



Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica

“ANÁLISIS DEL ENJAMBRE SÍSMICO DEL FIORDO DE AYSÉN DURANTE ENERO DE
2007”

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOFÍSICA

CINDY NATHALIE MORA STOCK

PROFESOR GUIA:
DIANA COMTE SELMAN

MIEMBROS DE LA COMISION:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
MARIO PARDO PEDEMONTE
ANDRÉS TASSARA ODDO

SANTIAGO DE CHILE
JULIO 2009

**RESUMEN DE LA TESIS
PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGISTER EN Cs. MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: Cindy Nathalie Mora Stock
FECHA: 14/08/2009
PROF. GUIA: Sra. Diana Comte S.**

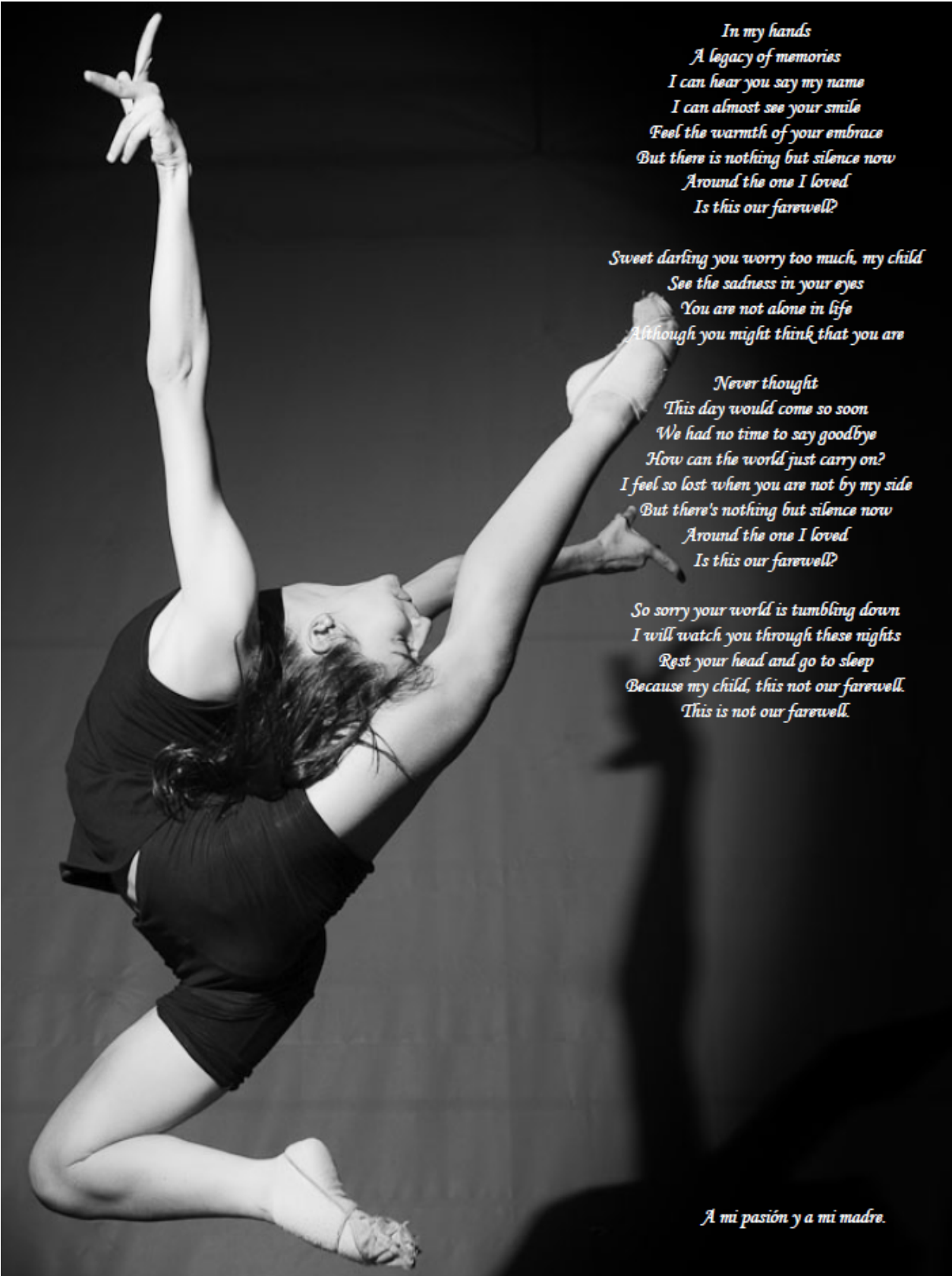
**“ANÁLISIS DEL ENJAMBRE SÍSMICO DEL FIORDO AYSÉN DURANTE ENERO DE
2007”**

El 23 de Enero de 2007, un sismo $M_w = 5.2$ (USGS) dio inicio al enjambre sísmico de Aysén, el cual tuvo gran actividad entre el mes de Enero y Abril del mismo año. Este enjambre se vio caracterizado por algunos eventos de magnitud importante como el del 23 de Enero y el sismo tsunamogénico del 21 de Abril ($M_w = 6.2$) que provocó grandes daños a las salmoneras del sector y produjo la muerte de 10 personas. El origen de este tipo de actividad y sus características son el principal foco de estudio de esta tesis debido a los pocos antecedentes de actividad sísmica en la región.

Se estudia la distribución espacio-temporal de los eventos entre los días 01 – 27 de Enero, 2007, ubicados por sobre los 20 km en el sector del Fiordo Aysén. 132 eventos son escogidos para ser relocalizados mediante el método de *Joint Hypocenter Determination* (JHD), para 25 de ellos se obtienen las soluciones de mecanismo focal y con esto el tensor de esfuerzo asociado al sector del enjambre.

Los eventos se distribuyen en un área epicentral de 7.8 km de longitud y 7.4 km de latitud ($73^\circ 01' - 73^\circ 07'W$ y $45^\circ 22' - 45^\circ 26'S$), y se concentran entre los 10 km de profundidad y la superficie. La distribución se elonga en superficie en dirección N-NE y en profundidad presenta un alto manteo ($60^\circ - 80^\circ$) en dirección S-SW, disminuyendo su profundidad hacia el NE. Los mecanismos focales obtenidos son consecuentes con una falla de rumbo N-S ($N354^\circ E - N10^\circ E$) con movimiento dextral. El tensor de esfuerzo local corresponde a un esfuerzo transpresional, determinado por σ_1 en dirección $N38^\circ E$ y un buzamiento subhorizontal de 13° , y σ_3 en dirección $N289^\circ E$, y un ángulo de 47° con respecto a la horizontal.

Los resultados obtenidos indican un origen tectónico para la actividad sísmica del enjambre, originado por la liberación de esfuerzos de cizalle acumulados por el movimiento del bloque al Oeste de la Zona de Falla Liquiñe –Ofqui, generados por la oblicuidad de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y la debilidad termal en la zona intra-arco que permite la absorción de esta deformación bajo un régimen de esfuerzo transpresivo.



*In my hands
A legacy of memories
I can hear you say my name
I can almost see your smile
Feel the warmth of your embrace
But there is nothing but silence now
Around the one I loved
Is this our farewell?*

*Sweet darling you worry too much, my child
See the sadness in your eyes
You are not alone in life
Although you might think that you are*

*Never thought
This day would come so soon
We had no time to say goodbye
How can the world just carry on?
I feel so lost when you are not by my side
But there's nothing but silence now
Around the one I loved
Is this our farewell?*

*So sorry your world is tumbling down
I will watch you through these nights
Rest your head and go to sleep
Because my child, this not our farewell.
This is not our farewell.*

A mi pasión y a mi madre.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a todos quienes han estado conmigo, de una u otra manera, en este proceso de arduo trabajo y larga escritura. Quienes han estado allí saben lo que costó para que este día llegara y, finalmente, aquí está.

A mi familia, mi padre y mi perro, mis dos grandes amigos. Sin ellos las llegadas a casa no tendrían el mismo calor y cariño. A mis tatas, que desde lejos aguantaron meses de ausencia que pronto serán recompensados.

A mi profesora guía e inspiradora en la carrera, Diana. Gracias por su sabiduría como científica, profesora, madre y amiga. A los profesores que integran mi comisión. Profesor R. Charrier, por sus críticas y buena disposición de ayuda en todo momento, fue un gusto aprender en su clase. Profesor M. Pardo, por su tiempo y disposición en resolver cada una de mis dudas y por la experiencia ganada como auxiliar de su ramo. Profesor A. Tassara, por las largas horas de conversación y café acerca de la geofísica y de la vida que hicieron que el doctorado y otras decisiones fueran tomadas.

A todos quienes hicieron que estos años en el tercer piso fueran acompañados de una sonrisa, en especial a Marcia y Luis, Hernán, Francisco y muchos de los que se pasean por la oficina. César y Marcelo por las ayudas geológicas cuando fueron necesarias; a Héctor Massone (SSN) por ayudarme con SEISAN; al DGF en general, tanto académicos como funcionarios.

A los amigos de la vida, por estar allí siempre. Cristián, por tu incondicional apoyo en esta y otras travesías. Zaida, Nadima y Monserrat, porque sus consejos secaron lágrimas y me levantaron cuando lo necesité.

A la Universidad de Chile y las “Becas de Estadías Cortas de Investigación”, por dar el apoyo monetario para mi estadía en Gainesville (FL, USA). A Ray por recibirme en la U. de Florida, y a Alejandro por compartir conmigo esos dos meses.

Por último, pero no menos importante, a mi madre, no tengo palabras para agradecerte incluso lo que no has hecho por mi. Como dice Fernanda, sé que estás orgullosa de esto, de los logros y de quién soy. No sería nada de no ser por ti.

INDICE DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	5
1.1.1. <i>Objetivo General</i>	5
1.1.2. <i>Objetivos Específicos</i>	5
1.2. METODOLOGÍA GENERAL.....	6
1.3. MARCO TEÓRICO.....	7
1.3.1. <i>Actividad Sísmica de Enjambre</i>	7
1.3.2. <i>Marco Geotectónico de la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui</i>	16
1.3.3. <i>Estudios Previos de Sismicidad en la Región</i>	29
2. METODOLOGÍA.....	36
2.1. ADQUISICIÓN DE DATOS.....	36
2.2. LECTURA DE DATOS Y CATÁLOGO PRELIMINAR.....	38
2.3. RELOCALIZACIÓN DE EVENTOS.....	39
2.3.1. <i>Determinación Hipocentral Conjunta (Joint Hypocenter Determination –JHD)</i>	39
2.3.2. <i>Catálogo de Datos Relocalizados</i>	42
2.4. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES Y TENSOR DE ESFUERZOS.....	43
2.4.1. <i>Mecanismos Focales</i>	43
2.4.2. <i>Tensor de Esfuerzos</i>	44
3. RESULTADOS.....	46
3.1. DISTRIBUCIÓN DE EVENTOS.....	46
3.1.1. <i>Distribución espacio – temporal de los eventos observados sin relocalización, utilizando SEISAN</i>	46
3.1.2. <i>Distribución espacial del enjambre, sin relocalizar</i>	48
3.1.3. <i>Distribución temporal del enjambre, sin relocalizar</i>	48
3.1.4. <i>Distribución espacial de los eventos seleccionados para la relocalización</i>	53
3.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE EVENTOS, RELOCALIZACIÓN CON JOINT HYPOCENTER DETERMINATION.....	54
3.2.1. <i>Distribución Espacial de los Eventos Relocalizados</i>	54
3.3. ESTUDIO DE INCERTEZAS ASOCIADOS A LA RELOCALIZACIÓN.....	62
3.4. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES Y TENSOR DE ESFUERZO.....	67
4. DISCUSIÓN.....	71
4.1. INICIO Y DESARROLLO DEL ENJAMBRE.....	71
4.2. DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA EN BASE A LOS EVENTOS RELOCALIZADOS Y LAS CARACTERÍSTICAS DEL TERRENO.....	72
4.2.1. <i>Corroboración con Mecanismos Focales y Tensor de Esfuerzo Local</i>	73
4.3. ORIGEN DEL ENJAMBRE: ¿TECTÓNICO, MAGMÁTICO O AMBOS?.....	75
5. CONCLUSIONES.....	80
5.1. CONCLUSIONES GENERALES.....	80
5.2. TRABAJO FUTURO.....	81
6. REFERENCIAS.....	82
ANEXO A. INCERTIDUMBRES DEL LAS UBICACIONES POSTERIORES AL MÉTODO JHD.....	90
ANEXO B. AJUSTES Y VARIABLES ESTADÍSTICAS PARA LAS ESTACIONES.....	94
ANEXO C. VALORES DE RUMBO, MANTEO Y DESPLAZAMIENTO DE LOS MECANISMOS FOCALES OBTENIDOS.....	97

TABLA DE FIGURAS

Figura 1.1: Sismicidad regional obtenida por la USGS entre los años 1973 y 2008 para la región de Aysén.	1
Figura 1.2: Fiordo Aysén, geografía de sus alrededores y zonas de tsunami.	3
Figura 1.3: Tipos de secuencias sísmicas en función de n (magnitud) y t (tiempo) presentadas por Mogi (1963).	8
Figura 1.4: Criterio de Coulomb y el efecto de la presión de poros.	10
Figura 1.5: Diagrama de Mohr con dos envolventes de ruptura, una para la formación de fallas (Coulomb) y otra para el deslizamiento en fallas preexistentes (fricción).	11
Figura 1.6: Envolvente de los tipos de secuencias sísmicas, en función de n y t, presentadas por Mogi (1963).	12
Figura 1.7: Zona de Falla Liquiñe - Ofqui.	17
Figura 1.8: Formación de duplex en sistemas de fallas de rumbo.	19
Figura 1.9: Segmentación de la deformación entre los 38°S - 42°S de la ZFLO.	21
Figura 1.10: Configuración de las placas Farallón, Antártica y Aluk, y la subducción bajo la placa Sudamericana.	24
Figura 1.11: Mapa geológico de la zona en estudio.	27
Figura 1.12: Imagen Landsat de la zona en estudio.	28
Figura 1.13: Sismicidad cortical y de subducción en la Península de Arauco.	30
Figura 1.14: Sismicidad intra-arco, entre los 41.5°S y los 43.5°S.	32
Figura 1.15: Sismicidad en la zona austral de Chile. Obtenido de Murdie <i>et al.</i> , 1993.	33
Figura 1.16: Histograma de eventos a partir del 1 de enero de 2007 al 31 de enero de 2008.	35
Figura 2.1: Distribución de la red temporal 2005 – 2007.	36
Figura 2.2: Esquema de parámetros de la ecuación.	41
Figura 3.1: Sismicidad entre los días 1 y 27 de Enero 2007, reportada por la red temporal CRSP.	47
Figura 3.2: Distribución espacial de los sismos del enjambre.	49
Figura 3.3: Distribución semanal de los eventos.	50
Figura 3.4: Distribución diaria de los eventos.	52
Figura 3.5: Selección de los 132 eventos previos a la relocalización.	53
Figura 3.6: Distribución espacial de los 132 eventos seleccionados y posteriormente relocalizados con el método JHD.	55
Figura 3.7: Perfil en profundidad de los eventos previos y posteriores al método JHD.	57
Figura 3.8: Perfiles de orientación N264°E perpendiculares al perfil en dirección N354°E°.	58
Figura 3.9: Perfiles de orientación N300°E perpendiculares al perfil en dirección N30°E.	59
Figura 3.10: Perfiles de orientación N280°E perpendiculares al perfil en dirección N10E°.	61
Figura 3.11: Elipses de confianza en distribución diaria de eventos relocalizados para los días 23, 24, 25, 26 y 27 de Enero de 2007.	63
Figura 3.12: Trayectoria de desplazamiento de eventos relocalizados.	64
Figura 3.13: Histogramas de incerteza horizontal (izquierda) y en profundidad (derecha).	66
Figura 3.14: Histograma de profundidades de los eventos, posterior al proceso de relocalización.	66
Figura 3.15: Proyección estereográfica de la esfera inferior de algunos de los eventos utilizados en la relocalización.	68
Figura 3.16: Tensor de stress obtenido según el método de Rivera y Cisternas (1990).	69
Figura 3.17: Gráfico del mejor tensor encontrado, las mejores soluciones, su factor de forma (R), y el valor de <i>score</i> .	70
Figura 4.1: Mecanismos focales asociados a los eventos del enjambre del Fiordo Aysén.	75
Figura 4.2: Batimetría del Fiordo Aysén. Obtenido de Lara (2008).	78

1. INTRODUCCIÓN

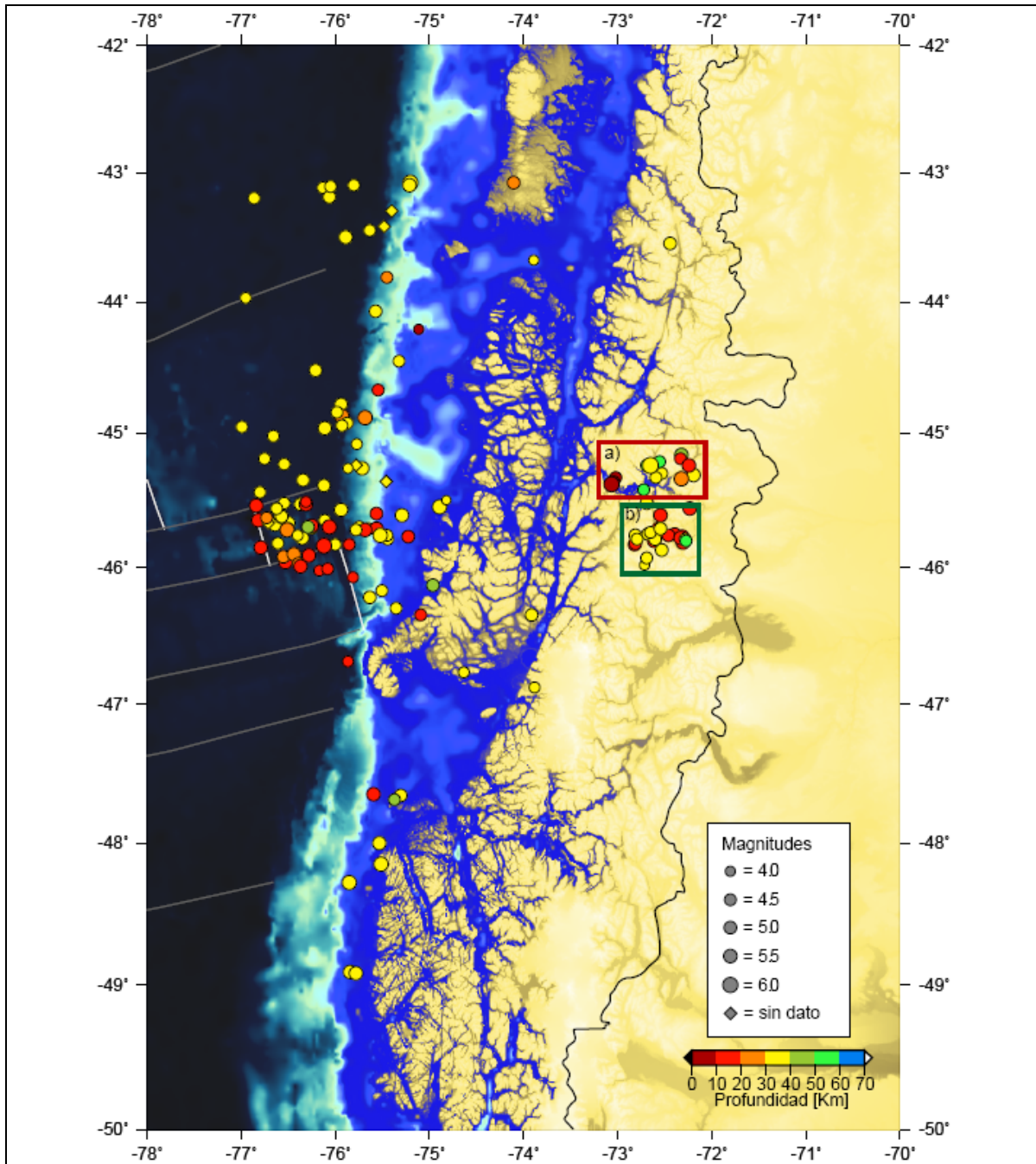


Figura 1.1: Sismicidad regional obtenida por la USGS entre los años 1973 y 2008 para la región de Aysén.

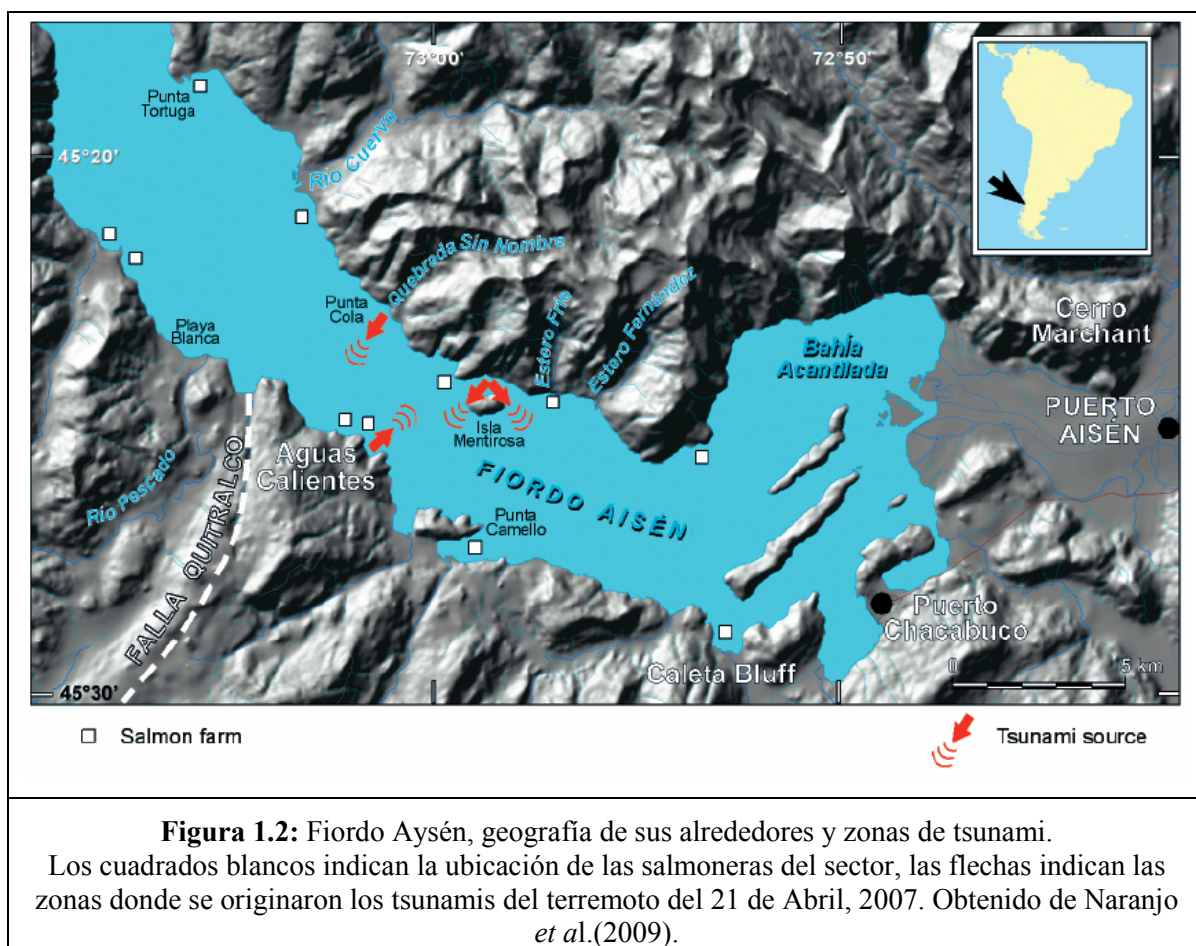
Los sismos dentro del cuadro rojo (a) corresponden a la actividad del enjambre de Aysén, los sismos dentro del cuadro verde (b) corresponden a la actividad sísmica del volcán Hudson en 1991.

La actividad sísmica de la región de Aysén detectada por la red mundial de estaciones sismológicas (Figura 1.1) indica una baja tasa de sismicidad, exceptuando aquella asociada al volcán Hudson en 1991 y la asociada a la extensión de la dorsal de Chile (*Chile Ridge*), la subducción de la placa de Nazca al norte de ésta y la baja sismicidad que produce la placa Antártica. Debido a ello, el 23 de Enero de 2007, un sismo $M_w = 5.2$ (USGS) sorprendió a la región de Aysén ($45^{\circ}24'S - 72^{\circ}40'W$), y mantuvo una alta actividad sísmica del tipo enjambre durante 3 meses en el sector.

Entre los meses de Enero a Abril, se registró un promedio de 66 eventos diarios, observados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), de los cuales algunos fueron perceptibles por la población. A comienzos de Marzo del año 2007, se registraban al menos cinco eventos de magnitud moderada ($M \geq 4.0$) dentro de los cuales el de mayor magnitud es el sismo $M = 5.2$ del 23 de Enero, 2007. Éste y otro evento el 1° de Abril generaron pequeños tsunamis por deslizamiento, ocasionando daños menores a las salmoneras en las costas del Fiordo Aysén (*Naranjo et al., 2009*).

Sin embargo, los mayores daños fueron provocados por el terremoto del 21 de Abril del mismo año, el cual con una magnitud $M_w = 6.2$ generó el desprendimiento de tres masas de tierra de gran volumen, las que provocaron un tsunami por deslizamiento en el sector de Punta Cola y frente a Isla Mentirosa (Figura 1.2). El tsunami causó la muerte de tres personas y la desaparición de otras siete, junto con importantes pérdidas en la industria salmonera de la región (*Naranjo et al., 2009*).

Este enjambre sísmico y la actividad previa a él, son de gran importancia en el estudio de la región, puesto que no existen precedentes de un fenómeno de este tipo en el sector. La zona del enjambre está restringida a una zona pequeña ubicada sobre el Fiordo Aysén, y éste está inserto en una zona de falla que abarca cerca de 1000 kilómetros. Una de las soluciones del mecanismo focal del terremoto es consistente con una falla de rumbo con movimiento dextral, lo cual coincide con la historia geológica del lugar y con la dirección de movimiento de esta zona de falla.



La zona de falla Liquiñe–Ofqui presentó, posterior a la crisis sísmica de Aysén, gran actividad sísmica y volcánica. En ella se emplaza el arco volcánico actual y es la responsable de la absorción de la deformación producida por la subducción de la placa de Nazca. Debido a la relación que existe entre las fallas o fracturas y el transporte de magma, este fenómeno causó especial preocupación entre las autoridades y pobladores.

El origen del enjambre sísmico de Aysén es un tópico de gran discusión, puesto que no se tenía conocimiento de eventos durante los días previos al sismo del 23 de Enero, 2007, debido al mal funcionamiento de una de las estaciones del SSN. Sin embargo, la red temporal del proyecto *Chile Ridge Subduction Project* (CRSP), de la Universidad de Florida (USA) y la Universidad de Chile, estaba terminando su período de estudio mientras el enjambre comenzaba a desarrollarse, logrando registrar eventos previos al 22 de Enero, 2007.

Determinar el origen de este tipo de actividad en la zona es de gran importancia ya que establece un precedente para futuros enjambres sísmicos en el sector. Además, tiene directa relación con la actividad reciente en la zona de falla Liquiñe–Ofqui en su sector sur, de la cual se tienen pocos estudios al respecto. Es importante, también, determinar si la actividad está relacionada con el transporte de magma mediante sistemas de falla-fractura, a fin de evitar comentarios geológicos inadecuados que causen alarma en la población.

En esta tesis se analizarán los eventos registrados por la red temporal CRSP, previos y posteriores al sismo del 23 de Enero de 2007, con el objeto de determinar el origen de la actividad sísmica de enjambre que afectó el Fiordo Aysén. Asimismo, se determinarán los esfuerzos locales predominantes en la zona de interés y se analizará su relación con la tectónica global de la región.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general es mejorar la comprensión del desarrollo del enjambre sísmico de Aysén de 2007, para determinar su origen sobre la base del estudio de la evolución espacio temporal de los sismos ocurridos antes del terremoto principal del 23 de enero de 2007, que a su vez corresponde al precursor más importante del terremoto del 21 de abril de 2007, $M_w = 6.2$.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Los objetivos específicos corresponden a:

Estudiar las relaciones espacio – temporales de los sismos asociados a la actividad sísmica del Fiordo Aysén, para verificar alguna posible migración de los focos.

Estudiar el régimen de esfuerzo del sector referido al enjambre sísmico, mediante el análisis de mecanismos focales.

Determinar si existe alguna relación con el contexto tectónico de la región de acuerdo con los estudios existentes al respecto.

1.2. METODOLOGÍA GENERAL

Se analizaron los registros sísmicos de los sismos comprendidos entre el 01 y el 27 de Enero de 2007 mediante el programa SEISAN (*Havskov & Ottermöller, 2003*), obteniendo la localización de los hipocentros y mecanismo focal de los mismos. Los datos fueron obtenidos de la red sísmológica temporal del proyecto *Chile Ridge Subduction Project* (CRSP) dispuesta entre los 43° - 49°S, tanto en tierra como en las islas, la cual forma parte de un proyecto conjunto entre la Universidad de Chile y Universidad de Florida (USA) con financiamiento CONICYT y NSF (*National Science Foundation, USA*).

Una vez obtenidas las coordenadas hipocentrales de los distintos sismos asociados al sector del Fiordo Aysén, se analizaron los resultados para establecer posibles relaciones espacio-temporales, y se escogieron algunos sismos, según un criterio de mínimo error y número de estaciones, para realizar una relocalización bajo el método *Joint Hypocenter Determination* (Douglas, 1964). De esta manera se intentó mejorar las localizaciones hipocentrales de todos los sismos utilizados en la relocalización y mejorar la comprensión de las características de la falla asociada a los sismos registrados.

Posteriormente se procedió a generar, mediante el programa FOCMEC (*Snoke et al., 1984; Snoke, 2003*), el mecanismo focal de los sismos utilizados en la metodología anterior. Se consideraron aquellos eventos con una buena cobertura azimutal y que contengan el mayor número de estaciones leídas. Conocidos los mecanismos focales, mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) se calculó el régimen de esfuerzos local en la zona del enjambre y se analizó con respecto al régimen general de la zona.

1.3. MARCO TEÓRICO

1.3.1. ACTIVIDAD SÍSMICA DE ENJAMBRE

En las secuencias sísmicas comunes se destaca un evento principal (*mainshock* en inglés) de gran magnitud, el cual es seguido por una serie de eventos de menor magnitud llamados réplicas (*aftershocks* en inglés). Esta secuencia de evento principal – réplicas puede, o no, ser precedido por un número de eventos de menor magnitud que el evento principal, llamados sismos precursoros (*foreshocks* en inglés). El término "enjambre sísmico" (*seismic swarm* en inglés) se asocia a una serie de sismos concentrados en espacio y tiempo, donde la magnitud y el número se incrementan para decaer después de cierto período. A diferencia de las secuencias de sismicidad común, en un enjambre sísmico no existe un único evento que destaque por sobre los demás en magnitud, los sismos tienen magnitudes similares y algunos eventos sobresalen (Figura 1.3) (*Ibs-von Seht et al., 2008*). Sin embargo, un enjambre sísmico puede preceder un gran terremoto y su correspondiente secuencia de réplicas como ocurrió previo al terremoto de Valparaíso – Santiago en 1985.

Existen leyes más o menos simples para caracterizar la evolución temporal de los sismos precursoros, ley de potencia, y para las réplicas, Ley de Omori. Sin embargo, no se ha encontrado una ley que permita establecer el comportamiento temporal de la actividad de tipo enjambre, aunque se conoce estadísticamente que su distribución en el espacio y tiempo es de tipo fractal (*Hainzl, 2003*). A diferencia de un ciclo sísmico, en el que sismos precursoros anteceden al sismo principal el cual es seguido por una serie de réplicas, los enjambres no poseen un orden determinado, y se desconoce su interacción con la liberación de energía y riesgo sísmico en la zona donde ocurren.

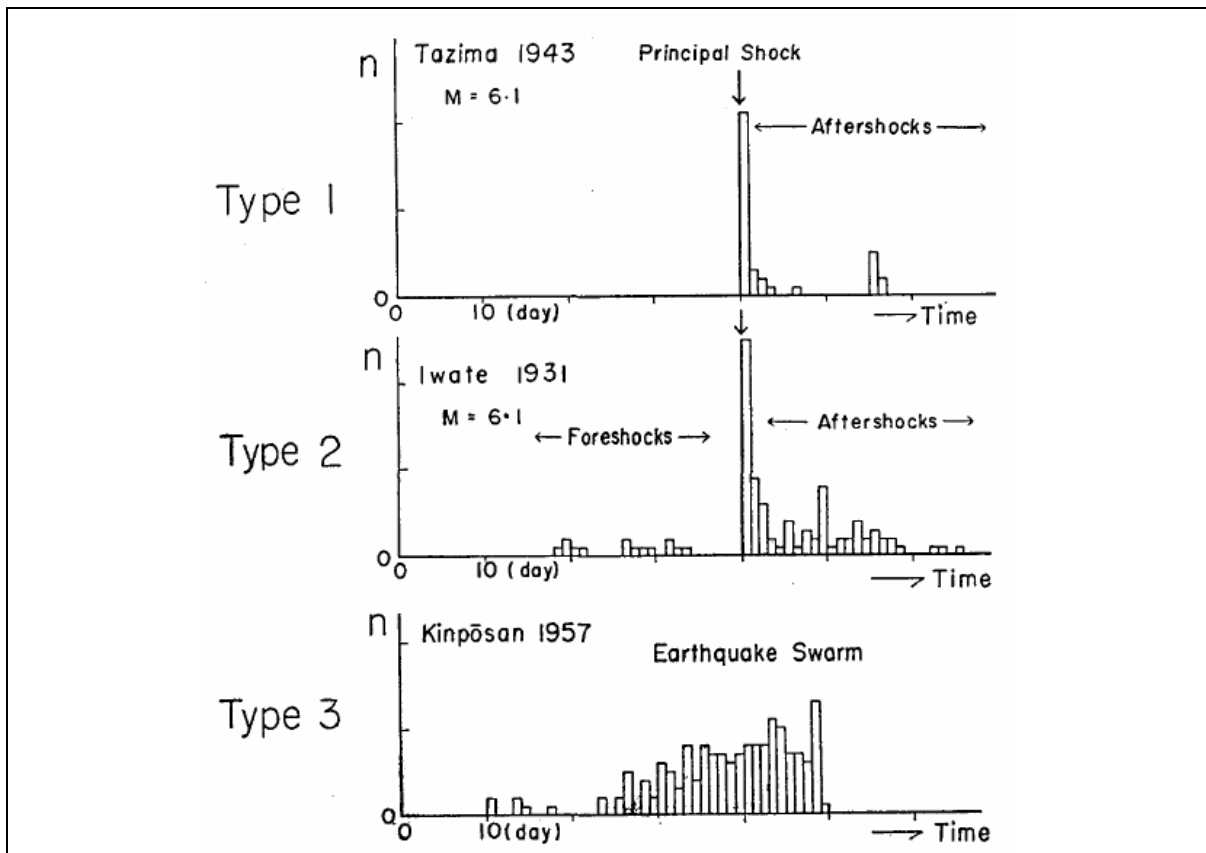


Figura 1.3: Tipos de secuencias sísmicas en función de n (magnitud) y t (tiempo) presentadas por Mogi (1963).
 Se presentan la secuencia evento principal – réplicas (Type I), secuencia precusores – evento principal – réplicas (Type II) y secuencia tipo enjambre (Type III). Modificado de Mogi (1963).

En la formulación de un criterio de ruptura para un material, se busca una relación entre los esfuerzos principales $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (compresión positiva) que defina la envolvente de ruptura como $\sigma_1 = f(\sigma_2, \sigma_3)$ con algunos parámetros que caracterizan el material. En particular, el fallamiento de cizalle, en un plano del material, bajo un estado de esfuerzos compresivo se describe según el criterio de Coulomb como:

$$\tau = \tau_o + \mu\sigma_n \quad (1)$$

donde τ es el esfuerzo de cizalle, τ_o es el término de cohesión, μ es el coeficiente de fricción interna y σ_n es el esfuerzo normal. El coeficiente de fricción interna puede ser escrito como $\mu = \tan(\phi)$ con ϕ el ángulo de fricción interna, correspondiente al ángulo más pronunciado que el material puede soportar estando en reposo.

Graficando este criterio según el círculo de Mohr es posible observar que la falla o fractura ocurrirá en dos planos conjugados, orientados a cada lado de σ_1 según el ángulo $\theta = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$, y tendrán sentidos opuestos en el movimiento de cizalle. La envolvente, en este caso, corresponderá a $\tau^2 = 4T_o(\sigma_n + T_o)$ donde T_o es la máxima resistencia tensional, para la cual ocurre la falla si $\sigma_3 = T_o$.

Sin embargo, la región frágil de la litósfera es permeable, por lo que el efecto del fluido en la roca es importante. El fluido penetra el espacio entre los poros del material ejerciendo presión en el mismo y actuando como lubricante al momento de la fractura, disminuyendo el esfuerzo efectivo. Luego, el criterio de Coulomb considerando presión de poros se escribe como $\tau = \tau_o + \mu(\sigma_n - p)$. Gráficamente, esto se representa como un desplazamiento del círculo de Mohr hacia la izquierda, generando la intersección del mismo con la envolvente de fractura a una presión menor que sin la presencia de fluidos (Figura 1.4).

El criterio de Coulomb nos indica a qué valor de esfuerzo de cizalle se generará la fractura del material. Sin embargo, una vez generada la falla, ésta constituye un plano de debilidad que puede ser reactivado bajo un campo de esfuerzos no necesariamente alineado acorde a la teoría (*Scholz, 2002; Gephart & Forsyth, 1984*). La resistencia friccional de la falla es menor que el esfuerzo (*stress*) necesario para generar la misma falla y, por lo tanto, es más fácil reactivar una falla preexistente que generar una nueva fractura en la dirección óptima según el campo de esfuerzos reinante. Esto genera una ambigüedad al inferir el campo de esfuerzos según la orientación preferencial de fallas o mediante mecanismos focales.

los cuales la falla no puede reactivarse; $2\theta_R^*$ corresponde al ángulo de suspensión, el valor límite al cual puede tenderse cuando p se acerca a σ_3 sin sobrepasarlo. Cuando esto ocurre, $p > \sigma_3$, se produce el drenaje del fluido por la consecuente hidrofractura del material.

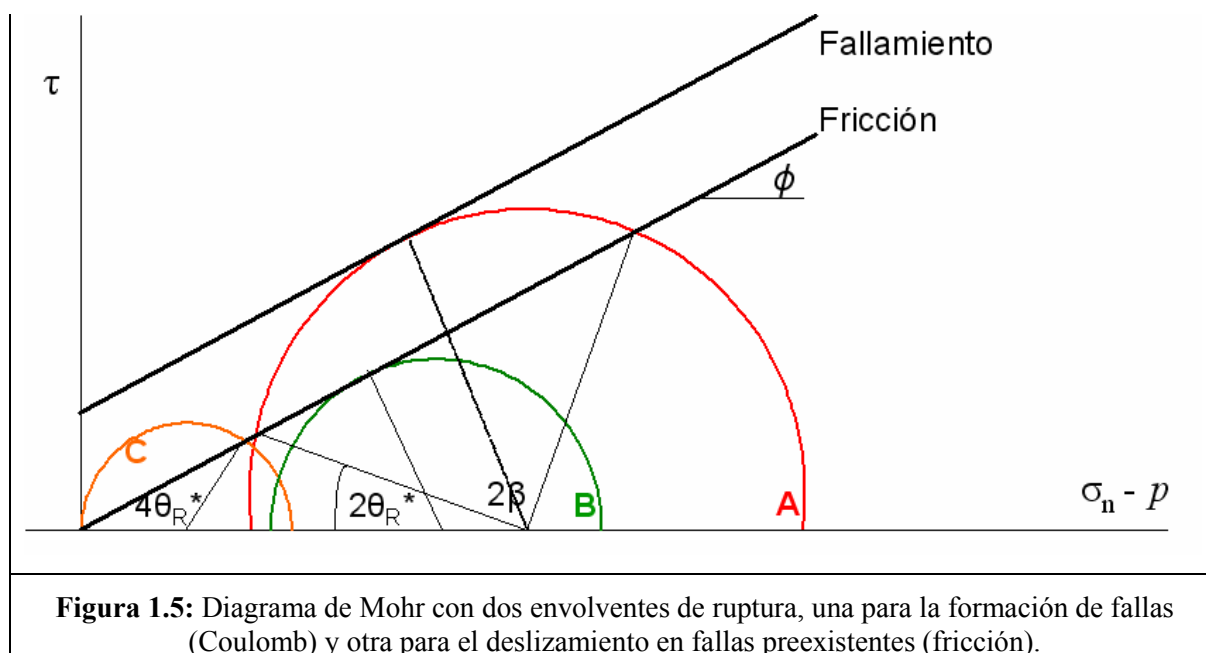
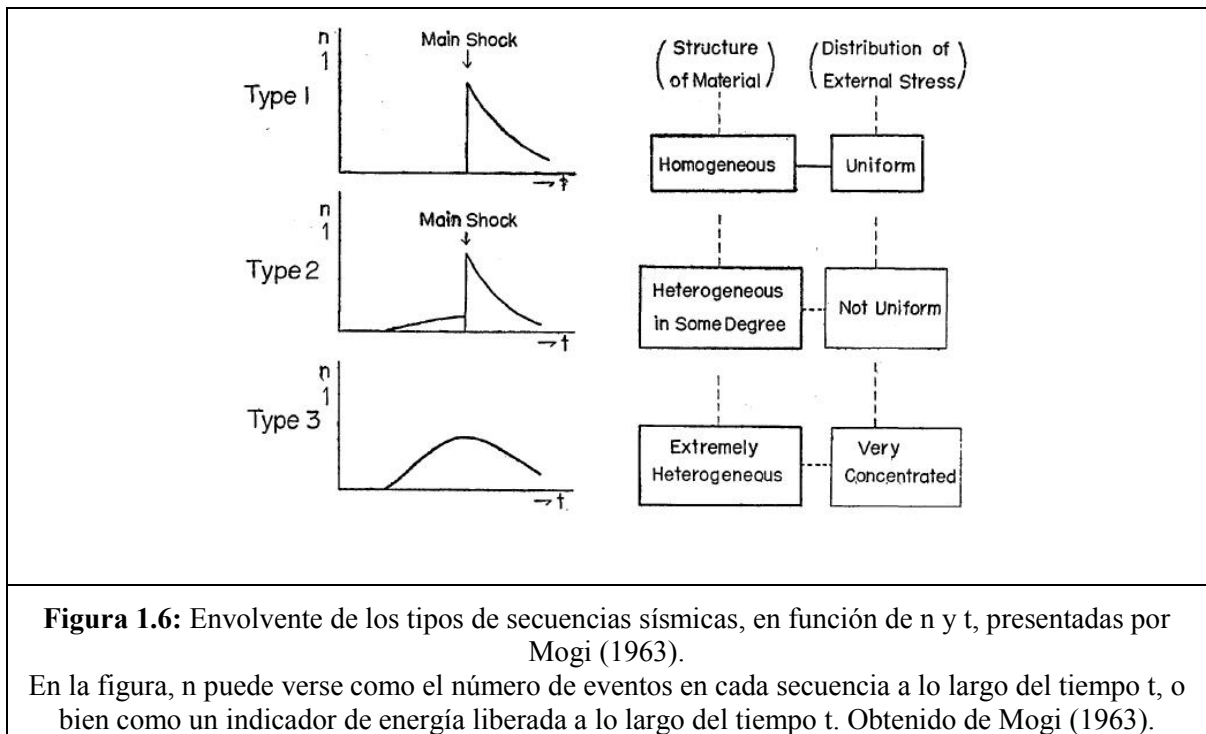


Figura 1.5: Diagrama de Mohr con dos envolventes de ruptura, una para la formación de fallas (Coulomb) y otra para el deslizamiento en fallas preexistentes (fricción).

El patrón de sismos que se desarrolla en un enjambre pertenece a la secuencia de Tipo III (Figura 1.6), descrita por Mogi (1963); patrón que se genera en zonas muy fracturadas o afectadas por un esfuerzo muy concentrado aplicado de manera gradualmente creciente, como por ejemplo aquél provocado por la intrusión de un magma viscoso. Según el modelo propuesto por Hill (1977) existen dos procesos que desencadenan actividad de tipo enjambre en zonas volcánicas, que son los lugares donde se produce típicamente este tipo de sismicidad. El primero es el aumento de la presión magmática (P_f) tal que las $P_f > \sigma_3$ mientras el *stress* diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) permanece constante, lo que permite el emplazamiento de diques y la generación de sismos en fallas de cizalle oblicuas a dichos diques. El segundo proceso involucra cambios en el *stress* de Coulomb debido al aumento del *stress* diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), mientras el magma es dirigido a través de las fallas o diques a una presión $P_f \sim \sigma_3$, permitiendo la fractura y dilatación de los mismos, y por ende, la generación de eventos de éste tipo (Hill, 1977).



Los enjambres son eventos típicos de ambientes volcánicos activos debido a que la corteza se encuentra muy fracturada y sometida a esfuerzos heterogéneos (Mogi, 1963), sin embargo, no son exclusivos de estos escenarios. Es posible encontrarlos alrededor de la Tierra en una diversidad de ambientes tectónicos, como por ejemplo:

1. Zonas de fallas de rumbo, como por ejemplo la Falla de San Andrés.
2. Zonas de transición entre centros de esparcimiento de fondo oceánico y fallas transformantes, como la Península Reykjanes, Islandia, o en Salton Through, California (Hill, 1977). La zona de fractura Tjörnes, en la dorsal mesoatlántica, posee una alta actividad sísmica de enjambre cercano a centros volcánicos y en fallas, las que también presentan eventos de gran magnitud ($M = 7$), especialmente en períodos de expansión oceánica. Ocho enjambres se produjeron entre 1994-1997 y 2004, recopilando cerca de 1600 eventos, los cuales tienen un rápido incremento de la actividad, que se ve caracterizada con dos eventos de gran magnitud, uno al comienzo y otro al final de la crisis. En cuanto a su duración, los enjambres pueden ser de corta duración (menor a 3 días), desencadenados por la propagación del magma, o de mayor duración (más de 4 días), relacionados principalmente con la actividad hidrotermal y/o procesos tectónicos.

Los enjambres asociados a la actividad magmática, presentan las características por las cuales se clasifican de esta manera: migración de hipocentros por propagación e fluidos hacia la subsuperficie en forma de diques o columnas. Sin embargo, también se encuentran enjambres netamente tectónicos los que se emplazan en fallas, poseen mecanismos focales acordes con la tectónica regional y presentan una disminución exponencial en la intensidad y número de eventos (*Hensch et al., 2008*).

3. En ambientes de subducción, los enjambres se asocian a asperezas en la placa subductante o a la presencia de fluidos que gatillan la sismicidad. Esto es evidente en la subducción de la placa Africana bajo las placas Anatolia y Aegea, en la región de Creta. Entre los años 1996 – 2004 varios eventos con magnitud $0 \leq M_l \leq 2.4$ se emplazaron en tres zonas de la subducción helénica, asociadas directamente con la circulación de fluidos ya sea por expulsión en el prisma de acreción o por el ascenso hacia la superficie por estructuras verticales. (*Meier et al., 2004*). En Japón, Mogi (1963) reconoce una especial relación entre la distribución de la sismicidad y la zona no volcánica altamente fracturada de Hyuganada. También en sectores de volcanismo reciente como dorsales oceánicas (Kyushu-Palau), grabenes con relleno volcánico (Oita-Kumamoto-Nagasaki) y el sector de Fosa Magna en Izu-Nagano (*Mogi, 1963*).
4. Sistemas de Faja Plegada: en la región Sannio-Matiese, en la transición centro-sur de la cadena de los Apeninos, el año 2001 se produjo un enjambre sísmico en el mismo sector que el ocurrido en 1986. Durante nueve meses, varios eventos de magnitud entre $1.5 \leq M_D \leq 2.5$ se emplazaron en un área de 140 km^2 con profundidades de hasta 15 km, describiendo una estructura subvertical de dirección NNE-SSW. La ubicación de estos enjambres, y sus fallas asociadas, coincide con los términos de segmentos de fallas NW-SE, lo que indica que serían un indicio de la reactivación de estas discontinuidades (*Milano et al., 2005*).
5. Rift continentales cuya relación con la debilidad cortical, intrusión de magma y fluidos asociados es directa. Dos zonas extensionales de mucha actividad sísmica constituyen el área de Socorro, en el *rift* Río Grande, y el *rift* de Kenya. El primero es una extensión de más de 1000 km entre Colorado y México, en dirección Norte-Sur, ubicándose el área de Socorro en el sector medio caracterizado por cuenca extensionales y alzamiento debido a

un cuerpo magmático ubicado bajo la corteza media. En la Anomalía Sísmica de Socorro la sismicidad no supera la magnitud 4.7, excepto algunos eventos $M = 6.0$, puede durar de días a meses y presenta mecanismos focales de tipo normal con rumbo N-S, en su mayoría, en conjunto con mecanismos con componentes volumétricas. Los hipocentros con profundidades mayores a 10 km pueden relacionarse directamente con el lado Este de la falla, mientras que el resto, entre 3 y 14 km, no tienen una expresión en superficie como fallas o volcanismo (*Ibs-von Seht et al., 2008*). Por otro lado, el *rift* keniano está gobernado por una microsismicidad tipo enjambre originada por el magmatismo de la zona y la migración de fluidos. Más de 500 eventos, M menor a 2.7, en tres meses se registraron en el Lago Bogoria, con hipocentros de hasta 20 km de profundidad orientados de manera alargada en el centro del *rift*. El origen de la actividad correspondería al emplazamiento cortical de diques y al movimiento de fluidos, dada la migración de los hipocentros (*Ibs-von Seht et al., 2008*). El *rift* Eger, el lado Este del *rift* europeo, presenta bastante actividad sísmica en comparación a su lado Oeste, el valle del Rhin. La sismicidad de la región de NW-Bohemia/Vogtland se debe a un control tectónico en conjunto con flujos de calor, CO_2 y aguas termales que ascienden en el área (*Neunhöfer & Hemmann, 2005*).

6. Ambientes intraplaca: en el NE de Brasil, en pleno cratón brasileño, la actividad sísmica de enjambre provocó más de 50000 sismos entre los años 1986 y 1994, ubicados a profundidades no mayores a los 12 km, y con magnitudes $0 \leq m_b \leq 5$. El origen de la actividad tendría directa relación con un sistema de fallas preexistentes relacionadas con zonas de alto flujo termal, magmatismo y debilidad cortical, y el esfuerzo regional generado por el movimiento de la placa Sudamericana hacia el Este (*Bezerra et al., 2006*). De manera similar en 1974, un enjambre se produjo en la región de Kintail, al NE de Escocia, inducido por el esfuerzo regional N-S asociado a la extensión local de la zona. Los eventos se concentraron en un área pequeña entre los 9.5 y 11 km de profundidad, y evidenciaron mecanismos de rumbo sinistral coincidentes con la dirección SW-NE de la falla Strathconon (*Assumpção, 1981*).
7. Sismos glaciares: en la Antártica, más de 6000 eventos se agruparon en tres grupos principales, dos al norte y uno al sur de la región, entre los años 2003 y 2004 (*Danesi et al., 2007*), mientras que en Groenlandia, observados como eventos de largo período, 42

sismos se produjeron en ambas costas de la isla entre 1991 y 2001 (*Ekström et al., 2003*). Los eventos que se generan en la interfaz hielo – roca son producido por desplazamientos de grandes masas de hielo en distancias relativamente cortas, dinámica *stick – slip*, debido a la inhomogeneidad de la base de la capa de hielo. Los cambios en la presión de poros en la base del glaciar, la inclinación del terreno, la topografía, e incluso, la deformación no linear de los sedimentos del glaciar generan las condiciones necesarias para que produzca este tipo de eventos.

El margen continental a lo largo de todo el territorio chileno está ligado con la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo Sudamérica. Este contexto tectónico lo predispone a ser altamente sísmico a lo largo y ancho de todo el país. Grandes terremotos ubican a Chile en la lista de grandes terremotos por ejemplo: Valdivia, 1960; Chillán, 1939; Valparaíso, 1985; Antofagasta, 2007; varios de ellos han sido acompañados por enjambres sísmicos previos al evento principal, como por ejemplo el terremoto de Valparaíso en 1985, o incluso enjambres sin un evento con una magnitud particularmente mayor, como el enjambre de Copiapó en 1973 y 2007.

1.3.2. MARCO GEOTECTÓNICO DE LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE – OFQUI

Geometría de la Zona de Falla Liquiñe - Ofqui

La Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Figura 1.7) se ubica en la zona austral de Chile, entre los 38°S y 48°S, en la zona de los Andes Australes, donde establece el límite entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal (*Lavenu et al., 1999*). La ZFLO tiene una orientación N20°E y consiste en un sistema de fallas de rumbo dextral que abarca más de 1000 km de longitud, entre el volcán Copahue al SE de Concepción y el Golfo de Penas.

Desde el punto de vista morfológico, la ZFLO está conformada por tres tipos de estructuras mayores. Dos lineamientos rectos de dirección NNE y paralelos entre sí, uno entre los 39°S – 44°S y otro entre los 44°S – 47°S, de cientos de kilómetros de largo. Estos lineamientos se encuentran separados hacia el norte de los 44°S, sin embargo están interconectados por lineamientos de decenas de kilómetros, dispuestos en *échelon* en dirección NE. Además, se consideran al menos tres lineamientos curvos al Oeste de la falla, de decenas de kilómetros y dirección NNW, que dan cóncavos al mar (*Cembrano et al., 1996*).

La disposición de las estructuras es una respuesta al efecto de atascamiento (*buttress effect*) y al movimiento de rumbo en sistemas transpresivos. En zonas de subducción oblicua, el efecto de atascamiento corresponde a la resistencia que opone una lámina cortical al desplazamiento debido a la falta de espacio en el frente de avance. El impedimento puede ser ocasionado por un cambio geométrico (rumbo de la estructura) o de las propiedades físicas de la placa obductante, u otros factores como cambios en el ángulo de subducción y de oblicuidad (*Beck et al., 1993*). Al Norte de los 38°S, el margen chileno cambia de N20°E a N-S y e incrementa el espesor cortical, lo que bloquea el desplazamiento del Bloque Chiloé hacia el Norte. El movimiento del bloque como una lámina cortical desprendida del continente, genera movimientos rotacionales al exterior

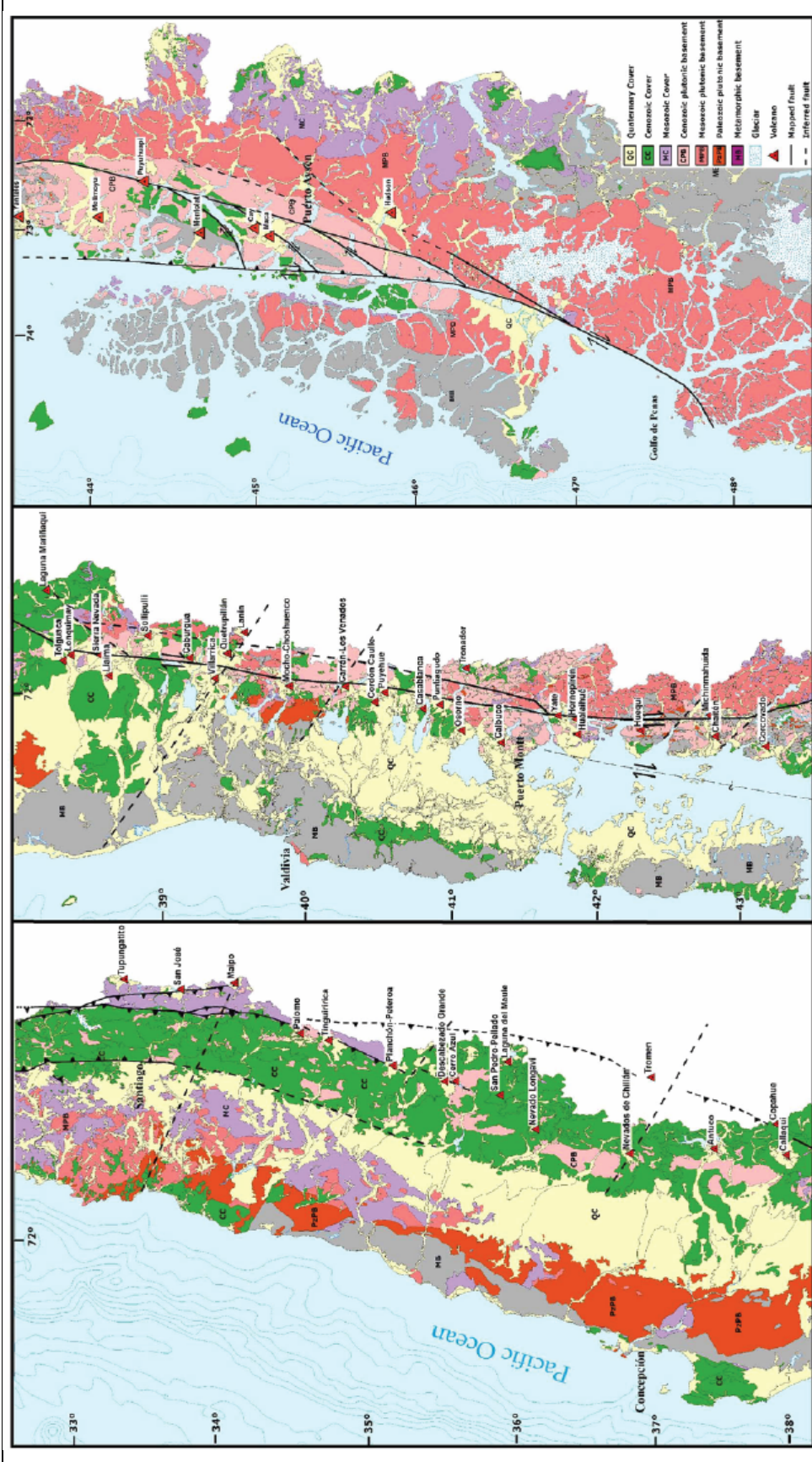


Figura 1.7: Zona de Falla Liquiñe - Ofqui

Mapa geológico de Chile entre los 33°S y 48.5°, modificado del mapa 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN), y compilaciones de otros autores. Obtenido de Cembrano y Lara, 2009.

de la falla, en sentido contrario al movimiento de la misma (*Beck Jr. et al., 2000*), en este caso las mediciones paleomagnéticas indican rotaciones antihorarias de $9^{\circ} \pm 1^{\circ}$ para los bloques al Oeste de la falla Liquiñe-Ofqui, y rotaciones horarias de $31^{\circ} \pm 4^{\circ}$ para los bloques al Este (*Rosenau et al., 2006*). Los bloques que rotan están determinados, en gran escala, por los lineamientos NW cóncavos hacia el mar, que otorgan solución al problema de espacio.

Por otro lado, el desplazamiento en fallas de rumbo genera una estructura compleja denominada *duplex* de rumbo (*strike-slip duplex*) constituida por bloques dispuestos de manera oblicua y horizontal, limitados a ambos lados por los segmentos de la falla principal. Este tipo de estructura se asocia generalmente a fallas imbricadas en un sistema compresivo, donde acomodan el adelgazamiento o acortamiento de la corteza; sin embargo, en fallas de rumbo el acortamiento o extensión se genera en el plano horizontal, luego la deformación se acomoda en el plano vertical donde la superficie horizontal no tiene restricción de movimiento. Este tipo de deformación provee un mecanismo eficiente para generar estructuras *en échelon*. La forma de las fallas en un corte transversal al movimiento se denomina estructura de flor, la cual puede ser positiva (inversa o estructura de palmera) si las fallas tienden a ser convexas y la componente en el manto es inversa, o negativa (normal o estructura de tulipán) si las fallas son cóncavas y la componente en el manto es normal (*Twiss & Moores, 2007*) (Figura 1.8).

La zona en la cual se ubica la ZFLO se encuentra caracterizada por la subducción de las placas oceánicas Nazca y Antártica bajo la placa continental Sudamericana, las que convergen en el Punto Triple Chile (PTC) al subducir la dorsal de Chile (*Chile Ridge*) en la fosa Perú-Chile. Al norte del PTC, la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana a una velocidad de 66 mm/año en una dirección $N77^{\circ}E$ (*Angermann et al. 1999*), mientras que al sur del PTC, la placa Antártica subduce casi ortogonalmente la misma placa a una velocidad de 20 mm/año (*De Mets et al., 1994*). La edad de la placa de Nazca disminuye de ~ 25 Ma en la latitud $38^{\circ}S$ a prácticamente 0 Ma en la latitud del PTC ($46^{\circ}S$).

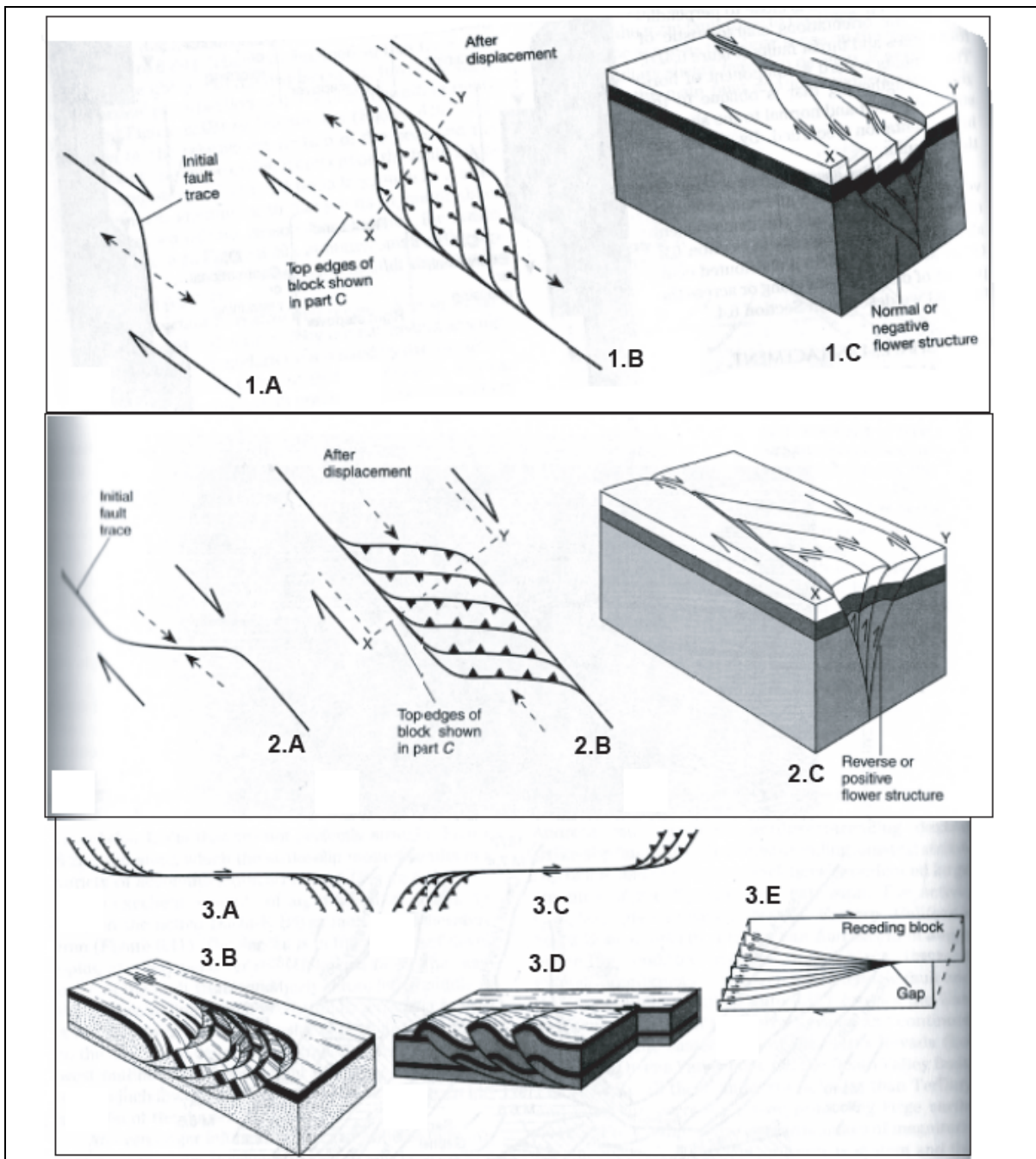


Figura 1.8: Formación de duplex en sistemas de fallas de rumbo.

1.- Formación de dúplex extensional. A) curva extensional en una falla de rumbo dextral. B) dúplex extensional desarrollado en la curva A). C) diagrama de bloque de una estructura de flor negativa.

2.- Formación de un dúplex contraccional. A) curva contraccional en falla de rumbo dextral. B) dúplex contraccional desarrollado en la curva A). C) diagrama de bloque de una estructura de flor positiva.

3.- Terminaciones de fallas de rumbo dextral, análogamente se puede aplicar para fallas sinestras. A) geometría de abanico extensional imbricado. B) fallamiento extensional con fallas normales. C) geometría de abanico contraccional imbricado. D) fallamiento contraccional de pliegues y fallas inversas. E) geometría de "cola de caballo" (*horsetail*). Obtenido de Twiss & Moores (2007).

Partición del esfuerzo y deformación

Durante el Plioceno y Cuaternario se observan dos eventos tectónicos importantes en la ZFLO. Previo a los 3.6 – 2.8 Ma (Plioceno), σ_1 se ubicaba en dirección EW, con valores de $\sigma_1 \sim N86^\circ \pm 27^\circ$ en el ante-arco y $\sigma_1 \sim N87^\circ \pm 12^\circ$ en el intra-arco. Posterior a los 2.8 -1.6 Ma (Cuaternario), se observa que la dirección de σ_1 en el ante-arco es NS a NNE-SSW ($\sigma_1 \sim N013^\circ \pm 22^\circ$), σ_2 es EW y σ_3 es vertical, mientras que en la región intra-arco, a lo largo de la ZFLO se da un régimen de transpresión con σ_1 en dirección NE-SW ($\sigma_1 \sim N42^\circ \pm 20^\circ$), σ_3 NW-SE y σ_2 , vertical. En la región de la Península de Arauco ($\sim 38^\circ S$), sin embargo, el régimen es extensional con σ_1 vertical, σ_3 EW y σ_2 NS. (*Lavenu & Cembrano, 1999*)

La oblicuidad de la subducción de la placa de Nazca produce la partición del esfuerzo y la deformación en dos componentes, paralela y perpendicular la margen, las que en mayor o menor grado generan cizalle y compresión, respectivamente. El desplazamiento de la falla hacia el Norte, ha acumulado cerca de 124 km de desplazamiento dextral entre los $40^\circ - 42^\circ S$ y 67 km, entre los $38^\circ - 40^\circ S$ (*Rosenau et al., 2006*). Esta diferencia en el desplazamiento está directamente ligado con el tipo de esfuerzo que afecta a cada sector, en particular en el sector norte de la ZFLO es posible distinguir tres zonas en las cuales se observa la diferencia en la deformación y consecuente diferencia en el esfuerzo aplicado (Figura 1.8):

- Entre los $40^\circ S - 42^\circ S$: existe una alta tasa de cizallamiento, ~ 32 mm/yr, en comparación a los sectores más al Norte. La deformación es principalmente de cizalle en el intra-arco provocada por la componente de esfuerzo paralela al margen, la que se encuentra totalmente desacoplada de la componente normal a la fosa.
- Entre los $38^\circ S - 40^\circ S$: la tasa de cizallamiento disminuye a ~ 13 mm/yr en el intra-arco. El intra-arco acomoda la deformación paralela a la fosa y existen deformación difusa en el ante-arco, como sismicidad de tipo *thrust* (transpresión).
- Norte de los $38^\circ S$: entre los $37^\circ - 38^\circ S$ se produce una zona de transición entre el cizalle intra-arco y la transpresión en el tras-arco. Se observa transpresión difusa en el ante- y tras-arco la que se acomoda mediante sismos con mecanismo de foco inverso, indicio de acortamiento N-S y alzamiento que se ve reflejado en el cambio de altura de la Cordillera de la Costa de ~ 750 m a ~ 1500 m de altura.

En el extremo norte de la ZFLO, 38°S, se produce un cambio importante en el tipo de deformación intra-arco. Una de las principales diferencias estructurales es la presencia de la faja plegada y corrida Aconcagua-Malargüe, que se desarrolla entre los 33° – 35°S, y continúa entre los 36° – 38°S, como la faja plegada y corrida de El Agrio (Cembrano & Lara, 2009). Esta estructura es la evidencia del traspaso de la deformación provocada por la subducción de la placa de Nazca, donde prácticamente todo el esfuerzo es compresivo, hacia el lado occidental de la Cordillera Principal y el ante-país, respectivamente. La zona de falla Antiñir-Copahue entre los 37° a 38°S, se conecta con el inicio de la ZFLO. El espesor cortical también presenta variaciones al Norte y Sur de los 38°S, disminuyendo de 50 km a los 33°S (Santiago) a 35 km a los 46°S (Península de Taitao). Esto se refleja en la altura media de la Cordillera Principal que disminuye de ~5000 m a ~750 m de altura (Tassara & Yañez, 2003 según Cembrano & Lara, 2009).

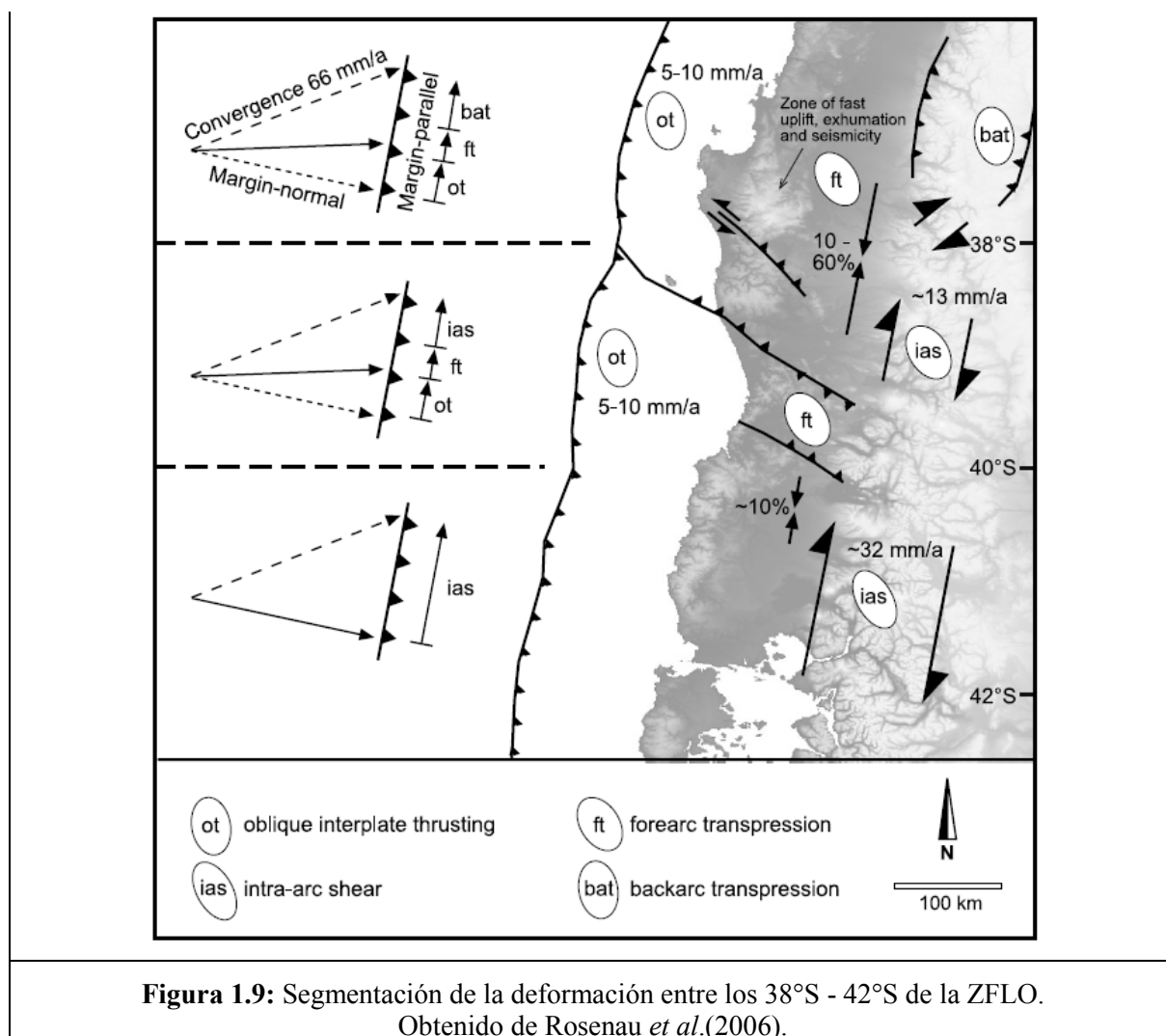


Figura 1.9: Segmentación de la deformación entre los 38°S - 42°S de la ZFLO. Obtenido de Rosenau *et al.*(2006).

Geología y asociación con la Zona Volcánica de los Andes del Sur

La ZFLO corta las rocas plutónicas Meso-Cenozoicas, intermedias a máficas, pertenecientes al Batolito Norpatagónico (BNP) y favorece el emplazamiento de estratovolcanes y centros eruptivos menores que conforman el arco volcánico actual o Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVAS), ubicada a 250 – 300 km al Este de la fosa (*Cembrano & Lara, 2009*). Los estratovolcanes Cuaternarios se ubican en los lineamientos de dirección NW y NE, preferentemente en los segmentos rectos y paralelos al margen; mientras que los centros eruptivos menores se ubican de manera oblicua en los lineamientos de dirección NNE y NE, y en los centros de los *duplex* en la geometría de rumbo (*Cembrano et al., 1996; Cembrano & Lara, 2009*) (Figura 1.7).

Existe una directa relación entre la ubicación de los centros volcánicos, sus productos y las estructuras de falla en la ZFLO. Los estratovolcanes andecíticos – basálticos y conos monogénicos se distribuyen en lineamientos NE *en échelon*, mientras que los estratovolcanes y conos que presentan productos riolíticos y dacíticos se ubican en los lineamientos NE y NW. Algunos conos piroclásticos monogénicos se localizan en las terminaciones tipo abanico imbricado (*tail cracks* o *imbricate fans*) o en las inflexiones de la falla principal. Existen algunos estratovolcanes (el volcán Tromen, por ejemplo) y conos monogénicos (conos Las Hoyadas) que se emplazan en fallas activas inversas en el tras-arco (*Cembrano & Moreno, 1994; Cembrano & Lara, 2009*).

Al sur de los 42°S, las rocas más antiguas datan del Triásico tardío en la Formación Potranca al Este del Archipiélago de Chonos, y rocas metamorfizadas y exhumadas del Complejo de Chonos del Jurásico medio a Jurásico tardío (*Thompson & Hervé, 2002 según Charrier et al., 2007*), generados por la subducción de esa época. Existe una gran heterogeneidad en la distribución y naturaleza de las rocas en la ZFLO, encontrándose rocas plutónicas tonalíticas a granodioríticas con algunas rocas metamórficas y volcanosedimentarias, rocas volcanoclásticas del Cenozoico temprano y enjambres de diques altamente deformados se asocian a la Formación Traiguén (*Cembrano et al., 1996*).

Evolución de la Zona de Falla Liquiñe - Ofqui

En la Patagonia, se definen tres etapas de evolución tectónica en el Mesozoico y Cenozoico que se relacionan con los eventos al Norte de Chile. Una primera fase de extensión y apertura oceánica (*Rift Phase*) en el Jurásico medio a tardío, sin subducción; una segunda fase de subsidencia termal en el Jurásico tardío a Cretácico temprano, coincidente con la primera etapa de la fase Andina; y a partir del Cretácico tardío en adelante, una tercera fase cuyo inicio coincide con el comienzo de la segunda etapa del ciclo Andino, en la cual se desarrollan cuencas asimétricas en el ante-país mediante inversión tectónica, muy diferente a la paleogeografía al Norte del país (*Charrier et al., 2007*).

Algunos autores plantean la formación de la ZFLO durante el Mesozoico, contemporáneamente con el arco magmático (*Pankhurst et al., 1992 según Cembrano et al., 1996*), con movimiento sinistral debido a la subducción de la placa Farallón. Esto sería afirmado por indicadores de cizalle sinistral en milonitas pre-Oligocenas en la zona Norte de la ZFLO y por indicadores similares en la Falla de Atacama al Norte del país (*Cembrano et al., 1996*). Sin embargo, la ZFLO podría haberse iniciado o reactivado con movimiento dextral durante el Eoceno-Mioceno (48 – 26 Ma) debido a la subducción dextral oblicua, en conjunto con la intrusión del arco magmático bajo un régimen transtensional (*Cembrano et al., 1996*). En la actualidad, la falla presenta movimientos dextrales.

Durante el Cretácico tardío – Paleoceno (72 – 47 Ma), las placas Farallón y Aluk subductaban la placa Sudamericana (*Cand & Leslie, 1986; Somoza & Ghidella, 2005*). La placa Aluk tenía una velocidad mayor a la placa Farallón, del orden de 10 cm/yr, y sus direcciones de convergencia eran cercanas a NE-SW y EW respectivamente, la dorsal Farallón-Aluk tenía entonces una dirección SW-NE (*Somoza & Ghidella, 2005*). Desde el Norte de Chile, la dorsal se desplaza hacia el Sur a una velocidad de 20 cm/yr (*Somoza & Ghidella, 2005*), siendo prácticamente consumida en su totalidad durante el Paleógeno, y llegando a la parte austral de Sudamérica alrededor de los 40 Ma.

El punto triple Aluk – Antártica – Farallón llega a la fosa a la latitud de los Andes Patagónicos durante el Paleoceno tardío – Eoceno temprano (*Cande & Leslie, 1986*), después de ser consumida la dorsal, lo que da inicio a la subducción de las dorsales Aluk-Antártica y Antártica –

Farallón. La dorsal Aluk –Antártica migra hacia el sur y sufre una compleja transformación en lo que actualmente conocemos como la placa de Scotia, mientras que la dorsal Antártica – Farallón comienza su proceso migratorio hacia el Norte hasta su posición actual en el PTC (*Somoza & Ghidella, 2005*).

Durante el Eoceno medio – Oligoceno tardío (48 -26 Ma), la subducción en el margen occidental sudamericano es altamente oblicua, dominada por la placa Farallón, con una velocidad moderada y vector de movimiento relativamente constante (*Somoza & Ghidella, 2005*). A los ~26 Ma se inicia una etapa de varios cambios tanto en la velocidad de convergencia de la placa de Nazca, como del ángulo de oblicuidad de la subducción. Esta etapa inicia con el aumento de la velocidad de convergencia y la rotación moderada del vector de convergencia de oblicua a perpendicular, la cual se mantiene en esa dirección entre los 26 a 10 Ma. Durante los últimos 10 Ma, la velocidad de la placa de Nazca ha decrecido, de 8.4 a 7 mm/yr (*sic*) alrededor de los 3Ma (*Somoza & Ghidella, 2005*) y se ha establecido en la velocidad actual, la convergencia se ha mantenido moderadamente oblicua (*Cande & Leslie, 1986; Somoza & Ghidella, 2005*).

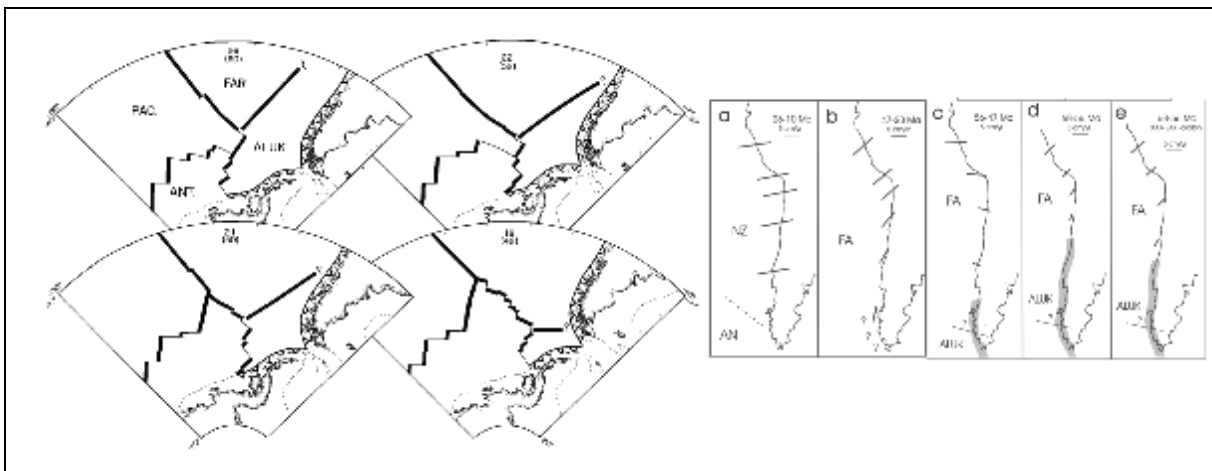


Figura 1.10: Configuración de las placas Farallón, Antártica y Aluk, y la subducción bajo la placa Sudamericana.

Configuración de las placas Pacífico, Farallón (Nazca), Antártica y Alud (obtenido de Cande & Leslie, 1986) y la fosa correspondiente a la subducción de la placa Aluk y Farallón durante el Cenozoico temprano (obtenido de Somoza *et al.*, 2005).

La migración del PTC y consecuente subducción de la dorsal de Chile (*Chile Ridge*) comenzó hace 14 a 15 Ma en el sector de Tierra del Fuego (~55°S), con la subducción de ~ 700 km correspondientes a los segmentos comprendido entre las zonas de fractura Desolación y Madre de Dios y Madre de Dios y Esmeralda (~12 Ma). El punto triple migra hacia el Norte mientras los segmentos entre las zonas de fractura colisionan con la fosa consecutivamente, el segmento entre las fracturas Esmeralda y Tres Montes, hace 6 Ma, y Tres Montes y Taitao, hace 3 Ma (*Cande & Leslie, 1986; Gorrying et al., 1997*). El segmento entre las zonas de fractura Taitao y Darwin colisionó hace 0.3 Ma, y está actualmente subduciendo la fosa Perú-Chile (*Cande & Leslie, 1986; Gorrying et al., 1997*), situando al PTC a unos 50 km al Norte de la Península de Taitao cerca de los 46° 12'S (*Lothian, 1995 según Gorrying et al., 1997*).

Las colisiones y subsiguiente subducción de los distintos segmentos de la dorsal de Chile (*Chile Ridge*) son la fuerza principal en el tectonismo de la región (*Thompson, 2002*). Al subducir la dorsal activa, se plantea que ésta sigue separándose sin generar nueva corteza oceánica, produciéndose una ventana astenosférica (*slab windows*) lo que causaría las modificaciones geográficas y geológicas observadas en el margen occidental austral de la placa Sudamericana. En la región patagónica (46°S – 50°S) es posible encontrar varias *plateaus* de lavas generadas por el ascenso de astenósfera que se abre paso desde bajo la punta del *slab* (*plateaus* toleíticos) y por la ventana generada por la apertura de la dorsal (post-*plateaus* alcalinos) (*Gorrying et al., 1997; Murdie & Russo, 1999*). Las secuencias de *plateaus* tienen una dirección NE, y sus edades disminuyen en la misma dirección (*Gorrying et al., 1997*). En la Península de Taitao, se observan complejos volcánicos ofiolíticos y cuerpos intrusivos del Plioceno superior, generados, probablemente, por la separación de la dorsal subducida y la convección de manto oceánico que ésta genera (*Guivel et al., 1999*).

Geología y Estructuras en el entorno del Fiordo Aysén

La zona de estudio de este trabajo corresponde al Fiordo Aysén, al NE del PTC, cerca de las ciudades Puerto Chacabuco y Puerto Aysén. La zona alrededor del fiordo se encuentra formada (Figura 1.11) por granodioritas, dioritas y tonalitas de edad Miocena (18 -6 Ma) correspondientes al plutón oriental Liquiñe y a la franja central del Batolito Norpatagónico, el cual es intruido por complejos volcánicos de lavas Cuaternarias basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesíticos-basálticos a dacíticos, principalmente calcoalcalinos, como los centros volcánicos del volcán Maca y Cay, y el volcán Hudson (coordenadas) al norte y sur del fiordo, respectivamente, y conos monogénicos al Oeste de la falla Quirralco (inferida en el mapa geológico del SERNAGEOMIN) al sur del fiordo (*SERNAGEOMIN, 2003*).

En la ribera este del fiordo, se encuentran granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita del Cretácico inferior (144 - 90 Ma), correspondientes al borde oriental del Batolito Norpatagónico, y zonas con cobertura cuaternaria de abanicos mixtos de depósitos aluviales y fluvio-glaciales con intercalación de depósitos volcanoclásticos de edad Pleistoceno – Holoceno, que se establecen alrededor de la falla Quirralco y del río Aysén, al este del fiordo. En la ribera SW del Fiordo Aysén, se observa el Complejo Metamórfico Liquiñe compuesto por metapelitas, metacherts, metabasitas y en menor proporción gneises y rocas ultra máficas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico, cortado por segmentos de fallas (inferidos) cóncavos hacia el SW. En la ribera NW del fiordo, se observan las secuencias volcanosedimentarias marinas (cherts, areniscas y lutitas con alvas y brechas basálticas intercaladas) de la Formación Traiguén (Oligoceno – Mioceno), y las secuencias volcanoclásticas marinas, tufitas y rocas epiclásticas con fósiles marinos, brechas andesíticas marinas, hialoclastitas de la parte occidental de la misma formación (Cretácico superior) (*SERNAGEOMIN, 2003*).

En el sector del Fiordo Aysén se observa, en la costa sur, la falla Quirralco (*SERNAGEOMIN, 2003*) al Este de dos conos volcánicos monogénicos, frente al sector de Playa Blanca. En la ribera norte, entre Punta Tortuga y Punta Cola se observa el valle del río Cuervo. Una estructura de rumbo N10°E se observa al Oeste del río Cuervo, un valle colgado, posiblemente la expresión de una falla exhumada o bien la continuación de la Falla Quirralco, desde la orilla sur. Esta estructura continúa hacia el Norte hasta desaparecer en las cercanías del volcán Maca (Figura 1.12).

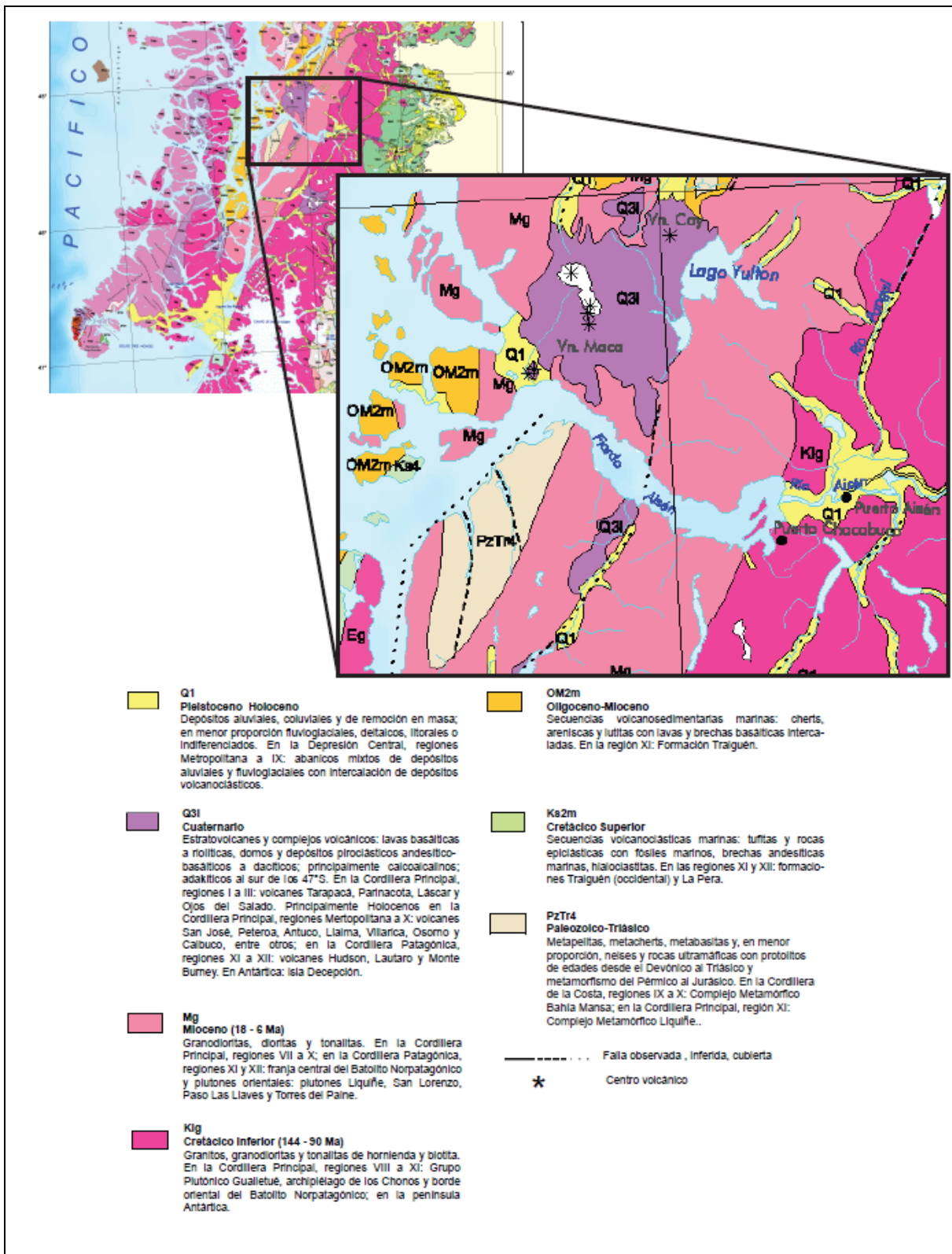


Figura 1.11: Mapa geológico de la zona en estudio.
Extraído de Mapa Geológico de Chile (versión digital), SERNAGEOMIN (2003).

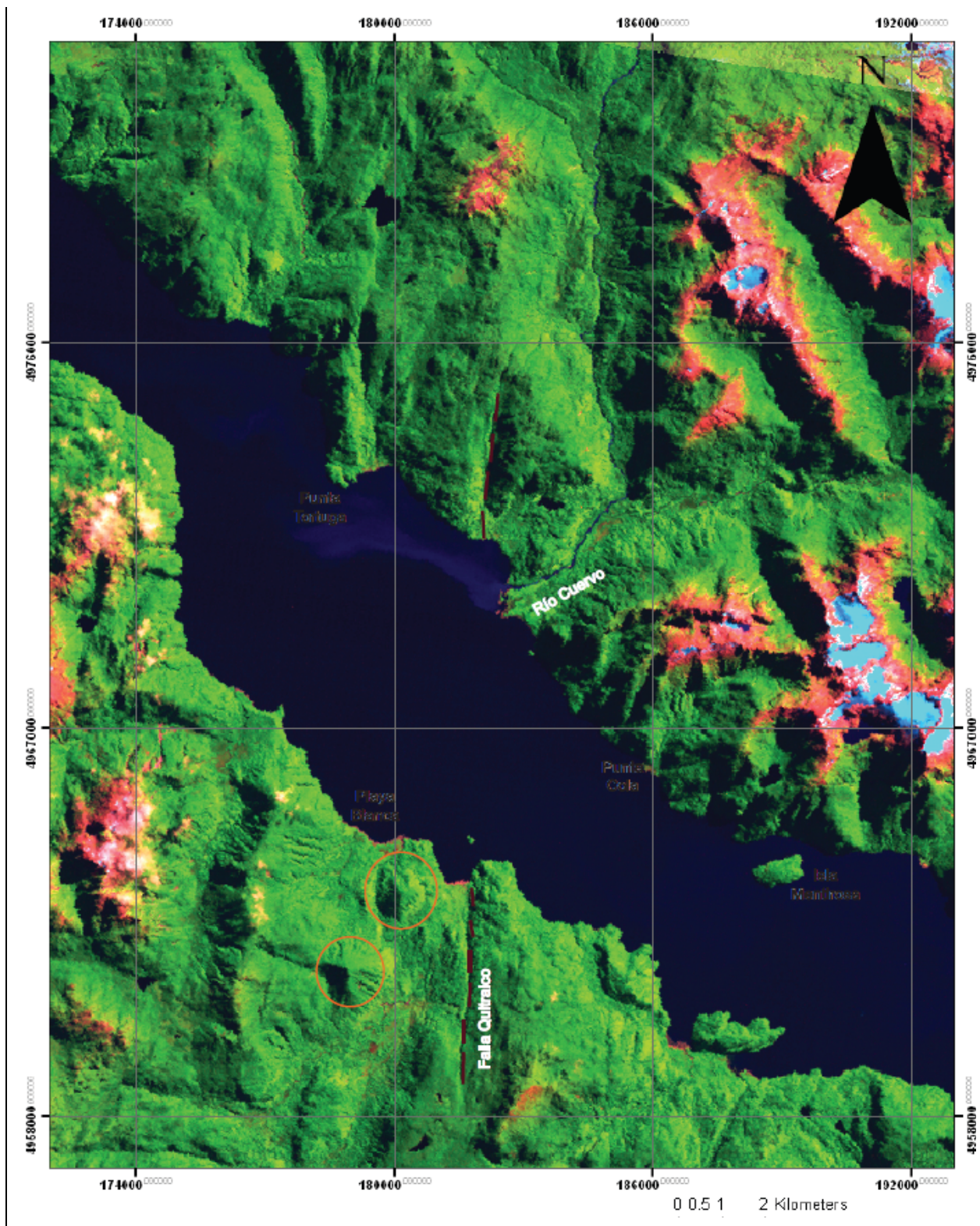


Figura 1.12: Imagen Landsat de la zona en estudio.
 Mosaico Landsat 7 ETM+, combinación de bandas RGB=742, datum: WGS84, proyección: UTM
 Zona: 19S. Imágenes tomadas el 2001, obtenidas de Global Land Cover Facility
 (<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>).

1.3.3. ESTUDIOS PREVIOS DE SISMICIDAD EN LA REGIÓN

Los estudios de sismicidad en la zona sur de Chile se han realizado principalmente al norte del PTC, sobretodo en relación con la sismicidad asociada a la subducción, y unos pocos relacionados con la sismicidad cortical. Esta escasez de estudios se debe, probablemente a la poca o casi nula sismicidad en la zona de subducción de la placa Antártica bajo Sudamérica debido a su baja velocidad de convergencia, en relación a la placa de Nazca al norte del PTC. A esto se le suman las difíciles condiciones de terreno en la zona austral de Chile, debido al clima y abundante vegetación del sector.

Cuando se hace mención a la sismicidad en el sur de Chile, se reconoce inmediatamente el registro histórico del terremoto de Valdivia en 1960 ($M_s = 8.5$; $M_w = 9.5$) con una ruptura cercana a los 1000 km, entre Concepción y Puerto Montt, y su principal precursor 33 horas antes ($M_w = 8.1$) (*Barrientos, 2007; Cifuentes & Silver, 1989 según Barrientos, 2007*). Estos eventos están asociados a la subducción entre Nazca y Sudamérica, sin embargo, existe registro histórico de algunos eventos intraplaca asociados espacialmente con la ZFLO, como los sismos que siguieron a la erupción del volcán Lonquimay ($38^{\circ} 22.5'S$ $71^{\circ} 35.5'W$) en 1988 (*Lavenu & Cembrano, 1999*) que presentaron mecanismos compatibles con fallas NS y direcciones de esfuerzo similares a las del paleostress cuaternario (*Dziewoski et al., 1990 y Barrientos & Acevedo, 1992 según Lavenu & Cembrano, 1999*), y un evento en 1965 con mecanismo focal consistente con una falla dextral inversa en dirección NNE-SSW, ubicado cerca del volcán Hudson y a unos 25 km al este de la traza principal de la falla (*Chinn & Isack, 1983; Nelson et al., 1994 según Lavenu & Cembrano, 1999*).

La mayoría de los estudios se concentran en la región entre la Península de Arauco ($38^{\circ}S$) y la Península de Taitao ($45^{\circ}S$), en la sismicidad interplaca e intraplaca, oceánica y continental, principalmente. Con una alta actividad sísmica, 2 a 3 sismos por día en promedio (*Bohm et al., 2002; Haberland et al., 2006*), la sismicidad cortical (≤ 40 km) se concentra en el ante-arco, al norte y sur de la Península de Arauco, en fallas NNW-SSE y NW-SE como las fallas Lanalhue (*Haberland et al., 2006*), Gastre y BioBío (*Bohm et al., 2002*). Este tipo de sismicidad tiene directa relación con el acortamiento en el ante-arco y el alzamiento de la Península de Arauco,

controlada por estructuras corticales inversas, de alto ángulo, que nacen desde la interfaz interplaca, al norte y sur de la península (*Melnick et al., 2009*). Una persistente sismicidad ubicada en un plano horizontal (9° - 11°) en la zona interplaca, al sur de la Península de Arauco (38.25° - 37.5° S; 73° - 73.75° W), entre los 20 - 40 km de profundidad, indica el límite inferior de la zona sísmogénica del sector y la segmentación del ante-arco por las fallas antes mencionadas (*Haberland et al., 2006*). Más abajo, la sismicidad intraplaca continúa entre los 60 a 115 km de profundidad en la placa oceánica, asociada a procesos de deshidratación y cambios de fase (*Bohm et al., 2002; Haberland et al., 2006*).

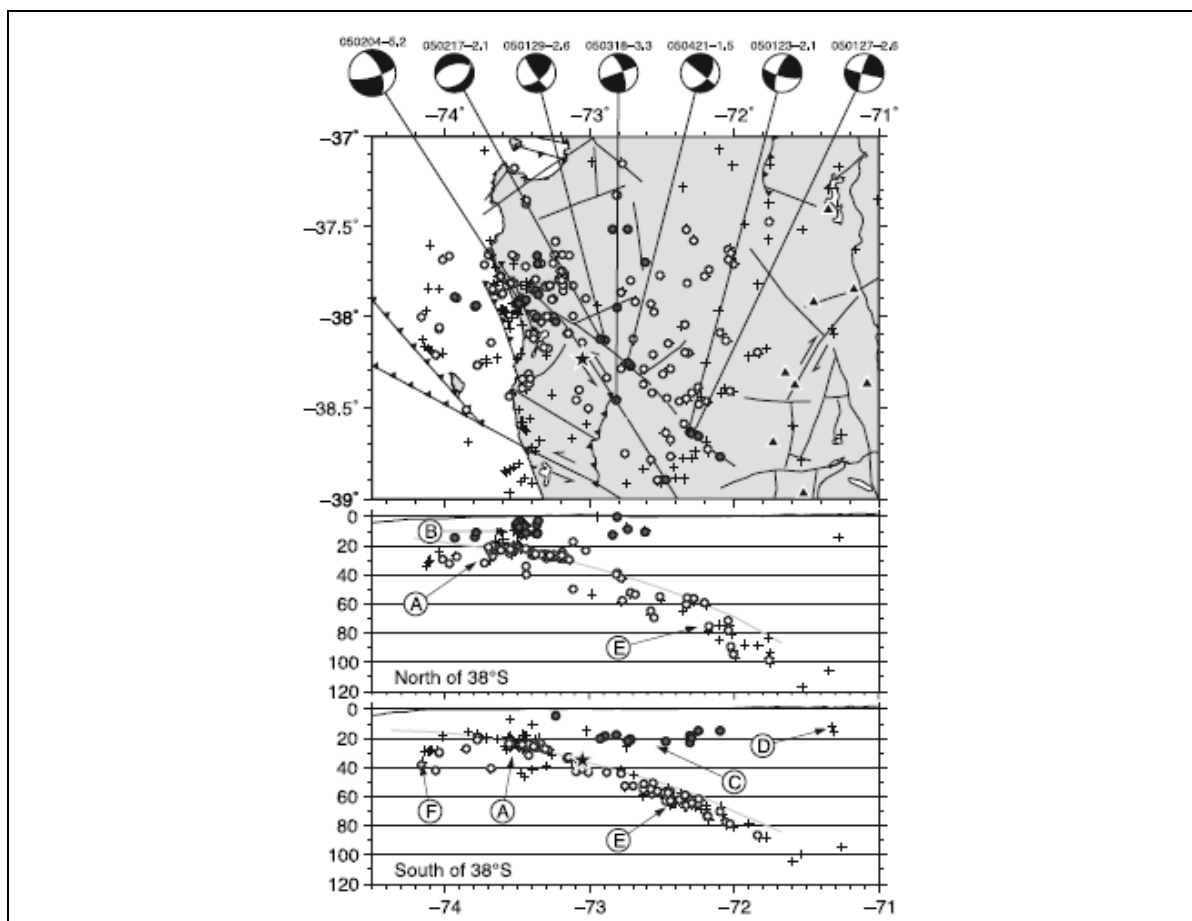
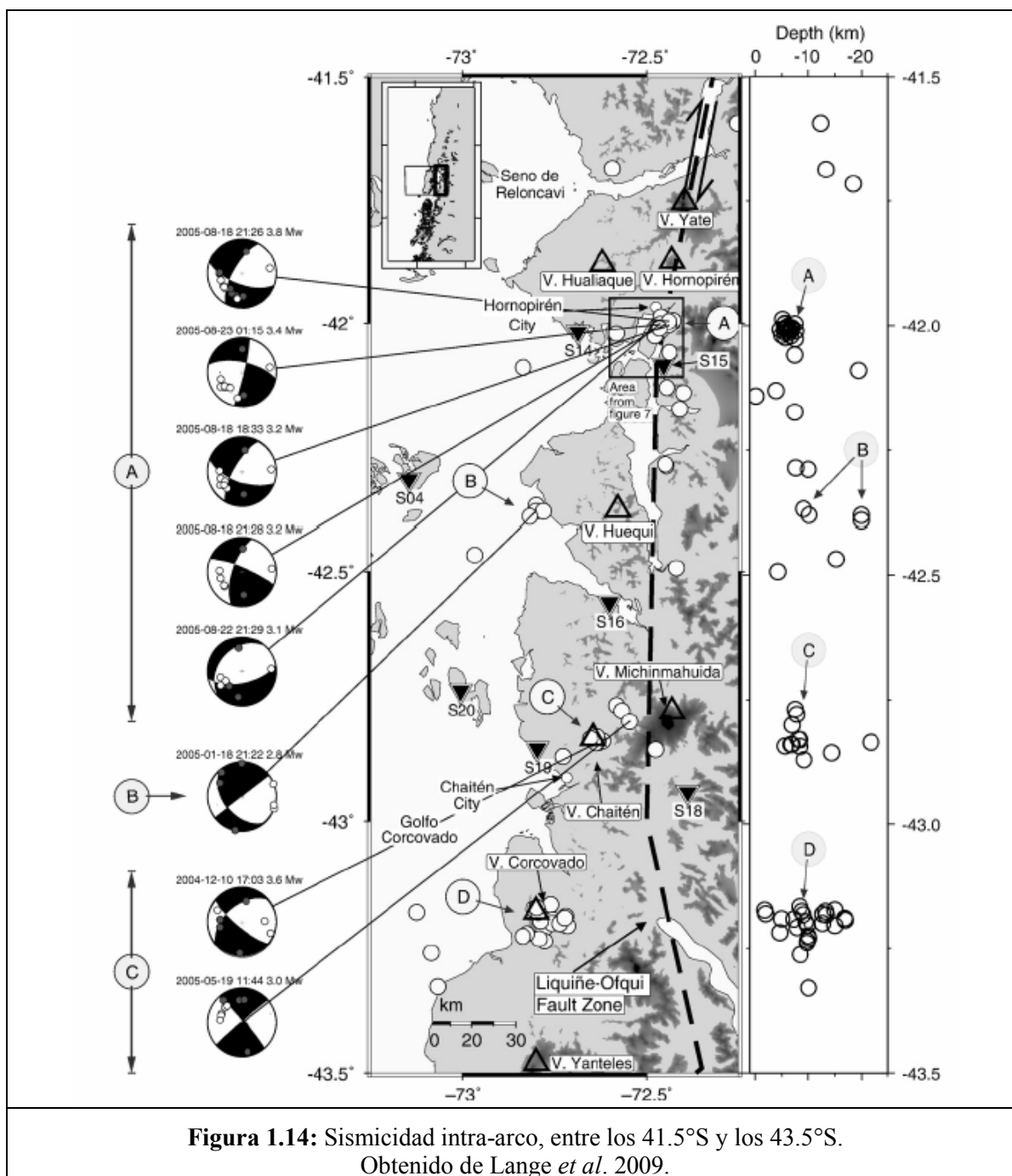


Figura 1.13: Sismicidad cortical y de subducción en la Península de Arauco. Sismicidad en la placa oceánica (E y F), en la placa continental asociada a fallas corticales (B, C y D) y asociada a la interfaz intraplaca (A). Obtenido de Haberland *et al.*, 2006.

Más hacia el sur, en el sector de la Isla de Chiloé, la sismicidad se distribuye de manera paralela a la costa a distintas profundidades. En relación a los eventos de subducción, éstos se ubican bajo la corteza oceánica (12-34 km; $M_l \leq 3.3$) asociada probablemente a procesos en el manto, y bajo

la costa occidental de la isla (12-30 km) con algunos eventos de tipo inverso con magnitudes $4.0 \leq M_l \leq 4.4$ y sus respectivas réplicas. En la placa oceánica, la sismicidad intraplaca ($M_l \leq 2.0$) se ubica entre los 30 a 70 km de profundidad, donde destacan dos eventos de tipo inverso a 42 km ($M = 5.1$) y 55 km ($M = 2.9$) de profundidad (*Lange et al., 2007*). La sismicidad cortical, al este de la Isla de Chiloé, se relaciona directamente con la ubicación de centros volcánicos y la ZFLO. Durante los meses de Diciembre 2004 a Noviembre 2005, 75 eventos con profundidades menores a 25 km fueron registrados. En particular se observaron cuatro agrupaciones espaciales particulares (Figura 1.14): (A) Un grupo de 32 eventos ($M_w \leq 3.8$), con cuatro eventos principales de magnitud $3.1 \leq M_w \leq 3.8$, se ubicó 10 km al sur de Hornopirén en una de las ramas NNE-SSE de la falla Liquiñe-Ofqui. Los mecanismos focales fueron consistentes con fallamiento de rumbo, lo que respalda que la actividad no estuvo relacionada con el volcán. (B) 15 km al oeste del volcán Huequi, en la península del mismo nombre, 5 eventos $M_w = 2.8$ presentaron mecanismos focales correspondientes a fallas de rumbo de dirección $\sim 135^\circ \pm 15^\circ$. El volcán Huequi hizo erupción en 1906, sin embargo estos eventos no tienen relación con actividad actual en el volcán. (C) Bajo el volcán Chaitén y en el flanco oeste del Michimahuída, varios eventos $M_w \leq 3.6$, dos de ellos con mecanismo focal de rumbo, asociado a fallas NW-SE y de rumbo 40° ó 130° . (D) Varios eventos $M \leq 2.6$ cerca del volcán Corcovado. Estos últimos presentan baja resolución como para obtener soluciones de mecanismos focales (*Lange et al., 2008*).

En el sector entre la Península de Taitao y Puerto Natales ($46^\circ\text{S} - 52^\circ\text{S}$), la sismicidad es escasa y ha sido muy poco estudiada. El estudio realizado por Tilmann *et al.*(2008) registra cerca de 10 eventos diarios en el sector de la dorsal de Chile. Estos eventos ($1.5 \leq M_w \leq 2.5$) presentan características de enjambre sísmico y se relacionan con la inyección de fluido en fracturas superficiales de la placa oceánica a profundidades cercanas a los 10 km (*Tilmann et al., 2008*).



Sólo un estudio, realizado por Murdie *et al.* (1993) se relaciona con la sismicidad cortical en la zona de la Península de Taitao y destaca la ausencia de evento en profundidad debido a la subducción (Figura 1.15). Entre Febrero y Marzo de 1992, cerca de 93 estaciones registraron sismicidad con magnitud $0 \leq M \leq 4$. Las profundidades no están bien determinadas, pero al mayoría de los eventos son someros o superficiales (Murdie *et al.*, 1993). Algunos eventos se ubican cerca del PTC, otros se alinean con los segmentos de las zonas de fractura ya subductadas

Guafo y Chiloé, otro pocos eventos se alinean en dirección SSW-NNE siguiendo la zona de fractura Taitao, y dos grupos de eventos dispersos se disponen sobre lo que correspondería a la ventana astenosférica debido a la subducción del segmento de dorsal activa Tres – Montes, un grupo se ubica en la posición predicha para el frente de la dorsal y el otro en el extremo más alejado de la ventana astenosférica. Las cinco soluciones de mecanismos focales, calculadas en base a amplitudes relativas, corresponden a fallamiento normal y normal oblicuo, con rumbo NE-SW y NW-SE (Murdie *et al.*, 1993). No se observan eventos de tipo inverso asociados a subducción o paralelos a la fosa (Murdie *et al.*, 1993).

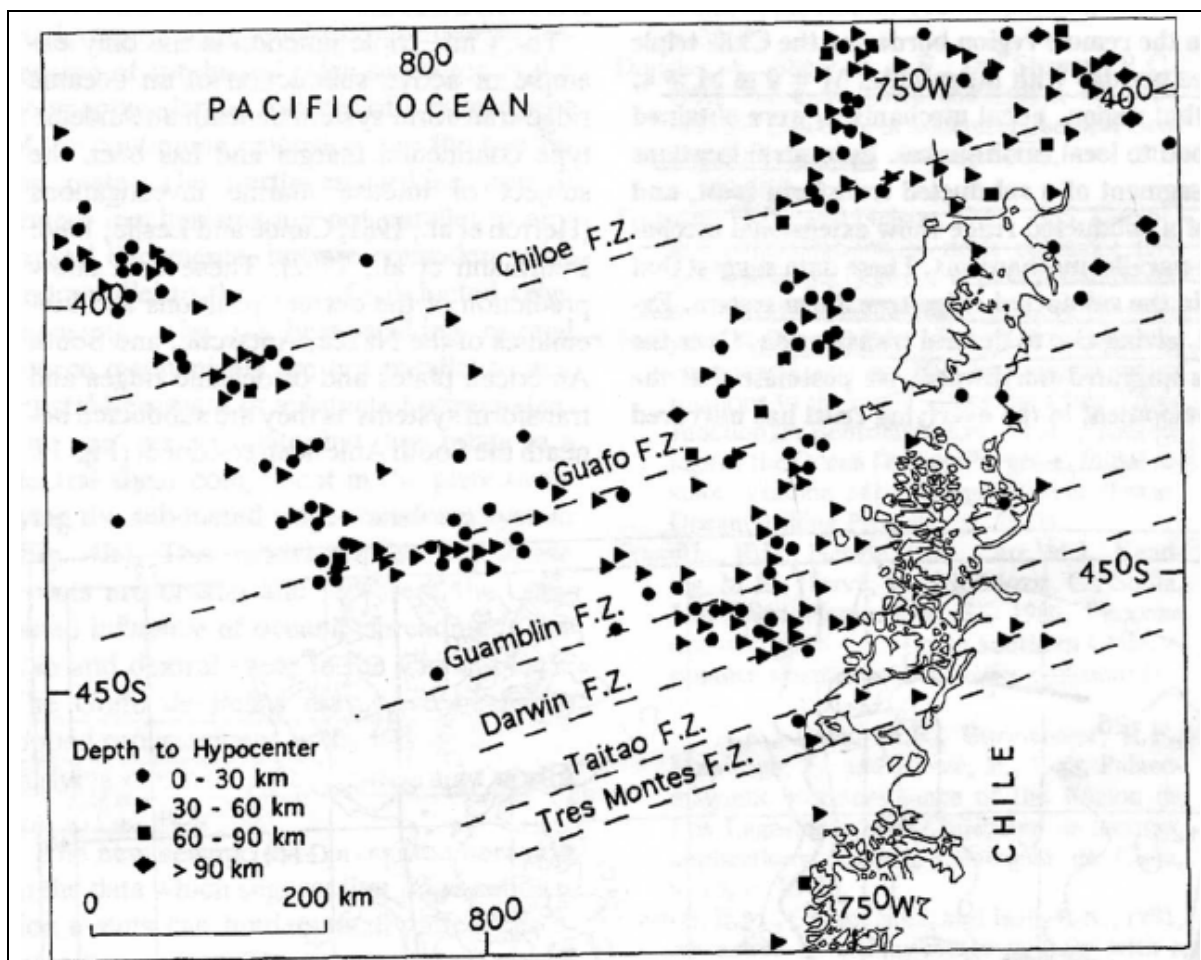


Figura 1.15: Sismicidad en la zona austral de Chile. Obtenido de Murdie *et al.*, 1993.

Posteriormente, debido a la crisis sísmica de Aysén, el SSN instaló cinco equipos de posicionamiento global, tres en la costa norte y dos en la costa sur del Fiordo Aysén, para determinar la posición relativa y posible variación temporal de ambas costas, al norte (Punta Cola) y al sur (Playa Blanca) de la zona epicentral del enjambre. Según el informe entregado el 8 de Marzo, 2007, a partir del 22 de Enero hasta la fecha de entrega, cinco eventos de magnitud importante se habían registrado en la zona (23 Enero $M = 5.2$; 28 Enero $M = 4.4$; 31 Enero $M = 4.8$; 3 Febrero $M = 5.1$; 23 Febrero $M = 5.6$), varios de ellos provocaron deslizamientos de tierra que generaron tsunamis menores (*Informe del SSN, Naranjo et al., 2009*).

De acuerdo a los informes entregados por la página web del SSN, la actividad habría comenzado el 22 de Enero, 2007, siendo el evento del 23 de enero ($M_w = 5.2$) el primer evento registrado y publicado. Durante el mes de Enero se registraba un promedio de 165 eventos sensibles diarios (12 publicados), los que decayeron a casi 87 eventos sensibles diarios en el mes de Febrero (10 publicados), y alcanzaron una media durante el mes de Abril de 34 eventos sensibles diarios (16 publicados) (*SSN*). Entre los eventos publicados en el mes de abril, se encuentra el sismo $M = 6.1$ del 21 de abril, 2007, que produjo cerca de 300 deslizamientos de tierra que causaron que causaron tsunamis en las orillas del fiordo (*Sepúlveda & Serey, 2009*), en particular tres grandes volúmenes produjeron el tsunami más devastador, que arrasó con varias salmoneras locales y produjo la muerte de tres personas y la desaparición de otras siete (*Naranjo et al., 2009*). Posterior a esa fecha, la actividad sísmica decreció en número pero, se continuaron registrando eventos incluso hasta Mayo del 2008 (*SSN*)

Las soluciones de mecanismo focal del evento $M = 5.2$ del 23 de Enero de 2007 ($354^\circ, 89^\circ, -179^\circ$) (*NEIC*), fue consistente con una falla de rumbo con movimiento dextral, igualmente, el mecanismo focal para el evento del 21 de Abril del mismo año ($354^\circ, 88^\circ, 176^\circ$) (*NEIC*). Ambos mecanismos coinciden con las soluciones encontradas para otros eventos en las cercanías de las fallas asociadas a la ZFLO, y con el movimiento que ha mantenido la misma durante el último tiempo.

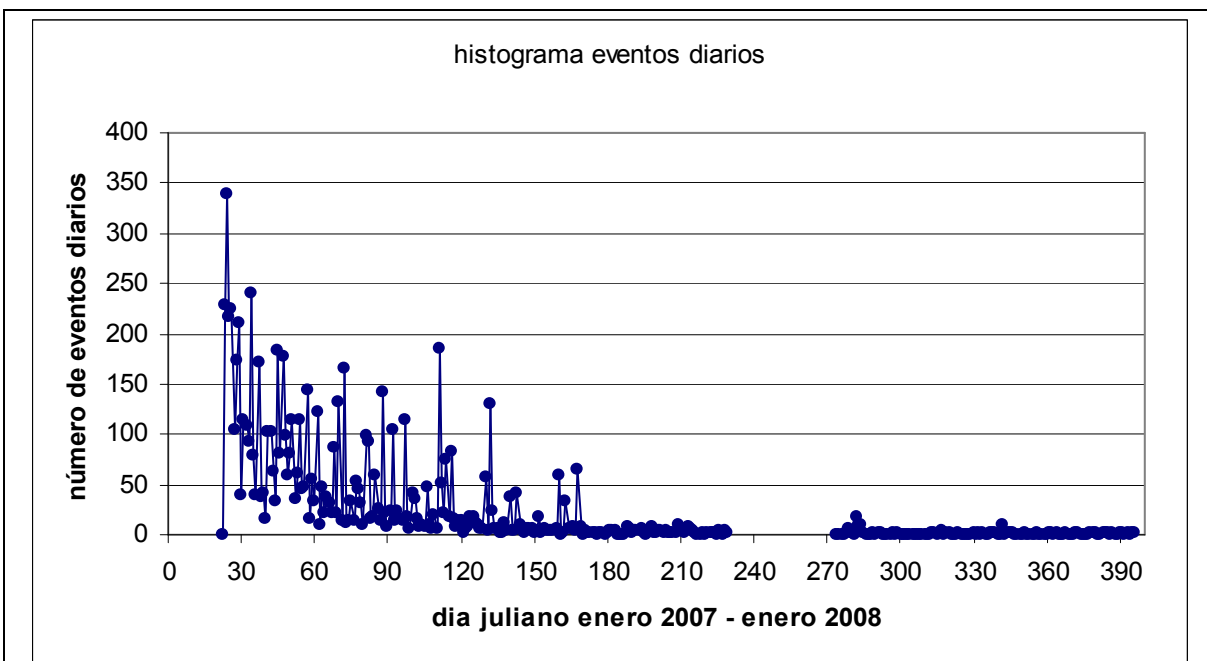


Figura 1.16: Histograma de eventos a partir del 1 de enero de 2007 al 31 de enero de 2008. Datos registrados por las estaciones dispuestas por el SSN en el sector del Fiordo Aysén. Los sectores en blanco, no presentan datos registrados. Fuente: SSN.

2. METODOLOGÍA

2.1. ADQUISICIÓN DE DATOS

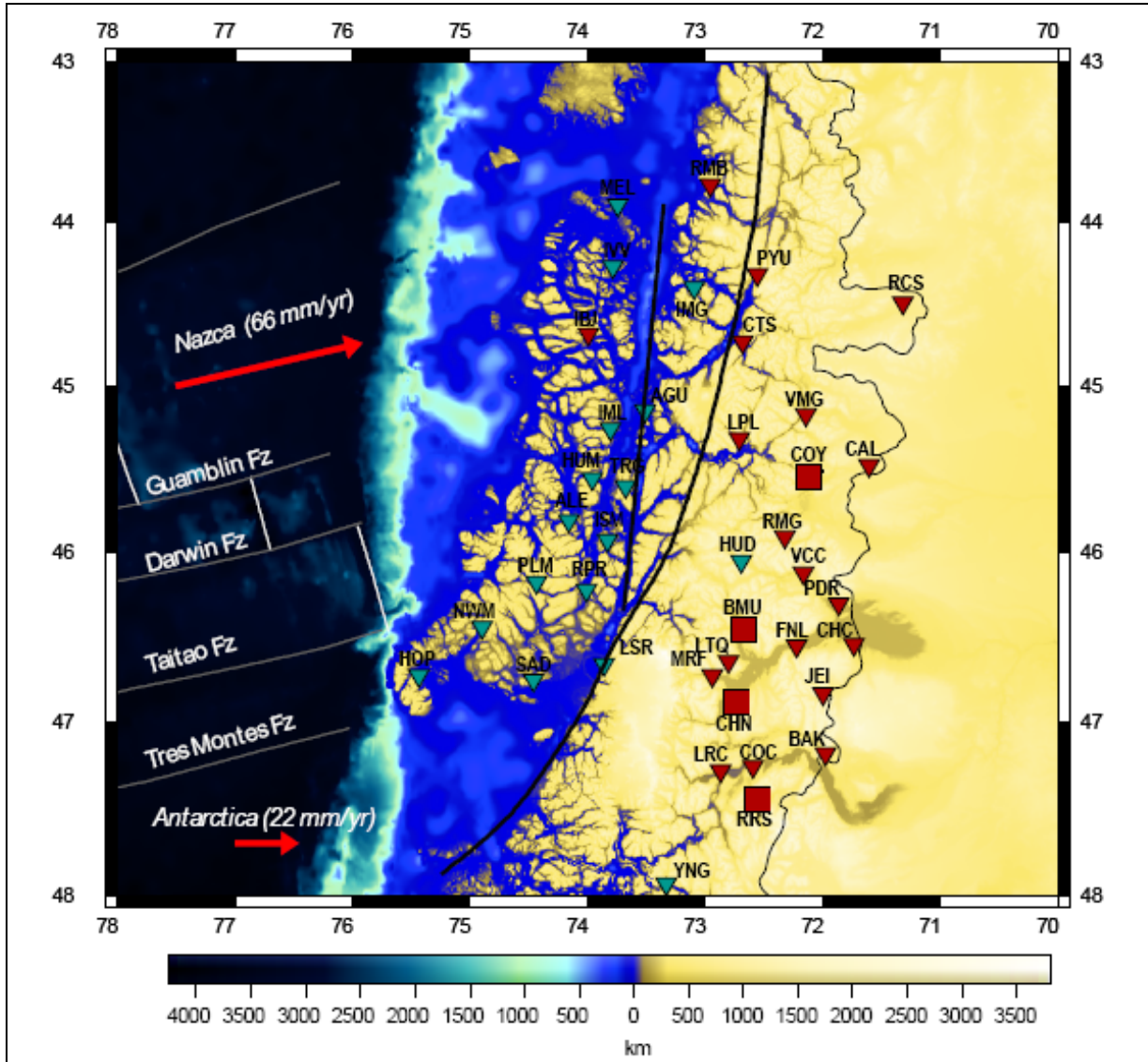


Figura 2.1: Distribución de la red temporal 2005 – 2007.

Los triángulos invertidos representan los sismómetros de periodo corto, los cuadrados, las *fat stations* dispuestas durante toda la campaña. Las estaciones en verde corresponden a las estaciones activas sólo para este estudio. En negro se indica la traza aproximada de la falla Liquiñe – Ofqui (línea negra), en blanco las zonas de fractura y segmentos de la dorsal de Chile, las flechas rojas indican la dirección de subducción de las placas Nazca y Antártica bajo Sudamérica.

La adquisición de los datos se realizó aprovechando la extensa red desplegada para el proyecto conjunto *Chile Ridge Subduction Project*, entre la Universidad de Chile y Universidad de Florida (USA) con financiamiento CONICYT y NSF (*National Science Foundation*, USA). La red fue instalada entre los meses Diciembre 2004 y Enero 2005 en el área comprendida entre 43° - 49°S y 71° - 76°W, y consistió en 60 estaciones sismológicas en total, todas de tres componentes (Figura 2.1): 36 estaciones banda ancha Streckeisen STS-2 con su respectivo data logger RefTek, espaciadas entre 30 y 100 km dispuestas tanto en tierra como en las islas del sector, 4 “*fat stations*” compuestas por una estación banda ancha Streckeisen STS-2 acompañada de 3 a 4 sismómetros de período corto (1 segundo) dispuestos a 500 m de la Banda Ancha (BMU, CHN, COY y RRS), y tres estaciones de periodo corto (1 segundo): ALE, TRG y IVV.

Las estaciones estuvieron en funcionamiento durante 16 meses, hasta fines de Enero – principios de Febrero del 2007, cuando fueron retiradas en su totalidad. En la figura 2.1 se observa en detalle la disposición de la totalidad de las estaciones, y se identifican las 19 estaciones sismológicas activas durante este estudio, que corresponden a las siguientes:

Tabla 2-I: Estaciones sismológicas activas al mes de Enero.

Estación	Latitud [°S]	Longitud [°W]	Altura [m.s.n.m.]	Fecha de retiro
AGU01	-45.150	-73.508	51	26 Enero
ALE01	-45.810	-74.157	55	28 Enero
HOP01	-46.726	-75.433	78	9 Febrero
HUD01	-46.050	-72.689	475	11 Febrero
HUM01	-45.557	-73.959	96	28 Enero
IBJ01	-44.686	-73.989	69	27 Enero
IMG01	-44.401	-73.091	45	26 Enero
IML01	-45.258	-73.804	68	28 Enero
ISM01	-45.927	-73.831	42	29 Enero
IVV01	-44.272	-73.782	109	27 Enero
LSR02	-46.661	-73.858	45	30 Enero
MEL01	-43.895	-73.742	130	27 Enero
NWM01	-46.440	-74.893	57	9 Febrero
PDR01	-46.302	-71.860	399	2 Febrero
PLM01	-46.177	-74.431	76	29 Enero
RPR01	-46.221	-74.010	45	29 Enero
SAD01	-46.752	-74.459	66	9 Febrero
TRG01	-45.605	-73.674	32	30 Enero
YNG02	-47.933	-73.325	78	23 Enero

2.2. LECTURA DE DATOS Y CATÁLOGO PRELIMINAR

Del registro continuo de datos se seleccionaron 475 eventos, fácilmente visibles, que se ubicaran entre los 43° - 48° S y 70° - 78° W y entre los días 1 y 27 de Enero del 2007. Se escogió el día 27 de Enero, 2007, como último día de registro para asegurar de esta manera una cantidad relativamente constante de estaciones activas durante el período. Los eventos se localizaron preliminarmente con el programa HYPOCENTER (*Lienert et al., 1986; Lienert, 1991; Lienert & Havskov, 1995 según Havskov & Ottermöller, 2003*) integrado en SEISAN, para lo cual se determinaron los tiempos de llegada de las ondas P y S utilizando el modelo de velocidades de Robertson Maurice *et al.* (2003). Además, se indica la polaridad de la onda P utilizada para generar posteriormente los mecanismos focales asociados a los eventos.

Una vez obtenidos los hipocentros y parámetros de los distintos eventos en la base de datos, se generó un catálogo de eventos preliminar, escogiendo aquellos datos que presentan un error *rms* menor que 0.2 segundos, y están dentro de un extensa área comprendida entre $72^{\circ} 30'$ - $73^{\circ}30'W$ y 45° - 46° S, la cual se centra en el Fiordo Aysén. Además, se eliminaron los eventos corticales alejados del sector del fiordo y los eventos que superaran los 40 km de profundidad, considerando que la corteza continental en esta zona tiene un espesor aproximado de 36 km (*Robert Maurice et al., 2003*). De esta manera se obtuvo un catálogo preliminar de 353 eventos en el sector descrito concerniente sólo a sismos relacionados con el enjambre.

Con los eventos de este catálogo, se estudió la evolución temporal del número de eventos durante cada semana del mes de Enero 2007, encontrado así que la gran parte de los eventos ocurre a partir del día 23 de Enero en adelante, inclusive. Luego se consideraron los eventos posteriores a esta fecha para generar un nuevo catálogo con sismos aptos para aplicar el método de relocalización.

2.3. RELOCALIZACION DE EVENTOS

2.3.1. DETERMINACIÓN HIPOCENTRAL CONJUNTA (*JOINT HYPOCENTER DETERMINATION –JHD*)

El cálculo de los parámetros del hipocentro de un evento sísmico (latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen) depende directamente del modelo de velocidades de la zona, generalmente en capas (1D) con distintas velocidades, por lo que obtener una localización certera es bastante difícil. Una mejor solución es posible calculando simultáneamente la ubicación de los hipocentros y un modelo de velocidad de tres dimensiones, para lo cual es necesaria una buena cobertura de la red de estaciones y una buena distribución de los rayos origen-estación para el cálculo del modelo (*Pujol, 1992*).

El método de Determinación Hipocentral Conjunta (*Joint Hypocenter Determination*, JHD por sus siglas en inglés) fue introducido por Douglas en 1967 y mejorado por Dewey en 1972. Consiste en la determinación simultánea de las correcciones al tiempo de viaje en una estación, la que corresponde a variaciones laterales de velocidad en el modelo de estructura, y la determinación de los parámetros de posición y tiempo de origen para varios eventos sísmicos (*Douglas, 1967*).

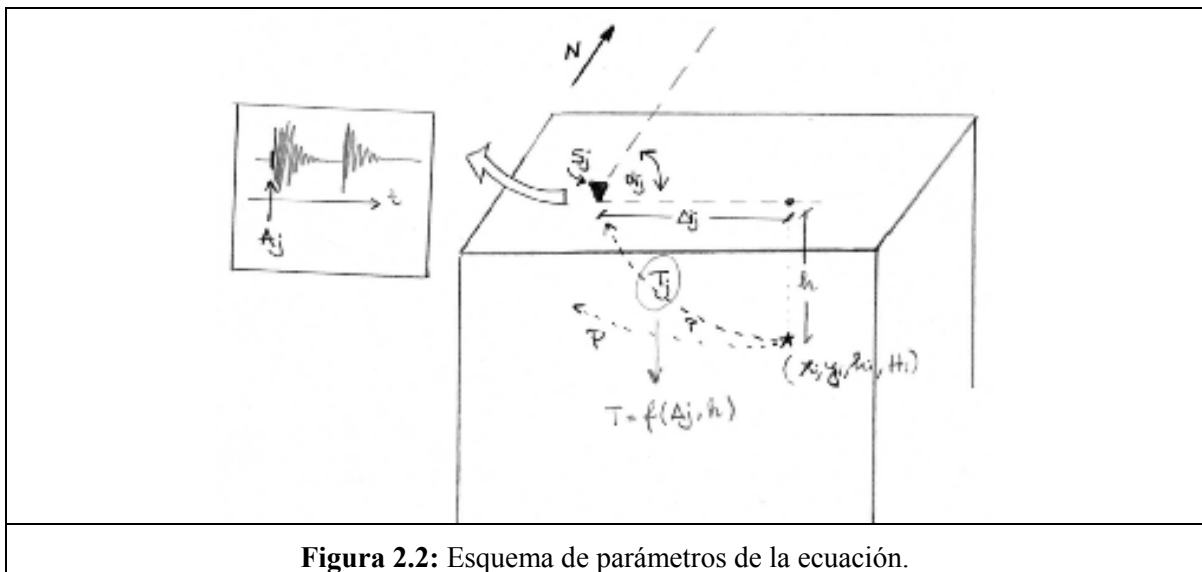
El método JHD requiere menos restricciones en la distribución de estaciones y, dado que no es posible calcular un modelo de velocidades para cada sector específico de la Tierra para cuando se tienen eventos muy concentrados, permite determinar la variación de velocidad en la vecindad de cada estación, lo que se denomina corrección para la estación (*station correction*) (*Pujol, 1992*). La relocalización de los eventos permite restringir la geometría y ubicación del plano de falla relativo a dichas réplicas y precursores, definido en base a sus ubicaciones (*Marshall & Russo, 2005*), aunque no se ha demostrado que las ubicaciones determinadas por el método sean mejores que las anteriores, previas a éste (*Pujol, 1992*). El método JHD soluciona los posibles errores en la localización debido a una inadecuada cobertura azimutal de las estaciones y/o a las variaciones laterales de velocidad no consideradas en el modelo unidimensional (*Douglas, 1967*). Sin embargo, estas nuevas ubicaciones se pueden ver afectadas por errores en la ubicación del evento principal, si este no fuese “preciso”.

El método de Dewey (1972) utilizado en este estudio, calcula las diferencias en el tiempo de viaje de la onda P de los sismos precursores y réplicas de un evento principal, y asume que para un grupo de eventos registrados en una misma estación, las anomalías en el tiempo de viaje de la onda son iguales y dichas diferencias se deben sólo a variaciones en el hipocentro (*Marshall & Russo, 2005*). Entonces, se calculan las correcciones para los parámetros de los hipocentros de cada uno de los eventos del grupo $(x_i, y_i, \delta h_i, \delta H_i)$, con respecto a un evento principal que se asume preciso, utilizando la siguiente ecuación para un evento i que llega a una cierta estación j (*Douglas, 1967*):

$$\delta T_{ij} = \delta S_j + \delta H_i + \delta h_i \frac{\partial T}{\partial h_i} + x_i \cos \alpha_{ij} \frac{\partial T}{\partial \Delta_{ij}} - y_i \text{sen} \alpha_{ij} \frac{\partial T}{\partial \Delta_{ij}} \quad (3)$$

donde $\delta T_{ij} = A_j - H_i - T_j - S_j$, con:

- A_j el tiempo de llegada a la estación j
- H_i el tiempo origen del evento i
- T_j el tiempo de viaje a la estación j
- S_j corresponde al efecto de desviación del medio y variación de velocidad en la cercanía de la estación, se calcula como la diferencia entre el tiempo de viaje observado T_j^{obs} y el tiempo de viaje obtenido de tablas T_j (*Clearly & Hales, 1966 según Douglas, 1967*)
- Δ_{ij} la distancia epicentral (*sic*; hipocentral) aproximada a la estación j para el evento i
- α_{ij} el azimuth de la estación j con respecto al epicentro del evento i
- $(\delta H_i, \delta h_i, x_i, y_i)$ las correcciones en el tiempo origen, profundidad, latitud y longitud del evento i , desconocidas.



El problema al resolver esta ecuación surge en la dependencia lineal de δS_j y δH_j , por lo que debe asumirse un valor algún S_j o bien, resolver considerando que $\sum_j S_j = 0$, es decir que la media de las correcciones por estación sea cero. Debido a esta dependencia lineal es que la solución obtenida puede no ser única (*Douglas, 1967*). Además, según el estudio realizado para los eventos en las Aleutianas por Douglas (1967), el método así tal como está expuesto no converge para eventos muy cercanos entre sí, a distancias de algunos grados de arco, por lo que es necesario “restringir el epicentro (*sic*) y tiempo de origen de uno de los eventos”, y con esto las únicas incógnitas remanentes en la ecuación son las correcciones por estación (*Douglas, 1967*).

2.3.2. CATÁLOGO DE DATOS RELOCALIZADOS

En la elección de los datos a relocalizar se consideraron aquellos eventos del catálogo preliminar ocurridos entre los días 23 y 27 de Enero 2007, ambos días incluidos, que tuvieran registro de llegada de onda P en al menos 14 estaciones. Se obtuvieron 127 eventos bajo este criterio, los que se dividieron en cinco grupos, uno para cada día, con el fin de reducir el tiempo de iteración y mejorar el cálculo de las correcciones (*Marshall & Russo, 2005*).

Como evento principal se utilizó el hipocentro del sismo $M_w = 5.2$ del 23 de Enero 2007 (20:40 horas), de acuerdo a los parámetros encontrados mediante su localización con el programa SEISAN, porque su ubicación según la USGS y CMT corresponde a un sector fuera del Fiordo Aysén. Se iteró 30 veces considerando las primeras 10 iteraciones a una profundidad fija, en la mayoría de los grupos, de esta manera el método converge entregando los nuevos parámetros de localización y los radios de las elipses de confianza al 90%.

A continuación, se adjuntan los detalles de la selección de eventos para la relocalización por grupo.

Tabla 2-II: Detalle de los grupos utilizados en la relocalización.

Día	Estaciones con primera llegada	Estaciones utilizadas en JHD	Eventos utilizados en JHD	Iteraciones	Iteraciones con profundidad fija
23 Enero	$N \geq 14$	15	31	70	10
24 Enero	$N \geq 14$	16	16	30	5
25 Enero	$N \geq 15$	11	34	30	5
26 Enero	$N \geq 15$	16	20	30	10
27 Enero	$N \geq 14$	14	31	30	5

2.4. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES Y TENSOR DE ESFUERZOS

2.4.1. MECANISMOS FOCALES

Mediante el programa FOCMEC (*Snoke et al., 1984; Snoke, 2003*), integrado en SEISAN, se generaron los mecanismos focales de los eventos considerados en la relocalización. El programa calcula los mecanismos focales en base a las polaridades de las llegadas de onda P, calculando internamente las distancias epicentrales y azimut a partir del hipocentro del evento y la lista de ubicaciones de las estaciones. Con ello, calcula el ángulo de salida para cada fase leída y, posteriormente, realiza la iteración en la esfera focal para una solución de doble cupla que cumpla las restricciones impuestas.

El programa despliega un menú en el cual la búsqueda de nuevas soluciones permite designar las restricciones que se impondrán en el número máximo de polaridades erróneas admitidas en la solución y el incremento de búsqueda en grados. Para la generación de los mecanismos obtenidos se consideró la búsqueda de planos cada 20 grados, disminuyendo a 15 y 10 grados cuando era posible obtener soluciones menos dispersas, y el menor número posible de estaciones con polaridad errónea. El programa encontró más de una solución para varios eventos, por lo que se escogió la que contuviera uno de sus planos nodales en un rumbo similar el mecanismo focal de la USGS, es decir NS.

Posteriormente, se descartaron los eventos con mecanismos focales con tres o más polaridades erróneas y se revisan los sismos cuyos mecanismos focales tenían una o dos estaciones inconsistentes. Se revisó el archivo de ondas del evento cuyo mecanismo tiene una o dos inconsistencias y se corrige si la lectura estaba errada, sin embargo si la lectura es correcta, se desecha el mecanismo. Cabe destacar que las estaciones IML, ALE, IVV y TRG poseen polaridad invertida, la cual fue corregida de manera manual en el archivo de lectura del evento de manera previa al cálculo de los mecanismos. Con esto se obtuvieron 26 mecanismos focales con lecturas de polaridad clara y correcta, pudiendo estudiarse sus valores de rumbo manteo y desplazamiento (*strike, dip y rake*) de cada uno.

2.4.2. TENSOR DE ESFUERZOS

El estudio del tensor de esfuerzos local se realizó en base al método propuesto por Rivera y Cisternas (1990), el cual permite la estimación de la orientación y factor de forma del tensor de stress asociado a un conjunto de mecanismos focales. En el método se calcula la orientación del tensor (φ , θ , ψ) y su factor de forma R utilizando como *input* los mecanismos focales de un grupo de eventos y una búsqueda en el espacio de soluciones (φ , θ , ψ , R) con el método de Montecarlo. La descripción matemática más en detalle del modelo directo e inverso puede encontrarse detalladamente en Rivera y Cisternas, 1990.

Considerando uno de los planos nodales del mecanismo focal se puede calcular el vector de normal al mismo y el vector de *slip*, perpendicular al anterior. Considerando sólo el mecanismo focal es difícil discernir, sin la geología, cuál es el plano de falla; sin embargo cuando se conoce el tensor de esfuerzos, esto es directo en la mayoría de los casos. En el método de Rivera y Cisternas (1990) se calcula un valor (*score*) entre 0 y 1, que corresponde a la suma del producto punto entre el valor del vector *slip* observado en cada mecanismo y el vector *slip* calculado por el tensor. Éste valor representa el porcentaje de acierto del resultado, luego si el valor es 1, los vectores *slip* son paralelos y el tensor de esfuerzos encontrado genera mecanismos focales como los ingresados al programa (*Rivera & Cisternas, 1990*).

$$R = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

El método también calcula el valor escalar $\frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$, con $\sigma_y > \sigma_x$, el que establece una relación entre las magnitudes de los valores principales de stress referidos al sistema coordinado (NS, EW, Z), es decir, la forma del elipsoide de stress. El valor de R indicará si el tensor encontrado es compresivo ($R < 0$), extensivo ($R > 1$) o de rumbo ($0 < R < 1$) (*Rivera & Cisternas, 1990*).

En este estudio se consideraron los 26 mecanismos focales obtenidos, y se generaron 8000 iteraciones a partir de un valor negativo arbitrario (*seed*), hasta obtener el mejor resultado. Se probaron cinco *seeds* (-85, -23, -46, -90, -102) de los cuales el primero dio el *score* más cercano a la unidad (porcentaje de aciertos más alto), obteniéndose así los valores de (φ , θ , ψ) para el tensor

de esfuerzo y el factor de forma R . Con estos datos se grafica el tensor de esfuerzo y las mejores soluciones de las iteraciones, entregando los valores de Azimut y buzamiento para cada eje principal de esfuerzo.

3. RESULTADOS

3.1. DISTRIBUCIÓN DE EVENTOS

3.1.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIO – TEMPORAL DE LOS EVENTOS OBSERVADOS SIN RELOCALIZACIÓN, UTILIZANDO SEISAN

Del registro continuo durante el mes de Enero se seleccionaron 475 eventos, fácilmente visibles, los que constituyen el catálogo preliminar (sin relocalizar) y cuyos hipocentros fueron obtenidos utilizando el programa SEISAN (*Havskov & Ottermöller, 2003*). Los 475 eventos registrados entre el 1° y el 27 de Enero 2007, se distribuyen en la zona continental e insular de la región de Aysén. Su distribución no presenta un patrón determinado, excepto algunos eventos en el sector de la fosa cercana a la dorsal de Chile (*Chile Ridge*) en la longitud 76°W, en la Península Skiring (46°S - 75°W) al norte de la Península de Taitao, y en el sector del Fiordo Aysén donde se estudia el enjambre sísmico (Figura 3.1).

Existe una variada distribución de eventos corticales sobre la región, presentándose la gran mayoría de los sismos con profundidades entre los 0 y los 30 km; sólo algunos pocos alcanzan a más de 30 km de profundidad. También se observan sismos correspondientes a la subducción de la placa de Nazca, tanto en el sector de la fosa como sus proyecciones en el terreno continental, con profundidades mayores a 30 km, alcanzando incluso los 80 km de profundidad.

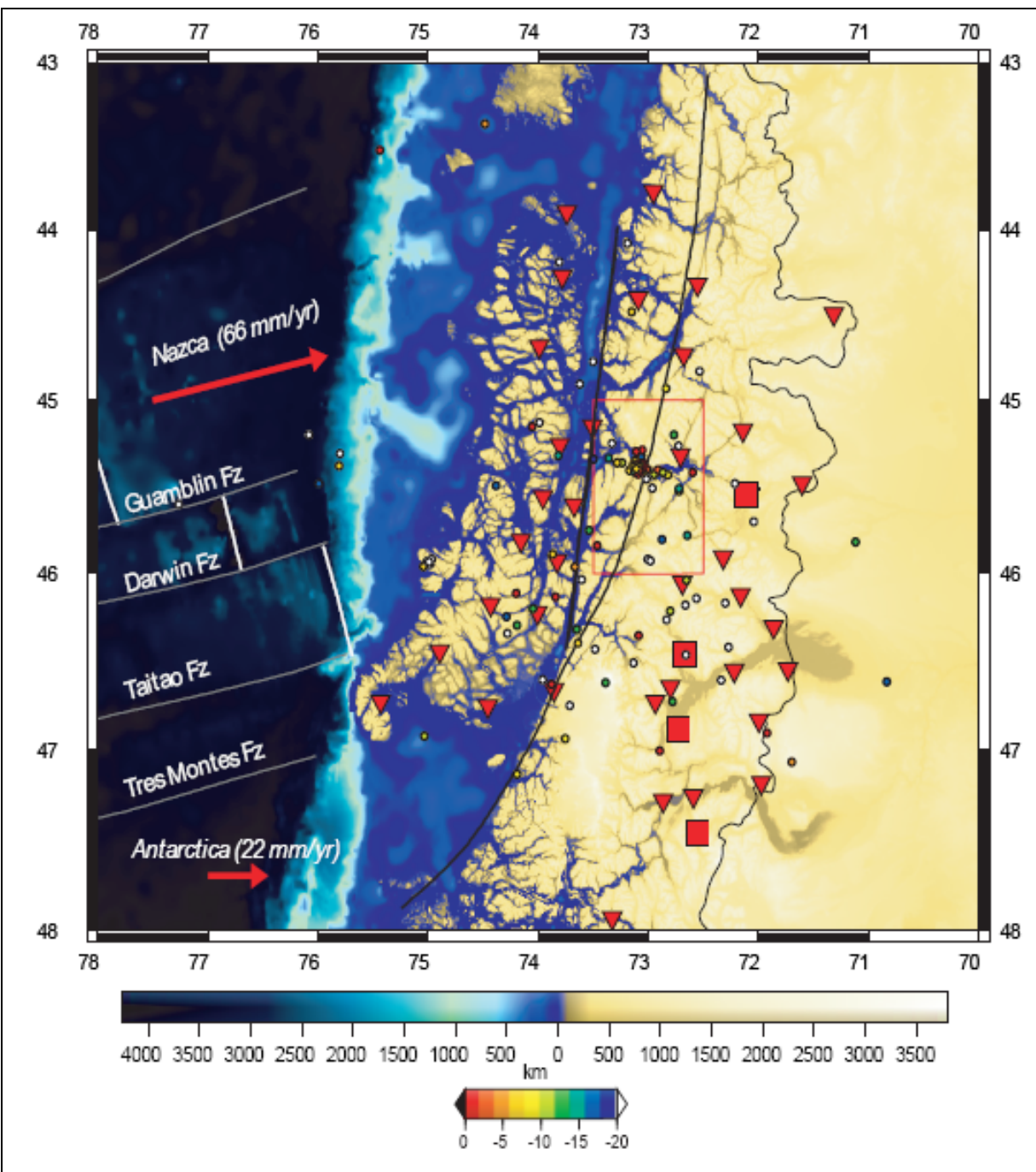


Figura 3.1: Sismicidad entre los días 1 y 27 de Enero 2007, reportada por la red temporal CRSP.

3.1.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL ENJAMBRE, SIN RELOCALIZAR

Del catálogo preliminar, se conservan sólo los eventos sobre los 40 km de profundidad y que se ubiquen en el área comprendida entre los 72° 54'W - 73° 12'W y 45° 12'S - 45° 30'S, donde se encuentra el Fiordo Aysén. En total, entre los días 1 al 27 de Enero 2007, se observan 295 eventos (Figura 3.2), los que presentan una distribución casi uniforme en profundidad desde la superficie hasta los 20 kilómetros, asociados al enjambre. En los perfiles de latitud y longitud es posible observar que las distribuciones presentan una forma más o menos cónica, donde el sector más ancho se encuentra cerca de la superficie y contempla unos 11,118 km en latitud (entre 45° 21'S y 45° 27'S), y 10,383 km en longitud (entre 73° 00'W y 73° 08'W), utilizando las siguientes conversiones:

$$\begin{aligned} 1^\circ \text{latitud} &= 111.18 \text{ km} \\ 1^\circ \text{longitud} &= 111.18 \text{ km} \times \cos(45.4^\circ) = 78.065 \text{ km} \end{aligned} \quad (4)$$

En estos perfiles los sismos se presentan concentrados entre los 5 y 8 km de profundidad, aunque también son abundantes en el primer kilómetro de profundidad. Mediante el histograma (Figura 3.2 (d)) es posible observar la disminución en el número de sismos a medida aumenta la profundidad, manteniéndose relativamente constante durante los primeros 5 kilómetros, para aumentar entre los 5 a 8 km, y disminuir casi linealmente hasta los 20 km.

3.1.3. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DEL ENJAMBRE, SIN RELOCALIZAR

El mes en estudio se divide en grupos de 7 días, encontrándose nula actividad en el sector durante la primera semana (01 - 07 de enero), 4 eventos en la segunda (08 - 14 de enero), 12 eventos en la tercera (15 - 22 de enero) y más de 300 eventos entre los días 23 y 27 de Enero (Figura 3.3). Por ello, los días que se estudiarán con detalle y se considerarán asociados al enjambre propiamente tal, serán los días 23, 24, 25, 26 y 27 de Enero del 2007.

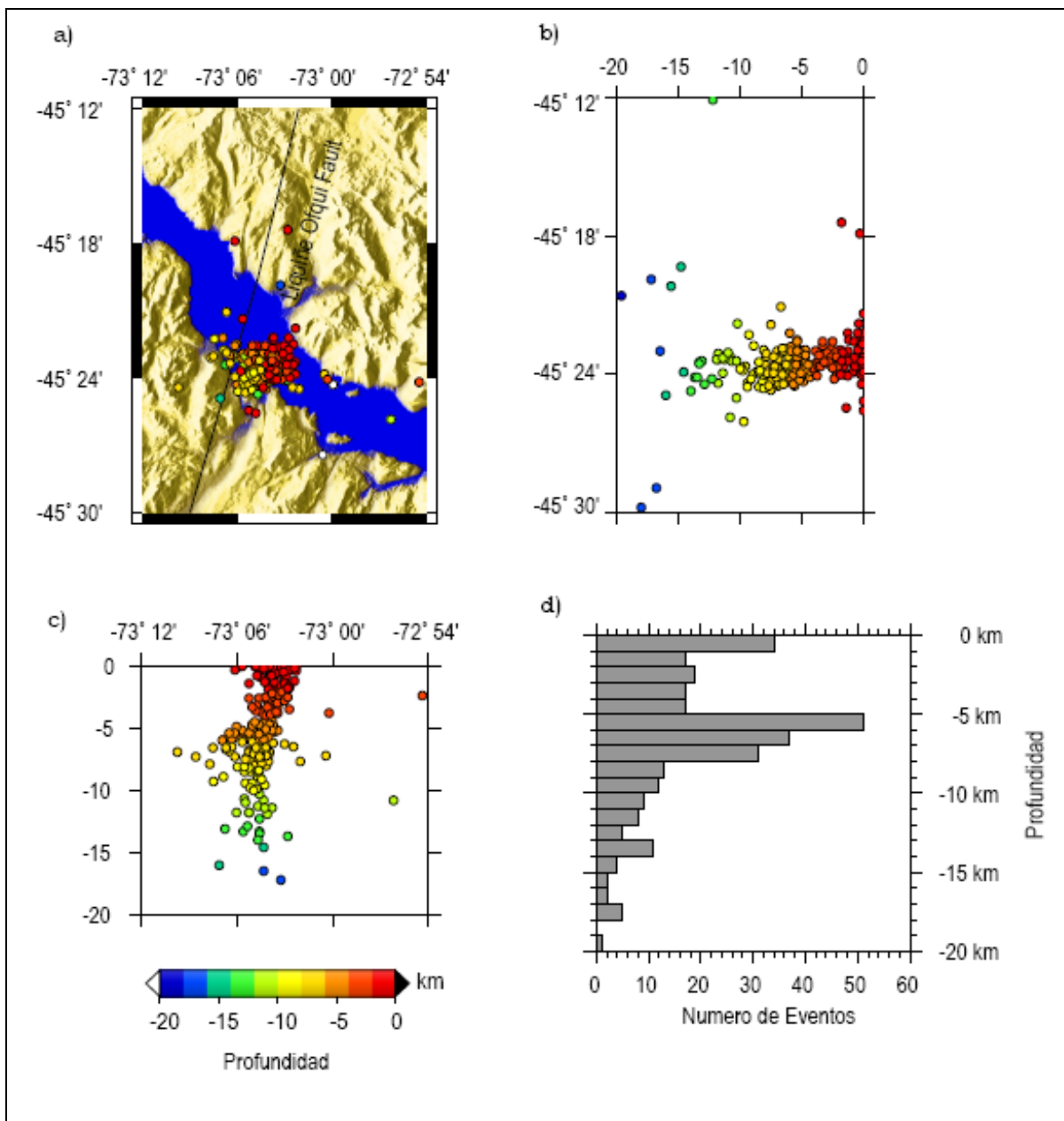


Figura 3.2: Distribución espacial de los sismos del enjambre.

a) Visión en planta de los eventos estudiados entre el 1 y 27 de Enero, 2007, en el sector del Fiordo Aysén, b) Perfil latitud versus profundidad de los eventos del cuadro a), c) Perfil longitud versus profundidad de los eventos del cuadro a), d) Histograma de eventos según profundidad.

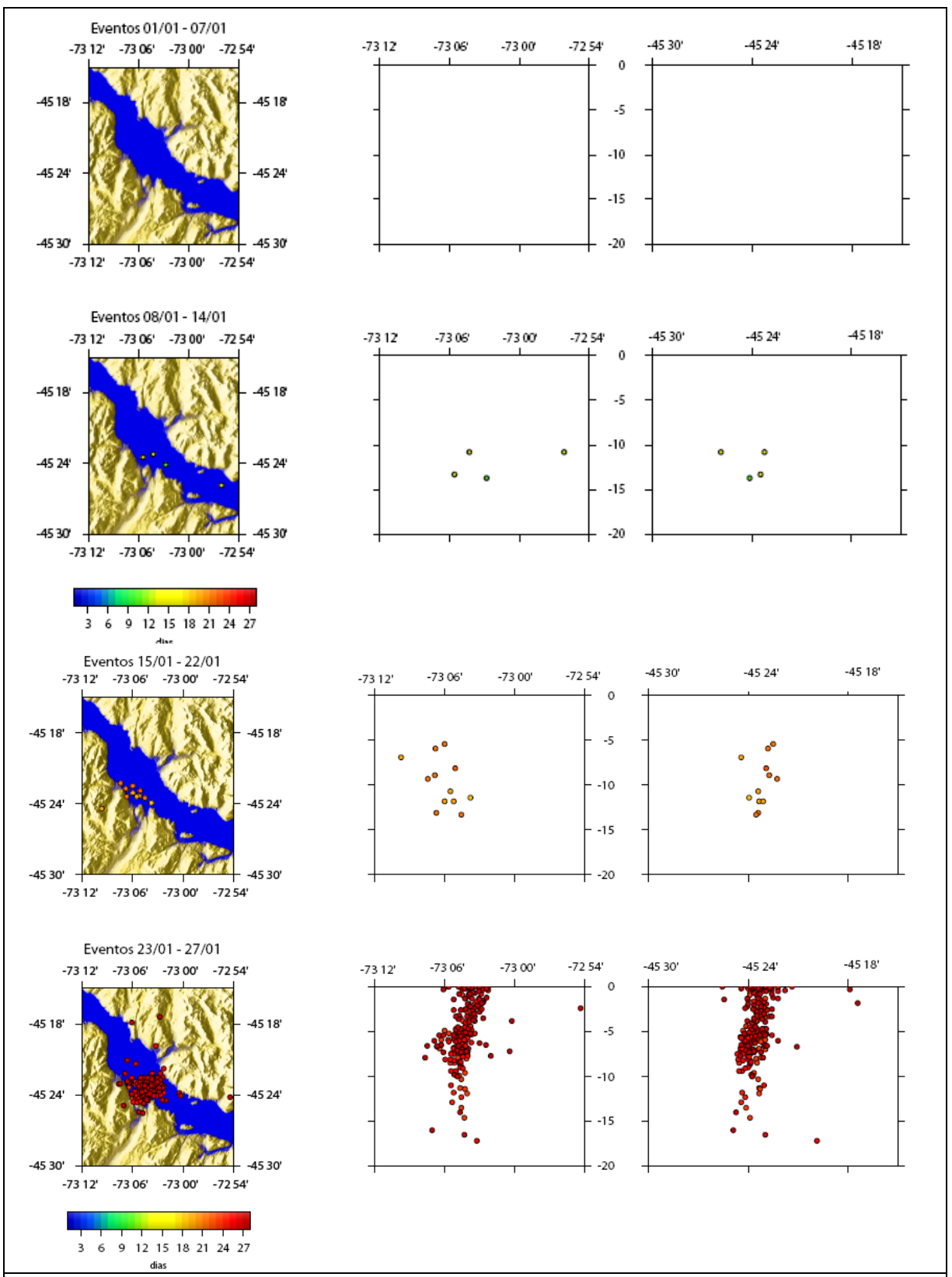


Figura 3.3: Distribución semanal de los eventos.
La escala de colores denota el día de ocurrencia.

Se estudió el comportamiento diario de los eventos durante las fechas señaladas (Figura 3.4), observándose que, para el día 23 de Enero, los eventos se presentan en una distribución estrecha y más o menos uniforme entre los 0 y los 9 km de profundidad, para separarse un poco entre dicha profundidad y la máxima observada ese día, de casi 15 km. En ese día se registró el evento principal (*mainshock*) a las 20:40:9.8 [hora local] en los 45.395° S y 73.050° W, con una profundidad de 0.3 ± 1.5 km, de acuerdo a la localización obtenida del sismo con SEISAN (*Havskov & Ottermöller, 2003*).

En los días 24 y 25 de Enero, los sismos poseen una distribución más centrada entre los 5 a 10 km de profundidad. Sin embargo, se registraron algunos eventos en superficie, uno el día 24 y cuatro el día 25, más 3 eventos entre los 1 -3 km de profundidad ese último día, y otros eventos aislados en profundidades alejadas del grupo, tres eventos el día 24 entre los 11 – 14 km y dos eventos, uno a los 11 km y otro a los 18 km de profundidad el día 25.

El día 26 de Enero presentó unos pocos eventos, medianamente dispersos, entre la superficie y los 6 km de profundidad, así como también, algunos eventos a mayor profundidad, 8 y 17 km. El día 27 de Enero, presentó una cantidad de eventos comparable a la del día 23, con una distribución casi uniforme entre la superficie y los 8 km de profundidad, junto a otros eventos en los 10, 14 y 16 km.

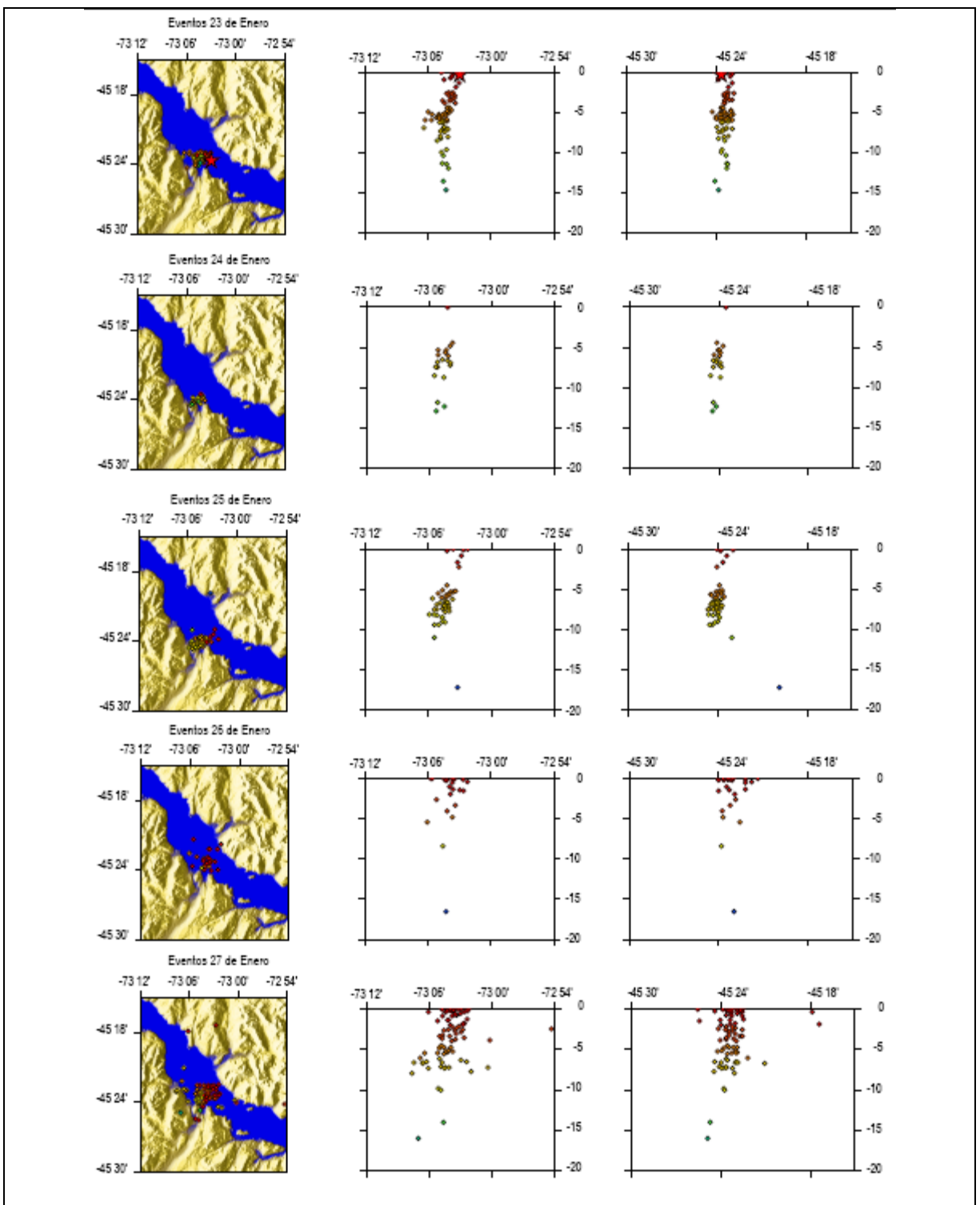


Figura 3.4: Distribución diaria de los eventos.
 Izquierda: distribución en planta. Centro: distribución longitud versus profundidad. Derecha: distribución latitud versus profundidad previo a la relocalización.

3.1.4. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS EVENTOS SELECCIONADOS PARA LA RELOCALIZACIÓN

Los 132 eventos seleccionados para la relocalización bajo el método de Determinación Hipocentral Conjunta (JHD en inglés) se distribuyen uniformemente entre los 10 km de profundidad y la superficie, con dos eventos alejados del grupo, a 16 y 17 km de profundidad, respectivamente. En latitud se distribuyen entre los $45^{\circ} 21'$ - $45^{\circ} 25'$ S, y en longitud, entre los $73^{\circ} 02'$ - $73^{\circ} 07'$ W (Figura 3.5).

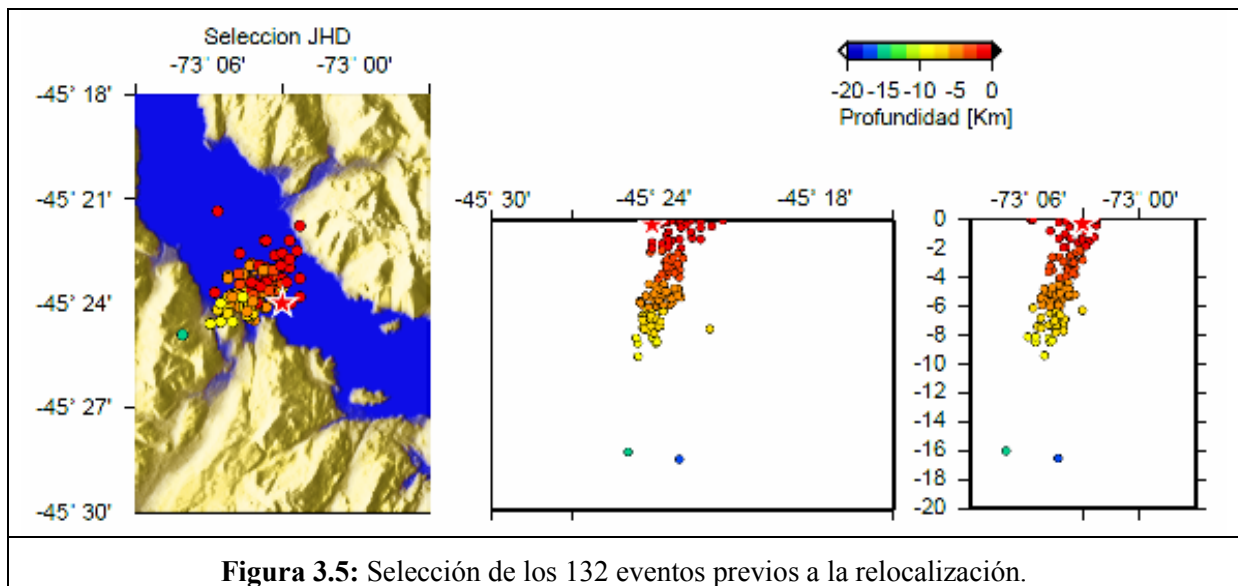


Figura 3.5: Selección de los 132 eventos previos a la relocalización.

3.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE EVENTOS, RELOCALIZACIÓN CON JOINT HYPOCENTER DETERMINATION

La relocalización de los eventos en grupos determinados por el día de ocurrencia, entrega los valores de las correcciones correspondientes a las variables libres, es decir latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen de los eventos del enjambre, y corrección temporal para cada estación receptora de dichos eventos. En el método JHD se utilizó como evento maestro el hipocentro del sismo del 23 de Enero (2007) $M_w = 5.2$, puesto que su ubicación concuerda con el Fiordo Aysén, no así la ubicación entregada por la USGS. Los resultados se encuentran en los Anexos A y B.

3.2.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS EVENTOS RELOCALIZADOS

La distribución en planta de los sismos después de su relocalización con el método JHD (Figura 3.6) no varía mucho con la distribución sin el método, considerando sólo las distribuciones de los eventos seleccionados. Los eventos se encuentran más cercanos al epicentro del evento principal del 23 de Enero, y presentan una alineación en planta más definida, a excepción de un sismo más alejado en dirección NW, visible en ambas distribuciones (previa y posterior al método).

La mayoría de los eventos se mantienen confinados a un área entre los $73^{\circ} 01'$ y $73^{\circ} 07'$ de longitud Oeste y entre los $45^{\circ} 22'$ y los $45^{\circ} 26'$ de latitud Sur, es decir un área de 7,806 km en longitud y 7,412 km en latitud, considerando las transformaciones en (4).

Los perfiles en latitud y longitud (Figura 3.6) evidencian un cambio más importante en la profundidad de los eventos con posterioridad a la relocalización. A priori, los eventos presentaban una profundidad máxima de 10 kilómetros, la que se reduce a 8 posterior a la utilización del método. Los eventos que se encontraban aislados a mayor profundidad, 16 y 17 km, también presentan una profundidad menor después la relocalización, a 12 y 14 km.

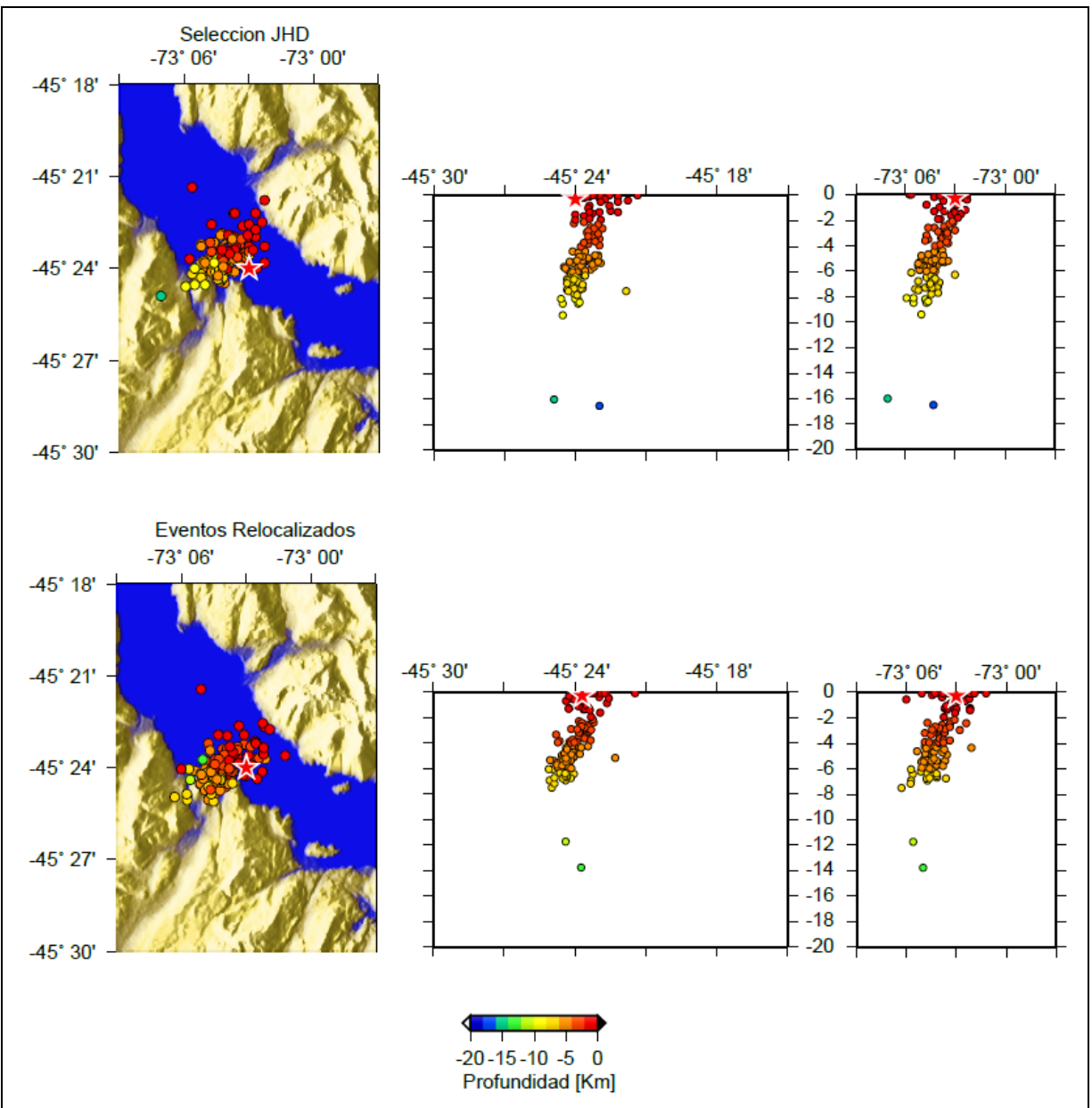


Figura 3.6: Distribución espacial de los 132 eventos seleccionados y posteriormente relocalizados con el método JHD.

Distribución en planta (izquierda), en corte en latitud (centro) y corte en longitud (derecha) para los 127 eventos seleccionados para la relocalización bajo el método JHD (arriba) y para los mismos eventos posterior a la aplicación del método (abajo), mostrando la profundidad de los eventos en kilómetros. La estrella indica la posición del *mainshock* utilizado como evento maestro.

En el perfil paralelo a la latitud se observa una distribución de eventos con una pequeña migración hacia el Sur en su sector más profundo, con una desviación entre 10° a 20° con respecto a la vertical en profundidad. Asimismo, en el gráfico paralelo a la longitud, los eventos se ubican un poco más dispersos que según la latitud, aunque también con una desviación con respecto a la vertical, de casi la misma magnitud. La dispersión observada tiene en gran medida

relación con el hecho que los eventos no se encuentran contenidos en la línea del corte, sino que están proyectados en el perfil.

Se realizaron distintos perfiles en tres direcciones distintas, para determinar la dirección de menor dispersión de los eventos y con ello, asociar el rumbo de la estructura activa. Se consideraron tres direcciones de rumbo: N354°E, considerando el rumbo NS de uno de los planos nodales de la solución de mecanismo focal para el evento del 23 de Enero Mw = 5.2 entregada por la USGS; N30°E, considerando la dirección del valle del río Cuervo (*Naranjo et al., 2009*), en la costa Norte de la zona epicentral; y N10°E, considerando el rumbo de un valle colgado, recto, que se reconoce en ambas riberas del fiordo, que en la costa Sur corresponde a la falla Quitralco, al lado Oeste de Playa Blanca (*Naranjo et al., 2009*) y unos 8 km al Norte del fiordo, la posible prolongación de esta falla desaparece en la cercanía del volcán Maca (Figura 1.12). Dada la poca diferencia (16°) entre las direcciones N354° y N10°, se espera encontrar similitud en ambos perfiles y asociar, entonces, el mecanismo focal entregado por la USGS con las características geológicas de la topografía. Además, para las tres secciones en profundidad se utilizará un manto de 89°, de acuerdo a la solución de mecanismo focal entregado por la USGS para el plano nodal de dirección 354°.

Perfiles según dirección N354°E

En la Figura 3.7, se muestra una sección de 20 km de profundidad y 5 km de extensión a cada lado del perfil A-A', en una dirección N354° y manto de 89°, de acuerdo al mecanismo focal de la USGS, para las distribuciones de eventos previos a la relocalización (arriba) y posteriores a la relocalización (abajo). La distribución en planta de los sismos no varía considerablemente, pero se observa una disminución de la profundidad de los eventos posterior a la relocalización y una mayor estrechez de los datos en el perfil en profundidad.

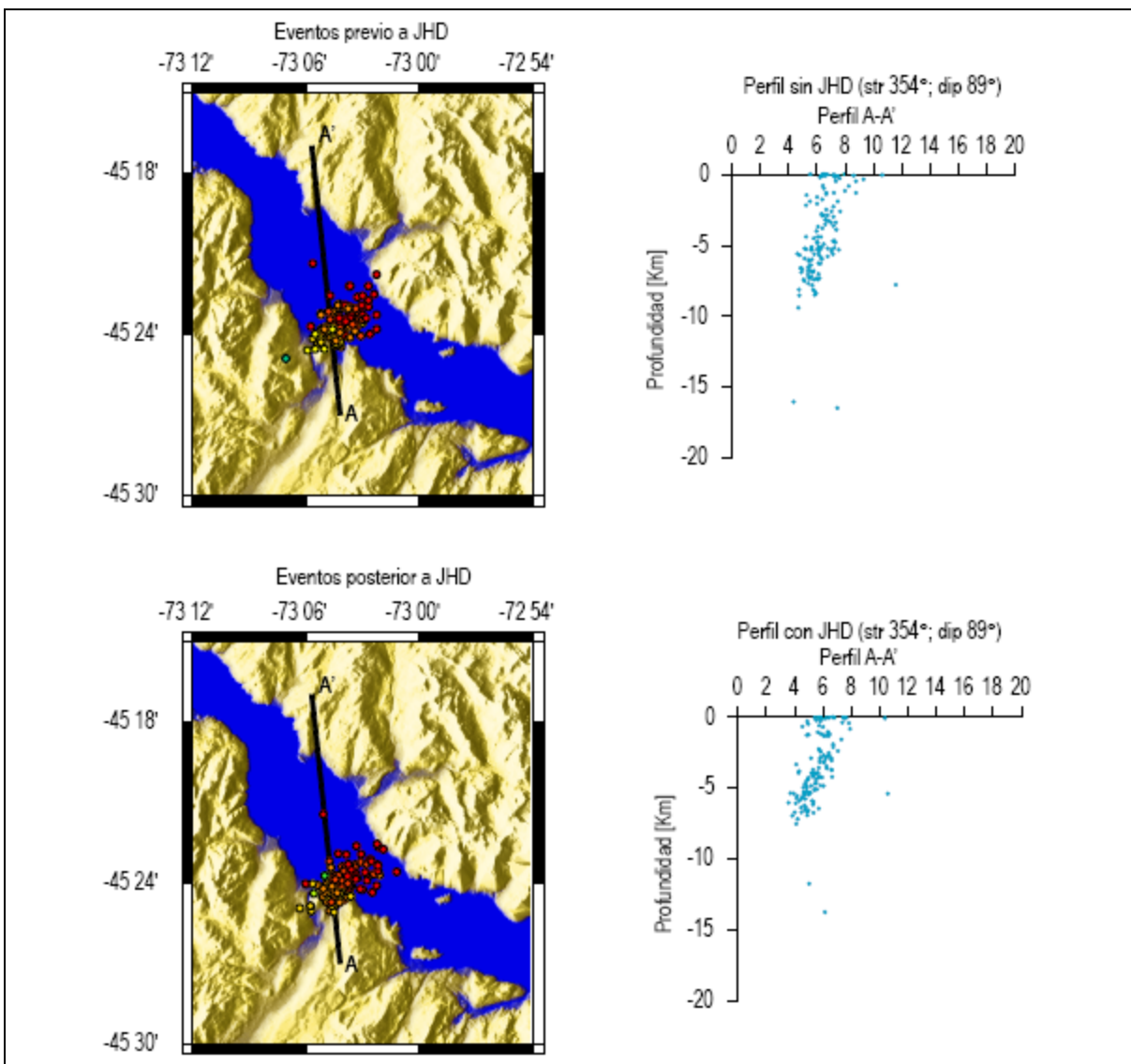


Figura 3.7: Perfil en profundidad de los eventos previos y posteriores al método JHD. Distribución en corte, en dirección 354° y manteo 89°, según solución de la USGS, para los eventos previo a la relocalización (arriba) y posterior a la misma (abajo).

Los perfiles perpendiculares a la dirección N354°, B-B', C-C' y D-D' (Figura 3.8), tienen una orientación de N264° y un manteo de 89°, y muestran la proyección de los eventos a medida que se avanza de Sur a Norte, con una separación entre cada perfil de 2 kilómetros, que incluye a todos los sismos ubicados a un kilómetro al norte y al sur de la línea de proyección. En éstos se aprecia que la profundidad de los eventos alcanza al SW aproximadamente 7 km. de profundidad y se hace gradualmente más somera a medida que avanzamos hacia el Norte. Los eventos presentan un marcado manteo hacia el Oeste y una tendencia a disminuir su profundidad en la nube de puntos, ubicándose entre los 7 a 3 km en el perfil B-B' y entre los 6 a 0 km en el perfil C-C', lo que indicaría un manteo hacia el Sur considerando esta profundización de los datos.

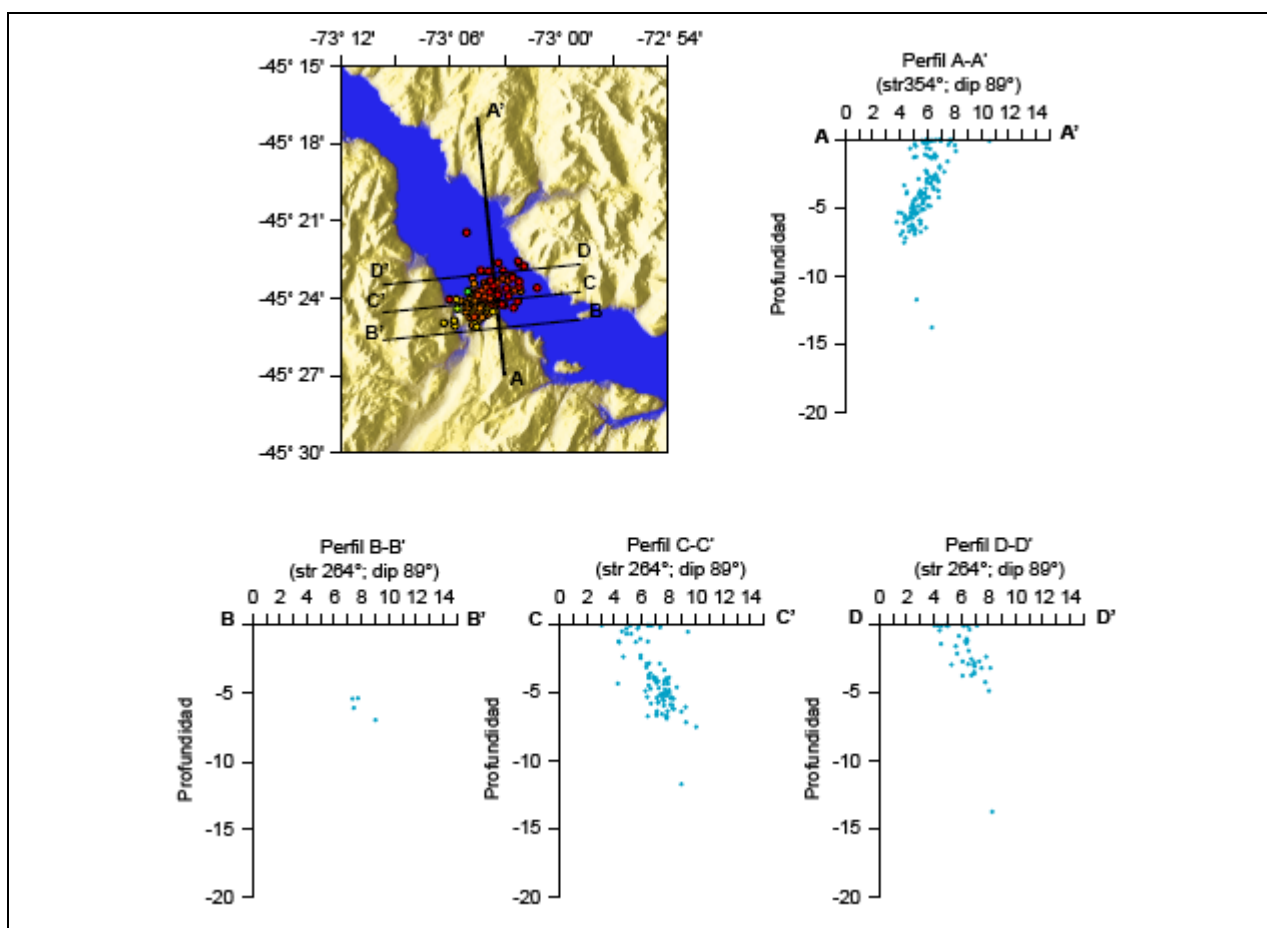


Figura 3.8: Perfiles de orientación N264°E perpendiculares al perfil en dirección N354°E°. Distribución en profundidad de los eventos relocalizados, en dirección 354° según el mecanismo solución de la USGS (arriba, derecha), y en dirección 264°, separados entre sí cada dos kilómetros, los perfiles BB', CC' y DD' (izquierda, centro y derecha, respectivamente).

Perfiles según dirección N30°E

Los resultados obtenidos considerando una sección con un rumbo de N30°E, similar al observado en la distribución en planta de los eventos y coincidente con el valle del río Cuervo al norte de la distribución de sismos, y con el mismo manteo (89°) permiten observar algunas pequeñas diferencias claves para la discusión. El manteo de 30° hacia el SW que presenta la distribución de los eventos es muy similar al que se presenta en el perfil A-A' de la Figura 3.8, pero presentando menor dispersión y una continua y marcada tendencia a lo largo del plano de falla hacia la izquierda del perfil (Figura 3.9, arriba a la derecha).

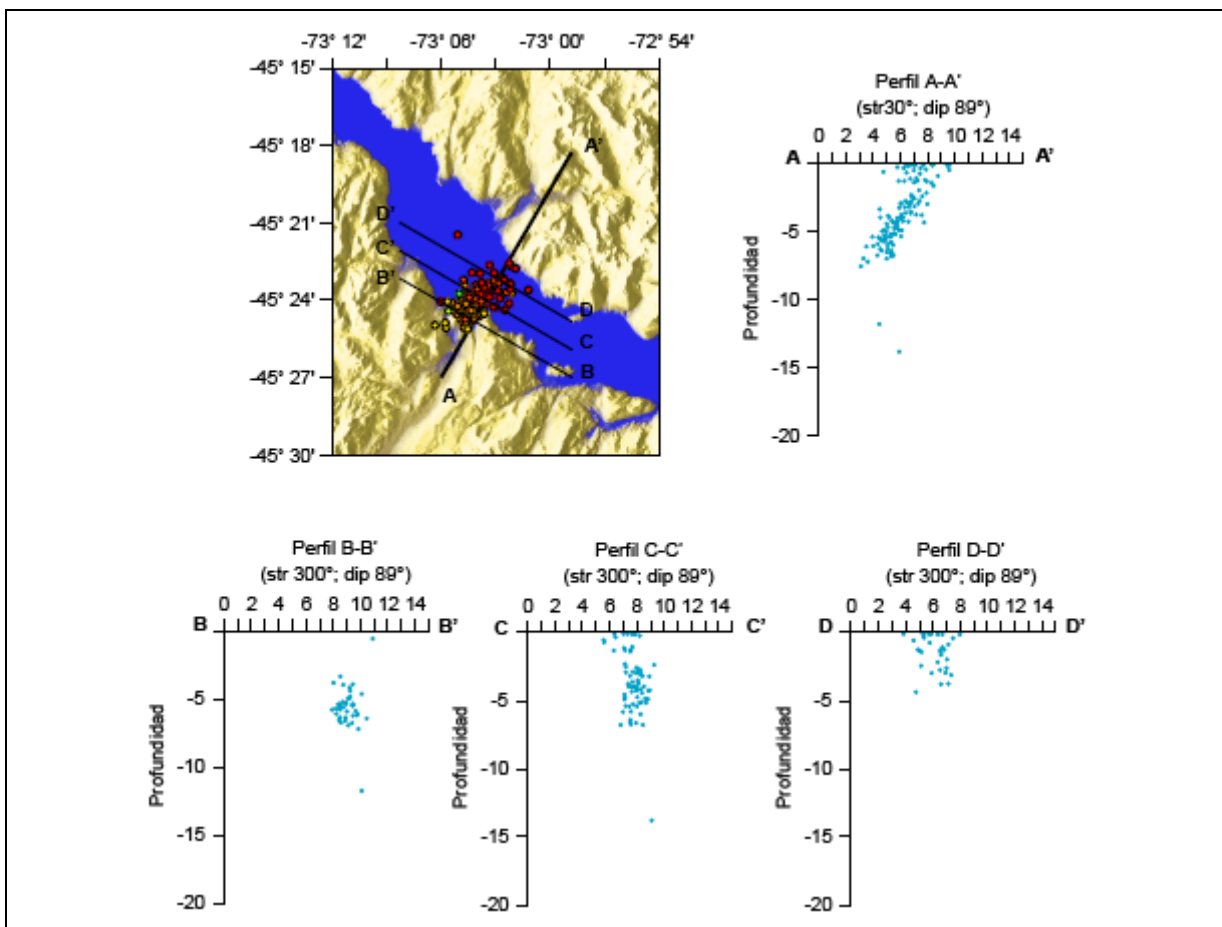


Figura 3.9: Perfiles de orientación N300°E perpendiculares al perfil en dirección N30°E. Distribución en profundidad de los eventos relocados, en dirección 30° (arriba, derecha), y en dirección N300°E, separados entre sí cada dos kilómetros, los perfiles BB', CC' y DD' (izquierda, centro y derecha, respectivamente).

Asimismo, los perfiles perpendiculares a la sección de rumbo N30°E, es decir de rumbo N300°E, permiten observar que la distribución de los eventos se va haciendo más somera a medida que avanzamos hacia el NE, comenzando entre los 5 a 8 km en el perfil B-B', y continuando con los eventos concentrados entre los 3 a 8 km en el perfil C-C' y entre los 5 a 0 km en el perfil D-D'. Se aprecia una notable diferencia en la dirección del manto de la distribución si se observan los perfiles de orientación N300° y los anteriores con orientación N264°. En esta última figura (Figura 3.9) no se aprecia manto alguno, sólo una nube de puntos de unos 3 a 4 km² de área. De todas maneras se observa una disminución de la profundidad de los eventos hacia el Norte, lo que indica y concuerda con la observación anterior y la inferencia de un manto de la falla hacia el sur.

Perfiles según dirección N10°E

La distribución de los hipocentros en la dirección de rumbo N10°E es muy similar a la observada en ambos perfiles anteriores (Figura 3.10), de orientación N354°E y N30°E, sin embargo, se presentan marcadas diferencias respecto de los perfiles perpendiculares, es decir los de orientación N100°E con los de rumbo N264° y N120°. Se observa una disminución en la profundidad de los hipocentros hacia el Norte, iniciándose con los sismos más profundos entre los 8 a 5 km de profundidad en el perfil B-B', para encontrarse mayor actividad en el perfil C-C' entre los 8 y 3 km principalmente, y disminuir posteriormente entre los 5 a 0 km en el perfil D-D'. El manto de la estructura es difícil de observar, pero se distingue una tendencia hacia el Oeste, al igual que en los perfiles anteriores.

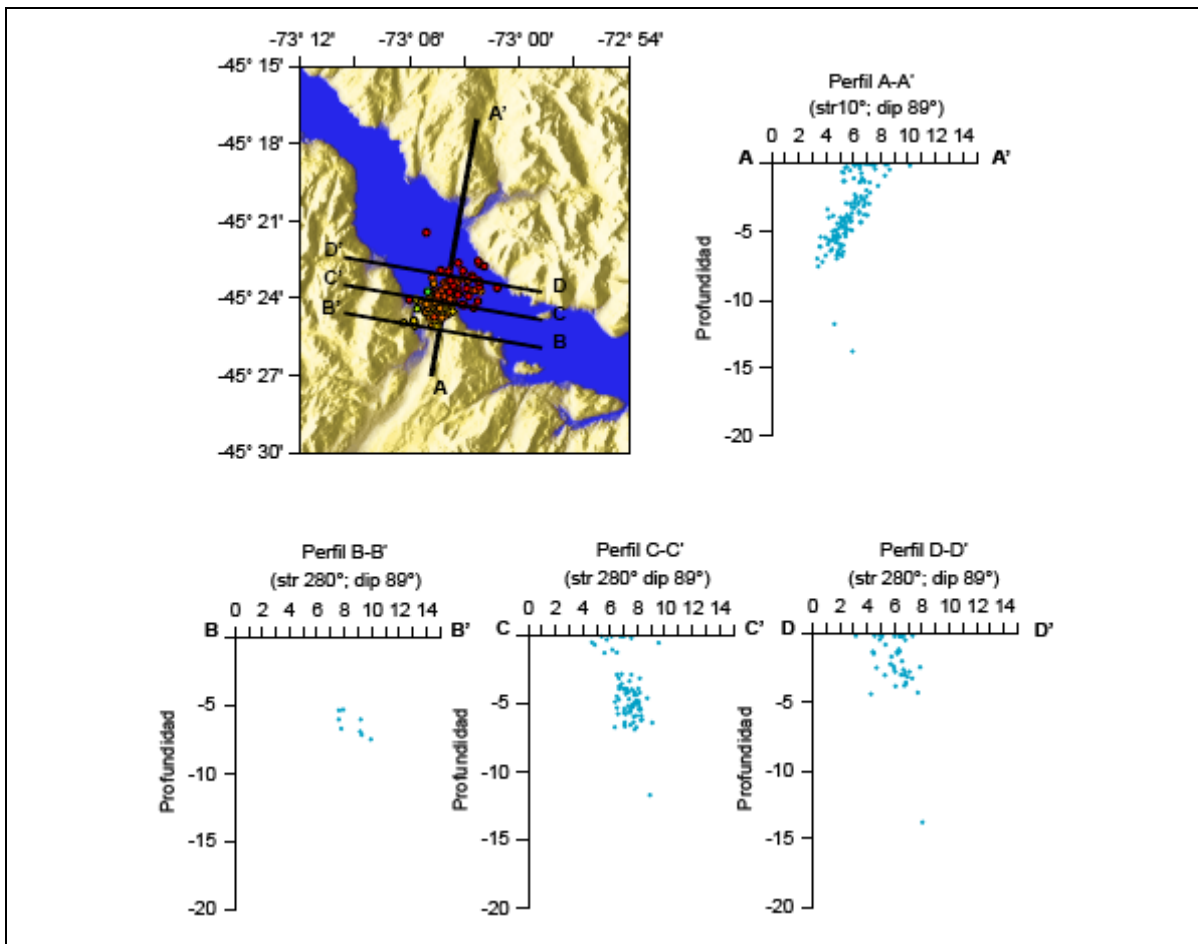


Figura 3.10: Perfiles de orientación N280°E perpendiculares al perfil en dirección N10E°.

Distribución en profundidad de los eventos relocados, en dirección 10° (arriba, derecha), y en dirección N280°E, separados entre sí cada dos kilómetros, los perfiles BB', CC' y DD' (izquierda, centro y derecha, respectivamente).

Cabe destacar que las ubicaciones de inicio de los perfiles son las mismas, o con muy pequeña variación, por lo que las diferencias radican netamente en la dirección del rumbo del perfil. En la Tabla a continuación se presentan las ubicaciones de los puntos iniciales de los perfiles.

Tabla 3-I: Ubicaciones de inicio de los perfiles.

Punto	Perfil 354° // 264°	Perfil 30° // 120°	Perfil 10° // 100°
A	(73,050° W; 45,450° S)	(73,100°W; 45,450°S)	(73,080°W; 45,450°S)
B	(72,980° W; 45,414° S)	(72,980°W; 45,450°S)	(72,980°W; 45,432°S)
C	(72,980° W; 45,396° S)	(72,98°W; 45,432°S)	(72,980°W; 45,414°S)
D	(72,980° W; 45,378° S)	(72,98°W; 45,414°S)	(72,980°W; 45,396°S)

3.3. ESTUDIO DE INCERTEZAS ASOCIADOS A LA RELOCALIZACIÓN

Para establecer un criterio de confianza en los datos, se presentan los estudios de incertezas asociados a los resultados de la relocalización tanto en los epicentros, representados por elipses con un 90% de confianza, como en las incertezas de los nuevos valores calculadas para la profundidad, latitud y longitud, estas últimas calculadas como una distancia horizontal y transformadas a kilómetros. Pueden encontrarse las tablas utilizadas para su construcción en el Anexo A.

En la Figura 3.11 se presentan, por días, las elipses de confianza para los epicentros de los eventos en sus nuevas ubicaciones. En la figura 3.12 se indican las variaciones en planta de los eventos antes (color rojo) y después (color verde) de la aplicación del método JHD, la cual muestra que el desplazamiento horizontal de los eventos no es determinante en la visión de la estructura, no así el desplazamiento en profundidad de los mismos. A partir de esta figura se observa que los eventos tienden a acercarse al epicentro del evento maestro, en este caso el evento principal del 23 de Enero indicado en la figura con una estrella, debido a que el método utilizado determina los nuevos hipocentros en base a éste, que se asume sin error. Sin embargo, las direcciones de acercamiento tomadas por los eventos no tienen un patrón determinado, sólo se acercan al epicentro del evento maestro, y no siguen una tendencia paralela o lineal hacia este punto. La disminución de la profundidad de los eventos posterior a la aplicación del método JHD es sistemática y consistente, considerando la profundidad somera del evento maestro.

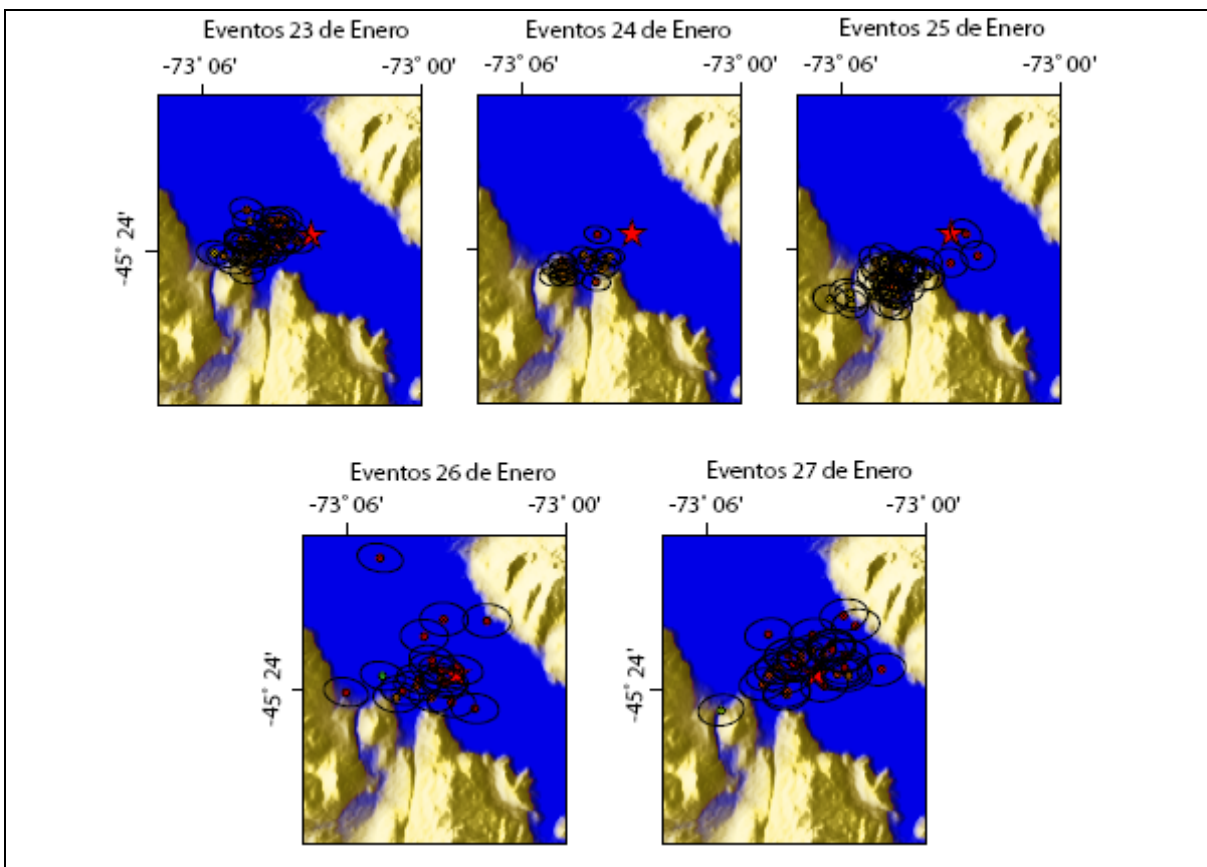


Figura 3.11: Elipses de confianza en distribución diaria de eventos relocados para los días 23, 24, 25, 26 y 27 de Enero de 2007. La estrella denota el epicentro del evento principal.

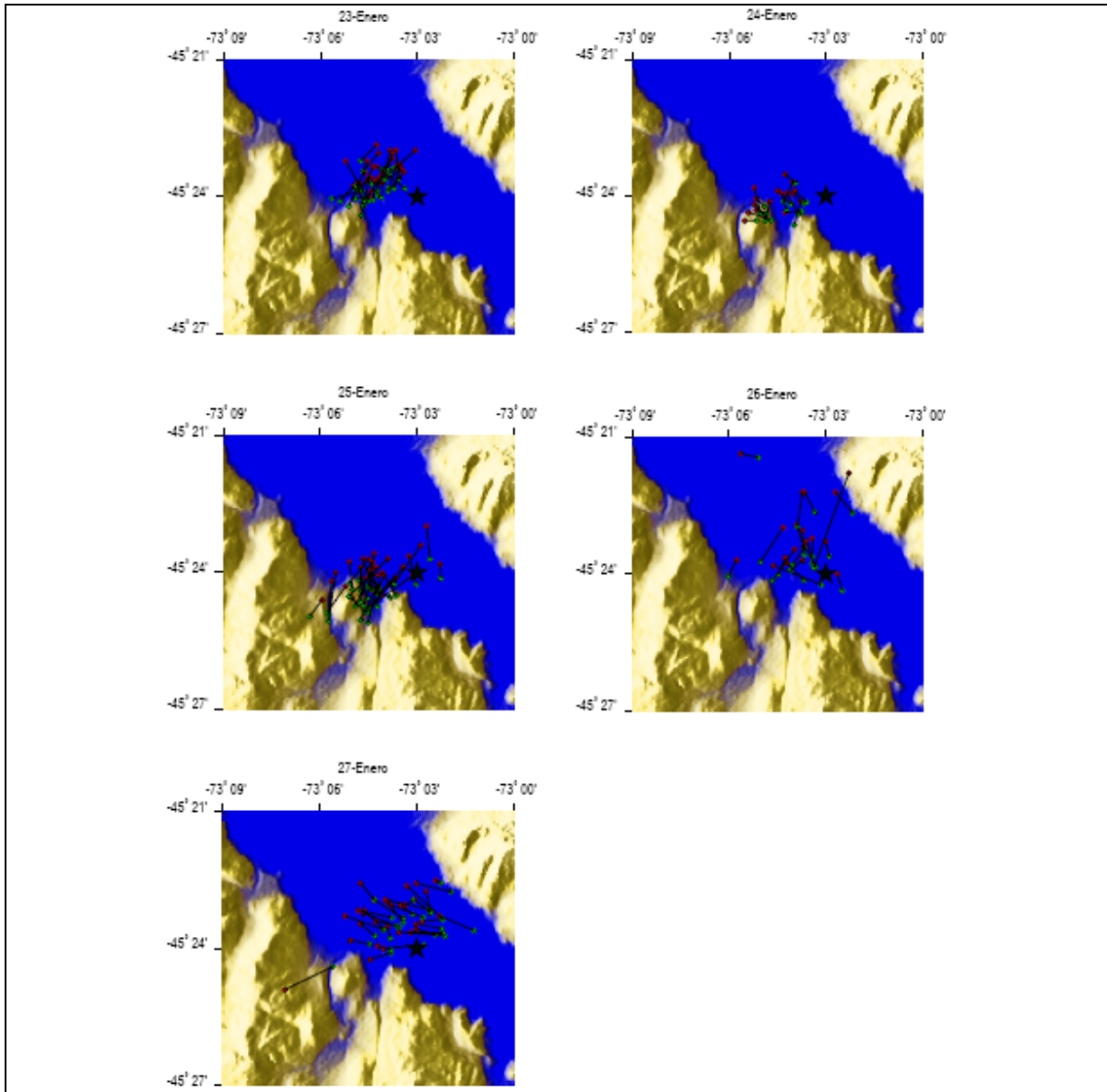


Figura 3.12: Trayectoria de desplazamiento de eventos relocados. Desplazamiento en planta de los eventos antes (rojo) y después (verde) del método *Joint Hypocenter Determination*. La estrella corresponde al epicentro del evento principal.

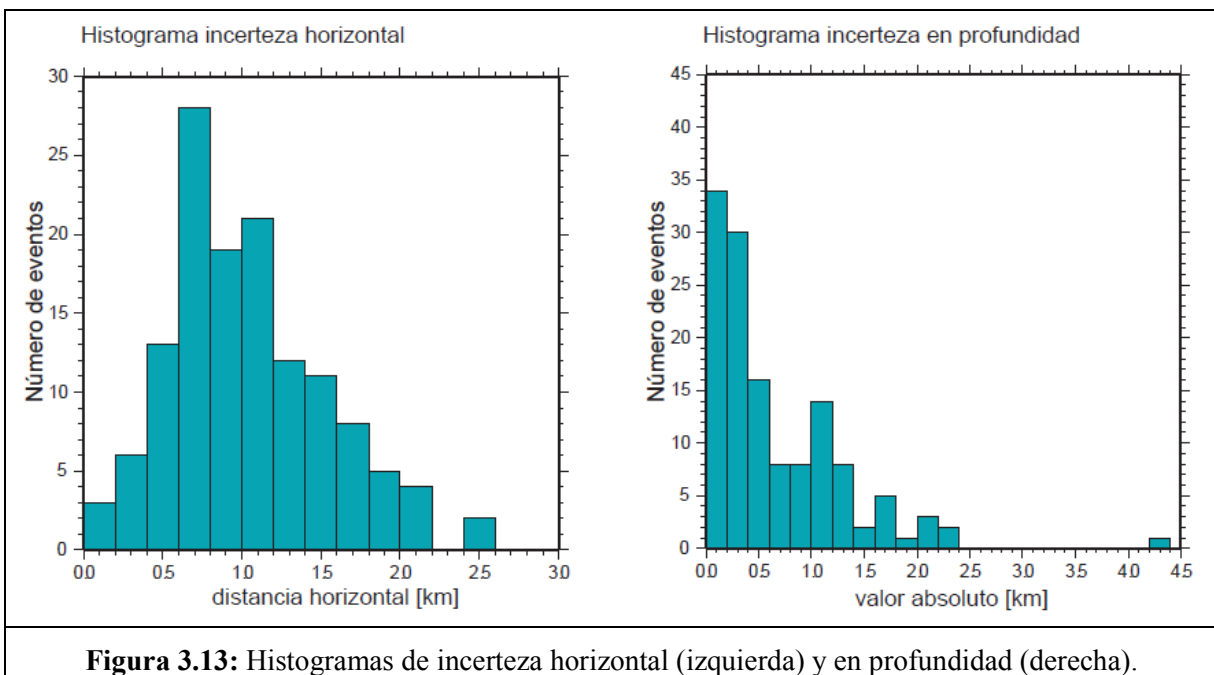
Para una mejor apreciación de la incertidumbre en planta, se considera el cambio de grados de latitud y longitud a kilómetros como se ha efectuado anteriormente (ver ecuación (4)) y se procede a calcular el valor cuadrático de los mismos, es decir:

$$\text{Distancia horizontal} = \sqrt{(\delta\text{latitud}[km])^2 + (\delta\text{longitud}[km])^2} \quad (5)$$

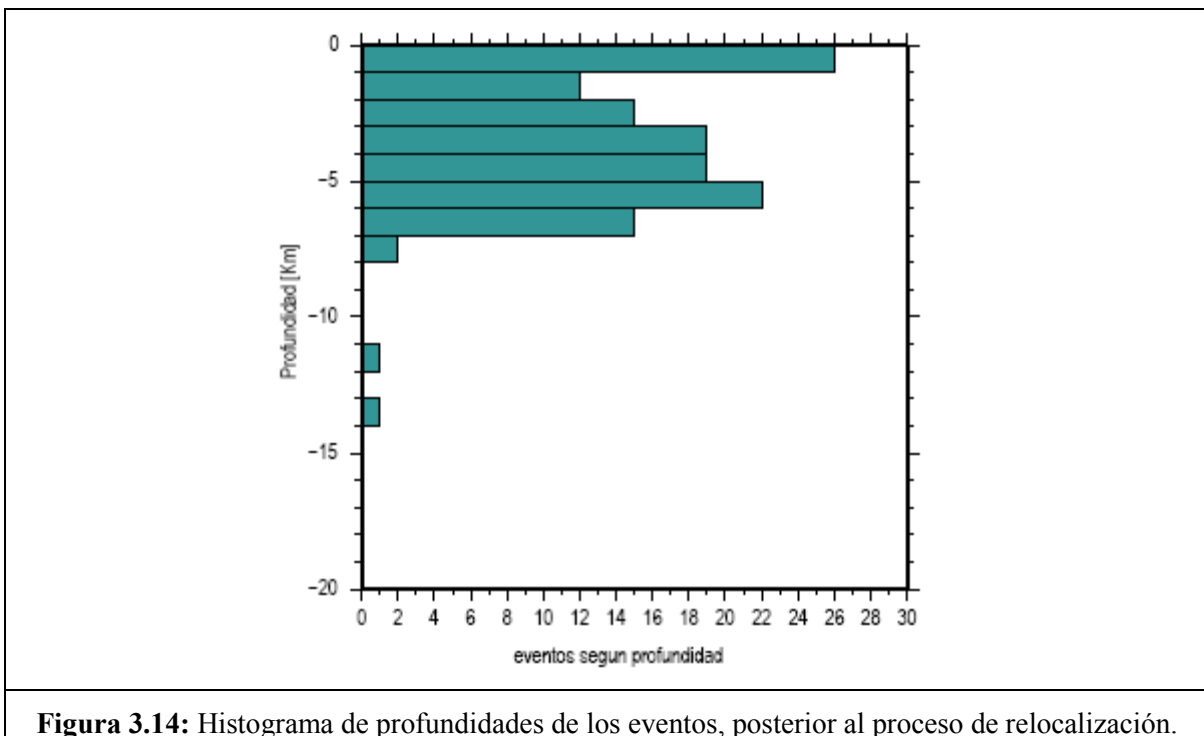
con $\delta\text{latitud}$ y $\delta\text{longitud}$ las incertezas obtenidas del método

Del total de 132 eventos considerados en la relocalización, el 95% de ellos, es decir 126 eventos, presentan una incertidumbre menor a 1.8 a 2.0 km en planta, mientras que la mayor incerteza obtenida es de entre 2.4 a 2.6 km en dos eventos. La moda en la distancia horizontal desplazada es de 0.6 a 0.8 km, con 28 eventos (Figura 3.13, izquierda).

En profundidad, en tanto, 125 eventos poseen una incertidumbre menor o igual a 1.6 a 1.8 km, esto mantiene la distribución de hipocentros entre los 0 y los 9 km de profundidad, que es menor a los valores obtenidos sin el proceso de relocalización. La moda corresponde a un valor entre 0.0 a 0.2 km, con 34 eventos. La mayor incertidumbre en profundidad la posee un evento con 4.2 a 4.4 km, el cual corresponde a un evento el día 27 de Enero que disminuye de 16 km de profundidad a cerca de 11,7 km después de la relocalización. Sin embargo siguiendo la distribución, el último valor de ésta es de 2.2 a 2.4 km, con dos eventos (Figura 3.13, derecha).



En la Figura 3.14 es posible apreciar que los sismos se presentan en dos agrupaciones, una entre los 0 y los 1 km de profundidad y la otra entre los 2 y los 7 km, donde la mayoría de los eventos pertenece a la segunda agrupación, conteniendo al 95% de los sismos sobre una profundidad de 6 a 7 km.



3.4. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES Y TENSOR DE ESFUERZO

El estudio de mecanismos focales a partir de llegadas de onda P en diversas estaciones genera varios resultados en cuanto a los ángulos de rumbo y manteo obtenidos para los distintos mecanismos calculados. Los valores de rumbo, manteo y desplazamiento de los mecanismos focales obtenidos pueden ser revisados en el Anexo C.

La mayoría de las soluciones de mecanismo focal (Figura 3.15) presenta un rumbo casi Norte-Sur, con una gran componente de rumbo dextral, o bien rumbo Este-Oeste, con componente sinistral. Considerando la expresión geológica global de la Falla Liquiñe-Ofqui, podemos asumir como el plano efectivo de falla el plano de rumbo Norte-Sur resultante del análisis de los mecanismos focales. Por lo tanto, quince sismos presentan claramente la característica de falla de rumbo dextral con un alto manteo, al menos tres eventos presentan característica de extensión, y tres eventos, características de compresión. Hay cuatro sismos cuyo mecanismo focal no puede asignarse claramente a uno de estos tres tipos de fallas.

A partir de estos datos, y utilizando la inversión propuesta en el método de Rivera y Cisternas (1990) se obtienen las direcciones principales de los esfuerzos y su factor de forma. En el sistema coordinado de ángulos de Euler, el tensor obtenido corresponde a la triada $(\varphi, \theta, \psi) = (19.292^\circ, 39.334^\circ, 114.358^\circ)$, mediante el cual se puede transformar al sistema cartesiano $(x, y, z) = (NS, EW, Z)$ para obtener las direcciones de $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$.

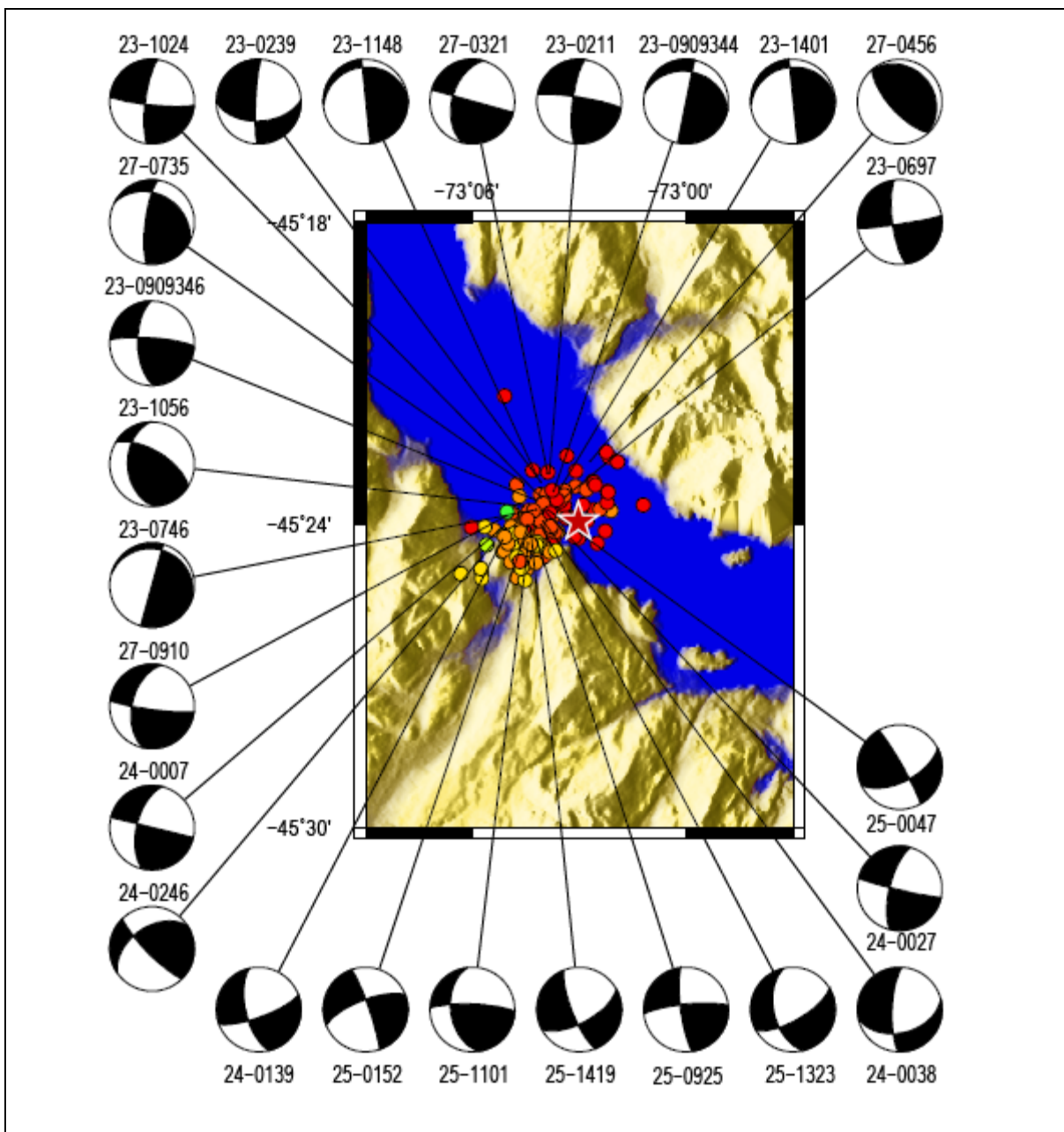


Figura 3.15: Proyección estereográfica de la esfera inferior de algunos de los eventos utilizados en la relocalización.

El tensor de esfuerzos obtenido para el grupo de 26 eventos estudiados corresponde a un campo de *stress* en el que σ_1 es sub-horizontal, con un buzamiento de $12,7^\circ$ al NE, y σ_3 presenta un buzamiento de $47,2^\circ$ al W, orientados a $38,6^\circ$ y $289,3^\circ$ con respecto al Norte, respectivamente (Figura 3.16).

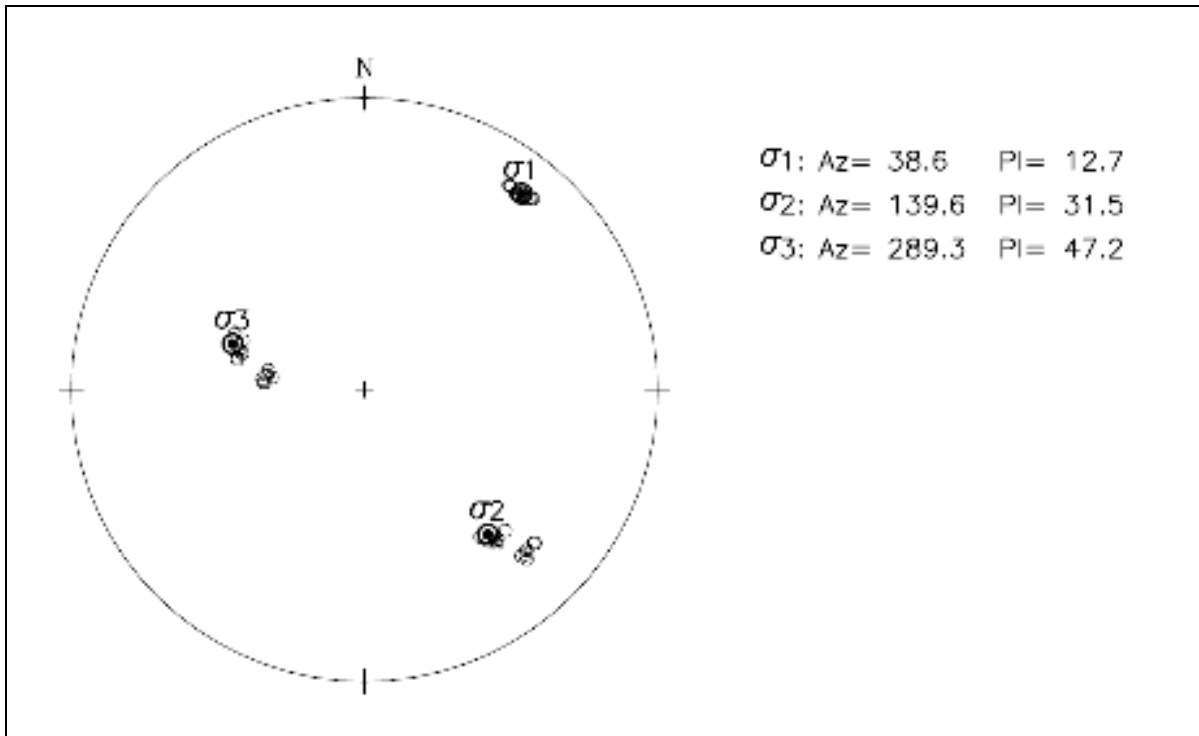
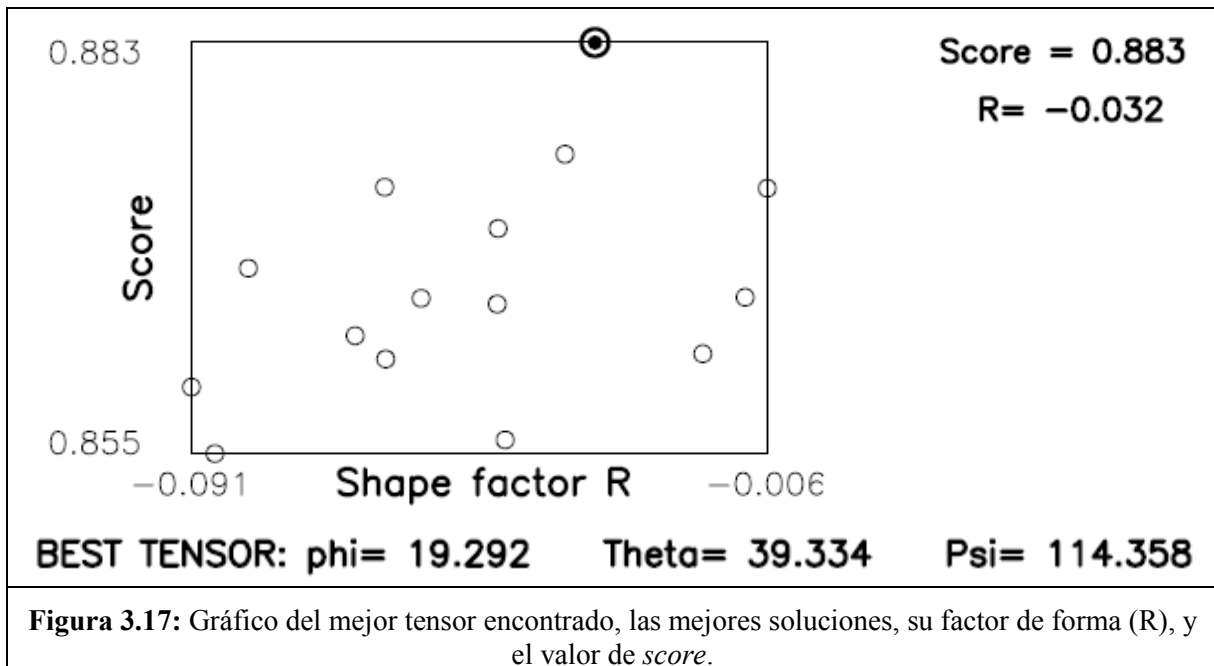


Figura 3.16: Tensor de stress obtenido según el método de Rivera y Cisternas (1990). Las soluciones según las proyecciones estereográficas en la esfera inferior se muestran como círculos grises. Valores de Azimut y Buzamiento final (círculo negro) se presentan en la figura.

En la gráfica anterior, para las direcciones de σ_2 y σ_3 , se observan dos familias de soluciones que difieren en el azimut en cerca de 5° , y en el buzamiento en aproximadamente 10° , lo que indicaría una posible rotación de la triada en torno a estas dos direcciones, ya que la solución para σ_1 está bien constreñida (círculo negro con un punto en el centro).

Considerando las direcciones entregadas como solución para el campo de esfuerzos, σ_1 puede ser considerado como sub-horizontal u horizontal dado su bajo ángulo de buzamiento. La dirección de σ_3 determinará si el campo de esfuerzos es compresivo o de cizalle (σ_3 vertical u horizontal, respectivamente). En este caso la solución presentada para σ_3 , tiene buzamiento de 47.2° al W (sin considerar la solución más inclinada, $\sim 57^\circ$) el cual no puede considerarse como un valor

vertical, por lo que ambas componentes, compresión y cizalle, podrían coexistir en mayor o menor grado, en el campo de esfuerzos local encontrado en el sector en base a los mecanismos propuestos como *input*, evidenciando un campo de *stress* transpresivo. El factor de forma obtenido para la elipse de stress es $R = -0.032$, lo que indica en conjunto un campo de *stress* transpresivo, corroborando el resultado anterior. Al ser un valor negativo corresponde a un campo de stress compresional, además el módulo del valor es muy cercano a cero por lo que también tiene una fuerte componente de cizalle. De las cinco *seeds* utilizadas, la del valor “-85” es la que presenta una mejor solución, determinada por el valor del *score* = 0.883, lo que equivale a un 88% de los vectores slip calculados en correspondencia con los observados de los mecanismos focales. Las 15 mejores soluciones encontradas de las 8000 iteraciones efectuadas se esquematizan en la Figura 3.18.



4. DISCUSIÓN

4.1. INICIO Y DESARROLLO DEL ENJAMBRE

El estudio y la relocalización de los sismos registrados entre el 1 y el 27 de Enero del año 2007 en la región del Fiordo Aysén, permiten determinar las características sismotectónicas de su evolución espacio-temporal durante este período. El origen del enjambre se remonta a mediados de Enero, con unos pocos sismos de mediana profundidad hacia la costa sur del fiordo, para desarrollarse plenamente a partir del día 23 de Enero, cuando ocurre el evento principal de magnitud $M = 5.2$, dentro del período de este estudio. En los días previos no se registra actividad significativa en la zona del fiordo, ni se cuenta con la localización de sismos anteriores al 1 de Enero para esta investigación, por lo que no se puede aseverar o descartar un inicio de actividad previa a la fecha indicada.

Los hipocentros de los sismos se ubicaron en el área comprendida entre los $73^{\circ} 01'$ y $73^{\circ} 07'$ de longitud Oeste y los $45^{\circ} 22'$ y $45^{\circ} 26'$ de latitud Sur, un área de 7.8 km por 7.4 km. Sin embargo, la profundidad de los sismos es el parámetro que varía más al aplicar el método de relocalización *Joint Hypocenter Determination (JHD)*. El desarrollo espacio-temporal de los sismos, considerando el catálogo preliminar, indica que la actividad sísmica se inició a profundidades entre los 10 y los 15 km durante la primera semana de actividad, disminuyendo ésta entre los 5 y 15 km en la segunda semana, para establecerse con la mayor parte de los eventos entre los 18 km de profundidad y la superficie en la última semana de Enero. En ese mismo lapso se advierte un leve desplazamiento en planta de los eventos de SW a NE, desde la costa sur del Fiordo. Durante los días 23 y 27 de Enero se presentó la mayor actividad sísmica. Estos sismos se ubicaron en plantas en una elipse elongada en dirección SW-NE que se ubica entre Playa Blanca, en la costa sur del fiordo, hasta casi la costa norte, cercano a la desembocadura del río Cuervo, y en profundidad en los primeros 15 kilómetros.

La utilización del método JHD permitió visualizar de mejor manera la distribución hipocentral de los sismos utilizados en este estudio. Después de la relocalización, los sismos mantuvieron su distribución en planta hacia el S y SW del epicentro del evento maestro, pero las distancias hipocentrales relativas a éste son menores que las observadas antes de la relocalización; a su vez,

sus profundidades disminuyen, en su mayoría, a un valor máximo de 8 kilómetros, sin considerar dos eventos con profundidades de 12 y 14 km. Esta migración de los hipocentros está directamente relacionada con la profundidad entregada en el evento maestro, el evento principal del 23 de Enero, en la localización mediante SEISAN ($0,3 \pm 1,5$ km), debido a que las correcciones que se obtienen asumen este hipocentro como “exacto” y la ubicación de éste es muy somera, todos los eventos relocalizados tienden sistemáticamente a disminuir su profundidad y ubicarse de manera relativa en el entorno al evento maestro.

4.2. DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA EN BASE A LOS EVENTOS RELOCALIZADOS Y LAS CARACTERÍSTICAS DEL TERRENO

La distribución de los sismos en profundidad permite establecer un alto manteo, entre los 60° y 80° hacia el W-SW de la estructura asociada a los eventos registrados. La vergencia de la falla se determina a partir de secciones o perfiles en dirección perpendicular a los perfiles realizados para la obtención del rumbo, es decir en direcciones $N264^\circ E$, $N120^\circ E$ y $N100^\circ E$, observándose una inclinación hacia el Sur-Oeste. La distribución secuencial de los eventos en estos perfiles perpendiculares permite hacer la distinción para el rumbo correcto de la estructura de asociada al enjambre. La determinación del rumbo se realizó mediante perfiles orientados en direcciones preferenciales, ya sean determinadas por características en la topografía, como escarpes de fallas y valles, o bien determinados por agencias internacionales como el USGS, y se obtuvo una dirección de rumbo entre $N354^\circ E$ y $N10^\circ E$. Estas dos direcciones corresponden al valor de rumbo entregado por la solución de mecanismo focal del USGS y al valor de rumbo de la posible continuación de la falla Quitralco en la orilla norte del Fiordo Aysén, la que coincide con el rumbo de las fallas principales de la ZFLO. Si bien la distribución en profundidad de los eventos para estos perfiles no presenta grandes diferencias, esto era esperable dada la baja variación en la dirección de ambos perfiles. Los 16° de variación entre una dirección y otra se pueden considerar como el error o incerteza al determinar los planos nodales en un mecanismo focal (*Klima et al., 1981*), por lo que ambas pueden ser reconocidas como el rumbo de la falla asociada.

En este caso los distintos perfiles, perpendiculares y en dirección del rumbo, permiten establecer que los eventos están asociados a una estructura de forma cilíndrica bajo el Fiordo Aysén de rumbo cercano a N-S, entre 354° y 10°, con un manteo entre 60° a 80° en dirección SW, en la que la zona frágil se encuentra entre los 15 km de profundidad y la superficie, considerando todos los eventos, y que se hace menos profunda hacia el Norte. La forma cilíndrica de la estructura puede estar asociada a la intersección de dos planos de debilidad, tal como sucede en los términos de una falla o bien, en los puntos de unión de la falla principal y las fallas *en échelon* que limitan los *dúplex* en zonas de fallas de rumbo.

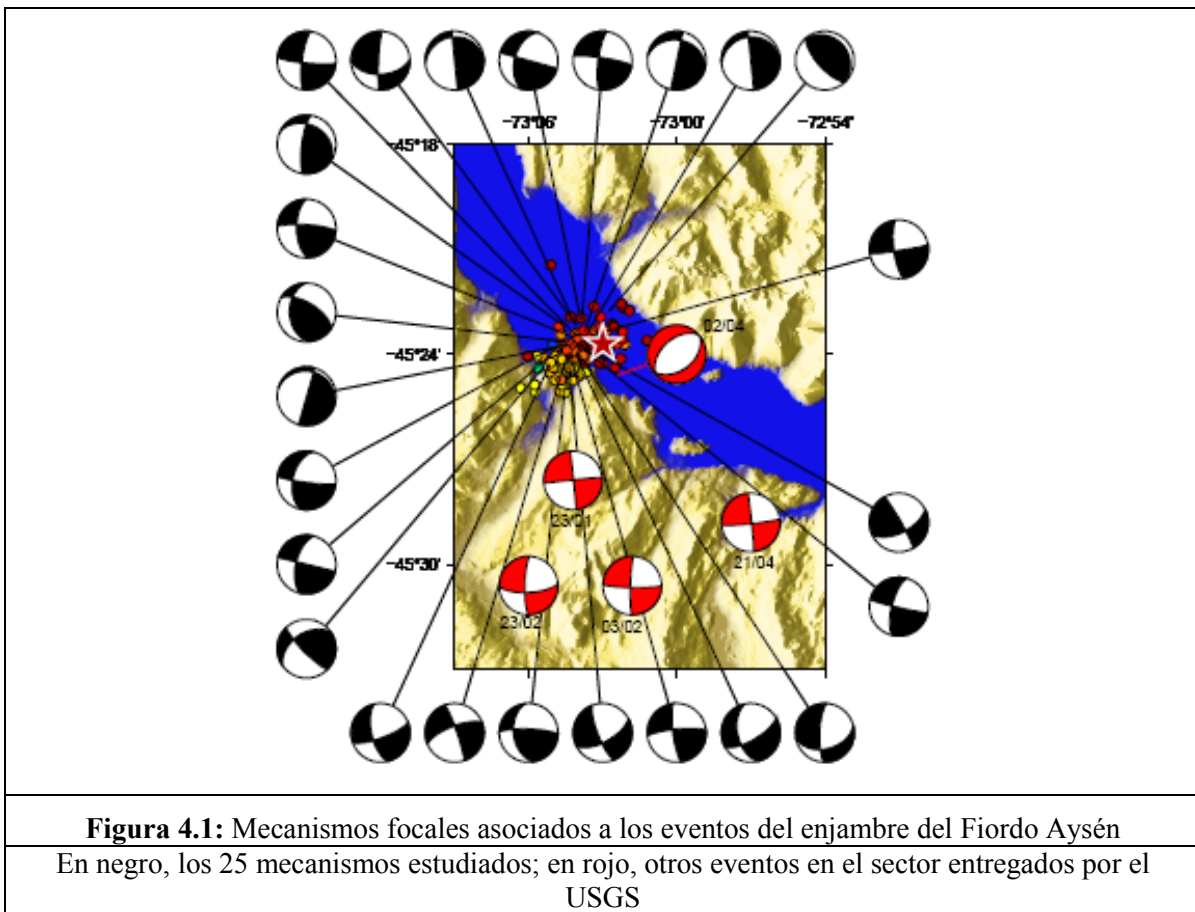
4.2.1. CORROBORACIÓN CON MECANISMOS FOCALES Y TENSOR DE ESFUERZO LOCAL

Estas características son consistentes con el resultado obtenido del estudio de mecanismos focales para 25 eventos utilizados en la relocalización. Éstos se clasifican en 12 eventos claramente con fallamiento de rumbo, 8 eventos con mecanismo focal oblicuo de los cuales 4 tienen componente inversa y 4 tienen componente normal, 1 mecanismo de falla inversa, y 4 mecanismos con componente de rumbo pero sin poder distinguir si son normales o inversos. En general, todos los mecanismos focales obtenidos presentan soluciones distintas, lo cual es aceptable si se considera que esta diferencia se debe principalmente a que los eventos observados son de pequeña magnitud y podrían relacionarse con fracturas en una zona de debilidad más que a una única falla continua como ocurre con los precursores y réplicas (*Gephart & Forsyth, 1984*). En el caso del Fiordo Aysén, éstos presentan rumbos variables, la mayoría con azimut NS y preferentemente entre NNW-SSE y NNE-SSW, por lo cual son comparables con los obtenidos de la solución de mecanismo focal entregado por el USGS.

La dirección preferente de los mecanismos coincide con el rumbo de la estructura observada en la topografía (N10°E), y está desplazada 16° de la dirección de rumbo propuesta por el USGS para el evento del 23 de Enero. El mecanismo focal del USGS está generado en base al registro en estaciones ubicadas al menos a 500 km de distancia del hipocentro, mientras que los mecanismos generados en este estudio están contruidos con llegadas a estaciones a 40 km del hipocentro, la estación más cercana. La dirección escogida es consecuente con lo propuesto por Hensch *et al.* (2008) de que la orientación del mejor plano encontrado mediante la distribución de hipocentros debería ser paralela a la falla transformante en el caso de un enjambre totalmente tectónico.

La inversión de los mecanismos focales mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) determinó para el sector un tensor de esfuerzos de tipo transpresional, con un factor de forma $R = -0.032$, para el cual se infiere una posible rotación, de aproximadamente 5° - 10° , de σ_2 y σ_3 en torno a dos familias de soluciones. De las direcciones de esfuerzo, σ_1 se presenta subhorizontal en dirección $N38^{\circ}E$, y σ_3 presenta un buzamiento de 47° en dirección $N289^{\circ}E$. Estos valores son coincidentes con los encontrados por Lavenu y Cembrano (1999), quienes estudiaron los patrones de *stress* en el Plioceno y Cuaternario, obteniendo ellos como resultado para el último período una dirección promedio NS a NE-SW en la zona del intra-arco para σ_1 , con una dirección de $N42^{\circ}\pm 20^{\circ}$ a lo largo de la ZFLO (*Lavenu & Cembrano, 1999*).

Al calcular el tensor de esfuerzos a partir de mecanismos focales, estamos aproximando las direcciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 a las direcciones de los ejes P, B y T de la proyección, lo cual tiene sentido puesto que los planos nodales, entonces, corresponden a las orientaciones de máximo esfuerzo de cizalle, lugar razonable para la creación de nuevas fracturas (*Gephart & Forsyth, 1984*). Considerando, entonces, que los ejes de máxima y mínima compresión se encuentran a $45^{\circ}\pm 15^{\circ}$ de los planos nodales, podríamos considerar el cálculo para las dos posibles direcciones de rumbo obtenidas y corroborar con el resultado obtenido del método de inversión. Para la dirección entregada por el USGS, $N354^{\circ}E$, las direcciones de σ_1 serían, aproximadamente, $N39^{\circ}E$ y $N339^{\circ}E$ ($\pm 15^{\circ}$), lo cual es consistente con el valor obtenido de las direcciones encontradas para los 25 sismos estudiados, por cual se confirma el tensor de esfuerzos obtenido. Además coincide con otros cuatro sismos posteriores a la ventana temporal de estudio, pertenecientes al enjambre, cuyos mecanismos han sido observados por la misma agencia, en sectores cercanos al área estudiada (Figura 4.1).



4.3. ORIGEN DEL ENJAMBRE: ¿TECTONICO, MAGMATICO O AMBOS?

El origen del enjambre puso en discordia tres mecanismos que podrían haberlo gatillado: tectónico, magmático o una mezcla de ambos. En base al desarrollo espacio-temporal de los sismos durante el mes en estudio y otros obtenidos posteriormente por el Servicio Sismológico Nacional, su ubicación, desplazamiento, y características externas en la geografía, se analizarán dichos orígenes.

Los primeros sismos observados (01 al 22 de Enero) se iniciaron en la costa sur del Fiordo Aysén muy cercanos a la ubicación del cono monogénico más cercano a la orilla, al Oeste de la falla Quitralco, sin embargo, todos los epicentros se ubican en el fiordo. A partir del día 23 de Enero, la actividad sísmica aumenta en número considerablemente y se observa una pequeña migración hacia la superficie de los hipocentros, llegando éstos a distribuirse completamente entre los 8 km de profundidad y la superficie. De acuerdo con la profundidad de los eventos, la sismicidad se

puede considerar superficial puesto que, tanto de manera previa como posterior a la relocalización de los datos, no superó los 20 km.

Los sismos posteriores a la ventana temporal en estudio, cuyos hipocentros fueron determinados por las estaciones dispuestas por el SSN, mantuvieron aproximadamente la misma orientación, se mantuvieron en profundidades no mayores a los 8 km y se ubicaron en el mismo sector que los sismos registrados entre el 1 y el 27 de Enero del 2007. Los eventos de mayor magnitud fueron, también, registrados por el USGS y presentan soluciones de mecanismos focales de rumbo NS principalmente (Figura 4.2), lo cual es coincidente con los rumbos obtenidos en este estudio. Sin embargo, aunque los mecanismos coinciden en el tipo de fallamiento, los epicentros de los mismos no concuerdan con las ubicaciones otorgadas por el SSN probablemente por la lejanía de las estaciones que utiliza el USGS. Éstas estaciones pertenecen a la *Global Seismology Network* (GSN), cuyas estaciones más cercanas al Fiordo Aysén son Paso Flores (PLCA) en Argentina (40,73°S; 70,55°W) y Mount Kent (EFI) en la Isla Este Falkland (*East Falkland Island*) (51,68°S; 58,06°W) a aproximadamente 500 y 700 km del enjambre, respectivamente.

La disposición en profundidad de algunos de los eventos estudiados permite señalar que los sismos más profundos se ubicaron bajo el primero de los conos volcánicos cercano a la orilla de Playa Blanca. Sin embargo no se registraron sismos de tipo *tremors* en la ventana temporal estudiada, así como tampoco se presentaron estas características en las soluciones de mecanismos de foco obtenidas pues todas pueden ser estudiadas en base a un evento de doble cupla. No se registraron *tremors* en las señales sísmicas de las estaciones dispuestas para este estudio, ni en estudios posteriores relevantes se evidencia movilidad de fluidos o gases, presencia de alteraciones hidrotermales o material piroclástico (Lara, 2008). Incluso el estudio de material basáltico proveniente del fondo del Fiordo Aysén indica que es un volcán de edad Holocena inactivo actualmente, ubicado en una zona de anomalía batimétrica a 60 m.b.n.m, coincidente con una dorsal de dirección NNE (Lara, 2008).

Tampoco los volcanes aledaños, Hudson y Maca, parecen haber presentado actividad relacionada directamente con el enjambre en los días anteriores y/o posteriores, siendo que estos edificios volcánicos se ubican relativamente cerca del sector afectado, especialmente el volcán Maca. No así como sucedió en el sector de Hornopirén y el volcán Chaitén (Lange et al., 2008) previo a su

erupción el año 2007, debido a la directa relación entre fracturas, ascenso magmático y emplazamiento de edificios volcánicos (*Cembrano et al., 2008; Cembrano & Lara, 2009*).

Otros estudios en la zona han puesto en evidencia la existencia de diversos sectores con presencia de actividad sísmica de tipo enjambre a lo largo de la ZFLO y/o en sus alrededores (*Murdie et al., 1993; Murdie & Russo, 1999; Bohm et al., 2002; Haberland, 2006; Lange et al., 2008*), incluso asociada a intrusión de fluidos en la zona *outer-rise* (*Tilmann et al., 2008*). Esto indica que existen diversos puntos a lo largo de la falla Liquiñe-Ofqui donde es más eficiente la acumulación y liberación de esfuerzo, siendo uno de ellos el sector del Fiordo Aysén. Estos sectores corresponden a zonas donde las fallas se intersectan dando origen a zonas de debilidad e indican que la actividad no se desarrolla en cualquier parte de la zona de falla (*Gephart & Forsyth, 1984*). Si bien un origen magmático para el enjambre fue propuesto en un comienzo (*Comte et al., 2007; SSN*), éste queda descartado ante la ausencia de material piroclástico o magmático reciente (fresco) (*Lara, 2008*) aunque la zona epicentral se encuentra en un sector altamente propicio para la generación y emplazamiento de nuevos centros volcánicos.

Los epicentros de los eventos sísmicos estudiados entre el 01 y el 27 de Enero de 2007, se encuentran en directa relación con la dirección de la anomalía batimétrica presentada por Lara (2008) en el fondo del fiordo. Esta anomalía coincide con una dorsal NNE, ubicada a 60 m.b.n.m., en relación a los 200 m.b.n.m. al Este y 300 m.b.n.m. al Oeste de la misma (Figura 4.2, derecha). La diferencia de profundidad a cada lado de la dorsal permite inferir una componente de manteo (*dip*) en el movimiento de ambos lados del escarpe, lo cual es consistente con varios de los mecanismos focales obtenidos en este estudio, ya sea con componente inversa o normal.

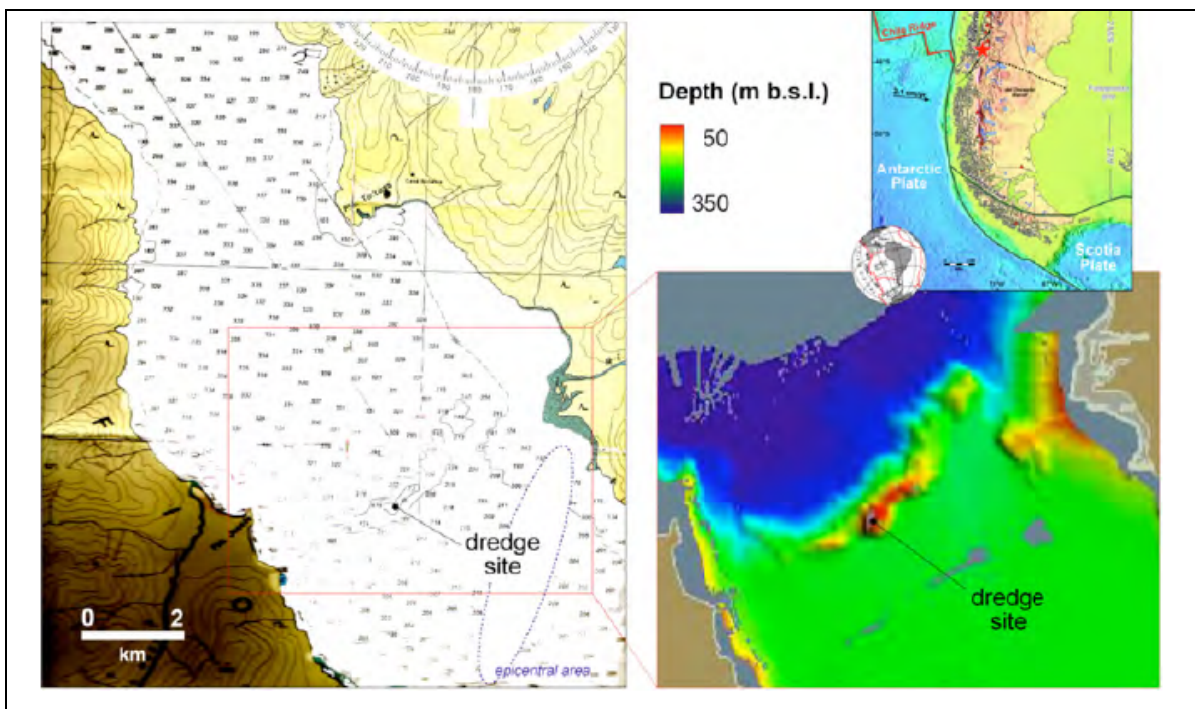


Figura 4.2: Batimetría del Fiodo Aysén. Obtenido de Lara (2008).

Carta náutica No. 816 del SHOA (Izquierda). Imagen del relieve del fondo del fiordo basado en el sondeo multirrayo del barco R/V Agor Vidal Gormaz del SHOA (sin publicar) (Derecha). La elipse en azul muestra la zona epicentral aproximada, previo al 21 de Abril de 2007, según el SSN.

Asimismo, la dirección de la dorsal deducible de la batimetría, la alta o total componente de doble cupla en los mecanismos focales, las direcciones de rumbo de estructuras visibles en profundidad (dorsal) y superficie (falla Quitralco y su posible extensión en la orilla norte del fiordo) y la forma de la distribución en profundidad de los eventos, permiten proponer el origen tectónico de la falla como el más probable para el enjambre sísmico de Aysén. Dada la geometría de la falla Liquiñe-Ofqui, es muy probable que zonas de debilidad e intersección de dos planos de falla se generen ya sea entre las ramas principales de la falla y las estructuras en *dúplex*, entre fallas concomitantes con la falla principal y/o fallas cóncavas debido a la rotación de los bloques del sistema “atascado” (*buttressed system*), entre fallas que se conjugan en forma de “cola de caballo” o simplemente en la reactivación de un segmento de falla. En este caso, la liberación del *stress* en una u otra dirección, muy similares entre ellas, permitiría generar esta estructura de “tubo” con mecanismos focales que indican rumbos no muy diferentes para los distintos sismos. Sabemos que en secuencias sísmicas típicas, las réplicas definen el plano de falla pero, éstas en realidad sugieren un volumen donde estas réplicas ocurren, por lo tanto la intersección de dos planos de falla bien podrían designar una línea en el espacio o un volumen en forma de cono en profundidad.

La acumulación de esfuerzos en la ZFLO se debe al régimen transpresivo del sector, debido a la subducción oblicua de la palca de Nazca bajo la placa Sudamericana. Se acumula la deformación, principalmente de cizalle, en el sector intra-arco la cual tiene mayores tasas de deformación mientras más cerca se está del punto triple y el inicio de la ZFLO.

Dada la gran profundidad que tendrían los lineamientos principales de la falla Liquiñe–Ofqui, que llegarían hasta la base de la corteza (*Beck Jr et al, 1993; Cembrano et al., 1996; Lavenu & Cembrano, 1999*), hasta el momento, nada descarta que en profundidad haya habido movimiento de magma, fluido o gases asociados, que pudieran haber producido un esfuerzo anómalo y que éste, se haya transmitido a la superficie liberándose en forma de ondas sísmicas en el sector del fiordo. Sin embargo, incluso bajo este escenario mixto, los sismos registrados en la ventana temporal estudiada presentan características puramente tectónicas.

5. CONCLUSIONES

5.1. CONCLUSIONES GENERALES

El enjambre sísmico de Aysén iniciado el 23 de Enero del 2007 con el evento $M_w = 5.2$ (USGS) es de origen tectónico. Este enjambre estaría relacionado con el esfuerzo transpresional bajo el cual se encuentra sometida la zona de falla Liquiñe-Ofqui, generado principalmente por la acumulación de esfuerzo de cizalle debido a la oblicuidad de la subducción de la placa de Nazca y la debilidad termal en la zona del arco que permite la absorción de la deformación producida. Probablemente, comenzó en alguna intersección de la falla mayor con otra(s) falla(s) menor(es) o que originan un sector de debilidad, como un *horsetail*, asociado a la rama principal oriental de la falla.

El campo transpresional de esfuerzos en el sector está determinado por σ_1 en dirección N38°E y un buzamiento subhorizontal de 13°, y σ_3 en dirección N289°E, y un ángulo de 47° con respecto a la horizontal. Esta disposición del tensor genera eventos que, en su mayoría, son de rumbo y desplazamiento dextral, con planos de falla de rumbo NS o cercano a éste valor y de manteo pronunciado. Estos mecanismos de foco son consistentes con el movimiento producido por la oblicuidad de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana en este sector, y con las ramas principales de la falla de Liquiñe-Ofqui las cuales presentan rumbo N0°E a N10°E en esta zona.

El método utilizado para la relocalización, *Joint Hypocenter Determination*, permite un acercamiento sistemático de los sismos utilizados al evento maestro proporcionado, siendo mucho más evidente los cambios en profundidad que en latitud y/o longitud en las ubicaciones finales. Estas variaciones en la profundidad de la distribución estarían determinadas principalmente por la baja profundidad del hipocentro entregado como evento maestro. A pesar de esto, la distribución de sismos no varía mucho su manteo y vergencia, siendo posible una buena observación de las características de la zona de fractura asociada al enjambre.

5.2. TRABAJO FUTURO

Con respecto a los datos del enjambre, es posible estudiar con mayor detalle otras características de los eventos como su clasificación según magnitud y con ello, la posibilidad de calcular una ley de Gutenberg – Richter para la región. También es necesario un modelo de velocidades más adecuado al sector de la subducción de la dorsal de Chile, ya que se conocen anisotropías en ciertas direcciones asociadas a las ventanas astenosféricas producidas por la subducción de la dorsal activa.

En general, es necesario ampliar la red nacional de sismógrafos a puntos dentro o alrededor de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, para analizar críticamente el nivel de riesgo sísmico en las regiones más al Sur de nuestro país. Si bien éstas no presentan tan alta sismicidad como la Zona Central, este fenómeno deja en un estado evidente la actividad sísmica de la falla en varios sectores a lo largo de la misma. Asimismo, se debe ejecutar un plan de riesgo volcánico, dada la directa relación de la falla y la ubicación de los volcanes del arco magmático actual, y la posible reacción de uno u otro mecanismo de liberación de *stress* (sismos y erupciones).

6. REFERENCIAS

- Angermann, D., Klotz, J., y Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca- South America Euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171(3), 329– 334.
- Assumpção, M., 1981. The NW Scotland earthquake swarm of 1974. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 577 – 586.
- Barrientos, S., 2007. Earthquakes in Chile, en Geological Society Special Publication: The Geology of Chile, editado, 263 - 287. ISBN: 978-1-86239-219-9.
- Beck, Jr. M. E., Rojas, C., Cembrano, J., 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology*, 21, 755 - 758.
- Beck Jr., M., Burmester, R., Cembrano, J., Drake, R., Garcia, A., Hervé, F., Munizaga, F., 2000. Paleomagnetism of the North Patagonian batholith, southern Chile. An exercise in shape analysis. *Tectonophysics*, 326, 185 – 202.
- Bezerra, F., Ferreira, J., Sousa, A, M., 2006. Review of Seismicity and Neogene Tectonics in Northeastern Brazil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (4), 525-535.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: Seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356, 275– 289.
- Cande, S.C., y Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *J. Geophys. Res.*, 91, 471–496. según Guivel et al., 1999.
- Cembrano, J., y Moreno, H., 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *Actas del 7° Congreso Geológico Chileno*, Universidad de Concepción, 1, 240-244.

- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe–Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55–66.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319, 129–149.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., Lopez, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289-314.
- Cembrano, J., González, G., Lara, L., Veloso, E., Medina, E., Aron, F., Basso, M., Ortega, V., Pérez, P., Sielfeld, G., 2008. The interplay between crustal tectonics and volcanism in the Central and Southern volcanic zones of the Chilean Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 116-119.
- Cembrano, J., y Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471 (1), 96 – 113.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile, in Geological Society Special Publication: The Geology of Chile, editado, 21-114. ISBN: 978-1-86239-219-9.
- Clearly, J., y Hales, A. L., 1966. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 56, 467. según Douglas, 1967.
- Danesi, S., Bannister, S., Morelli, A., 2007. Repeating earthquakes from rupture of an asperity under an Antarctic outlet glacier. *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 151–158.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21(20), 2191 – 2194. según Rosenau et al., 2006.

- Dewey, J.W., 1972. Seismicity and tectonics of Western Venezuela, *Bull. seism. Soc. Am.*, 142, 1711–1751.
- Douglas, A. 1967. Joint Epicentre Determination. *Nature*, 215 (5096), 47.
- Ekström, G., Nettles, M., Abers, G. A., 2003. Glacial Earthquakes. *Science*, 302, 622 – 624.
- Gephart J., y Forsyth, D., 1984. An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B11), 9305-9320.
- Gorring, M.L, Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16 (1), 1-17.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury, R. C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics*, 311, 83–111.
- Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., and Hofmann, S., 2006. Interaction between forearc and oceanic plate at the south-central Chilean margin as seen in local seismic data. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23302, doi:10.1029/2006GL028189.
- Hainzl, S., 2003. Self- organization of earthquakes swarms. *Journal of Geodynamics*, 35, 157-172.
- Havskov, J., y Ottermöller, L., 2003. SEISAN: The Earthquake Analysis Software. Version 8.0 .
- Hensch, M., Riedel, C., Reinhardt, J., Dahm, T., The NICE-People, 2008. Hypocenter migration of fluid-induced earthquake swarms Tjörnes Fracture Zone (North Iceland). *Tectonophysics*, 447, 80–94.

- Hill, D., 1977. A Model for Earthquake Swarm. *Journal of Geophysical Research*, 82 (8), 1347 - 1352.
- Ibs-von Seht, M., Plenefisch, T., Klinge, K., 2008. Earthquake swarms in continental rifts — A comparison of selected cases in America, Africa and Europe. *Tectonophysics*, 452, 66–77.
- Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.* 24, 217–284.
- Klíma, K., Ruprechtová, L., y Červený, V., 1981. Reliability of focal mechanism determination. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 25 (3), 224 – 230.
- La Femina, P. C., Connor, C. B., Hill, B. E., Strauch, W., Saballos J. A., 2004. Magma–tectonic interactions in Nicaragua: the 1999 seismic swarm and eruption of Cerro Negro volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 187– 199.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of southern Andes. *Tectonophysics*, 455, 14-24.
- Lara, L. E., 2008. Holocene submarine volcanoes in the Ausén jord, Patagonian Andes (44°S): Relations with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, Extended Abstracts: 285-288.
- Lavenu, A., y Cembrano, J., 1999. Compressional- and Transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21, 1669 – 1691.
- Lienert, B. R. E., Berg, E., y Frazer, L. N., 1986. Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptatively least squares. *BSSA*, 76, 771 – 783.
- Lienert, B. R. E., 1991. Report on modifications made to Hypocenter. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.

- Lienert, B. R. E., y Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, 66, 26 – 36.
- Lothian, A., 1995. An investigation of the subduction of the Chile Ridge and Louisville Ridge using GLORIA side-scan sonar and other marine geophysical data. Ph.D. dissertation, Univ. of Birmingham, Birmingham, England. según Gorrington *et al.*, 1997.
- Marshall, J. L., y Russo, R. M., 2005. Relocated aftershocks of the March 10, 1988 Trinidad earthquake: Normal faulting, slab detachment and extension at upper mantle depths. *Tectonophysics*, 398, 101 – 114.
- Meier, T., M. Rische, M., Endrun, B., Vafidis, A., Harjes, H. P., 2004. Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks. *Tectonophysics*, 383, 149– 169.
- Milano, G., Di Giovambattista, R., Ventura, G., 2005. The 2001 seismic activity near Isernia (Italy): Implications for the seismotectonics of the Central–Southern Apennines. *Tectonophysics*, 401, 167– 178.
- Mogi, K., 1963. Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks and Earthquakes Swarms – the Fracture of a Semi-Infinite body Caused by an Inner Stress Origin and its Relation to the Earthquake Phenomena (Third Paper). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41, 615-658.
- Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.-Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, 102 (B2), 3211–3214. <ftp://ftp.es.usyd.edu.au/pub/agegrid/>. según Lange *et al.*, 2008.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M. y Snelling, N., 1988. Geochronology of the lake region of south central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *J. S. Am. Earth Sci.*, 1, 309-316.

- Murdie, E., Prior, D., Styles, P., Flint, S., Pearce, R., Agar, S., 1993. Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile Triple Junction. *Geology*, 21, 1095-1098.
- Murdie, R. E., y Russo, R. M., 1999. Seismic anisotropy in the region of the Chile margin triple junction. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 261 – 270.
- Naranjo, J.A., Arenas, M., Clavero, J., Muñoz, O., 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45° 25'S), Chile. *Andean Geology*, 36 (1), 137 - 145.
- National Earthquake Information Center –NEIC, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>. consulta:07-mar-2008.
- Nelson, E., Forsythe, R., Arit, I., 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 271 – 278-
- Neunhöfer, H., y Hemmann, A., 2005. Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude–frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *Journal of Geodynamics*, 39, 361–385.
- Pankhurst, R., Hervé, F., Rojas, L. and Cembrano, J., 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42 ° and 42°30'S). *Tectonophysics*, 205, 283-294. según Cembrano *et al.*, 1996.
- Pujol, J., 1992. Joint hypocentral location in media with lateral velocity variations and interpretation of the station corrections. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75, 7 - 24.
- Ramos, V. A., y Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 18, 261 – 282. según Murdie y Russo, 1999.
- Rivera, L. y Cisternas, A., 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of

earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 600-614.

Robertson Maurice, S. D., Wiens, D. A., Koper, K. D. y Vera, E., 2003. Crustal and upper mantle structure of southernmost South America inferred from regional waveform inversion. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B1), 2038, doi:10.1029/2002JB001828.

Rosenau, M., Melnick, D. y Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25, TC4013, doi:10.1029/2005TC001943.

Scholz, C. H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. 2a Edición. Cambridge University Press. ISBN 0-521-65223-5.

Sepúlveda, S., y Serey, A., 2009. Tsunamogenic, earthquake-triggered rock slope failures during the April 21, 2007 Aisén earthquake, southern Chile (45.5°S). *Andean Geology*, 36 (1), 131 - 136.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Servicio Sismológico Nacional (SSN), www.sismologia.cl, consulta: 18-feb-2008 y 10-jul-2009

Snoke, J. A., 2003. FOCMEC: FOcal MEchanism determinations, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology (W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, Eds.), Academic Press, San Diego, Chapter 85.12. <http://www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/>

Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G. y Bollinger, G. A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earth quake notes*, 55, p15.

- Stauder, W., 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research*, 78, 5033 – 5061. según Murdie *et al.*, 1993.
- Somoza, R., y Ghidella, M. E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4), 797-809.
- Thomson, S., 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S; an appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9), 1159–1173.
- Tilmann, F. J., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., Dahm, T., Gossler, J., 2008. Seismicity in the outer rise offshore southern Chile: Indication of fluid effects in crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 41-55.
- Twiss, R. J., y Moores, E. M., 2007. *Structural Geology*. 2a Edición, W. H. Freeman and Company. ISBN-10: 0-7167-4951-3. ISBN-13: 978-7167-4951-6.
- USGS Earthquake Hazards Program, National Earthquake Information Center Website, <http://neic.usgs.gov/>. Page Last Modified: January 30, 2009 00:51:24 UTC
- Woodcock, N. H., y Fisher, M., 1986. Strike – slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8 (7), 725 – 735.

ANEXO A. INCERTIDUMBRES DEL LAS UBICACIONES POSTERIORES AL MÉTODO JHD

El evento maestro se indica en la primera fila con letra cursiva.

Tabla A-1: Incertidumbres de relocalización eventos del día 23 de Enero.

Fecha [dd:m:a]			Tiempo origen [hh:mm:ss.s]			Corrección T.origen [seg]	Corrección Latitud [°]	Corrección Longitud [°]	Corrección Profundidad [km]
23	<i>1</i>	7	20	40	9.5	0.00	0.0000	0.0000	0.0000
23	1	7	2	11	39.3	-0.04	-0.0132	-0.0072	0.4889
23	1	7	2	39	40.9	0.01	-0.0015	0.0053	0.5594
23	1	7	2	39	40.8	-0.02	-0.0137	0.0003	1.3824
23	1	7	3	49	1.4	0.05	0.0000	-0.0082	0.1010
23	1	7	5	39	23.2	0.05	-0.0068	-0.0094	0.3815
23	1	7	6	17	18.2	-0.01	-0.0038	-0.0063	0.9575
23	1	7	6	17	18.2	0.02	-0.0080	-0.0050	0.6051
23	1	7	6	36	13.3	0.09	0.0003	-0.0023	-0.0676
23	1	7	6	32	10.6	0.01	-0.0068	-0.0092	-2.0274
23	1	7	6	36	13.3	0.01	-0.0099	-0.0051	-0.2548
23	1	7	7	0	43.1	0.04	-0.0079	-0.0089	-0.1790
23	1	7	7	0	43.2	0.06	-0.0064	-0.0006	-0.1343
23	1	7	7	43	37.7	0.11	-0.0073	-0.0117	-0.7669
23	1	7	7	46	46.1	-0.07	-0.0002	0.0014	-0.0170
23	1	7	7	43	37.5	0.02	-0.0066	0.0055	-0.1327
23	1	7	7	46	46.2	-0.05	-0.0008	-0.0075	0.4018
23	1	7	9	9	34.4	0.00	-0.0070	0.0035	0.2835
23	1	7	9	9	34.5	0.01	-0.0053	-0.0038	1.1826
23	1	7	9	38	16.0	-0.07	-0.0117	0.0048	-0.8640
23	1	7	9	38	16.1	-0.02	-0.0032	0.0021	-0.8482
23	1	7	10	24	17.9	-0.07	-0.0112	-0.0028	-0.2969
23	1	7	10	24	17.9	-0.04	-0.0078	-0.0005	0.1974
23	1	7	10	44	2.1	0.00	-0.0093	-0.0006	-0.0371
23	1	7	10	46	9.1	0.05	-0.0063	-0.0018	0.1962
23	1	7	10	48	3.0	-0.02	-0.0007	-0.0118	-0.8918
23	1	7	10	56	56.1	-0.02	-0.0114	-0.0075	-0.9051
23	1	7	11	1	59.9	0.08	-0.0017	-0.0097	-0.3669
23	1	7	11	48	31.8	-0.07	-0.0106	-0.0080	0.2396
23	1	7	11	53	29.1	-0.05	-0.0034	-0.0054	-0.8211
23	1	7	13	16	55.5	-0.03	-0.0007	-0.0142	-1.5660
23	1	7	14	1	3.9	-0.05	-0.0070	-0.0019	1.1801
23	1	7	14	1	3.9	-0.05	-0.0070	-0.0019	1.1801

Tabla A-2: Incertidumbres de relocalización eventos del día 24 de Enero.

Fecha [dd:m:a]			tiempo origen [hh:mm:ss.s]			Corrección T.origen	Corrección Latitud [°]	Corrección Longitud [°]	Corrección Profundidad [km]
23	1	7	20	40	9.5	0.00	0.0000	0.0000	0.0000
24	1	7	0	7	5.4	-0.10	-0.0038	0.0081	-1.0714
24	1	7	0	27	2.3	-0.12	-0.0020	-0.0019	0.2054
24	1	7	0	38	27.8	-0.18	-0.0027	0.0084	-1.6455
24	1	7	0	45	49.1	-0.06	-0.0106	-0.0064	-0.1704
24	1	7	0	44	59.7	-0.12	-0.0024	0.0101	-1.1085
24	1	7	0	48	29.7	-0.12	-0.0052	-0.0003	-0.6890
24	1	7	0	50	19.3	-0.10	-0.0029	0.0019	-1.0311
24	1	7	1	0	21.3	-0.10	-0.0064	0.0062	-1.6707
24	1	7	1	9	48.8	0.08	-0.0053	0.0043	0.1000
24	1	7	1	13	4.7	-0.02	-0.0067	0.0059	-1.2780
24	1	7	1	17	36.3	-0.04	-0.0092	-0.0014	-1.0489
24	1	7	1	35	39.2	-0.16	-0.0074	0.0086	-1.1595
24	1	7	1	39	33.8	-0.09	-0.0062	0.0094	-0.6107
24	1	7	2	46	47.1	-0.18	0.0012	0.0117	-1.7269
24	1	7	2	48	14.4	-0.12	0.0045	0.0077	-1.5006
24	1	7	2	48	52.5	-0.14	0.0011	0.0042	-1.7723

Tabla A-3: Incertidumbres de relocalización eventos del día 25 de Enero.

Fecha [dd:m:a]			tiempo origen [hh:mm:ss.s]			Corrección T.origen	Corrección Latitud [°]	Corrección Longitud [°]	Corrección Profundidad [km]
23	1	7	20	40	9.5	0.00	0.0000	0.0000	0.0000
25	1	7	0	46	36.8	-0.14	-0.0155	-0.0057	0.0566
25	1	7	0	47	21.5	-0.08	-0.0087	-0.0152	0.4709
25	1	7	0	51	16.7	-0.21	-0.0065	0.0009	-1.0645
25	1	7	0	52	31.6	-0.21	-0.0061	-0.0054	-0.4949
25	1	7	0	54	54.5	-0.18	-0.0177	-0.0056	-1.0593
25	1	7	1	22	8.5	-0.16	-0.0094	0.0041	-0.3834
25	1	7	1	52	15.7	-0.16	-0.0072	-0.0008	-0.2247
25	1	7	3	20	31.8	-0.13	-0.0047	-0.0047	0.3911
25	1	7	3	24	44.0	-0.16	-0.0122	-0.0119	-0.1067
25	1	7	3	28	51.6	-0.13	-0.0028	-0.0102	-0.2399
25	1	7	3	31	50.8	-0.21	-0.0074	-0.0092	0.3522
25	1	7	6	53	21.2	-0.22	-0.0105	0.0008	-0.6329
25	1	7	7	0	10.9	0.05	-0.0132	-0.0257	1.3472
25	1	7	8	18	1.2	0.16	-0.0141	-0.0119	1.2679
25	1	7	8	24	42.4	-0.16	-0.0127	-0.0149	0.5722
25	1	7	8	22	31.8	-0.17	-0.0083	-0.0054	0.0637
25	1	7	9	17	28.3	-0.03	-0.0021	0.0023	0.5356
25	1	7	9	25	9.8	-0.15	-0.0125	-0.0003	-0.2963

25	1	7	10	27	12.8	-0.05	-0.0080	-0.0098	0.3820
25	1	7	11	1	45.8	-0.31	0.0010	0.0062	-0.2156
25	1	7	13	23	18.6	-0.24	-0.0085	0.0092	-0.2507
25	1	7	13	37	57.8	-0.18	-0.0057	0.0003	-0.3052
25	1	7	14	1	16.3	-0.18	-0.0056	-0.0049	-0.4093
25	1	7	14	7	23.6	-0.15	-0.0151	-0.0054	0.3748
25	1	7	14	16	5.3	-0.13	-0.0062	-0.0034	0.4741
25	1	7	14	19	54.0	-0.18	-0.0071	0.0004	-0.4292
25	1	7	15	33	14.8	-0.24	-0.0144	-0.0061	0.1787
25	1	7	16	12	42.9	-0.21	-0.0067	0.0000	0.3829
25	1	7	19	33	25.8	-0.15	-0.0063	0.0073	0.2037
25	1	7	20	24	46.8	-0.14	-0.0039	-0.0148	-1.0977
25	1	7	20	56	19.3	-0.19	-0.0044	0.0029	-2.2706
25	1	7	21	48	26.1	0.11	-0.0151	-0.0032	0.3510
25	1	7	21	49	7.4	0.03	-0.0144	-0.0003	0.3025
25	1	7	21	52	5.1	-0.04	-0.0121	-0.0077	-0.0456
25	1	7	22	42	57.5	0.20	-0.0160	-0.0065	0.4769

Tabla A-4: Incertidumbres de relocalización eventos del día 26 de Enero.

Fecha [dd:m:a]			tiempo origen [hh:mm:ss.s]			Corrección T.origen	Corrección Latitud [°]	Corrección Longitud [°]	Corrección Profundidad [km]
23	1	7	20	40	9.5	0.00	0.0000	0.0000	0.0000
26	1	7	1	54	41.9	0.12	-0.0103	-0.0045	0.2303
26	1	7	2	16	34.2	0.13	-0.0008	-0.0004	0.5631
26	1	7	2	22	41.0	-0.23	-0.0156	-0.0137	-2.2387
26	1	7	2	22	53.5	0.09	0.0026	0.0051	0.1000
26	1	7	2	31	52.5	0.04	-0.0035	0.0018	-0.2756
26	1	7	4	6	57.0	0.01	-0.0073	0.0050	0.1000
26	1	7	4	11	28.3	-0.02	-0.0061	-0.0015	-0.3030
26	1	7	4	23	43.9	-0.02	-0.0061	0.0031	-0.5099
26	1	7	4	30	7.3	0.12	-0.0037	0.0032	0.1000
26	1	7	4	37	58.2	-0.10	-0.0104	0.0089	0.2379
26	1	7	6	58	35.3	0.05	-0.0066	-0.0070	0.1000
26	1	7	8	23	13.2	0.06	-0.0129	-0.0010	0.1000
26	1	7	8	25	15.0	-0.09	0.0013	-0.0082	-0.0714
26	1	7	9	15	38.6	-0.05	-0.0024	0.0086	-1.0935
26	1	7	9	27	27.3	0.07	-0.0040	0.0078	0.3305
26	1	7	16	28	8.3	-0.22	-0.0024	0.0027	-2.0296
26	1	7	16	58	42.1	-0.02	-0.0078	0.0139	0.0946
26	1	7	23	31	17.2	0.09	-0.0077	0.0040	0.1000
26	1	7	23	44	36.9	0.13	-0.0127	-0.0047	0.4040
26	1	7	23	53	23.1	0.09	-0.0072	0.0043	-0.1184

Tabla A-5: Incertidumbres de relocalización eventos del día 27 de Enero.

Fecha [dd:m:a]			tiempo origen [hh:mm:ss.s]			Corrección T.origen	Corrección Latitud [°]	Corrección Longitud [°]	Corrección Profundidad [km]
23	1	7	20	40	9.5	0.00	0.0000	0.0000	0.0000
27	1	7	0	19	11.6	-0.01	-0.0074	0.0082	-0.8512
27	1	7	0	21	4.4	-0.08	-0.0022	0.0084	-0.3848
27	1	7	0	21	4.6	-0.17	-0.0023	0.0210	-0.7418
27	1	7	0	55	22.6	0.04	0.0041	0.0027	-0.5226
27	1	7	1	20	22.4	-0.20	-0.0030	0.0228	-1.3687
27	1	7	1	35	27.0	-0.10	-0.0088	0.0132	-1.2140
27	1	7	2	20	8.1	-0.03	-0.0042	0.0137	-0.7624
27	1	7	3	21	35.7	-0.08	-0.0104	0.0132	-0.2884
27	1	7	3	36	31.5	-0.05	-0.0057	0.0264	0.1000
27	1	7	3	44	48.5	-0.08	0.0014	0.0238	-0.9092
27	1	7	4	16	3.7	-0.12	-0.0015	0.0067	-1.2632
27	1	7	4	19	53.4	0.06	-0.0089	0.0231	0.1000
27	1	7	4	26	18.3	-0.17	-0.0054	0.0148	-1.6456
27	1	7	4	26	21.3	-0.04	-0.0021	0.0083	0.1000
27	1	7	4	27	58.5	0.00	-0.0034	0.0199	0.1000
27	1	7	4	30	55.1	-0.15	-0.0049	0.0198	-0.5851
27	1	7	4	34	28.0	-0.11	-0.0027	0.0132	-0.6585
27	1	7	4	36	18.2	-0.10	-0.0085	0.0134	-2.0297
27	1	7	4	41	41.0	-0.04	0.0008	0.0180	0.1000
27	1	7	4	49	42.0	-0.42	0.0134	0.0266	-4.2649
27	1	7	4	50	2.3	-0.22	-0.0116	0.0180	-1.8364
27	1	7	4	56	7.6	0.10	-0.0060	-0.0030	0.1000
27	1	7	5	32	16.4	-0.01	-0.0069	0.0075	0.0505
27	1	7	7	35	35.8	-0.05	-0.0030	0.0130	-1.2116
27	1	7	8	15	21.0	0.05	-0.0061	0.0065	0.1000
27	1	7	9	4	21.3	-0.03	-0.0053	0.0088	-0.2942
27	1	7	9	10	15.6	-0.14	0.0018	0.0057	-1.0768
27	1	7	10	27	11.5	-0.14	-0.0017	0.0096	0.0620
27	1	7	10	58	10.4	-0.08	0.0007	0.0135	0.4127
27	1	7	11	41	54.0	-0.11	-0.0005	0.0068	-1.0409
27	1	7	11	47	44.3	-0.09	0.0014	0.0173	-1.0501

ANEXO B. AJUSTES Y VARIABLES ESTADÍSTICAS PARA LAS ESTACIONES

Tabla B-1: Ajustes y variables estadísticas para las estaciones.

Fecha	ESTACIÓN	AJUSTE	VARIANZA	PROMEDIO DE RESIDUALES
23-01-2007	ALE1	-0.5230	0.0093	-0.0096
	HUM1	-0.3381	0.0160	-0.0067
	IMG1	-0.9113	0.0070	0.0218
	IML1	-0.1923	0.0234	-0.0049
	ISM1	-0.3653	0.0122	-0.0087
	IVV1	-0.5346	0.0074	-0.0012
	NWM1	-0.3773	0.0155	-0.0020
	PDR1	-0.1984	0.0115	-0.0011
	PLM1	-0.5090	0.0133	-0.0004
	RPR1	-0.6897	0.0057	0.0003
	SAD1	-0.3514	0.0167	-0.0019
	TRG1	-0.0367	0.0239	-0.0054
	HUD1	-0.4023	0.0178	-0.0102
	MEL1	-0.5512	0.0226	-0.0003
YNG2	-0.2769	0.0195	0.0001	
Fecha	ESTACIÓN	AJUSTE	VARIANZA	PROMEDIO DE RESIDUALES
24-01-2007	ALE1	-0.4309	0.0048	-0.1697
	HUM1	-0.3180	0.0089	-0.1248
	IMG1	-0.8578	0.0057	-0.0155
	IML1	-0.2307	0.0113	-0.1035
	ISM1	-0.3200	0.0101	-0.1476
	IVV1	-0.5062	0.0062	-0.0123
	NWM1	-0.4318	0.0197	-0.0354
	PDR1	-0.1820	0.0120	-0.0146
	PLM1	-0.5077	0.0089	-0.0101
	RPR1	-0.7329	0.0092	0.0002
	SAD1	-0.3960	0.0145	-0.0368
	TRG1	-0.0483	0.0137	-0.0906
	AGU1	-0.2061	0.0180	-0.0819
	HUD1	-0.2783	0.0161	-0.1539
	MEL1	-0.6161	0.0063	-0.0290
	LSR2	-0.2491	0.0228	-0.0192

Fecha	ESTACIÓN	AJUSTE	VARIANZA	PROMEDIO DE RESIDUALES
25-01-2007	ALE1	-0.3901	0.0136	-0.0055
	HUM1	-0.3483	0.0158	-0.0035
	IMG1	-0.9148	0.0052	-0.0061
	ISM1	-0.3118	0.0087	-0.0048
	PDR1	-0.0893	0.0134	-0.0008
	PLM1	-0.3372	0.0084	-0.0003
	RPR1	-0.5442	0.0084	-0.0001
	TRG1	-0.0559	0.0152	-0.0026
	AGU1	-0.2607	0.0129	-0.0026
	HUD1	-0.3624	0.0181	-0.0070
	LSR2	-0.0389	0.0044	-0.0011
Fecha	ESTACIÓN	AJUSTE	VARIANZA	PROMEDIO DE RESIDUALES
26-01-2007	ALE1	-0.4304	0.0227	-0.0603
	HUM1	-0.2926	0.0175	-0.0496
	IML1	-0.3117	0.0267	-0.0450
	ISM1	-0.2840	0.0112	-0.0544
	IVV1	-0.5664	0.0107	0.0045
	MEL1	-0.5882	0.0141	-0.0003
	NWM1	-0.4523	0.0169	-0.0005
	PDR1	-0.2411	0.0213	0.0032
	PLM1	-0.3526	0.0070	0.0042
	RPR1	-0.6473	0.0194	0.0064
	SAD1	-0.4991	0.0094	-0.0012
	TRG1	-0.1182	0.0350	-0.0431
	HUD1	-0.1846	0.0260	-0.0593
	LSR2	-0.1913	0.0089	0.0018
	IMG1	-0.7944	0.0084	-0.0528
AGU1	-0.2156	0.0632	-0.0404	
Fecha	ESTACIÓN	AJUSTE	VARIANZA	PROMEDIO DE RESIDUALES
27-01-2007	ALE1	-0.4552	0.0136	-0.1403
	HUM1	-0.2866	0.0147	-0.1062
	IML1	-0.1862	0.0285	-0.0909
	ISM1	-0.3236	0.0140	-0.1239
	IVV1	-0.4673	0.0064	-0.0057
	MEL1	-0.5159	0.0062	-0.0213
	NWM1	-0.5452	0.0203	-0.0237
	PDR1	-0.1298	0.0137	-0.0077
	PLM1	-0.4298	0.0117	-0.0047
	RPR1	-0.7216	0.0143	-0.0089

SAD1	-0.4991	0.0111	-0.0249
TRG1	-0.0775	0.0405	-0.0808
HUD1	-0.0092	0.0274	-0.1286
LSR2	-0.2621	0.0113	-0.0125

ANEXO C. VALORES DE RUMBO, MANTEO Y DESPLAZAMIENTO DE LOS MECANISMOS FOCALES OBTENIDOS.

La Tabla C-1, a continuación, presenta los resultados de rumbo, manteo y desplazamiento (*strike, dip, rake*) para el plano nodal tomado como plano de falla, para cada uno de los 26 eventos seleccionados, y el “nombre” del evento.

Tabla C-1: Valores de rumbo, manteo y desplazamiento de los mecanismos focales.

Strike [°]	Dip [°]	Rake [°]	Evento
279.190	82.560	13.060	23-0211
87.470	50.730	-8.290	23-0239
81.180	86.160	-14.510	23-0697
285.420	15.000	0.000	23-0746
281.410	30.000	0.000	23-0909344
274.170	80.150	28.480	23-0909346
95.810	82.560	-13.060	23-1024
301.040	64.340	56.310	23-1056
264.260	20.000	0.000	23-1148
264.260	20.000	0.000	23-1401
283.890	90.000	30.000	24-0007
103.160	86.600	-19.720	24-0027
76.020	43.960	-22.180	24-0038
69.620	75.520	-26.570	24-0139
235.460	46.920	14.510	24-0246
63.450	60.500	5.730	25-0047
248.830	71.250	-7.100	25-0152
264.330	79.450	10.730	25-0925
272.210	79.450	44.010	25-1101
59.850	69.300	-40.890	25-1323
61.310	64.340	-16.100	25-1419
285.650	90.000	40.000	27-0321
318.160	20.000	90.000	27-0456
298.190	33.230	24.150	27-0735
97.480	83.590	-39.570	27-0910