolden, 1993).

En condiciones de presión y temperatura estándar, la descomposición de 1 [m<sup>3</sup>] de hidrato de metano produce 164 [m<sup>3</sup>] de metano gaseoso y 0.8 [m<sup>3</sup>] de agua (Sloan, 1990; Kvenvolden, 1988 y 1993).

A nivel mundial hay fundamentalmente dos ambientes donde se encuentran hidratos en grandes cantidades: (i) bajo la capa de suelo congelada permanente (*permafrost*) en el Ártico en condiciones de cierta presión (profundidades de algunos cientos de metros) y de temperatura relativamente bajas, y (ii) en sedimentos marinos de los márgenes continentales bajo condiciones de mayor presión y temperatura (Macleod, 1982; Kvenvolden y Barnard, 1983; Claypool y Kvenvolden, 1983; Miles, 1995; Suess et al., 1998; Verma et al., 2000). El margen Chileno no es la excepción, e hidratos de gas del segundo tipo (hidratos de gas submarinos) existen en diversos puntos del margen con profundidades de agua entre 1-4 [km] donde se dan las condiciones de presión y temperatura adecuadas para su existencia.

La presencia de los hidratos de gas ha sido inferida, principalmente, en base a perfiles de sísmica de reflexión, donde quedan evidenciados por el reflector BSR (*Bottom Simulating Reflector*) que marca la base de la zona de estabilidad para hidratos de gas. El BSR normalmente posee: una amplitud importante, polaridad inversa con respecto a la reflexión correspondiente al fondo oceánico, y se mantiene aproximadamente paralelo a la topografía marina, independiente de la geología del área. En recientes exploraciones sísmicas a bordo del R/V Sonne de Alemania<sup>9</sup> y el AGOR Vidal Gormáz de Chile<sup>10</sup>, se ha encontrado extensas áreas con BSR en el margen continental de Chile Central.

Entre otros, uno de los objetivos de esta tesis, se orienta a las implicancias medio ambientales derivadas de la ocurrencia de hidratos de gas en el margen continental. La

---

<sup>9</sup> Proyecto SPOC, Geomar, 2001.

<sup>10</sup> Proyecto Fondef DOO1104, sobre hidratos de gas, 2003.

actividad sísmica, asociada al proceso de colisión entre la placa oceánica y continental, tal y como se ha expuesto en el capítulo 3, tiende a organizarse en núcleos o *clusters* discretos, asociados a asperezas y/o barreras que conforman zonas de mayor acoplamiento en el plano de Wadatti-Benioff.

Esta concentración de la actividad sísmica en sectores aledaños a la ubicación de hidratos de metano en condiciones de inestabilidad gravitacional, podría desencadenar remociones en masa de proporciones suficientes para provocar la activación de un maremoto en las costas de Chile. En consecuencia, una buena localización epicentral de la actividad sísmica superficial y su correlación con la distribución espacial de los hidratos de metano, permitirá construir un mapa de peligro asociado a la actividad sísmica.

## **5.2 Aspectos Generales**

### **5.2.1 Hidratos de Metano**

Un hidrato de gas, también llamado “clatrato de gas”<sup>11</sup>, se compone de moléculas de agua y gas, donde las moléculas de gas (compuesto de inclusión) están atrapadas físicamente, sin contacto químico directo, dentro un entramado cristalino rígido de cajas o celdas formadas por las moléculas de agua (Kvenvolden et. al, 1993; Ecker C., 2001; Sloan, 2004).

Generalmente todos los gases (exceptuando hidrógeno, helio y neón) forman hidratos; sin embargo, en la naturaleza, los más abundantes y conocidos son los hidratos de metano. Las moléculas de gas ocupan las cavidades del entramado y cuando un número mínimo de cavidades son ocupadas, la estructura cristalina se vuelve estable. Aparecen entonces los hidratos de gas en forma de un sólido, con grandes semejanzas a hielo común.

---

<sup>11</sup> Gas Clathrate

Cuatro serían las condiciones requeridas para formar hidratos (Sloan, 2004): (1) Bajas temperaturas (comúnmente menos que 300 [°K]), (2) alta presión (superior a 38 bares), (3) presencia de gas con moléculas no polarizadas de tamaño menor que 0.9 [nm], tal como metano, y (4) agua.

El tipo de clatrato formado de agua y gas es función del tamaño<sup>12</sup> de la molécula de gas incluida en el entramado. Tres tipo de estructuras han sido identificadas: estructura I (s-I), estructura II (s-II) y estructura H (s-H) (Sloan, 2004) (ver Figura 5.2).

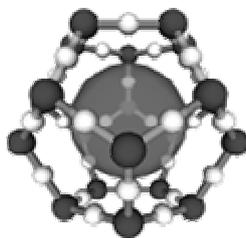


Figura 5.1: **Estructura del hidrato**

Hidrato de cavidad 5<sup>12</sup> donde se observa la molécula de carbono-hidrógeno (al centro) atrapada en el entramado de hielo sin contacto químico directo. El tipo de clatrato formado de agua y gas, depende del tamaño de la molécula de gas incluida en el entramado de moléculas de agua. A partir de esto, se ha identificado tres tipo de estructuras de clatratos: S-I, S-II y S-H (Fuente: USGS).

El bloque constructivo básico de las tres estructuras<sup>13</sup> es la cavidad 5<sup>12</sup>, denominada así por estar formada de 12 caras o polígonos pentagonales (ver figuras 5.1 y 5.2). Diferentes combinaciones de estos bloques forman las tres estructuras conocidas de los hidratos de gas. Cuando las cavidades se han completado con la molécula de gas, cada uno de los tres tipos de estructuras de cristal tienen aproximadamente la misma composición: 82,61% de agua y 17,39% de gas para la estructura s-I, 82,35% de agua y 17,64% de gas para estructuras s-II y s-H.

---

<sup>12</sup> Diámetro de van der Waals

<sup>13</sup> sI, sII y sH

Esta concentración de inclusión en hidrocarburo es remarcadamente alta respecto de otros compuestos de agua sólida o líquidos, y la proximidad entre las moléculas de inclusión en cavidades vecinas provee la densidad de un gas comprimido (Sloan, 2004).

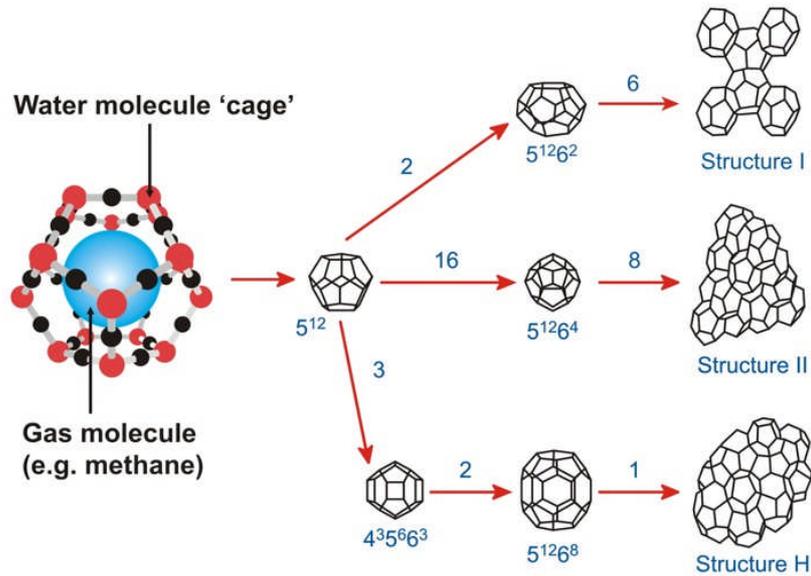


Figura 5.2: Estructuras S I, SII y SH

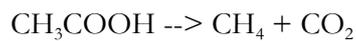
Las tres estructuras comunes de hidrato de gas y sus correspondientes cavidades. El bloque constructivo común para las tres estructuras es la cavidad  $5^{12}$  formada de doce caras pentagonales. Diferentes combinaciones de estos bloques dan forma a las tres estructuras presentadas (Figura modificada de Sloan, 2004).

Kvenvolden et al., (1988 y 1993) y Sloan (1990), plantean que de un  $1 \text{ [m}^3\text{]}$  de hidrato de metano completamente saturado, usando apropiados factores de expansión del hidrato, se puede obtener  $164 \text{ [m}^3\text{]}$  de gas y  $0,8 \text{ [m}^3\text{]}$  de agua.

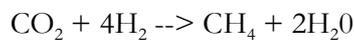
## 5.2.2 Formación y estabilidad de los hidratos de gas.

El metano del subsuelo marino, dentro de los sedimentos de los márgenes continentales, es producido primariamente por procesos microbianos y termogénicos. El gas de origen bacteriano formado durante la etapa de diagénesis de la materia orgánica, puede volverse parte de un hidrato de gas en los sedimentos de la plataforma continental. En el proceso microbiano, los deshechos orgánicos de los sedimentos que se depositan en el margen generan metano mediante una compleja secuencia que involucra acción bacteriana en ambientes anóxicos (metanogénesis). Esta descomposición tiene lugar ya sea por fermentación de ácido acético (acetato) o por reducción de dióxido de carbono:

- i) Fermentación de ácido acético



- ii) Reducción de dióxido de carbono



En el proceso termogénico de generación de metano, tiene lugar la descomposición térmica ("*cracking*") de materiales derivados orgánicamente para formar hidrocarburos (incluyendo metano). Esto ocurre generalmente a considerable profundidad (más de 2 [km]) en cuencas sedimentarias donde las temperaturas exceden los 100°C. El metano termogénico puede producirse también a partir de degradación de petróleo, a profundidades aún mayores, y a partir de la maduración del carbón. Gas termogénico que filtra a la superficie desde acumulaciones de gas en profundidad, pueden formar un hidrato de gas en el mismo sedimento de la plataforma continental.

La ocurrencia de hidratos de gas en los sedimentos de los fondos marinos está controlada por la temperatura, presión, composición de la mezcla de metano y de otros gases, y la impureza iónica de los contenidos en los espacios porales de las rocas sedimentarias del

fondo marino . El metano generado por degradación biológica de la materia orgánica y/o por generación térmica, que es posteriormente transportado como gas disuelto en el agua del espacio poral de los sedimentos o como flujo de gas libre y de difusión molecular, asciende de los estratos generadores hasta alcanzar las condiciones favorables de presión y temperatura (zona de estabilidad de los hidratos), en un ambiente anóxico saturado de gases de metano y otros gases, iniciándose la formación de hidratos de gas en los espacios de poros y fracturas de los reservorios, en presencia de moléculas de agua (Kvenvolden y Barnard, 1983; Claypool y Kvenvolden, 1983; Miles, 1995; Verma et al., 2000).

Sin embargo, los hidratos de gas submarinos no forman una masa homogénea de hidrato puro, sino que se alojan en la porosidad de las unidades sedimentarias del fondo marino. El espesor de los sedimentos submarinos que potencialmente pueden contener hidratos, está controlado por condiciones de presión y temperatura, las que fundamentalmente dependen de la profundidad del mar y el gradiente geotérmico dentro de los sedimentos. Estas condiciones para la estabilidad de los hidratos, limitan la presencia u ocurrencia de los hidratos de metano a dos regiones bien definidas: polar y oceánicas. En regiones polares, las estructuras de hidratos están normalmente asociadas con *permafrost*, tanto en sedimentos continentales *onshore* y sedimentos de las plataformas continentales *offshore*. En regiones oceánicas profundas, los hidratos se encuentran fuera de los márgenes continentales en los sedimentos de taludes y elevaciones donde agua fría del fondo marino esta presente (Hyndman et al., 1992).

El diagrama de fase de la Figura 5.3, muestra el límite entre gas metano libre e hidrato de metano para el sistema agua-metano, y da una estimación razonable de las condiciones de presión-temperatura bajo las cuales los hidratos de gas natural, compuestos mayoritariamente de metano, son estables en los márgenes continentales.

La intersección del perfil de gradiente hidrotérmico con la curva de límite de fase del hidrato de gas, corresponde a la mínima profundidad de agua bajo la cual los hidratos de gas son estables. Esta mínima profundidad de agua será menor si el agua es más fría, y mayor si el agua es más templada. En forma aproximada, esta profundidad mínima es de unos 300 [m] en el Ártico, y de 600 [m] en regiones subtropicales.

En sedimentos profundos la temperatura normalmente se incrementa con la profundidad y, eventualmente, alcanza un punto en el cual el hidrato es inestable, a pesar del continuo incremento de la presión con la profundidad. Por lo tanto, dentro de los sedimentos, existe una zona en la cual el hidrato de gas es potencialmente estable, comúnmente desde el fondo marino hasta varios cientos de metros por debajo de éste. Esto define entonces una zona de estabilidad dentro de la cual existe saturación de gas (metano), lo que da lugar a la formación de hidrato de gas.

En las regiones del Ártico, las zonas de *permafrost* constituyen un buen sello para formar trampas acumuladoras de gas. De esta forma, el gas que ascienden lentamente desde capas profundas de la columna de rocas sedimentarias, principalmente metano y otros hidrocarburos livianos, se acumula bajo la zona de *permafrost*. Debido a las bajas temperaturas cercanas a la superficie, comienza la formación de los cristales de hidratos en los espacios porales. El espesor de las zonas de hidratos va a depender de las gradientes geotérmicas y de la existencia y espesor de reservorios acumuladores adecuados (Kvenvolden, 1993).

Los hidratos de gas no solamente existen en las condiciones de aguas frías y profundas de los fondos marinos. En el golfo de México se ha observado la presencia de hidratos desde aguas poco profundas, con temperaturas de hasta 20° C, hasta más de 2000 [m] de profundidad. En ello, la composición química de los gases de los hidratos juega un papel importante en la estabilidad de éstos. Por ejemplo, un porcentaje de etano permite la existencia de hidratos a más baja presión y mayor temperatura que los hidratos que contienen solamente metano. Con 10% de etano en la mezcla de gas, los hidratos son estables a 6 [atm] de presión (aproximadamente 60 [m] de columna de agua) y 6 °C de temperatura, mientras que los hidratos de metano puro son estables solamente a presiones sobre 40 [atm] (aproximadamente 400 [m] de columna de agua). La profundidad a la cual se encuentra la base de los hidratos de gas aumenta al incrementarse la profundidad del agua. Para estimar la profundidad de la base de los hidratos de gas, debe conocerse el régimen de estos hidratos para la formación de ellos en función de la presión y temperatura. De esta manera, estimando la presión en un área

determinada y la gradiente de temperatura, es posible estudiar el régimen de estabilidad de los hidratos de gas en función de la profundidad, tal como se indica en la figura 5.3.

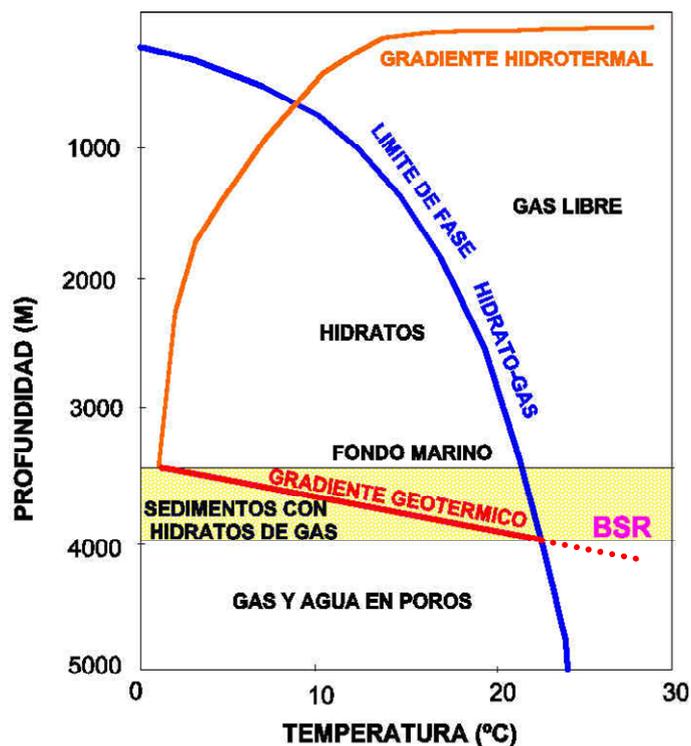


Figura 5.3: **Diagrama de fase de la estabilidad del hidrato de metano**

Diagrama de fase que muestra la frontera entre el gas metano libre y el hidrato de metano para un sistema constituido por agua pura y metano puro. La figura supone que la presión es simplemente una función de la profundidad total, desde la superficie del mar hasta cierta profundidad en los sedimentos, y que tanto la química del agua de poros como el gradiente térmico son uniformes. La presencia minoritaria de otros gases (etano, propano) y la consideración de la salinidad del agua de mar, producen solo variaciones menores a este diagrama. La zona en la cual hidratos de gas son potencialmente estables dentro de los sedimentos, se encuentra entre el fondo marino y un punto más profundo donde el gradiente geotérmico cruza la curva de fase de los hidratos de gas. Por debajo de este punto la existencia de hidratos no es posible y la porosidad de los sedimentos puede contener solo gas y agua. Este contraste representa un fuerte reflector para ondas sísmicas que en perfiles de reflexión da origen al BSR (*Bottom Simulating Reflector*). (Resultado obtenido por el equipo de interpretación sísmica del proyecto Fondef DOOI-1104).

### 5.2.3 Reflector simulador del fondo (BSR)

La temperatura, presión, salinidad del fluido de poros y concentración de metano, son factores importantes que afectan la formación y disociación del metano. Los hidratos de gas están caracterizados por propiedades ciertamente distinguibles. Tales propiedades han sido descritas por diferentes autores como sigue (Dillon et al., 1994; Andreassen et al., 1997; Sloan, 1998; Chand and Minshull, 2003):

- i. La base de los hidratos de gas<sup>14</sup> está generalmente marcada por un fuerte reflector llamado BSR<sup>15</sup>. Tal BSR se caracteriza por una gran amplitud de reflexión, por tener polaridad negativa y por seguir la forma del fondo marino, aumentando en profundidad a medida que aumenta la columna de agua sobre el fondo (característica que es gobernada por el diagrama de fase de estabilidad del hidrato). Por lo tanto, el BSR es un reflector no estructural que ocurre en la transición de fases entre el hidrato de gas congelado a gas o agua. Las figuras 5.4 y 5.5, muestran perfiles sísmicos de reflexión adquiridos en el margen chileno con claros ejemplos de BSR, indicando la presencia de hidratos dentro de los sedimentos del fondo marino.
- ii. Ausencia de cambios marcados en la impedancia acústica en las capas de hidrato, dan ausencia de efectos o presencia del BSR.
- iii. Los hidratos puros poseen una alta velocidad de propagación de ondas sísmicas, aproximadamente 3.3 [km/s], alrededor del doble de la velocidad de los hidratos contenidos en los espacios de poros de sedimentos del fondo marino. De esta forma, la capa de sedimentos con hidratos tiene una velocidad significativamente mayor que el estrato subyacente, normalmente saturado de gas libre.

---

<sup>14</sup> BHSZ: Bottom of hydrates stability zone

<sup>15</sup> BSR: Bottom simulating reflector

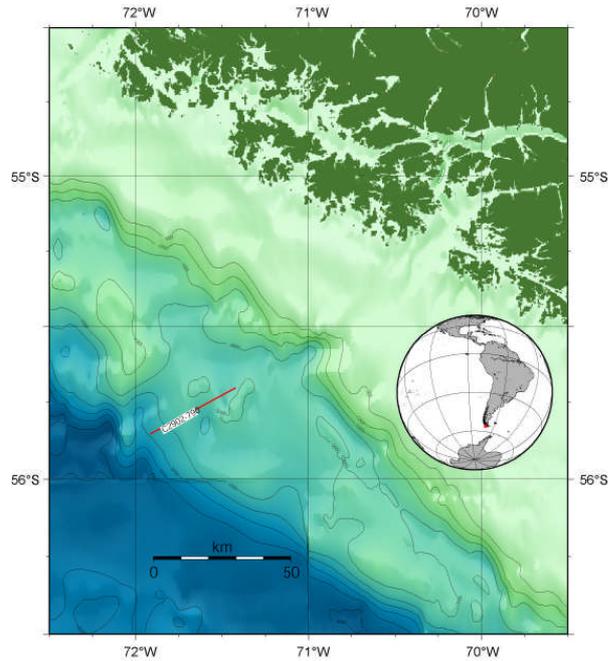


Figura 5.4a: **Mapa de ubicación Línea Sísmica 790**

En la figura se observa el segmento donde se ha identificado la presencia del BSR (*Bottom Simulating Reflector*). Este perfil fue adquirido en 1988 durante el crucero RC2902 del buque oceanográfico R/V Robert D. Conrad de Lamont-Doherty Geological Observatory, Universidad de Columbia, USA, dentro de un proyecto destinado a estudiar el margen y los Andes de Chile Austral (Gentileza de Emilio Vera, Dpto. de Geofísica, Universidad de Chile).

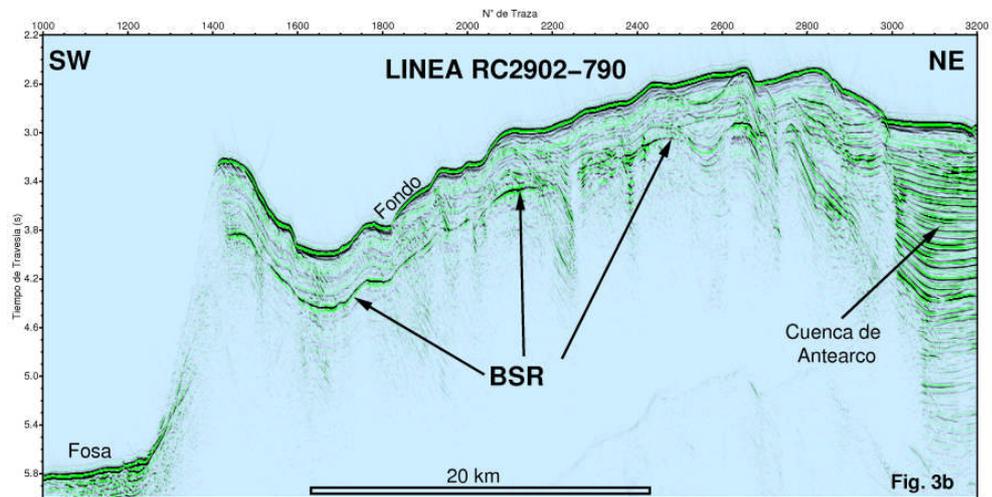


Figura 5.4b: **Segmento de línea sísmica RC2902-790**

Se observa continuamente el BSR por cerca de 40 [km] a lo largo de la línea. El BSR presenta poca variación a lo largo del perfil y se encuentra a 500 [m] por debajo del fondo. Se ubica en un segmento que coincide con el prisma de acreción con profundidades de agua superiores a 2000 [m], entre la fosa hacia el oeste y una prominente cuenca de antearco hacia el este.

Este contraste de velocidad de propagación produce una reflexión muy fuerte de la energía sísmica incidente, que da origen al así llamado BSR, el que marca el límite inferior de la zona de estabilidad para hidratos de gas submarinos (ver Figura 5.3)

- iv. Discordancia entre reflexiones sísmicas asociadas a estratificación geológica y el BSR.

Las técnicas sísmicas convencionales usan una onda compresiva, la cual es adecuada para resolver la estructura dentro de una columna sedimentaria normal. La presencia de hidratos y gases asociados, altera las propiedades elásticas de los sedimentos marinos en los que ocurren. El análisis de los datos sísmicos permite la estimación de estos parámetros, los que a su vez hacen posible la estimación de la concentración de hidratos y gas dentro de los sedimentos.

Dos modelos han sido propuestos para explicar la formación de los hidratos de metano y el desarrollo del BSR:

- ***BSR causado por hidratos ubicados sobre sedimentos saturados de gas.*** Este modelo asume la generación de metano a partir de material orgánico en la profundidad del hidrato. Gradual engrosamiento y aumento de la profundidad de la zona hidratada causa la eventual subsidencia en una región de temperatura donde el hidrato es inestable. Consecuentemente, gas libre puede estar presente en esta región (Kvenvolden and Barnard, 1983). El BSR es causado entonces por el contraste de impedancia en la base de la zona hidratada y la capa superior del gas.
- ***BSR causado por hidratos ubicados sobre sedimentos saturados de agua salada.*** Este modelo en contraste al modelo anterior, soporta la formación de hidrato de metano a través de la eliminación de metano mediante fluidos de poros que emergen expulsados desde la profundidad mayor de la sección de sedimentos (Hyndman and Davis, 1992). La mayor parte del metano es generado macrobióticamente a una profundidad bajo la zona de estabilidad del hidrato, pero no a una profundidad suficiente para la formación de

metano termogénico. Por lo tanto, no hay presencia de gas libre bajo el BSR. En este caso, el BSR puede ser consecuencia del contraste de impedancia entre sedimentos que contienen substanciales cantidades de hidrato, sobre sedimentos saturados de agua salobre ubicados inmediatamente abajo.

Si bien el BSR es un rasgo sísmico típico asociado a la presencia de hidratos, hay evidencias que indican que es posible determinar la existencia de hidratos de gas sin la característica distintiva del BSR; en tal circunstancia, análisis mediante AVO<sup>16</sup> ha sido utilizado para detectar la presencia de hidratos de gas (Dasgupta et al., 2006).

## 5.2.4 Hidratos de gas y estabilidad del fondo marino

La relación causa efecto entre los grandes deslizamientos submarinos a nivel mundial y los gases hidratados, es otro de los retos científicos abiertos con el descubrimiento de los gases hidratados. Se ha comprobado que las zonas de inicio de la mayoría de los grandes deslizamientos submarinos coincide con el lugar donde la zona de estabilidad de los hidratos (ZEH) intersecta el fondo marino. Estos provocan deslizamientos de dimensiones mayores que los generados en tierra, como ejemplo el deslizamiento de Cabo Fear con un escarpe de 50 [km] de anchura, el deslizamiento de Storegga, en el Atlántico Norte, con un escarpe de 250 [km], el que recorre 800 [km] afectando un espesor de 450 [m], y en el Golfo de Cadiz, donde se han descrito deslizamientos de 200-300 [km].

Una parte significativa de los problemas de georriesgo de los hidratos de gas, está relacionada a como ellos alteran las propiedades físicas de los sedimentos. Sin la presencia de hidratos, fluidos y gas son libres de emigrar dentro del espacio de poros de los sedimentos. Sin embargo, el desarrollo de los hidratos reduce la permeabilidad y restringe el normal proceso de

---

<sup>16</sup> AVO: amplitud versus offset

consolidación de los sedimentos, expulsión de fluidos y cementación. Aceptando que las pendientes de la mayoría de los taludes submarinos por debajo de 5° son estables en condiciones normales, la presencia de hidratos de gas puede provocar una alteración en las condiciones geotécnicas del talud. La Zona de Estabilidad de Hidratos (ZEH) puede actuar como zona de "patinaje" entre los sedimentos superiores "helados" y los inferiores con sedimentos blandos y con gas en estado libre. Este mecanismo provoca que grandes masas de sedimentos se desplacen bruscamente hacia el fondo oceánico, generando importantes ondas oceánicas conocidas como *Tsunamis*.

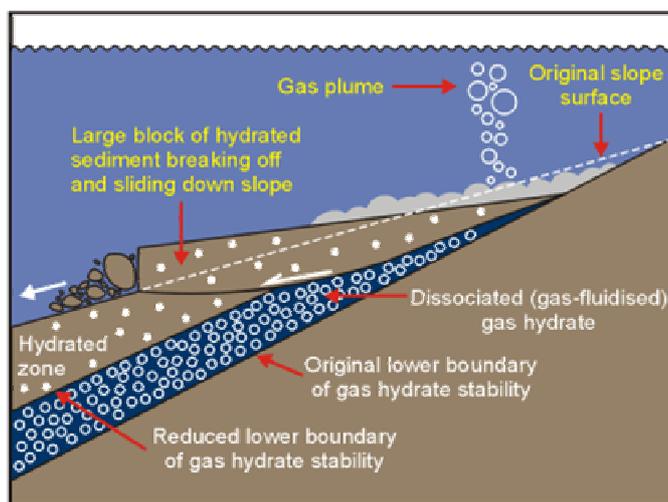


Figura 5.5: **Potencial escenario de disociación de los hidratos de gas**

La presencia de hidratos alterado las características geotécnicas podría cambiar las condiciones de estabilidad de taludes submarinos. En tales circunstancias, la ZEH podría actuar como una superficie de deslizamiento para grandes bloques de sedimentos hidratados, generando ondas oceánicas o *Tsunamis* y liberando el gas que se encuentra bajo la ZEH.

Tomada y modificada de [http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/hydrates\\_why.htm](http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/hydrates_why.htm).

La disociación de hidratos en el BHSZ<sup>17</sup>, puede tener origen en el incremento de la temperatura debido al aumento en la profundidad del hidrato (sedimentación continuada), un aumento en temperaturas del fondo del agua de mar y/o una disminución de la presión (e.g.,

disminución del nivel del mar). Esto podría conducir a un estado de presiones crecientes en el fluido de poros en sedimentos pobremente consolidados, con una fuerza cohesiva reducida comparada a los sedimentos sobrepuestos de la capa de hidrato, dando lugar así a una zona de debilidad. En esta zona, la debilidad puede actuar como un punto de falla si ocurriera un aumento creciente en la carga gravitacional o ante la presencia de actividad sísmica (Figura 5.5).

Por otro lado, un terremoto de fuerte magnitud,  $M_L > 7$ , puede ser el mecanismo desencadenante para que grandes movimientos en masa se desplacen hacia zonas profundas, cambiando las condiciones de estabilidad de los hidratos y gatillando un ambiente de disociación para estos. Jhonson et al., (2001), postula que deslizamientos submarinos originados por grandes terremotos podrían tener un efecto de corto plazo, en relación al tiempo de formación de los hidratos, en la desestabilización del hidrato de gas en una configuración de margen activo.

### **5.3 Presencia de hidratos de gas en el margen convergente de Chile**

El primer crucero de investigación a bordo del buque AGOR 60 Vidal Gormáz de la Armada de Chile, se realizó entre el 25 de septiembre y el 13 de octubre del año 2002. El área cubierta por este crucero estuvo comprendida entre Valparaíso por el norte y el canal de Chacao por el sur, y desde la costa hasta unos 100 [km] mar adentro. Para la prospección de los hidratos de gas en este crucero, se utilizó un ecosonda multihaz para mapear el fondo marino; un equipo de reflexión sísmica multicanal, que permitió tener cortes verticales de las estructuras geológicas ubicadas bajo el fondo marino; un gravímetro, que entregó información de las variaciones de densidad de las rocas y sedimentos y un magnetómetro, que entregó información de la magnetización de las rocas y sedimentos.

---

<sup>17</sup> Bottom of hydrates stability zone

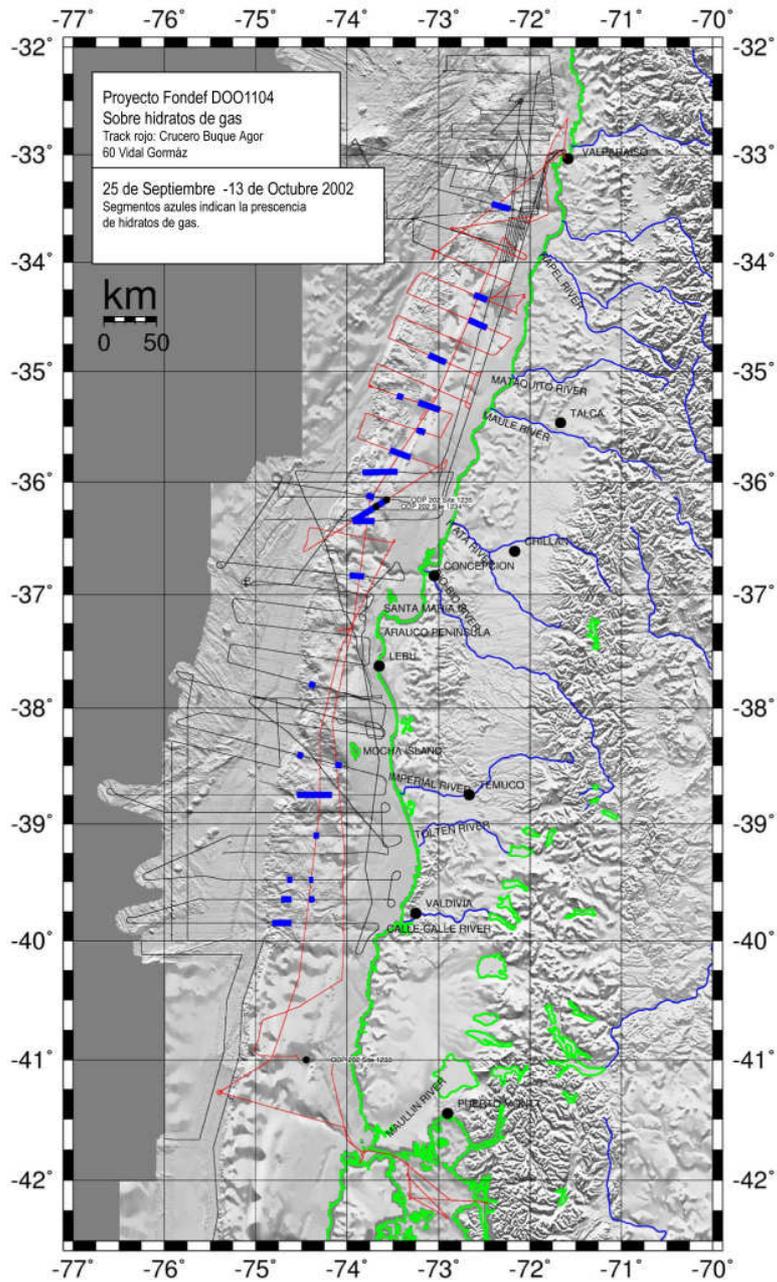


Figura 5.6 **Mapa con las secciones sísmicas realizadas en el margen Chileno**

Los tramos sobre las líneas sísmicas donde se ha detectado la presencia de BSR se representan por segmentos azules gruesos. Corresponden a las líneas adquiridas por el buque Vidal Gormaz de la Armada de Chile en Septiembre de 2002 (líneas delgadas rojas). Las líneas en negro corresponden a otros estudios realizados por el buque científico Alemán Sonne a fines de 2001 (Flueh et al., 2002) y por el buque R. Conrad de la U. de Columbia, USA en 1988 (Díaz, 1999), (Tomada y modificada de Vera et al., 2003).

Los mayores logros de este crucero, como resultados de la adquisición de datos, corresponden al mapeo del fondo marino de la mayor parte del área de estudio, y la obtención de casi dos mil kilómetros de secciones sísmicas, que sirvieron para delimitar las zonas con presencia de hidratos de gas.

Los resultados obtenidos dentro del proyecto Fondef DOOI-1104, muestran que los hidratos de metano se encontraron en regiones donde el fondo marino tiene una profundidad entre los 700 [m] y hasta los 3000 [m] de profundidad. Entre los 33 y 40° S, el margen chileno posee abundantes zonas con hidratos de gas submarinos, evidenciados en perfiles de reflexión sísmica por la presencia del reflector BSR. De la figura 5.6 se observa que la presencia de hidratos de gas se concentra mayormente entre los 33 y 37° S, zona que previamente no había sido mapeada en otras campañas. También se puede observar en la figura 5.6, que la distribución de hidratos en el margen muestra una relativa escasez entre los 37 y 38.5° S. La mayor ocurrencia de hidratos se observa entre la proyección al norte de la zona de fractura de Mocha (1Ma) y la ubicación actual de la zona de fractura del Challenger (~ 37°S), y la cadena submarina de Juan Fernández (~ 33°S). Esto último, probablemente debido a que este segmento no presenta colisiones mayores que puedan afectar la estabilidad en las escalas de tiempo apropiadas para la formación de hidratos (Vera et al., 2003).

Otra zona de estabilidad se aprecia entre la proyección al norte de la zona de fractura de Chiloé (1Ma) (~ 40°S) y la ubicación actual de la zona de fractura de Mocha (~37°S). La consistencia de esta observación, será tomada en cuenta al momento de evaluar la potencial ocurrencia de hidratos en la totalidad del margen Chileno.

Aparentemente, los hidratos en el margen continental de Chile, en la zona estudiada en el proyecto Fondef DOOI-1104, ocurren a profundidades de agua de ~0,7 - 3 [km], que es aproximadamente 1 [km] menor que zonas de hidrato previamente encontradas al sur de 37°S (Vera et al., 2003). El espesor promedio observado entre el fondo marino y el BSR variaría entre 0,3 y 0,5 [s] TWT. Si consideramos que la velocidad efectiva de onda P en los hidratos

contenidos en la porosidad de los sedimentos es aproximadamente entre 2.0 y 2.5 [km/s]<sup>18</sup>, la distancia promedio entre el fondo marino y el BSR en el margen continental de Chile es aproximadamente de 450 a 800 [m].

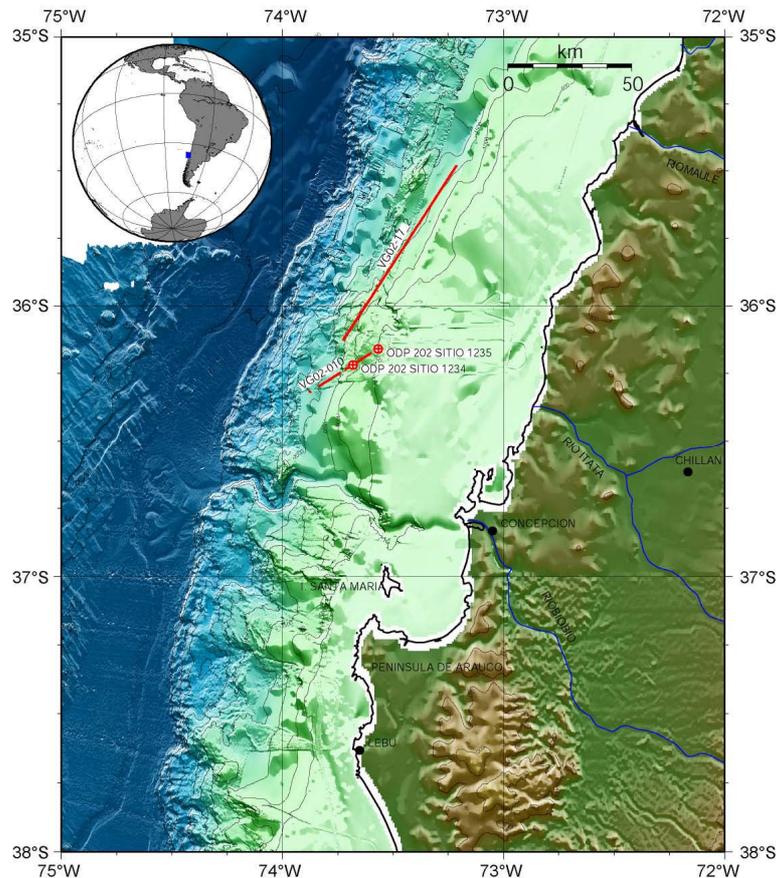


Figura 5.7: **Mapa de ubicación de líneas sísmicas de reflexión VG02-010 y VG02-17\_2**

Se observa los segmentos de éstas líneas donde se ha identificado la presencia del BSR (*Bottom Simulating Reflector*). Estos perfiles fueron adquiridos en Septiembre de 2002 a bordo del buque oceanográfico Vidal Gormaz de la Armada de Chile, dentro del proyecto Fondef DOOI-1104, “Hidratos de gas submarinos, una nueva fuente de energía para el siglo 21”, liderado por la Escuela de Ciencias del Mar de la Universidad Católica de Valparaíso, el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. La línea VG02-010 pasa aproximadamente a través de 2 pozos perforados por el Ocean Drilling Program (ODP 202, sitios 1234 y 1235).

<sup>18</sup> En hidratos puros la velocidad de onda P alcanza los 3.3 [km/s]

El resultado de los estudios sísmicos marinos en el margen Chileno, como parte de los objetivos del proyecto Fondef DOOI-1104, ha permitido la localización de hidratos de gas mediante la identificación del BSR. Ejemplos significativos de este hecho se muestran en Figuras 5.7, 5.8 y 5.9.

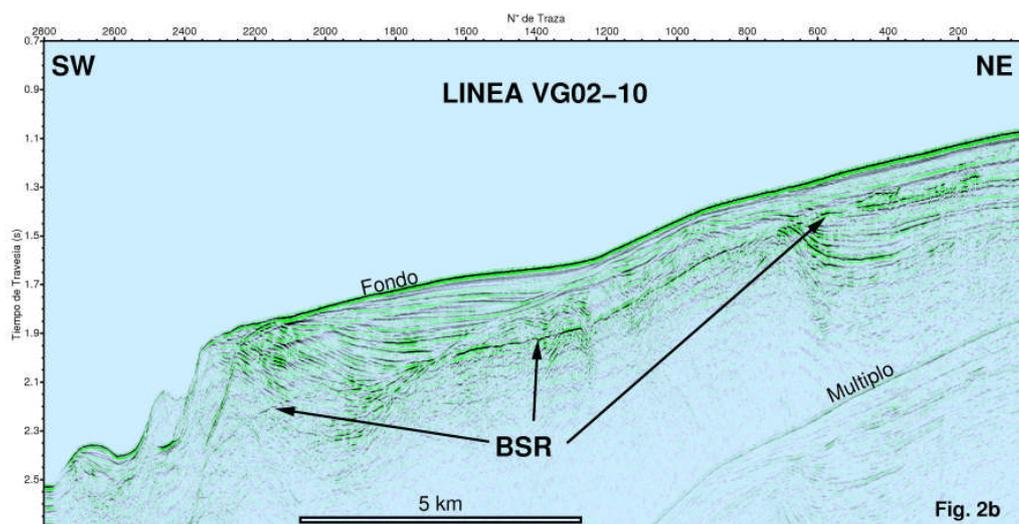


Figura 5.8: **Segmento de línea sísmica VG02-010**

Se observa continuamente el BSR por cerca de 15 [km] a lo largo de la línea. La escala vertical es el tiempo de travesía de la onda sísmica (sonido) en ir y volver a la superficie del mar después de reflejarse en profundidad y representa, salvo un factor de escala que depende de la velocidad de propagación de la onda, una medida de profundidad desde el nivel del mar. En el agua por encima del fondo oceánico, 0.1 s de tiempo de travesía corresponden a 75 [m], y en los sedimentos por debajo del fondo a aproximadamente 100 [m]. La profundidad del BSR presenta una notable variación a lo largo del perfil. Mientras alrededor de la traza 2700 se encuentra a ~400 [m] por debajo del fondo, a unos 15 [km] hacia el noreste alrededor de la traza 250, el BSR prácticamente aflora al fondo oceánico. Esta es una clara señal que indica un cambio en las condiciones de estabilidad para los hidratos de gas (Figura 5.3). El acercamiento entre el BSR y el fondo hacia el noreste de la línea, responde principalmente a una disminución de la presión en los sedimentos, directamente relacionada con la disminución de la profundidad de agua en esa misma dirección.

Si bien relevantes, estos estudios no permiten una estimación precisa del recurso disponible. Sin embargo, inferencias basadas en criterios razonables e independientes, permiten una estimación en el rango de  $10^{13}$ - $10^{14}$  [m<sup>3</sup>]. Por una parte, esta estimación es

aproximadamente el 3% del total mundial, correspondiendo a la proporción chilena del margen continental mundial. En forma independiente, esta cantidad también resulta de las siguientes consideraciones derivadas de la caracterización sísmica del BSR en el margen chileno. Haciendo un análisis conservador, se pueden asumir los siguientes parámetros para la capa de hidrato: Espesor = 100 [m], Longitud E-W = 20 [km], Longitud N-S = 1000 [km] (se considera que solo un ~20% del margen contiene hidratos), concentración de hidratos en los sedimentos = 10%, y 160 [m<sup>3</sup>] de gas por [m<sup>3</sup>] de hidrato. Con estas cifras, el volumen de gas estimado es de  $3.2 \times 10^{13}$  [m<sup>3</sup>].

Cabe precisar que esta cantidad de gas,  $10^{13}$ - $10^{14}$  [m<sup>3</sup>], es aproximadamente superior en 3 órdenes de magnitud al consumo anual de gas en Chile. En consecuencia, aún cuando una pequeña fracción del recurso pudiera efectivamente ser explotada, su impacto económico sería considerable.

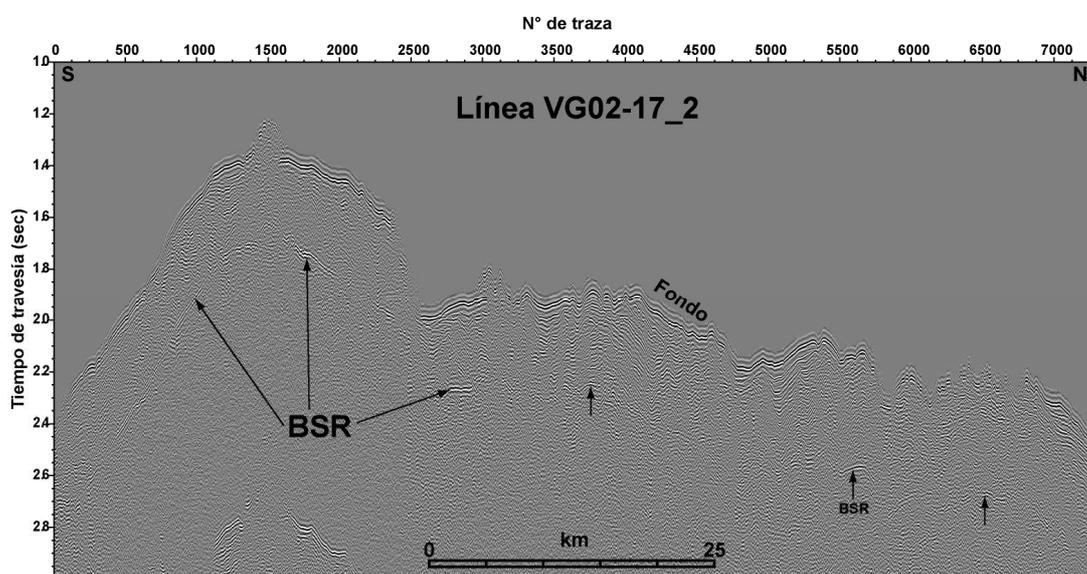


Figura 5.9: **Segmento de línea sísmica VG02-17\_2**

Se observa el BSR por cerca de 70 [km] a lo largo de la línea. La escala vertical de tiempo de travesía tiene la misma interpretación dada para la Figura 5.8.

## Capítulo 6

### Conclusiones

Dentro del marco del proyecto científico multidisciplinario *Subduction Process Off Chile* (SPOC) y el proyecto Fondef DOOI-1104 “Hidratos de gas submarino, una nueva fuente de energía para el siglo XXI”, realizados en estrecha cooperación entre Instituciones Alemanas y Chilenas, y a partir del análisis expuesto en capítulos anteriores, presentamos las principales conclusiones obtenidas en el desarrollo del presente trabajo de tesis:

- Los resultados indican una considerable actividad sísmica ubicada entre los 15 y 60 [km] de profundidad, con un máximo número de eventos ubicados en un rango de profundidad entre los 20 y 40 [km]. La distribución epicentral presenta tres áreas de mayor actividad: el primer grupo asociado a la sismicidad *outer rise* flanqueando el Monte O'Higgins sobre la placa oceánica, el resto de la actividad sísmica se ubica sobre la plataforma continental flanqueando por el este, de norte a sur, la cuenca de ante-arco de Valparaíso entre la fosa y la línea de costa con algunos eventos al interior. Esta actividad epicentral puede agruparse en una segunda porción al norte de la cuenca y un tercer grupo al sur de ella, en la vecindad del Cañón de San Antonio.
- Respecto de la sismicidad ubicada en la porción N-E de la cuenca estructural de Valparaíso, los eventos sísmicos se presentan muy bien distribuidos y claramente diferenciables entre el talud y línea de costa sobre la prolongación del *ridge* de Juan Fernández.

Sin embargo, aunque la parte norte de esta distribución está sobre la prolongación de la dorsal de Juan Fernández bajo la placa continental, no existe una alineación con ella. Pardo et al. (2002 y 2003), muestran que dicha alineación es evidente cuando se consideran períodos más largos de observación.

- La actividad sísmica entorno al Cañón de San Antonio, muestra una distribución de epicentros muy cercanos unos de otros y más próximos a la fosa respecto de la porción norte, coincidiendo con la curvatura hacia el oeste del margen continental bajo la presencia del monte submarino Topocalma Knoll. Es en ésta área y durante el tiempo que funcionó la red sismológica temporal, que en las primeras horas del 16 de Octubre se produjo una nucleación espacial de eventos, que incluyó 4 eventos de  $M_L = 4.7$  y un total de 11 eventos con magnitud  $M_L > 4.0$ .
- En relación a la profundidad de la actividad sísmica cuya distribución epicentral se ubica sobre la plataforma continental, y considerando que existe un cambio en la forma de subducción en los  $33^\circ$  S aproximadamente, a partir de dos perfiles normales a la fosa, ubicados en  $32.5^\circ$  S (P1) y  $33.5^\circ$  S (P2) con anchos de  $\pm 0.5^\circ$ , hemos podido observar una clara identificación de la zona de Wadati-Benioff hasta profundidades del orden de 150 [km], donde el contacto sismogénico interplaca parece más activo en los  $32.5^\circ$  S que al sur. De igual forma, el perfil P2 ( $33.5^\circ$  S) muestra una menor dispersión de los eventos sísmicos.
- La sismicidad observada al este de la cuenca de Valparaíso, y al noreste del monte O'Higgins tiene profundidades someras, menores que 20 [km]. Su distribución indica una disminución de la actividad sísmica entre la fosa y aproximadamente 50 [km] de ella, abarcando la zona central de la cuenca de Valparaíso.
- Al oeste de la fosa, sobre corteza oceánica y dentro del área de estudio, se observa una concentración de aproximadamente 30 eventos (entre los 15 [km] y 20 [km] de profundidad) que tienden a alinearse a lo largo del sistema de fracturas normales adyacente a la dorsal de Juan Fernández, ubicada al nor-este del monte O'Higgins. Considerando un

modelo de velocidad obtenido mediante sísmica de gran ángulo, se ha podido observar que la sismicidad natural *outer rise* frente a Chile Central, registrada en el período de estudio, se desarrolla predominantemente a una profundidad somera ( $h < 30$  [km]), en el manto superior, bajo la corteza oceánica. La sismicidad *outer rise* histórica frente a Valparaíso se ha desarrollado sobre este sistema de fallas normales que flanquean el JFR, a profundidades someras similares.

- En relación a la sismicidad *outer rise* observada en el período de estudio, y considerando la evidencia sísmica asociada al terremoto del mismo año, el 9 de Abril, la actividad sísmica bajo la corteza sugiere la existencia de un sistema de fallas normales de escala litosférica con manifestación en superficie, flanqueando el JFR, que se habrían activado con el evento del 9 de Abril de 2001. Este sistema de fallas podrían estar actuando como conductos naturales que hidratarían la placa litosférica oceánica que subduce.
- Considerando la conclusión anterior y el mecanismo foco asociado al terremoto del 9 de abril del 2001, tensional con rumbo casi paralelo al JFR y al sistema de fallas normales asociadas al monte O'Higgins, se puede inferir que las estructuras preexistentes relacionadas al *ridge* de JFR jugarían un rol predominante en la nucleación sísmica *outer rise* comparado con el doblamiento flexural de la litósfera oceánica debido a la subducción que se inicia en la fosa. Además, es posible que junto al margen de Chile Central la existencia del sistema de fallas asociado al JFR sea necesario para la generación de la sismicidad *outer rise* natural observada. Esto indicaría que el doblamiento flexural y los terremotos intraplacas que ocurren dentro de la zona de estudio, próximos a las fracturas preexistentes que flanquean el Monte O'Higgins, podrían afectar localmente la nucleación de eventos *outer rise* más que ser generadores de ellos.
- En relación a la presencia de hidratos de gas en el margen continental de Chile, la evidencia muestra que ellos ocurren a profundidades de agua de  $\sim 0,7 - 3$  [km]. El espesor promedio observado entre el fondo marino y el BSR variaría entre 0,3 y 0,5 [s] TWT. Si consideramos que la velocidad efectiva de onda P en los hidratos contenidos en la porosidad de los

sedimentos es aproximadamente entre 2.0 y 2.5 [km/s]<sup>19</sup>, la distancia promedio entre el fondo marino y el BSR en el margen continental de Chile es aproximadamente de 450 a 800 [m].

- Espacialmente, el margen chileno posee abundantes zonas con hidratos de gas submarinos, evidenciados por la presencia del reflector BSR en perfiles de reflexión sísmica a los 33 y 40° S. Se observa que la presencia de hidratos de gas se concentra mayormente entre 33 y 37° S, es decir, desde el cañón de San Antonio, al sur de la cuenca de Valparaíso, hasta el talud continental frente a Concepción. También se puede observar que la distribución de hidratos en el margen muestra una relativa escasez entre 37 y 38.5° S. La mayor ocurrencia de hidratos se observa entre la proyección al norte de la zona de fractura de Mocha (1Ma), la ubicación actual de la zona de fractura del Challenger y la cadena submarina de Juan Fernández.
- En consecuencia, el margen Chileno no es una excepción para la presencia de hidratos de gas existiendo zonas de estabilidad del hidrato en diversos puntos del talud de margen continental, principalmente en las unidades sedimentarias que forman el prisma de acreción. Si bien relevantes, estos estudios no permiten una estimación precisa del recurso disponible. Sin embargo, inferencias basadas en criterios razonables e independientes, permiten una estimación en el rango de  $10^{13}$ - $10^{14}$  [m<sup>3</sup>], estimación que es aproximadamente el 3% del total mundial, correspondiendo a la proporción chilena del margen continental mundial. Cabe precisar que esta cantidad de gas,  $10^{13}$ - $10^{14}$  [m<sup>3</sup>], es aproximadamente superior en 3 órdenes de magnitud al consumo anual de gas en Chile. En consecuencia, aún cuando una pequeña fracción del recurso pudiera efectivamente ser explotada, su impacto económico sería considerable, teniendo un enorme potencial como recurso energético.
- En relación a la sismicidad natural y las implicancias medio ambientales derivadas de la ocurrencia de hidratos de gas en el margen continental de Chile Central, se observa que

---

<sup>19</sup> En hidratos puros la velocidad de onda P alcanza los 3.3 [km/s].

existe un peligro sísmico, no cuantificado, debido a la concentración de la actividad sísmica en sectores aledaños a la ubicación de hidratos de metano. Sabemos que hidratos en condiciones de inestabilidad gravitacional potencialmente pueden desencadenar remociones en masa de proporciones que, en un caso extremo, podría dar lugar a la activación de un maremoto en las costas de Chile. Un escenario como el descrito más arriba puede haber sido la causa de un gigantesco deslizamiento submarino de un área de 91 [km] x 26 [km] que ocurrió en el margen continental frente a Iquique (Lee & Clark, 1992). Por otro lado, dada la evidencia sismológica de Chile Central con eventos de regular período de retorno y con magnitudes  $M_L > 7.0$ , estos podrían tener un efecto en la desestabilización del hidrato de gas presentes en el entorno de áreas de ruptura.

Lo expuesto en los párrafos anteriores permite recomendar la continuación de estudios y evaluaciones sobre hidratos de gas en el margen de Chile, mediante un enfoque multidisciplinario, que entre otros, considere los impactos ambientales de su posible explotación y el peligro sísmico inherente a una zona de alta actividad sísmica con las características propias de márgenes de placa convergentes.

## BIBLIOGRAFÍA

1. AKI, K. 1979. Characterization of barriers on an earthquakes fault, *Jour. Geophys Res.* 84, 6140-6148.
2. ANDREASSEN, K., HART, P.E., MACKAY, M. 1997, Amplitude versus offset modelling of the bottom simulating reflection associated with sub-marine gas hydrates, *Marine Geology*, 137, 25 – 40.
3. ARAUJO, M., SUÁREZ, G. 1994. Geometry and state of stress of the subducted Nazca Plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data. *Geophys. J. Int.*, 116, 283-303.
4. BANGS, N.L., AND CANDE, S.C. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin, *Tectonics*, 16, 489-503.
5. BARAZANGI, M., AND ISACKS, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath south america, *Geology*, 4, 686-692.
6. BARRIENTOS S., KAUSEL E. 1993. Principales Características Sísmicas del terremoto de Marzo de 1985. *Tomado de INGENIERIA SÍSMICA: "El caso del sismo del 3/3/1985" dirigida por Rodrigo Flores.*
7. CHRISTENSEN D.G. AND RUFF L.J. 1986. Rupture process of the March 3, 1985 Chilean earthquake, *Geophys.Res.Lett.*, 13,721-724.
8. CHRISTENSEN, D., AND RUFF, L.J. 1988. Seismic Coupling and Outer Rise Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 93 (B11), 13,421-13,444.
9. CAHILL, T. AND ISACKS, B.L. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate, *J. of Geophys. Res.*, 97 (B12), 17,503-17,529.

10. CHAND, J., SWAN, H. 2003. Seismic constrains on the effects of gas hydrate on sediment properties and fluid flow, *Geofluids*, 3, 1-15.
11. CHAPPLE, W.M., AND FORSYTH, D.W. 1979. Earthquakes and Bending of Plates at Trenches, *J. Geophys. Res.*, 84 (B12), 6729-6749.
12. CHRISTENSEN, D.H., AND RUFF, L.J. 1983. Outer-rise Earthquakes and Seismic Coupling, *Geophys. Res. Lett.*, 10 (8), 697-700.
13. CLAYPOOL, G., AND KVENVOLDEN, K. 1983. Methane and other hydrocarbon gases in marine sediment, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11, 299-327.
14. CLOOS, M. 1992. Thrust-type Subduction-zone Earthquakes and Seamount Asperities: A Physical Model for Seismic Rupture, *Geology*, 20, 601-604.
15. COMTE, D., EISENBERG, A., LORCA, E., PARDO, M., PONCE, L., SARAGONI, R., Singh, Previous Great Earthquakes in the Region?, *Science*, 233, 449 – 452.
16. CONTRERAS, E.E., VERA, E.E. 2003, Caracterización sísmica del monte submarino O'Higgins, *X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile*.
17. CONTRERAS, S., COMTE, D., VERA, E., THIERER, P, FLUEH, E., KOPP, H., TILMANN, F., 2003, Análisis de la sismicidad registrada por redes terrestres y submarinas: correlación con las principales estructuras batimétricas frente a Valparaíso, Chile Central, *X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile*
18. CROSS, T. A., AND PILGER, R. H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions, *GSA Bulletin v. 93; no. 6; pp. 545-562*.
19. DASGUPTA, R., SINGH, P.K., AND BHATTACHARYA, T. 2006. Possible gas hydrates without distinctive BSR - A case study, *SEG Technical Program Expanded Abstracts -- 2006 -- pp. 676-679*.
20. DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F., AND STEIN, S. 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 425-478.
21. DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D.F., AND STEIN, S. 1994. Effect of recent revisions to geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
22. DILLON, W., LEE, M., COLEMAN, D. 1994. Identification of marine hydrates in situ and their distribution off Atlantic Coast of United States. International Conference of natural gas hydrates, *Annals of the New York Academy of Sciences*, 715, 364-380.

23. DASGUPTA, R., SINGH, P., BHATTACHARYA, T. 2006, Possible gas hydrates without distinctive BSR – A case study, *SEG/New Orleans 2006 Annual Meeting*.
24. ECKER, C., DVORKIN, J., NUR, A.M. 2000. Estimating the amount of gas hydrate and free gas from marine seismic data, *Geophysics* 65, 565 – 573.
25. ENGDAHL, E. R., VAN DER HILST, R.D., BERROCAL, J. 1995. Imaging of subducted lithosphere beneath South America. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2317-2320.
26. FLUEH, E.R., VIDAL, N.C., RANERO, R., AND HOJKA, A. 1998. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile, *Tectonophysics*, 288, 251-263.
27. FLUEH, E.R., KLAESCHEN, D. & BIALAS, J. 2002. Options for multi-component seismic data acquisition in deep water. - *First Break*, 20: 764-769.
28. FORSYTH, D.W. 1982. Determinations of Focal Depths of Earthquakes Associated with the Bending of Oceanic Plates at Trenches, *Phys. Earth Planet. Int.*, 28, 141-160.
29. FROMM, R. ALVARADO, P., BECK, S.L., ZANDT, G. 2006. The April 9, 2001 Juan Fernández Ridge ( $M_w$  6.7) tensional outer-rise earthquake and its aftershock sequence, *Journal of seismology*, vol 10, N° 2, 163-170.
30. GÜTSCHER, M.A., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H., ENGDAHL, R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, Vol. 19, No. 5, pp 814-833.
31. GÜTSCHER, M-A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol 15, pp. 3 -10.
32. HAVSKOV, J., AND OTTEMÖLLER, L. 2001. SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Version 7.2 *Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen*.
33. HUSEN, S., KISSLING, E., FLUEH, E., AND ASCH, G. 1999. Accurate hypocenter determination in the seismogenic zone of the subducting nazca plate in northern Chile using a combined on- and offshore network, *Geophys. J. Int.*, 138, 687-701.
34. HYNDMAN, D., AND DAVIS, E. 1992. A Mechanism for the Formation of Methane Hydrate and Seafloor Bottom-Simulating Reflectors by Vertical Fluid Expulsion, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B5, Pages 7025–7041.
35. JHONSON, J.E., NELSON, H., TREHU, A. 2001, The Influence of Subduction Zone Earthquakes on the frequency of Submarine Landslides an the desestabilization of Gas Hydrates on Hydrate Ridge, Oregon Margin, *Eos. Trans. AGU*, 82(47), *Fall Meeting Suppl.*, H32A-0299.

36. JORDAN, T.E, ISACKS, B., ALLMENDINGER, R., BREWER, J., RAMOS, V., ANDO, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.
37. KANAMORI H. 1981. The nature of seismicity patterns before major earthquakes; en Earthquakes prediction, An international Review, editado por P. W. Richards, Washington D.C., 1-9.
38. KAUSEL E. 1986. Proceso sísmico, parámetros focales y réplicas del sismo del 3 de Marzo 1985. Chile editor J. Monge, *Editorial Acero Comercial S.A.*, 2da.Edición. 31-42. Santiago, Chile.
39. KAY, S.M., J.M. 1996. Abbruzzi, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flatslab" between 30° S and 32 °S, *Tectonophysics* 259, 15-28.
40. KIRBY, S., ENGDAHL, E.R., AND DENLINGER, R. 1996. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in *Top to Bottom* edited by G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, and J.P. Platt, pp. 195-214, *American Geophysical Union*.
41. KISSLING, E. 1995. *Velest users's guide*, Institute of Geophysics, ETH Zuerich.
42. KLEIN, F.W. 2000. Hypoinverse-2000. A FORTRAN Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes. U.S Geological Survey.
43. KOPP, H., FLUEH, E.R., PEPENBERG, C. AND KLAESCHEN, D. 2004. Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and the Juan Fernández Ridge: aseismic ridge emplacement and lithospheric hydration, *Tectonics* 23 ( TC2009), doi:10.1029/2003TC001590.
44. KORRAT, I. AND MADARIAGA, R. 1986. Rupture of the Valparaíso (Chile) Gap from 1971 to 1973, *Proceedings of 5th Ewing Symposium, American Geophysical Union, Washington D.C.*
45. KVENVOLDEN, K. AND BARNARD, L. 1983. Hydrates of natural gas in continental margins, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists.*, 34, 631 -640.
46. KVENVOLDEN, K. 1988. Methane hydrate-A major reservoir of carbon in the shallow Geosphere?, *Chemical Geology* 71, 41-51.
47. KVENVOLDEN, K. 1993. Gas hydrates-Geological perspective and global change, *Reviews of Geophysics*, 31, 173-187.
48. LAURSEN, J., AND NORMARK, W. 2002. Late quaternary evolution of the San Antonio submarine canyon in the central Chilean forearc , *Marine Geology* pp. 365-390.

49. LAURSEN, J., AND NORMARK, W. R. 2003. Impact of structural and autocyclic basin-floor topography on the depositional evolution of the deep-water Valparaíso forearc basin, central Chile Basin, *Basin Research Volume 15 Issue 2* pp. 201 – 226.
50. LAWRIE, A., AND HEY, R. 1981. Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near lat 33° to 36°S and their reaction to Nazca plate subduction, in Nazca plate: Crustal Formation and Andean Convergence, edited by L.D. Kulm, J. Dymond, E.J. Dasch, and D.M. Hussong, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 154, 741-754.
51. LI, C., CLARK, A. 1992. SeaMARC II study of a giant submarine slump on the northern Chile continental slope, *Marine Geotechnology*, 10, 257 – 268.
52. LEE W. H. K., AND TOTTINGHAM, D. M. 1989. XDETECT: A fast seismic data acquisition and processing program, *U.S. Geol. Survey Open-file Report*, pp. 89-205.
53. LOMNITZ C., 1971 Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1953; *Geol. Rundschau*, 59, 938-960.
54. LOMNITZ C., 1983. On the of the Great Santiago Earthquake of 1647, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 885 – 886.
55. MACLEOD, M. 1982. Gas hydrates in ocean bottom sediments, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists.*, 66, pp. 2649 - 2662.
56. MILES, P. 1995. Potential distribution of methane hydrate beneath the European continental margins, *Geophysical Research Letters*, 22(23), 3179-3182.
57. MÜELLER, S., CHOY, G.L., AND SPENCE, W. 1996a. Inelastic Models of Lithospheric Stress - I. Theory and Application to Outer-rise Plate Deformation, *Geophys. J. Int.*, 125, 39-53.
58. MÜELLER, S., SPENCE, W. AND CHOY, G.L.1996b. Inelastic Models of Lithospheric Stress - II. Implications for Outer-rise Seismicity and Dynamcis, *Geophys. J. Int.*, 125, 54-72.
59. NISHENKO S. P., 1985. Seismic Potencial for large and great interplate earthquake along the Chilean and southern Peruvian margins of South America, *J. Geophysical. Res.*99, 3589-3615.
60. NUR, A., AND BEN-AVRAHAM, Z 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, *Mem. Geol. Soc. Am.* 154, 729-740.
61. PACHECO, J.F., SYKES, L.R., AND SCHOLZ, C.H. 1993. Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type, *J. Geophys. Res.*, 98 (B8), 14133-14159.
62. PARDO-CASAS, F.; MOLNAR, F. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates from Late Cretaceous time, *Tectonics*, Vol. 6, No . 3, p. 233-248.

63. PARDO, M., COMTE, D., MONFRET, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 11-22.
64. PARDO, M., MONFRET, T., VERA, A., EISENBERG, A., GAFFET, S., LORCA, E., AND PÉREZ, A. 2002. Flat-Slab subduccion zone in central Chile-Argentina : seismic tectonic and body-wave tomography from local data, *5<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics, ISAG, Toulouse, France, Ext. Abs.*, 469 – 472.
65. PARDO, M., MONFRET, T., VERA, A., EINSERBERG, A., YAÑEZ, G. 2003. Morfología de la subducción utilizando datos locales: Sismotectónica de Chile Central, *X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile*.
66. PILGER, R.H., 1981. Plate reconstruction, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Bull. Geol. Soc. Am.* 92, 448-456.
67. RANERO, C.R., AND VON HUENE, R. 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin, *Nature*, Volume 404, Issue 6779, pp. 748-752.
68. RIPMEESTER, J. A., TSE, J. S, RATCLIFFE, C. I., AND POWELL, B. M. 1987, A New Clathrate Hydrate Structure", *Nature*, 325, 135.
69. SCHOLL, D.W., M.N. CHRISTENSEN, R. VON HEUNE, AND MARLOW, M.S. 1970. Peru – Chile trench sediments and seafloor spreading, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1339-1360.
70. SLOAN, E. 1990. Clathrate Hydrates of Natural Gas. *Marcel Dekker*. 641 pp. New York.
71. SLOAN, E. D. 1998, Gas Hydrates: Reviews of physical/chemical properties, *Energy and fuels*, 12, 191 – 196.
72. SLOAN, E. D. 2004, Introductory overview: Hydrate knowledge development, *American Mineralogist*, volume 89, 1155 - 1161.
73. SMALLEY, R.JR., PUJOL, J., REGNIER, M., CHIU, J-M., CHATELAIN, J-L., BRYAN, L.I., ARAUJO, M., AND PUEBLA, N. February 1993. Basement sesimicity beneath the Andean precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior, *Tectonics*, Vol. 12, NO. 1, pages 63-76.
74. SMITH, W.T.H., SANDWELL, D.T. 1997 Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956-1962.
75. SOMOZA, R. 1998. Update Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, p. 211-215.

76. SUAREZ, G., AND COMTE, D. 1993. Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by B. W. Thichelaar and L. R. Ruff. J., *Geophys. Res.*, 98, 15,825-15,828.
77. SUESS, E., BOHRMANN, G., VON HUENE, R., LINKE, P., WALLMANN, K., LAMMERS, S., SAHLING, H., WINCKLER, G., LUTZ, R., ORANGE, D. 1998. Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 103, 2597-2614.
78. SWIFT, S., CARR, M. 1974. The segmented nature of the seismic zone, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 183-191.
79. THORNBURG, T.M., AND KULM, L.D. 1987. Sedimentation in the Chile trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy, *Geol. Soc. of America Bull.* 98, 33-52.
80. TIECHELAAR, B.W.; RUFF, L.F. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B7, p. 11997-12022.
81. UTHEIM, T. AND HAVSKOV. 1997. SEISLOG Data Acquisition System, PC version. Institute of Solid Earth Physics Seismological Observatory, University of Bergen. Bergen Norway.
82. VERA, E., YÁÑEZ, G., COMTE, D., DIAZ, J., MORALES, E., NUÑEZ, R. 2003. Hidratos de gas submarinos en el margen chileno: Resultados preliminares de estudio geofísico, *X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile*.
83. VERMA, B., SATHE, A. Y SINGH, R. 2000. Gas hydrate studies in India ONGO approach. *Indo-Russian ILTP, Workshop on Gas Hydrates. 13-15 March, 2000. New Delhi, India. Abstract volume, p. 3-4.*
84. VON HUENE, R., CORVALÁN, J., FLUEH, E.R., LINZ, K., KORSTGARD, J., RANERO, C.R., WIENREBE, W., AND THE CONDOR SCIENTIST. June 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile, *Tectonics*, Vol. 16. NO.3, pages 474-488.
85. VON HUENE, R., WEINREBE, W. AND HEEREN, F. 1999. Subduction erosion along the north Chile margin, *Geodynamics* 27, 345-358.
86. WESSEL, P., AND SMITH, W. H. F. 1991. Free software helps map and display data, *EOS Transactions, AGU* 72, 445-446.
87. YÁÑEZ, G.A., RANERO, C.R. 04-06/10/1999. The role of Juan Fernandez ridge in the long lived Andean segmentation at 33.5°S, *Fourth ISAG, Goettingen (Germany)*, 815 - 819.
88. YÁÑEZ, G.A., RANERO, C.R., VON HUENE, R., AND DIAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central andes (32°N-34°S): The role of the Juan

- Fernández ridge in the late tertiary evolution of the margin, *J. of Geophys. Res.* 106, 6325-6345.
89. YÁÑEZ, G.A., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C.R., AND SELLES, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca –Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications, *J. of South American Earth Sciences*, 15, 23-38.
90. ZELT, C. A., HOJKA, E. R., FLUEH, E. R., AND MCINTOSH, K. D. 1999. 3D simultaneous seismic refraction and reflection tomography of wide-angle data from the central Chilean margin, *Geophysics. Res. Lett.*, 26, 2577-2580.

## ANEXO A

### PUBLICACIÓN EN EL X CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, CONCEPCIÓN 2003.

#### **Análisis de la sismicidad registrada por redes terrestres y submarinas: correlación con las principales estructuras batimétricas frente a Valparaíso, Chile Central**

CONTRERAS, S.<sup>1</sup>, COMTE, D.<sup>1</sup>, VERA, E.E, THIERER, P.O.<sup>2</sup>, FLUEH, E.R.<sup>2</sup>, KOPP, H.<sup>2</sup> y TILMANN, F.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geofísica, Universidad de Chile. Blanco Encalada 2085. Santiago de Chile.

[fastc@dgf.uchile.cl](mailto:fastc@dgf.uchile.cl), [dcomte@dgf.uchile.cl](mailto:dcomte@dgf.uchile.cl), [evera@dgf.uchile.cl](mailto:evera@dgf.uchile.cl)

<sup>2</sup>GEOMAR Research Center for Marine Geosciences Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, Alemania.

[pthierer@geomar.de](mailto:pthierer@geomar.de), [eflueh@geomar.de](mailto:eflueh@geomar.de), [hkopp@geomar.de](mailto:hkopp@geomar.de)

<sup>3</sup> Dept. of Earth Sciences, Bullard Laboratorie, Madingley Road, Cambridge, CB3 0EZ, Inglaterra.

[tilmann@esc.cam.ac.uk](mailto:tilmann@esc.cam.ac.uk)

## **Análisis de la sismicidad registrada por redes terrestres y submarinas: correlación con las principales estructuras batimétricas frente a Valparaíso, Chile Central**

CONTRERAS, S.<sup>1</sup>, COMTE, D.<sup>1</sup>, VERA, E.E, THIERER, P.O.<sup>2</sup>, FLUEH, E.R.<sup>2</sup>, KOPP, H.<sup>2</sup> y TILMANN, F.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geofísica, Universidad de Chile. Blanco Encalada 2085. Santiago de Chile.

[fastc@dgf.uchile.cl](mailto:fastc@dgf.uchile.cl), [dcomte@dgf.uchile.cl](mailto:dcomte@dgf.uchile.cl), [evera@dgf.uchile.cl](mailto:evera@dgf.uchile.cl)

<sup>2</sup>GEOMAR Research Center for Marine Geosciences Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, Alemania.

[pthierer@geomar.de](mailto:pthierer@geomar.de), [eflueh@geomar.de](mailto:eflueh@geomar.de), [hkopp@geomar.de](mailto:hkopp@geomar.de)

<sup>3</sup> Dept. of Earth Sciences, Bullard Laboratorie, Madingley Road, Cambridge, CB3 0EZ, Inglaterra.

[tilmann@esc.cam.ac.uk](mailto:tilmann@esc.cam.ac.uk)

### **RESUMEN**

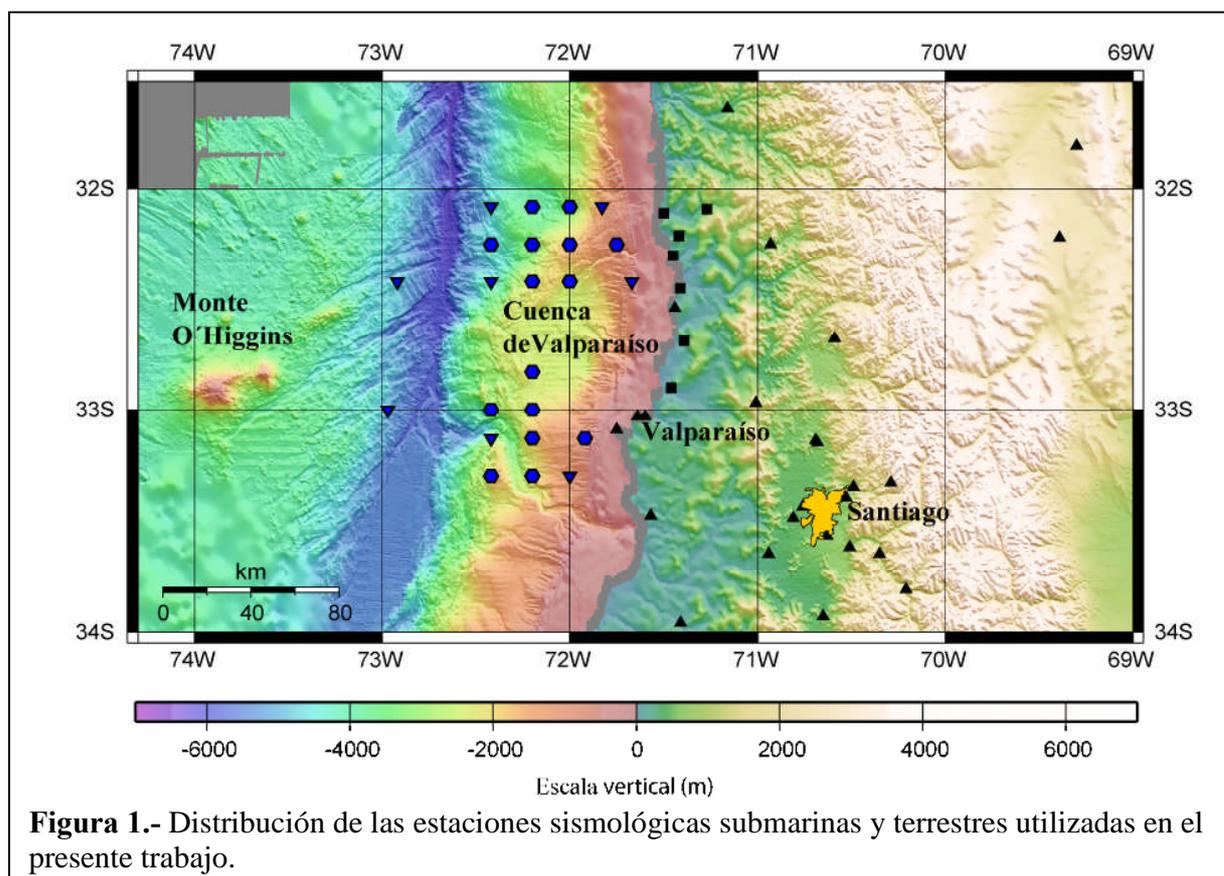
Dentro del marco del proyecto científico multidisciplinario “*Subduction Process Off Chile*” (SPOC), realizado en estrecha cooperación entre Instituciones Alemanas y Chilenas, dos redes sismológicas temporales fueron instaladas en el fondo marino y en tierra, por un período de ocho semanas a lo largo del margen continental de Chile Central frente a Valparaíso. La red submarina contó con 23 instrumentos, y la red temporal en tierra contó con siete estaciones que se complementaron con las de la red permanente del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, registrando la sismicidad entre el 7 de Octubre y el 2 de Diciembre del año 2001. Presentamos distribuciones hipocentrales de eventos registrados por dichas redes, utilizando un modelo 1-D obtenido por Thierer et al. (2003). Al oeste de la línea de costa se observa una actividad sísmica concentrada en dos zonas principales: un pequeño grupo de eventos al noreste del monte O’Higgins alineándose a lo largo de un sistema de fracturas y un gran número de eventos en la plataforma continental rodeando de norte a sur la cuenca de Valparaíso por el flanco este. Dicha actividad sísmica se distribuye entre los 10 y 40 km de profundidad.

### **INTRODUCCION**

La zona central de Chile ha sido afectada históricamente por grandes terremotos, alguno de los cuales han sido identificados como pertenecientes al contacto interplaca, debido a que los reportes de daños incluyeron la ocurrencia de maremotos asociados y cuyas magnitudes han sido estimadas en función de parámetros macrosísmicos. La secuencia de los sismos mayores ocurridos en la zona acoplada del contacto sismogénico corresponde a los ocurridos en 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985, que presentan un período de recurrencia notablemente regular de aproximadamente 89 años (Christiensen y Ruff, 1986), que no está acompañada por una regularidad espacial, puesto que los largos de ruptura de dichos eventos no son equivalentes y no afectaron las mismas zonas geográficas.

Chile Central es considerado como un área de notable interés científico en Ciencias de la Tierra, no sólo por tener una alta tasa de sismicidad, sino que también porque está ubicado en la frontera de dos tipos de subducción: al norte de ~33°S se observa una subducción sub-horizontal, con la consecuente ausencia de volcanismo cuaternario y al sur de dicha latitud hay

evidencias de una subducción normal (e.g., Barazangi & Isacks, 1976; Cahill & Isacks, 1992; Pardo et al., 2002). La variación del ángulo de penetración de la placa ha sido asociada por varios autores como debida a la interacción de la dorsal de Juan Fernández con el proceso de subducción presente en la zona (e.g., Yáñez et al., 2001, Yáñez et al., 2002).



Considerando que la cobertura azimutal es muy necesaria para una determinación hipocentral robusta y que la geometría de Chile carece de una cobertura hacia el oeste, la necesidad de trabajar con estaciones en el fondo marino es de importancia fundamental (e.g. Husen et al., 1999). Debido a ello, se desarrolló el proyecto conjunto SPOC que contó con la participación de: GEOMAR, BGR, GFZ-Potsdam, y la Universidad Libre de Berlín, Alemania y las Universidades de Chile y Católica de Valparaíso, SERNAGEOMIN, SHOA, IGM, SIPETROL, Chile. La componente Alemana del proyecto instaló un conjunto de estaciones en el fondo marino entre 32° y 33.5°S, que fueron complementadas por una red temporal de estaciones en tierra en dirección Norte-Sur por la línea de costa, junto con la información de la red permanente de Chile Central dependiente del Servicio Sísmológico de la Universidad de Chile. (Figura 1).

El objetivo de este trabajo es analizar la sismicidad ubicada al oeste de la línea de costa, con el objeto de establecer posibles correlaciones con las estructuras topográficas presentes en la

zona determinadas con batimetría de alta resolución obtenida a través de este proyecto conjunto.

## **MARCO TECTONICO: DORSAL DE JUAN FERNANDEZ**

La dorsal de Juan Fernández se conforma por una cadena de once montes submarinos principales, que se extienden desde el “hotspot” ubicado al oeste de la isla Alexander Selkirk hasta el margen continental de la zona central de Chile cubriendo una distancia de casi 950 km, donde el monte O’Higgins es el rasgo más característico y se encuentra frente a las costas de Valparaíso. La prolongación de la dorsal de Juan Fernández hacia el continente se encuentra subductada; esto concuerda con las anomalías magnéticas estudiadas por Yáñez et al. (2001). La plataforma continental al norte de los 32°S se diferencia de la observada al sur de dicha latitud, donde es más ancha y está cubierta de cuencas someras de ante-arco, donde la de mayor extensión corresponde a la cuenca de Valparaíso.

En el eje de la fosa, la dorsal de Juan Fernández actúa como una barrera acumulando sedimentos transportados desde el sur y dejando pequeñas cantidades en la fosa al norte de los 33°S, la que alcanza profundidades cercanas a los 8.000 mts. (Lawrie and Hey, 1981. Thornburg, 1987). La cantidad de sedimentos podría ser un posible parámetro de control sobre los procesos de subducción y la sismicidad superficial (Bangs et al. 1997).

Ranero y von Huene (2000) proponen que la presencia de grandes cantidades de sedimentos, relleno la fosa, genera cuñas de acrecionamiento que causan erosión tectónica importante sobre la placa continental respecto de la fosa con un bajo nivel de acumulación de sedimentos como ocurre al norte de los 33°S en la zona de subducción subhorizontal.

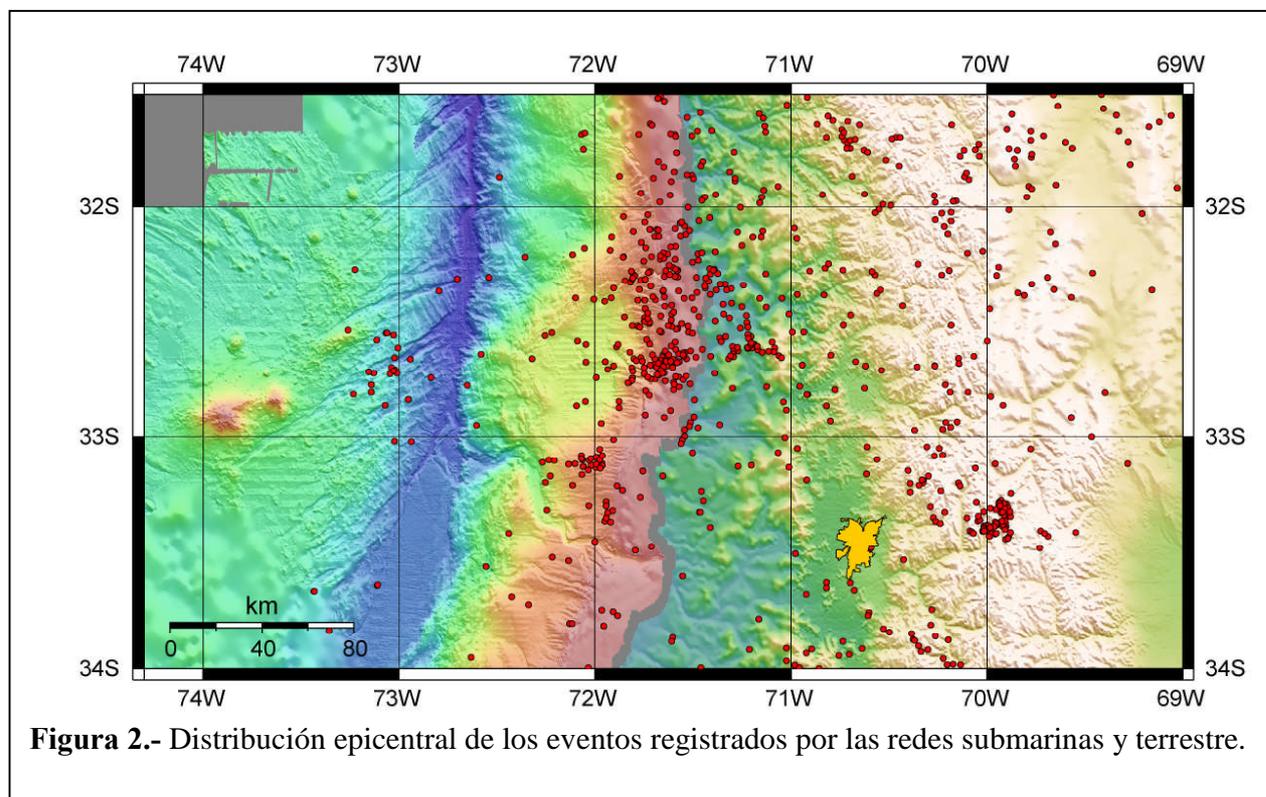
La cuenca de ante-arco de Valparaíso se encuentra en la transición de los tipos de subducción mencionados; hacia el norte, Yáñez et al. (2001) detectó, a través de anomalías magnéticas, la presencia del monte de Papudo subductado; y hacia el sur, se observa la curvatura hacia el oeste del margen continental bajo la presencia del monte submarino Topocalma Knoll, zona que tectónicamente es controlada por el cañón de San Antonio (Laursen y Normark, 2002).

## **ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE DATOS**

Entre el 11 y 13 de Octubre de 2001, un total de 23 instrumentos submarinos (15 OBH y 8 OBS) fueron desplegados bajo el mar frente a las costas de Valparaíso; 21 estaciones fueron distribuidas en dos sub-arreglos que cubren hacia el norte la dorsal de Juan Fernández y hacia el sur, el cañón de San Antonio (Flueh et al., 2002). Las dos estaciones restantes fueron ubicadas en la corteza oceánica al oeste de la fosa opuestas a los dos sub-arreglos (Figura 1).

A principios de Octubre de 2001, se instaló una red temporal de estaciones en tierra en dirección norte-sur a lo largo de la línea de costa entre los 32°S (Papudo) y 33°S (Algarrobo, al sur de Valparaíso) que junto a la red permanente de estaciones de Chile Central, dependiente

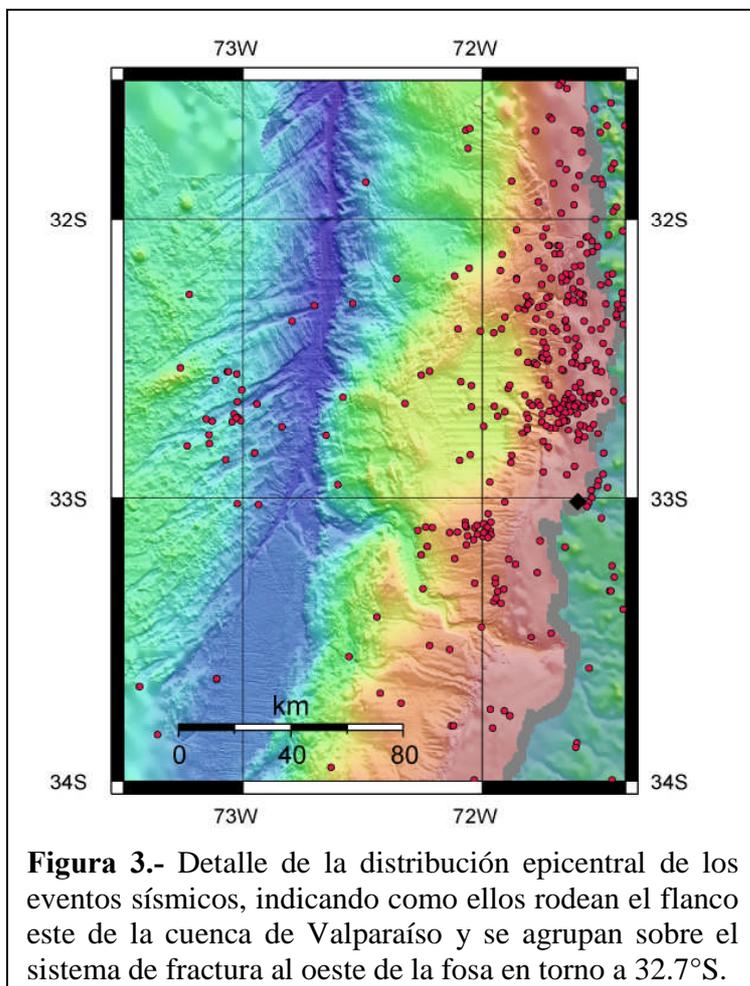
del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, permitieron registrar la microsismicidad local entre el 7 de Octubre y el 2 de Diciembre de 2001 (Figuras 1 y 2).



La red temporal de estaciones en tierra estuvo formada por siete estaciones sismológicas de registro continuo, equipadas con sismómetros tres componentes, de período corto. La red de Chile Central está formada por estaciones equipadas con sismómetros verticales y de tres componentes, de período corto y con estaciones de banda ancha (<http://ssn.dgf.uchile.cl>). Las trazas registradas por la red terrestre se transformaron al formato SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2001), con el objeto de incorporarlas a las de la red permanente del Servicio Sismológico y realizar de este modo un proceso de lectura conjunta. La base de datos de las estaciones submarinas se procesó en forma independiente. Con las fases P y S de los eventos registrados, se determinaron los hipocentros utilizando el programa HYPOINVERSE, a través de un proceso de búsqueda de la mejor solución entre 0 y 300 km de profundidad inicial, variando cada 5 km. El modelo de velocidades utilizado corresponde al modelo unidimensional determinado por Thierer et al. (2003).

El catálogo inicial corresponde a un total de 1218 eventos (932 eventos registrados por la red terrestre conjunta y 186 registrados además por la red submarina), de los cuales se seleccionaron los más robustos imponiendo un rms <0.4 s y al menos 10 lecturas de fase, con lo cual el catálogo final utilizado se redujo a 513 eventos (356 correspondientes a la red terrestre conjunta y 57 a la que además incluye las estaciones submarinas).

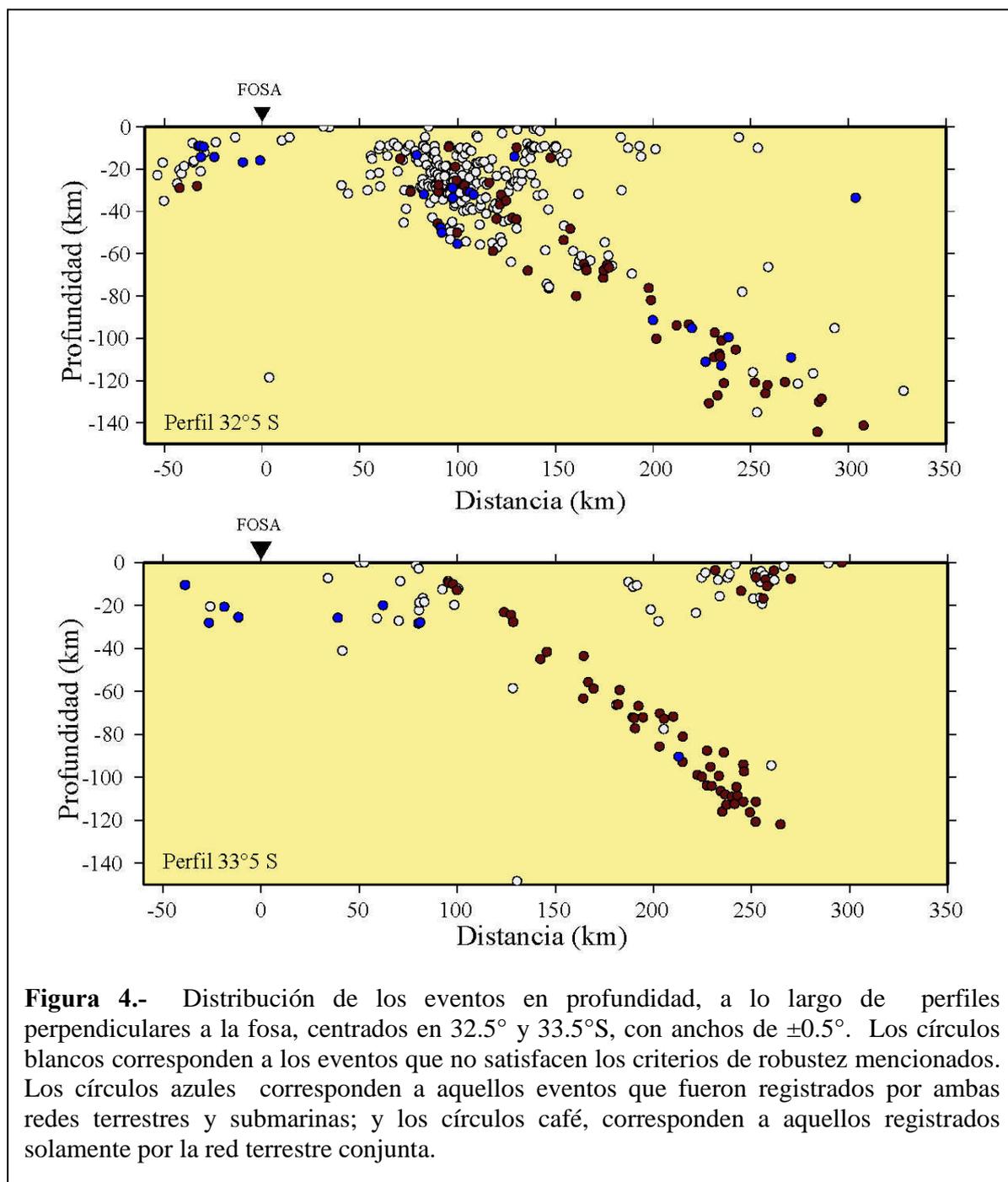
## ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES



Entre la fosa y la línea de costa, se observa que la sismicidad se distribuye de norte a sur, por el flanco este de la cuenca de ante-arco de Valparaíso, con algunos eventos que la penetran, los que podrían asociarse a los rasgos estructurales mayores incluidos en ella.

Aunque la parte norte de esta distribución está sobre la prolongación de la dorsal de Juan Fernández, bajo la placa continental, no existe una alineación evidente con ella. Pardo et al. (2002) muestra que dicha alineación es más evidente, cuando se consideran períodos más largos de observación.

Al oeste de la fosa, en el área de estudio, se observa una concentración de eventos (entre los



15 km y 20 km de profundidad) que tiende a alinearse a lo largo del sistema de fracturas adyacente a la dorsal de Juan Fernández, ubicada al noreste del monte O'Higgins (Figuras 3 y 4).

Considerando que existe un cambio en la forma de subducción en aproximadamente 33°S, se trazaron dos perfiles normales a la fosa, ubicados en 32.5°S (P1) y 33.5°S (P2) con anchos de  $\pm 0.5^\circ$ , de modo que la variación del ángulo de subducción no perturbe la dispersión de los eventos proyectados en profundidad.

Los perfiles P1 y P2 (Figura 4) permiten una clara identificación de la zona de Wadati-Benioff, hasta profundidades del orden de 150 km, donde el contacto sismogénico interplaca parece más activo en los 32.5°S que al sur, de igual forma, el perfil P2 (33.5°S) muestra una menor dispersión de los eventos sísmicos.

La sismicidad observada al este de la cuenca de Valparaíso, y al noreste del monte O'Higgins tiene profundidades someras, menores que 20 km. Su distribución indica una disminución de la actividad sísmica entre la fosa y aproximadamente 50 km de ella, abarcando la zona central de la cuenca de Valparaíso.

De acuerdo con E. Contreras et al. (2003), se observa una clara depresión del Moho bajo el monte O'Higgins, alcanzando una profundidad máxima aproximada del Moho de 14 km, lo que estaría en concordancia con las profundidades máximas observadas en el entorno al monte O'Higgins, dentro de los errores hipocentrales aceptados para dichos eventos, puesto que se encuentran fuera del área de cobertura de la mayoría de las estaciones submarinas.

## AGRADECIMIENTOS:

Este trabajo se realizó dentro del marco del proyecto FONDEF DOOI-1104.

## REFERENCIAS

- Bangs, N.L., and Cande, S.C. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin, *Tectonics*, 16, 489-503.
- Barazangi, M., and Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath south america, *Geology*, 4, 686-692.
- Christensen D.G. y Ruff L.J. 1986. Rupture process of the March 3, 1985 Chilean earthquake, *Geophys.Res.Lett.*,13,721-724.
- Cahill, T. and Isacks, B.L. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate, *J. of Geophys. Res.* 97, NO. B12, 17,503-17,529.
- Contreras, E.E., Vera, E.E. 2003: Caracterización sísmica del monte submarino O'Higgins, X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- DeMets, C.,Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S. 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- Flueh, E.R., Vidal, N.C., Ranero, R., and Hojka, A. 1998. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile, *Tectonophysics*, 288, 251-263.
- Gütscher, M-A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 3 -10.
- Havskov, J., and Ottemöller, L. 2001. SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Version 7.2 Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., and Asch, G. 1999. Accurate hypocenter determination in the seismogenic zone of the subducting nazca plate in northern Chile using a combined on- and offshore network, *Geophys. J. Int.*, 138, 687-701.

- Kausel E. 1986. Proceso sísmico, parámetros focales y réplicas del sismo del 3 de Marzo 1985. Chile editor J. Monge, Editorial Acero Comercial S.A., 2da. Edición. 31-42. Santiago, Chile.
- Kirby, S., Engdahl, E.R., and Denlinger, R. 1996. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in *Top to Bottom* edited by G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, and J.P. Platt, pp. 195-214, *American Geophysical Union*.
- Kissling, E., 1995. *Velost users's guide*, Institute of Geophysics, ETH Zuerich.
- Klein, F.W. 2000. Hypoinverse-2000. A Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes. U.S Geological Survey.
- Laursen, J., and Normark, W. 2002. Late quaternary evolution of the san antonio submarine canyon in the central chilean forearc, *Marine Geology* pp. 365-390.
- Lawrie, A., and Hey, R. 1981. Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near lat 33° to 36°S and their reaction to Nazca plate subduction, in *Nazca plate: Crustal Formation and Andean Convergence*, edited by L.D. Kulm, J. Dymond, E.J. Dasch, and D.M. Hussong, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 154, 741-754.
- Nur, A., and Ben-Avraham, Z. 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in south america, *Mem. Geol. Soc. Am.* 154, 729-740.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 11-22.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, A., Einsinger, A., Gaffet, S., Lorca, E., and Pérez, A. 2002. Flat-Slab subduction zone in central Chile-Argentina: seismic tectonic and body-wave tomography from local data, 5<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics, ISAG, Toulouse, France, Ext. Abs., 469 – 472.
- Pilger, R.H., 1981. Plate reconstruction, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Bull. Geol. Soc. Am.* 92, 448-456.
- Ranero, C.R., and von Huene, R. 2000. Subduction erosion along the middle America convergent margin, *Nature* 404, 748-752.
- Smalley, R.Jr., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J.-M., Chatelain, J.-L., Bryan, L.I., Araujo, M., and Puebla, N. February 1993. Basement seismicity beneath the Andean precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior, *Tectonics*, Vol. 12, NO. 1, pages 63-76.
- Thornburg, T.M., and Kulm, L.D. 1987. Sedimentation in the Chile trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy, *Geol. Soc. of America Bull.* 98, 33-52.
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Linz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Wienrebe, W., and the CONDOR Scientist. June 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile, *Tectonics*, Vol. 16, NO.3, pages 474-488.
- von Huene, R., Wienrebe, W. and Heeren, F. 1999. Subduction erosion along the north Chile margin, *Geodynamics* 27, 345-358.
- Wessel, P., and Smith, W. H. F. 1991. Free software helps map and display data, *EOS Transactions, AGU* 72, 445-446.
- Yáñez, G.A., Ranero, C.R. 04-06/10/1999. The role of Juan Fernandez ridge in the long lived Andean segmentation at 33.5°S, *Fourth ISAG, Goettingen (Germany)*, 815 - 819.
- Yáñez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., and Diaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central andes (32°N-34°S): The role of the Juan Fernández ridge in the late tertiary evolution of the margin, *J. of Geophys. Res.* 106, 6325-6345.
- Yáñez, G.A., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C.R., and Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca –Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications, *J. of South American Earth Sciences*, 15, 23-38.

## **ANEXO B**

### **INSTRUMENTACIÓN SISMOLÓGICA DE FONDO MARINO**

## Instrumentación

Tres tipos de hidrófonos fueron usados: hidrófonos OAS de período corto, hidrófonos tipo AWI de período corto y sensores de presión banda ancha “Webb differential”. Los sismómetros submarinos utilizados fueron de dos tipos, ambos de banda ancha: instrumentos PMD e instrumentos Webb basados en geófonos Mark modificados.

### **Diseño mecánico de un OBH (hidrófono de fondo marino).**

La construcción tecnológica de los OBH fue realizada por el instituto alemán GEOMAR. Todos sus componentes se encuentran centradas alrededor de un tubo de acero inoxidable. La parte superior el tubo tiene un anillo que se utiliza para levantar el instrumento. Montado sobre este anillo existe un mástil de bandera de unos 2 [m] de largo. Los OBH poseen un sistema de flotabilidad de modo de permanecer a un metro de altura respecto del fondo del mar, de esta forma estos sensores registran ondas P u ondas originalmente convertidas en ondas primarias (P-S-P). El cuerpo flotante esta hecho de espuma sintética y consiste de dos hemisferios de 550 [mm] de diámetro. El peso total del sistema es aproximadamente 125 [kg], sin el cuerpo de anclaje. El modelo de los OBH tipo GEOMAR es mostrado en la figura 5. El detalle del diseño es descrito por Flueh and Bialas, 1996 y 2002.

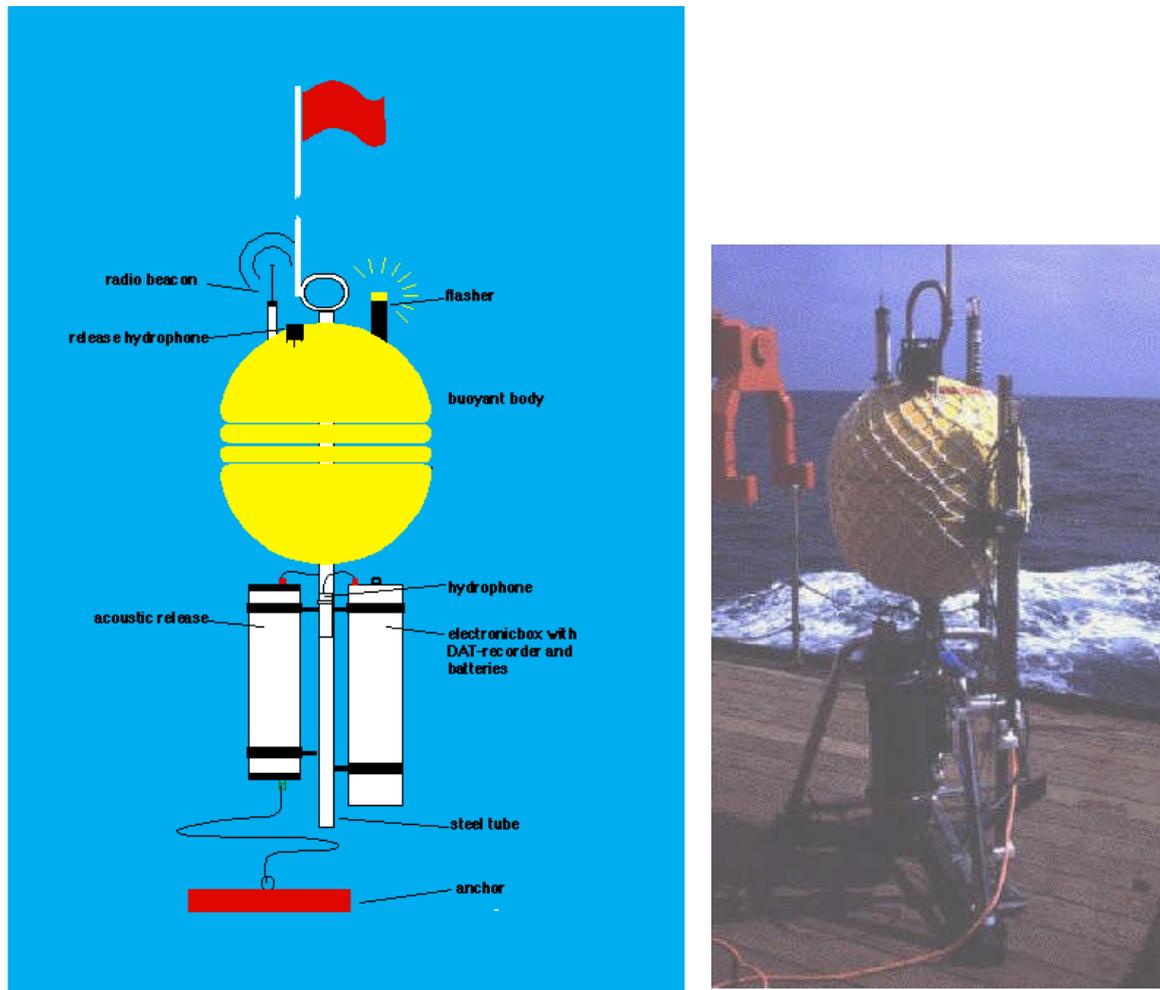


Figura B1: **Hidrófono de fondo marino (OBH)**

Modelo OBH tipo GEOMAR (Flueh and Bialas, 1996). La figura es extraída y modificada de [Flueh et al, 2002]).

### Diseño mecánico de un OBS (sismómetro de fondo marino)

El sismómetro de fondo marino “OBS” (figura 6 y figura 7) es una plataforma autónoma de registro que trabaja sobre suelo oceánico y está diseñado para determinar velocidades de ondas de corte y de compresión, la geometría de sedimentos y la estructura de

la tierra. Consiste de una plataforma de acero con capacidad de flotación, un sistema de emisión acústica y una unidad de registro con un hidrófono y un geófono. El sistema de registro cuenta con un simógrafo marino de banda ancha (“MBS”) con cuatro canales de entrada y un convertidor de 16 bits. Los datos se almacenan en cuatro “flashdisks” con capacidad de 4 gigabyte. Dependiendo de la frecuencia de muestreo (ajustable entre 62,5 Hz - 10kHz), el número de canales usados y el número de “flashdisks” insertados, el largo de grabación puede durar entre 3 horas a varios meses. El detalle del diseño es descrito por Flueh and Bialas, 1996 y 2002 .

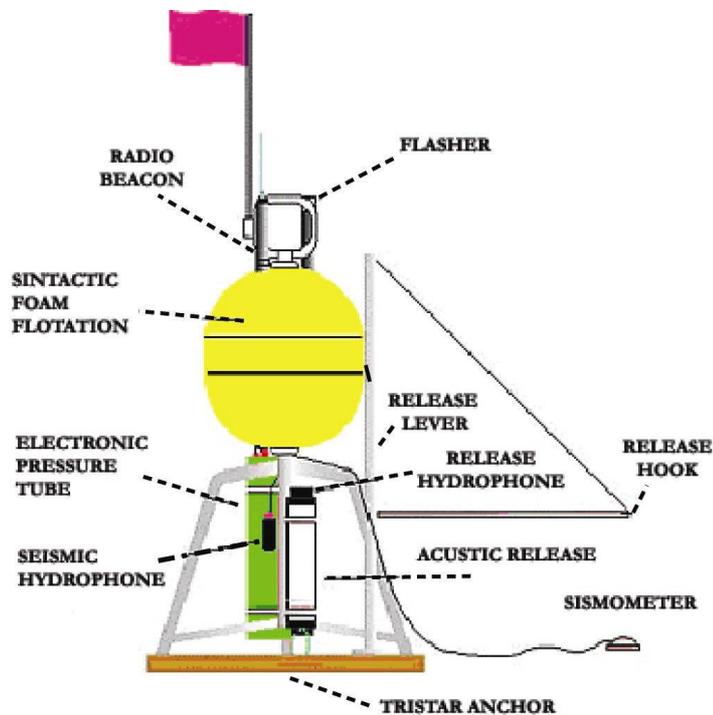


Figura B2: **Esquema de un OBS**  
(Flueh and Bialas, 1996 y 2002)



Figura B3: Fotos de OBS en proceso de instalación

**ANEXO C**  
**ASPECTOS TEÓRICOS**

## Aspectos teóricos

### ● Concepto de Modelo Mínimo 1-D

El resultado de la inversión conjunta de tiempos de arribo, coordenadas hipocentrales y corrección de estaciones para obtener soluciones tomográficas unidimensionales, se conoce como “Modelo Mínimo 1-D”.

El tiempo de arribo de una onda generada por un evento sísmico es una función no lineal de las coordenadas de las unidades receptoras (estaciones sísmicas)  $\mathbf{s}$ , los parámetros hipocentrales  $\mathbf{h}$  ( $t_{\text{origen}}$  y coordenadas geográficas) y el modelo de estructura o campo de velocidad  $\mathbf{m}$ .

$$t_{\text{observado}} = f(\mathbf{s}, \mathbf{h}, \mathbf{m}) \quad (1)$$

Considerando que tanto el modelo de velocidad como los valores verdaderos del hipocentro son desconocidos, sólo con los tiempos de arribo y las coordenadas de las estaciones no es posible resolver directamente la ecuación (1). En consecuencia, se procede de forma iterativa calculando tiempos de arribo a partir de rayos que viajen desde una fuente sísmica de prueba (adivinanza) hasta los receptores, a través de un modelo de estructura inicial que guarda coherencia con el área de estudio.

Las diferencias entre los tiempos de arribo calculados y observados ( $\mathbf{t}_{\text{res}}$ : tiempo de viaje residual) es una función de las diferencias ( $\Delta$ ) entre los parámetros estimados y verdaderos, del modelo de velocidad y el hipocentro, que se expande en serie de Taylor para logra una relación lineal entre las variables.

$$t_{\text{res}} = t_{\text{obs}} - t_{\text{calc}} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \cdot \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \cdot \Delta m_i + e \quad (2)$$

En notación matricial,

$$T = H \cdot h + M \cdot m + e = A \cdot d + e \quad (3)$$

donde,

- t : vector de tiempos de viaje residuales
- H : matriz de derivadas parciales de los tiempos de arribo con respecto a los parámetros hipocentrales
- h : vector de ajuste de los parámetros hipocentrales
- M : matriz de derivadas parciales de los tiempos de viajes con respecto a los parámetros del modelo de velocidad
- m : vector de ajuste de los parámetros del modelo
- e : vector que contiene los errores asociados a los tiempos de viaje
- A : matriz que incorpora todas las derivadas parciales
- d : vector de ajuste de parámetros hipocentrales y del modelo de velocidad.

Es importante entender el grado de dependencia entre los tiempos de viaje observado sobre el hipocentro y el modelo de velocidad, para calcular las correcciones adecuadas sobre estos parámetros que inicialmente son estimados. Respecto de los parámetros espaciales del hipocentro, la dependencia es fuertemente no lineal y respecto del modelo de velocidad es moderadamente no lineal.

La solución de este gran sistema matricial se resuelve usando algoritmos que permiten separar la matriz de derivadas parciales **A** en dos submatrices de menor orden. Una contiene información del hipocentro y la otra contiene los parámetros del modelo de velocidad. Cada forma reducida de la matriz **A** puede ser invertida independientemente.

Este procedimiento de separación de los parámetros es efectivo, pero no reduce la dependencia que la solución tiene respecto del modelo de velocidad inicial o de los hipocentros de referencia.

La determinación del modelo 1-D mínimo es un proceso de prueba y error que se inicia idealmente con la recolección y selección de información sobre la estructura de la

subsuperficie del área de estudio. Este proceso puede llevar a resultados ambiguos, en particular cuando se testean varios modelos 1-D de velocidad. Por lo tanto, los distintos parámetros que controlan la inversión deben ser modificados y los correspondientes resultados necesitan ser evaluados.

### ● Hypoinverse

Hypoinverse es un programa que procesa información sísmica recogida desde estaciones sismológicas (tales como tiempos de arribo, formas de onda, amplitudes, duración, etc.) para las localizaciones de eventos sísmicos y cálculo de magnitudes.

Es parte de una larga lista de programas desarrollados por la USGS que incluye al HYPOLAYR (Eaton, 1969), HYPO 71 (Lee and Lahr, 1972) e HYPOELLIPSE (Lahr, 1980). Desarrollado en Fortran 77, ha experimentado una importante evolución desde su primera versión desarrollada para minicomputadores Eclipse (Klein, 1978) hasta su versión actual que corre en plataforma UNIX.

### ● Velest

El programa **Velest** trabaja realizando trazados de rayos desde la fuente al receptor, modelando hacia adelante; es decir, calcula tiempos de ondas reflejadas, refractadas y directas que atraviesan un modelo de estructura que se considera unidimensional.

Mediante la solución amortiguada de mínimos cuadrados calcula el “*Problema Inverso*”, tanto para el nuevo modelo de velocidad como para las localizaciones hipocentrales. Debido a que el “*Problema Inverso*” es un problema no lineal, la solución se obtiene por iteraciones del problema directo y el inverso hasta converger en un error deseado.

Este software desarrollado en lenguaje Fortran 77, fue diseñado para obtener un modelo unidimensional para la localización de sismos y como modelo de referencia inicial para

desarrollar tomografías sísmicas 2-D y 3-D (Kissling 1988, Kissling et al. 1994). Escrito inicialmente en 1976 por W.L Ellsworth y S. Roecker para estudios de tomografía sísmica (bajo el programa de nombre HYPO2D), VELEST fue modificado por R. Howack, C Thurber y R Corner quien implementó el modelo de trazado de rayos (Thurber 1981). En 1984 Kissling y Ellsworth después de las modificaciones de la estructura y la implementación de varias opciones nuevas lo usaron para calcular Modelo Mínimo 1D para una gran área en el Valle de California.

VELEST fue aplicado para sismos locales y datos de control-fuente desde varias áreas de California, Alaska, Utah y los Alpes.

Kradolfer implementó la opción para usar VELEST como una rutina de localización de hipocentros y H. Maurer reintrodujo la opción para usar datos de ondas P y S, separadas o combinadas. La versión corriente del VELEST ha sido probada sobre las plataformas UNIX (HP y SUN) y VMS (DEC) operando sistemas con FORTRAN 77 compilados.