
**ESTUDIO
“RIESGO Y MODIFICACIÓN PRMS
FALLA SAN RAMÓN”**

ID N° 640-27-LP10

INFORME ETAPA 2

**ANÁLISIS DE RESULTADOS
PROSPECCIONES Y ENSAYES**

Versión Enero 2012

ÍNDICE

PRESENTACIÓN	5
PRIMERA PARTE: EVALUACIÓN DEL PELIGRO	6
1 INTRODUCCIÓN	6
2 ANTECEDENTES	8
2.1 Sismicidad	8
2.2 Geología de la Región Metropolitana	10
2.3 Falla San Ramón y Peligro Sísmico	11
2.3.1 La Falla San Ramón como elemento morfoestructural.....	11
2.3.2 Implicancias de fallas corticales para el peligro sísmico de la Región Metropolitana.....	16
3 PALEOSISMOLOGÍA	19
3.1 Ubicación y excavación de trincheras	19
3.2 Topografía del escarpe y perfiles de ambas trincheras.....	22
3.3 Observaciones a partir de las trincheras	23
3.4 Traza de la Falla San Ramón.....	28
4 ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO	31
4.1 Introducción.....	31
4.1.1 Ubicación	31
4.1.2 Antecedentes	33
4.2 Metodología.....	38
4.3 Marco Sismogénico General	38
4.3.1 Ambiente Sismogénico	39
4.3.2 Determinación de las Fuentes Sísmicas.....	39
4.3.3 Sismicidad Histórica	44
4.3.4 Caracterización de las Fuentes Sismogénicas.....	57
4.4 Estimación del Peligro Sísmico.....	62
4.4.1 Metodología Probabilística	62
4.4.2 Metodología Determinística.....	67

4.4.3	Peligro Sísmico de la Falla San Ramón	68
5	SISMOTECTÓNICA.....	73
5.1	Descripción del Contexto Sismotectónico de la Zona Central de Chile (33°S - 34°S)73	
5.2	Potenciales fuentes sismogénicas en la zona de estudio y Falla San Ramón	77
5.3	Metodología para un análisis de detalle de la sismicidad y su contexto en relación con la Falla San Ramón	83
5.4	Caracterización geométrica y tamaño máximo posible de un evento sísmico en la Falla San Ramón.	92
6	GEOTECNIA.....	94
6.1	Tipo de Suelo en el sitio	94
6.2	Remociones en masa	104
7	CONCLUSIONES PROSPECCIONES Y ENSAYES.....	105
	SEGUNDA PARTE: EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD	109
8	VULNERABILIDAD Y RIESGO	109
8.1	Introducción.....	109
8.2	Objetivo	110
8.3	Metodología.....	110
8.3.1	Definición del Espacio Geográfico.....	110
8.3.2	Peligro, vulnerabilidad y riesgo – Aspectos Conceptuales.....	110
8.3.3	Metodología de Evaluación Multicriterio.....	113
8.3.4	Fuentes de Información y Bases de Datos	115
8.4	Espacio Geográfico de la Falla San Ramón según Amenaza.....	117
8.4.1	Espacio Geográfico de Riesgo Sísmico	118
8.4.2	Espacio Geográfico de Riesgo Ruptura Superficial.....	119
8.5	Caracterización General del Área de La FSR.....	123
8.5.1	Población e Ingresos	123
8.5.2	Viviendas	124
8.5.3	Equipamiento e Infraestructura.....	125
8.6	Factores de Vulnerabilidad – Situación Actual	125

8.6.1	Demografía	127
8.6.2	Socioeconómico	128
8.6.3	Territorial	130
8.6.4	Nivel de Urbanización – Subdivisión predial mínima.....	130
8.6.5	Uso del Suelo	131
8.6.6	Altura de Edificación	131
8.7	Pesos Factores – Situación Actual.....	132
8.8	Criterios para la determinación de la Vulnerabilidad – Situación Proyectada.....	133
8.8.1	Densidad Población	135
8.8.2	Ingreso.....	135
8.8.3	Uso del Suelo	135
8.8.4	Nivel de Urbanización – Subdivisión predial mínima.....	136
8.8.5	Altura de Edificación	136
8.9	Resultados.....	137
8.9.1	Vulnerabilidad con Situación Actual	137
8.9.2	Líneas Vitales e Instalaciones Esenciales	139
ANEXOS	141
ANEXO I:	ESTUDIO SÍSMICO FALLA SAN RAMÓN	142
ANEXO II:	DESCRIPCIÓN DE DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS.....	171
ANEXO III:	REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO.....	179
ANEXO IV:	GLOSARIO	186
ANEXO V:	INSTALACIÓN DE ESTACIÓN SISMOLÓGICA LAS MELOSAS	194

PRESENTACIÓN

El proyecto “Estudio de Riesgo y Modificación PRMS Falla San Ramón” tiene como objetivo general la evaluación del peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón (FSR) en la zona oriente de Santiago, entre los ríos Maipo y Mapocho, orientado a la modificación en consecuencia del PRMS. En una primera fase del Estudio se ha configurado el universo de información existente y una propuesta de generación de información y registros propios; tanto en el análisis científico-técnico de la FSR, así como de los antecedentes a considerar en el análisis de la vulnerabilidad del territorio y normas aplicables.

Así el Estudio aborda en forma paralela la profundización del conocimiento sobre la amenaza natural que representa la FSR sobre el territorio acotado y, por otro lado, el estudio de las consideraciones normativas aplicables frente a ese riesgo, en atención al marco normativo regional, nacional y experiencias externas que aporten a la sustentación de criterios aplicables frente a un fenómeno singular, como lo son los efectos probables de una falla geológica activa, como la Falla San Ramón.

En este segundo informe se da cuenta principalmente de los resultados de los ensayos y prospecciones realizadas en el área de estudio, los que permiten finalmente caracterizar el fenómeno y concluir en un mapa de peligrosidad, el cual determina el territorio sobre el que se hace el análisis de la vulnerabilidad actual y de la vulnerabilidad probable que podría consolidarse en un escenario futuro bajo las normas hoy vigentes del PRMS y de los planes reguladores comunales.

El presente informe se centra básicamente en el resultado de las prospecciones, ensayos y sus conclusiones, obtenidas por el equipo de profesionales del Departamento de Geología de la U. de Chile; no obstante, sus resultados han sido puestos en función del análisis de vulnerabilidad y riesgo en territorio, permitiendo presentar y caracterizar ya en esta fase un área de aplicación, sobre la cual en la siguiente etapa se orientarán lineamientos y propuestas normativas.

PRIMERA PARTE: EVALUACIÓN DEL PELIGRO

1 INTRODUCCIÓN

La Falla San Ramón es una estructura geológica que limita el valle de la Depresión Central con el frente cordillerano. Estudios recientes han evidenciado que esta es una falla de mecanismo inverso que, morfológicamente, sobrepone las rocas del frente cordillerano a los sedimentos de la Depresión Central (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010) y que corresponde a una falla activa (Rauld, 2002; Pérez et al., 2009; 2010; Armijo et al., 2010).

Este estudio tiene como objetivo profundizar los conocimientos de la Falla San Ramón (FSR) con el fin de evaluar el peligro que representa esta estructura para las comunas ubicadas en el sector oriente de Santiago.

Como resultados de este trabajo se presenta:

Una definición de la ubicación de la traza (expresión en superficie) de la FSR en el sector oriente de Santiago,

Una descripción de observaciones paleosismológicas realizadas a partir de trincheras excavadas en los escarpes más recientes de la FSR y sus implicancias para la evaluación del peligro,

Una evaluación determinística del peligro de la FSR,

Una evaluación probabilística del peligro sísmico de la Región Metropolitana y

Una estimación de las características geotécnicas del sector estudiado.

Para alcanzar los resultados se realizó una recopilación y revisión crítica de los antecedentes relacionados con la sismicidad y geología de la Región Metropolitana y en particular, con la Falla San Ramón. Los resultados se presentan en el Capítulo 2.

El Capítulo 3 se refiere a la paleosismología de la Falla San Ramón y en él se incluyen los resultados de los estudios geológicos realizados en dos trincheras excavadas durante este estudio, las edades obtenidas de sedimentos recolectados en ellas y la interpretación de los datos recolectados. En el marco de este trabajo, el Departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, realizó un estudio sísmico orientado a definir en profundidad las características de la Falla San Ramón. Esto ayudó también a caracterizar el suelo

del sitio estudiado. En el Anexo II se presenta la descripción sedimentológica de los materiales encontrados en la trinchera y la imagen interpretada de lo observado.

El Capítulo 4 presenta la estimación del peligro que representa la Falla San Ramón para la ciudad de Santiago. El análisis incluye la estimación del peligro sísmico probabilístico, considerando todas las fuentes sismogénicas, el análisis determinístico de las fuentes y en particular, el peligro de la Falla San Ramón en un escenario determinístico.

El Capítulo 5 muestra el estudio sismotectónico de la Zona Central de Chile, un análisis de la sismicidad cortical y su relación con la Falla San Ramón y la caracterización geométrica que permite obtener el tamaño máximo de un terremoto asociado a esa estructura.

En el Capítulo 6 se entrega una caracterización geotécnica de los suelos del sitio donde se realizaron las trincheras y los resultados de las mediciones Nakamura realizadas. Adicionalmente, en base al estudio sísmico (Anexo I) se estima la velocidad de ondas de corte para los materiales presentes.

El Capítulo 7 corresponde a las conclusiones.

Al final del informe se entregan las referencias citadas en el texto (Anexo III).

2 ANTECEDENTES

En esta revisión de antecedentes se presenta una breve descripción de los tipos de terremotos en Chile, donde se introduce la terminología a utilizar en el informe y posteriormente, una descripción del contexto geológico de la zona de Santiago, los antecedentes sobre la Falla San Ramón y su potencial de peligro sísmico para la región.

2.1 Sismicidad

Chile se ubica en un margen tectónico de subducción (Figura 2.1), el cual genera constante actividad sísmica, la formación de la cordillera de los Andes y volcanismo. En Chile central se reconocen cuatro tipos de terremotos vinculados a la tectónica, los cuales difieren en sus características tanto de génesis como de ubicación, magnitud y potencial impacto. Esta clasificación se basa en el tipo de fuente sísmogénica, es decir, depende del lugar y ambiente tectónico donde se originan los sismos. Estos cuatro tipos de terremotos son (Leyton et al., 2010; Figura 2.1):

a) Sismos Interplaca o Tipo Thrust:

Son sismos producidos en el contacto de las placas Sudamericana y de Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50 a 60 km de profundidad. Son los más grandes en magnitud (incluso superior a 9 en escala de Richter) y más comunes. Su epicentro se ubica en la zona costera, afectan grandes áreas y pueden causar tsunamis. Destacan en este tipo los terremotos de Valparaíso de 1906 y 1985, el terremoto de Valdivia de 1960 y el reciente terremoto del Maule de 2010, entre muchos otros.

b) Sismos Intraplaca de Profundidad Intermedia:

Comprenden aquella actividad sísmica que ocurre dentro de la placa de Nazca. Se extiende desde los 50 km de profundidad, hasta unos 200 km para sismos que produzcan daño. Su epicentro ocurre bajo el continente y pueden alcanzar magnitudes hasta del orden de 8 según las observaciones históricas. Pueden tener alto poder destructivo. Destaca el terremoto de Chillán de 1939, y más recientemente los sismos de Punitaqui de 1997 y Tarapacá de 2005.

c) Sismos Corticales o Superficiales:

Son sismos generados en fallas geológicas en el interior de la placa Sudamericana, generalmente en la corteza superior a profundidades menores a 30 km y mayoritariamente en los sectores precordilleranos y cordilleranos. Son menos comunes que los anteriores y de menor magnitud, en general menor a 7 o 7,5, pudiendo causar daño importante para magnitudes sobre 6. Tienen un efecto mucho más local pero que pueden ser muy destructivos en las cercanías del epicentro. Se conocen pocos sismos mayores de este tipo en Chile, destacando los terremotos de Las Melosas de 1958, de Chusmiza en 2001 y el de Aysén en 2007. La sismicidad asociada a la Falla San Ramón, sobre la que trata este estudio, corresponde a este tipo de fuente sismogénica.

d) Sismicidad de 'Outer-Rise':

Producida por la flexión de la placa de Nazca previa a la subducción. Es caracterizada por generar eventos de magnitud moderada a distancias mayores a 150 km de la costa, por lo que no produce daños significativos en el continente, salvo una posibilidad de producir tsunamis.

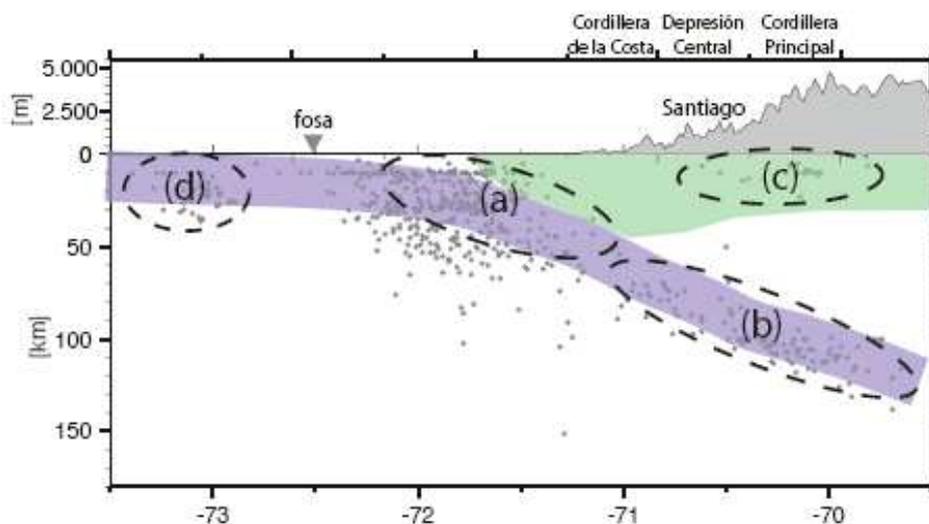


Figura 2.1.

Perfil esquemático con la sismicidad del catálogo NEIC (Servicio Geológico de Estados Unidos), registrada entre 1973 y 2007 de la zona en la latitud 33,5°S (considerando 0,5° en dirección norte y sur). El color azulado representa la posición esquemática de la placa de Nazca y verde, la placa Sudamericana. Las líneas punteadas indican la posición de las principales fuentes sismogénicas (ver detalles en el texto): a. interplaca tipo 'thrust'; b. intraplaca de profundidad intermedia; c. corticales y d. 'outer-rise' (Leyton et al., 2010).

2.2 Geología de la Región Metropolitana

Al sur de los 33°S, la morfoestructura de Chile central está caracterizada por 3 unidades paralelas entre sí, orientadas norte sur. Estas unidades son, de este a oeste, la Cordillera Principal, la Depresión Intermedia y la Cordillera de la Costa. Esta configuración se habría generado durante una fase de máxima compresión ocurrida durante el Oligoceno Superior-Plioceno Medio (Thiele, 1980). Estudios recientes sugieren que la morfología de la Depresión Intermedia y del valle de Santiago, en particular, es resultado de la actividad del sistema de Falla San Ramón, que monta el bloque del frente cordillerano sobre el valle de Santiago, a escala del Cenozoico tardío (Armijo et al., 2010).

La Depresión Intermedia o Depresión Central es una depresión rellena principalmente por sedimentos aluviales y, en menor proporción, por materiales asociados a actividad volcánica. La ciudad de Santiago se ubica, casi en su totalidad, en esta unidad morfoestructural, en una cuenca limitada al norte por el cordón El Manzano y al sur por los cerros de Angostura de Paine. El origen de la cuenca se considera tectónico. Inicialmente Brüggén (1950) señaló que esta depresión está controlada por una estructura de rumbo aproximado norte sur ubicada en su borde oriental, que la divide del macizo cordillerano o Cordillera Principal. Carter y Aguirre (1965) describieron el valle central como una cuenca asociada a un graben limitado al este y al oeste por fallas. Por su parte, Tricart et al. (1963) señalaron que los depósitos ubicados al este de la cuenca, asignados por estos autores al Cuaternario Antiguo, están cortados por fallas de orientación norte sur. Borde (1966) reconoció la posible existencia de una falla, al oeste del cerro San Ramón y sugirió que la actividad tectónica relacionada con ésta se habría mantenido durante el Cuaternario. Thiele (1980), cartografió una estructura en el borde oriental del valle de Santiago, sin precisar su naturaleza, dado el debate y el estado del conocimiento científico hasta entonces.

Estudios desarrollados en la última década por el Núcleo Milenio de Sismotectónica y Peligro Sísmico, de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, en colaboración con investigadores franceses del Instituto de Física del Globo de París, permitieron determinar y precisar la naturaleza de esta estructura. Se denominó “Falla San Ramón” al sistema de fallas inversas cuaternarias que limita el sector oriente del valle de Santiago con el frente cordillerano (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010).

A la latitud de Santiago, la depresión central tiene una altitud media de 550 msnm y se eleva hasta alturas del orden de los 1000 msnm en el piedemonte a los pies del frente cordillerano. Este último es un rasgo morfoestructural de orientación norte-sur,

que se eleva por sobre los 2000 msnm, destacándose el cerro San Ramón, cuya cima alcanza los 3249 msnm.

El frente cordillerano de Santiago está constituido principalmente por rocas volcánicas y graníticas cenozoicas que se sobreponen a los sedimentos cuaternarios del valle de Santiago (Armijo et al., 2010). El basamento de la cuenca que forma el valle de Santiago correspondería a rocas volcánicas de la Formación Abanico, de edad oligocena superior – miocena inferior (Charrier y Munizaga, 1979), así como al resto de las series del meso-cenozoico deformadas por la actividad de la falla (Armijo et al., 2010). La profundidad del fondo de la cuenca se conoce de manera indirecta a partir de estudios gravimétricos (Araneda et al., 2000), y corresponde a una superficie irregular donde se reconocen cordones enterrados que limitan subcuencas de los cuales sobresalen algunos cerros islas, como por ejemplo los cerros Santa Lucía y Renca. La alineación de algunos de estos cordones, como por ejemplo el que une los cerros San Cristóbal, Chena y Lonquén, orientado noreste, sugiere que éstos podrían tener un control estructural, es decir, estar asociados a la presencia y actividad de fallas.

2.3 Falla San Ramón y Peligro Sísmico

2.3.1 La Falla San Ramón como elemento morfoestructural

La Falla San Ramón (Figuras 2.2 y 2.3) es un sistema de fallas de mecanismo principal inverso, que limita el valle de la Depresión Central (altitud media de 550 m), con el frente cordillerano, en el borde oriental de la ciudad de Santiago (Armijo et al., 2010). La traza de la falla se ha definido a partir del estudio de escarpes morfológicos y rasgos estructurales asociados a la misma, entre los ríos Mapocho y Maipo (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011; Figuras 2.2 y 2.3).

Esta falla se manifiesta en superficie a través de escalones morfológicos que desplazan la superficie del terreno. La magnitud de los saltos se asocia con la edad de los rasgos desplazados paulatinamente por la falla, de modo tal que las superficies más antiguas se encuentran desplazadas decenas de metros, mientras que las más recientes se encuentran desplazadas algunos metros (entre 3 y 200 m; Armijo et al., 2010; Rauld, 2011). La traza de la falla se ha definido a los pies los escarpes, es decir, de los cambios de pendiente del terreno en los escalones morfológicos, a escala de su cartografía entre los ríos Maipo y Mapocho, apoyada con observaciones de campo de carácter estructural (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011).

La falla se ha cartografiado con tres subsegmentos de 10-15 km de largo que se vinculan entre sí a través de zonas de traspaso de segmentos, en las cuales es posible observar trazas paralelas u oblicuas del sistema de la falla principal (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011). La totalidad de los segmentos conforman un sistema estructural, la FSR, que se enraíza en la corteza con manteos de 36-62°E, hasta una rampla o sobrecorrimiento tectónico ubicada a unos 10-12 km de profundidad con manteos de 4-5°E (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011; Figura 2.4).

La traza de la FSR ha sido definida recientemente por Armijo et al. (2010) y Rauld (2011) (Figuras 2.2 y 2.3). Al sur del río Mapocho, la traza principal de la FSR se encuentra directamente a los pies de los cerros Calán y Apoquindo, con una dirección NNO-SSE. Hacia el oriente de este sector se encuentran fallas subsidiarias, cuyo mapeo se ha realizado en función de observaciones morfoestructurales. Al sur de la quebrada San Ramón la falla presenta una traza en dirección aproximada N-S hasta la quebrada Nido de Águila. Hacia el sur de esta última quebrada, la falla muestra un trazado más complejo que se caracteriza por dos trazas subparalelas, asociadas a un traspaso de segmentos, que continúan hacia la quebrada de Macul. Hacia el sur de esta zona la falla muestra complejidades interpretadas como una zona de traspaso de segmentos, con fallas de orientación NE, por ejemplo al sur de Lo Cañas. Hacia el sur la traza principal de la FSR adquiere nuevamente una dirección NNO hasta el río Maipo (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011). Esta estructura podría llegar hasta Pirque, según lo sugerido por Borde (1966).

La realización de trincheras en un sector cercano a la quebrada Macul, en uno de los escarpes más recientes asociados a la FSR, permitió precisar las observaciones respecto de la manifestación en superficie de esta estructura.

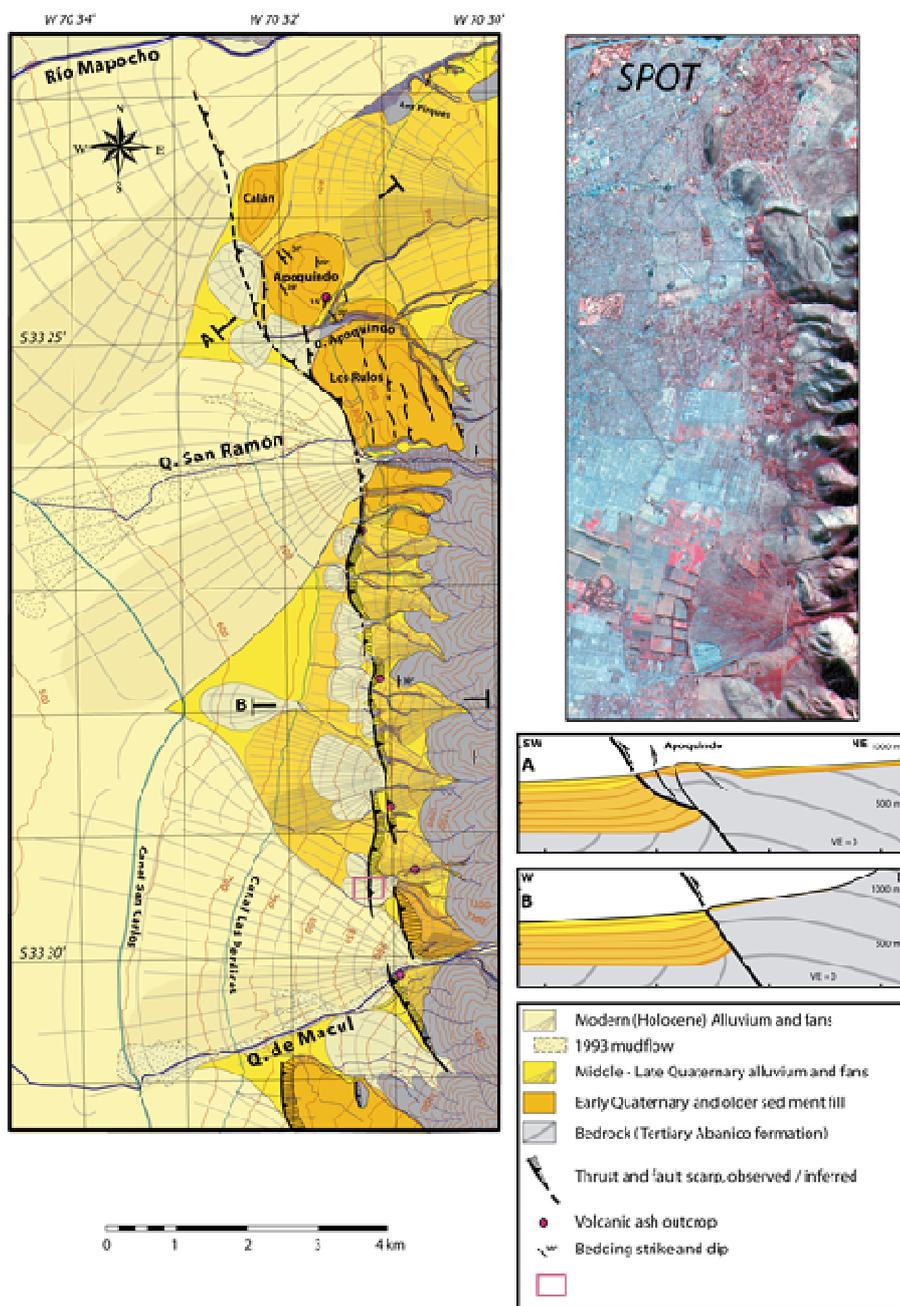


Figura 2.2.

Traza de la Falla San Ramón entre la quebrada Macul y el río Mapocho. (Modificado de Rauld, 2002 y Armijo et al., 2010). El rectángulo rojo indica la ubicación del escarpe de falla más joven en el sector de Quebrada Macul, en donde se realizaron trincheras para el estudio de su manifestación en superficie. La falla corta unidades geomorfológicas aluviales y de piedemonte en general, de edad cuaternaria (Armijo et al., 2010).

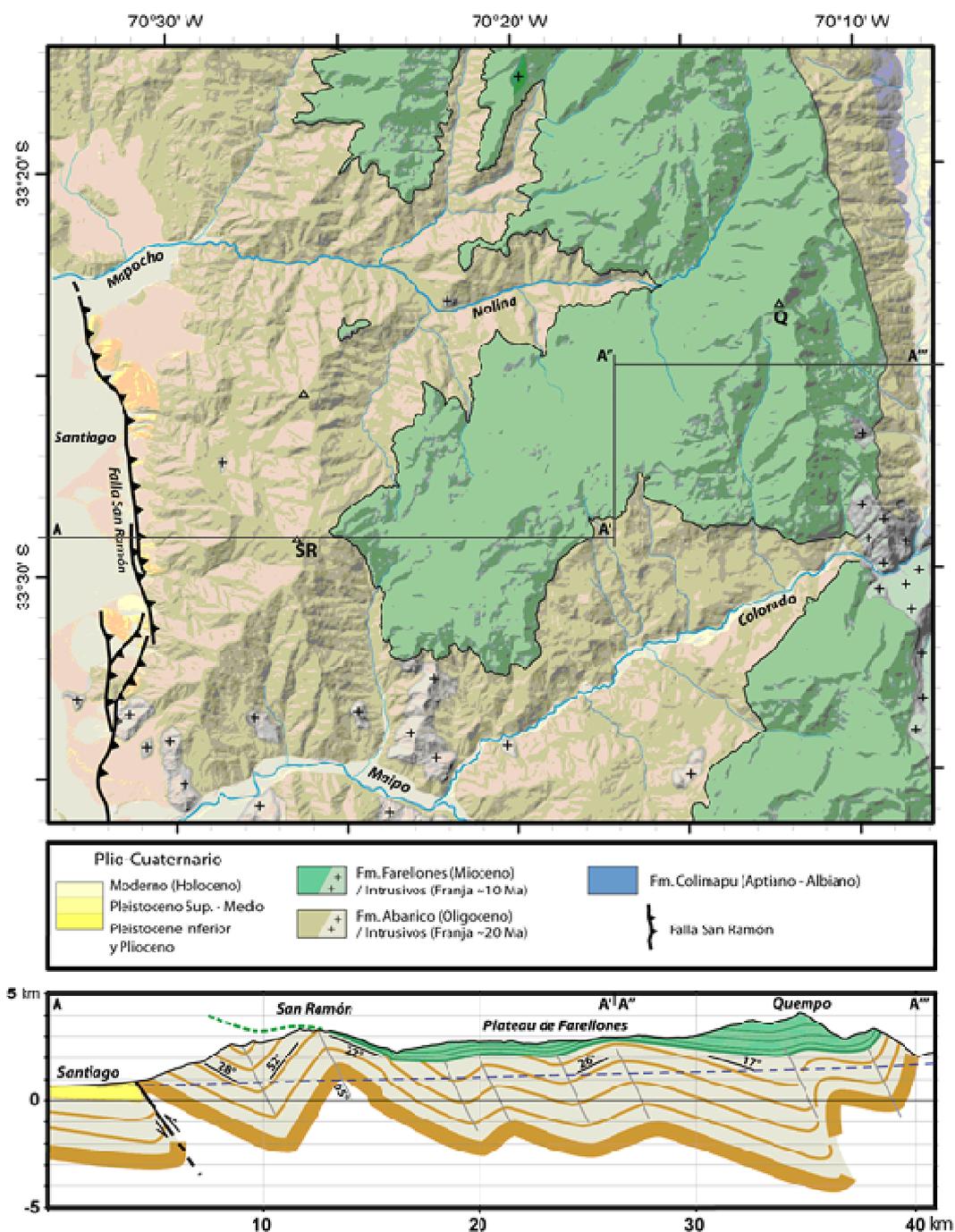


Figura 2.3. Traza de la Falla San Ramón entre los ríos Maipo y Mapocho y perfil geológico-estructurales esquemáticos del área. (Modificado de Armijo et al., 2010).

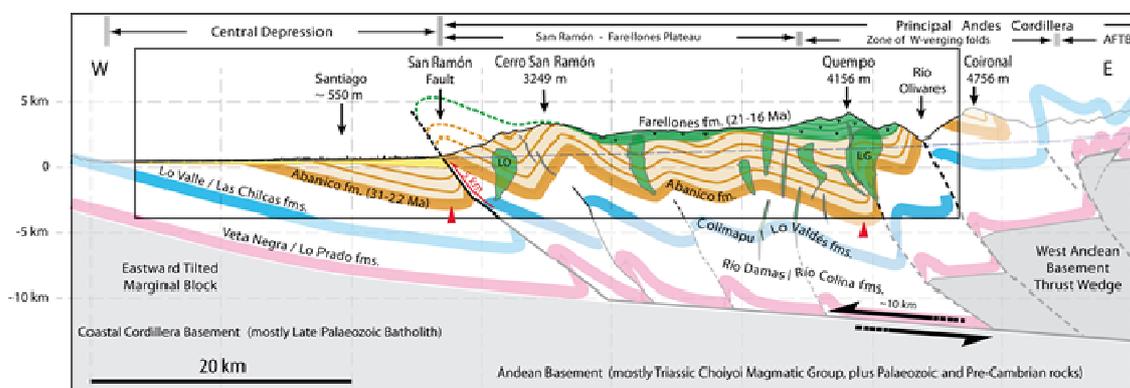


Figura 2.4.

Modelo estructural de la FSR, que muestra su enraizamiento a escala cortical (Armijo et al., 2010). Nuevos antecedentes de campo y modelación analógica que sustentan este modelo estructural se muestran en la tesis doctoral de Rauld (2011). La FSR corresponde a una falla inversa de orientación N-S y manteo 36-62°E, que se enraiza en la corteza en una rampla o sobreescurrencimiento, de mecanismo también inverso, de manteo 4-5°E.

Investigaciones recientes han evidenciado que ésta es una falla activa (Armijo et al., 2010; Pérez et al., 2010; Rauld, 2011). Estudios geomorfológicos y estructurales de los depósitos y rocas deformadas y afectadas por la falla, han permitido estimar tasas de deslizamiento promedio del orden ~0.13 mm – 0.40 mm/año a escala de los últimos cientos de miles y miles de años (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011).

En particular, la tesis doctoral de Rauld (2011) muestra resultados de dataciones radiométricas por isótopos cosmogénicos en bloques de roca sobre unidades aluviales afectadas por escarpes recientes de la falla, que indican su actividad y deformación superficial, con posterioridad a los 45000 años Antes del Presente (AP).

Estos resultados indican que se trata de una falla que representa un peligro sísmico potencial para la ciudad de Santiago (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011). En particular, en este trabajo se muestran resultados de observaciones de trincheras, que incluyen observaciones morfológicas y estructurales de detalle, así como dataciones radiométricas, que evidencian la actividad más reciente de esta falla durante el Holoceno (últimos 10.000 años).

2.3.2 Implicancias de fallas corticales para el peligro sísmico de la Región Metropolitana

Hasta comienzos de los años 90 en Chile la amenaza sísmica consideraba esencialmente los eventos mayores ($M > 8$) con epicentro costero (evento tipo *thrust*). A fines de los años 80 y comienzos de los 90 los trabajos de Kausel et al. (1992) y Campos et al. (1990), permitieron dilucidar que eventos $M \sim 8$, considerados hasta ese momento como posibles eventos mayores tipo *thrust*, correspondían en realidad a sismos de profundidad intermedia. Esto último abrió la discusión sobre una nueva clasificación de los eventos sísmicos a considerar para la caracterización de la amenaza sísmica en Chile. Los eventos superficiales, menos frecuentes y generalmente con epicentro en zonas cordilleranas prácticamente despobladas en el país, también fueron objeto de un re-estudio por parte de la comunidad de especialistas. (Pérez et al., 2010).

Cada una de estas fuentes sismogénicas posee características particulares, afectando de manera diferente a las estructuras, por lo que para su análisis se debe considerar cada una de ellas en forma independiente (Saragoni *et al.*, 2004; Astroza *et al.*, 2002, 2005; Ruiz y Saragoni, 2005, en Leyton et al., 2010).

En los últimos años varios terremotos superficiales de este tipo han ocurrido en Chile y entre los eventos superficiales importantes, que han causado daños en el siglo XX, se destacan los sismos de Punta Arenas de 1949 y el de Las Melosas, en la zona cordillerana cerca de Santiago el 4 de Septiembre de 1958. Todos estos han sido sismos superficiales de magnitud importante y una clara evidencia de la existencia de un sistema de fallas activas en el contexto sismotectónico de los Andes. (Pérez et al., 2010)

Particularmente, en la Región Metropolitana, destaca el sismo de Las Melosas, el cual puede ser considerado como uno de los terremotos superficiales de gran magnitud que ha reportado daños importantes en Chile, con intensidades de hasta IX grados en la escala de Mercalli en la zona cercana al epicentro y una relativamente rápida atenuación al alejarse de éste (Figura 2.5) con aceleraciones máximas del orden de la aceleración de gravedad (1.0 g) en la misma zona (Sepúlveda et al., 2008). Su magnitud M_w , originalmente estimada en 6.7-6.9, fue recalculada en 6.3. (Alvarado et al, 2009).

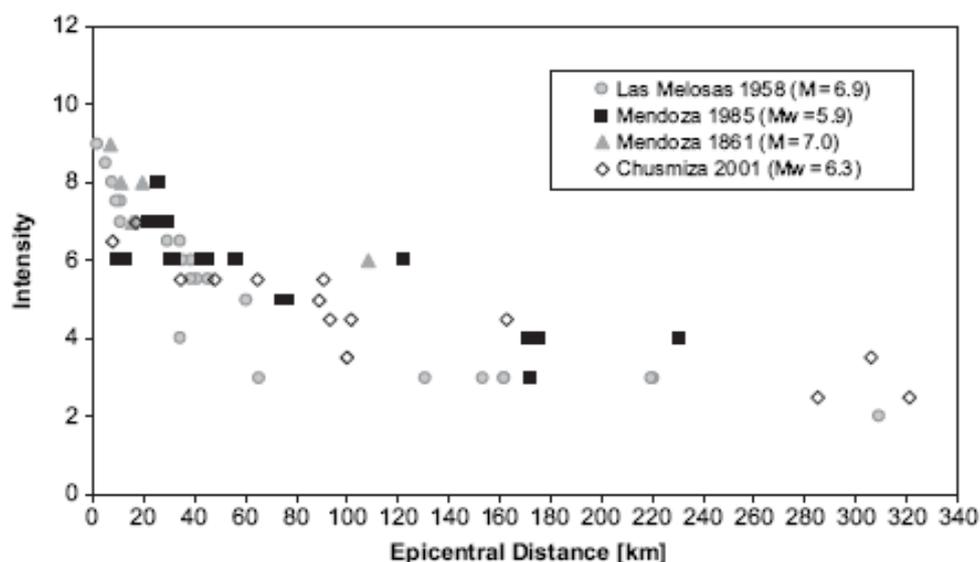


Figura 2.5.
Relación intensidad-distancia para el sismo de Las Melosas de 1958 y comparación con sismos corticales en Mendoza y Chusmiza (Tarapacá; en Sepúlveda et al., 2008)

El mapeo de escarpes de falla y otros elementos estructurales asociados a la Falla San Ramón, evidencia que su traza se distribuye a los pies del frente cordillerano a lo largo de los 25 km que separan los ríos Maipo y Mapocho (Rauld et al., 2006; Armijo et al., 2010; Rauld, 2011). La falla se caracteriza por segmentos del orden de 15 km de largo, cuya mejor expresión morfológica se encuentra entre las quebradas Macul y San Ramón (Figura 2.2). En la parte sur de este segmento, en el área cercana a la quebrada Macul, se encuentra expuesto uno de los escarpes más recientes de la falla, de 3-3,7 m de alto, que se ha asociado a los últimos eventos sísmicos con ruptura superficial (Armijo et al., 2010).

Estudios efectuados entre los años 2004 y 2010 por el Núcleo Milenio en Sismotectónica y Peligro Sísmico, a partir de análisis geocronológicos, geomorfológicos y morfoestructurales, han determinado que ésta es una falla de actividad moderada, caracterizada por tasas de deslizamiento promedio entre 0,13 y 0,40 mm/año (Armijo et al., 2010). Adicionalmente, análisis sismológicos recientes han evidenciado sismos cuyos focos podrían asociarse a la estructura profunda de esta falla (Pérez et al., 2010).

En base a los escarpes de falla observados en superficie, a la geometría en profundidad modelada para este sistema de falla y a relaciones empíricas y teóricas, Armijo *et al.* (2010) y recientemente también Rauld (2011), estimaron magnitudes del

orden de 6,7 a 7,4, para sismos importantes asociados a rupturas potenciales de esta estructura.

Leyton et al. (2010) presentan un análisis probabilístico de la sismicidad regional en la zona central a la latitud de Santiago para distintas fuentes sismogénicas, basado en datos instrumentales entre 1973 y 2007. En su análisis probabilístico, estos autores asumieron una magnitud de hasta 7.5 para sismos generados por potenciales rupturas de fallas en la corteza de Los Andes de la Región Metropolitana. Para el caso de fuentes corticales, se obtienen aceleraciones máximas del orden de 0.4 a 0.5 g para un periodo de retorno de 475 años (Figura 2.6). Estos valores son muy inferiores a las estimaciones hechas para el sismo de Las Melosas, lo cual se puede explicar por la baja cantidad de datos, la ausencia de sismos de gran magnitud en el análisis probabilístico de Leyton et al. (2010) y por el periodo de retorno utilizado. Además, este tipo de análisis utiliza leyes de atenuación que no capturan de manera precisa la intensidad del movimiento en zonas muy cercanas al epicentro, lo que puede derivar en valores menores de aceleración, y son más apropiadas para distancias epicentrales sobre los 10 o 20 km.

El hecho que los estudios específicos asociados a la Falla San Ramón se han realizado muy recientemente, en la última década, explica en gran medida que esta estructura no haya sido considerada aún en los mapas de riesgo sísmico publicados por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Fernández et al., 2003).

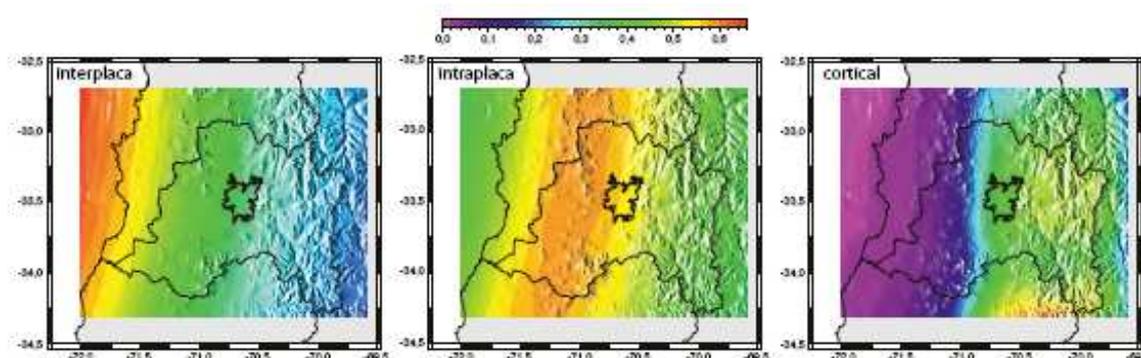


Figura 2.6.
Aceleraciones máximas horizontales para un periodo de retorno de 475 años en Chile central para distintas fuentes sismogénicas (interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y cortical) (Leyton et al., 2010)

En el siguiente capítulo se muestran resultados del análisis paleosismológico de dos trincheras realizadas en los escarpes más recientes de la Falla San Ramón.

3 PALEOSISMOLOGÍA

3.1 Ubicación y excavación de trincheras

Se realizaron dos trincheras en forma perpendicular al escarpe de falla más reciente un sector ubicado inmediatamente al norte de la quebrada de Macul (Figuras 2.2 y 3.1). Se eligió este sitio debido a que en él se observaron escarpes recientes que afectan las unidades de abanicos aluviales más jóvenes del piedemonte en el sector oriente de Santiago (Armijo et al., 2010; Figura 2.2), y también debido a que la ausencia o escasa urbanización en el sector facilitó la realización de las excavaciones. Estas últimas se realizaron utilizando una retroexcavadora (Figura 3.2). La presencia de grandes bloques de roca volcánica de hasta 2 m de diámetro dificultó la profundización de las trincheras.

Las dimensiones finales de las trincheras fueron de 35 m y 40 m de largo y 5 y 4 m de profundidad máxima cada una, respectivamente (Figura 3.3). Las paredes norte de cada trinchera fueron limpiadas con el fin de facilitar la observación de las mismas. Posteriormente se fotografiaron y se realizaron mosaicos para estudiar los perfiles expuestos en cada una de las zanjas.

En cada trinchera se realizaron perfiles topográficos de alta resolución con GPS diferencial. Esta misma técnica se utilizó para obtener datos topográficos del escarpe de falla y así precisar un modelo de elevación digital del mismo. Esta técnica permitió también referenciar los mosaicos, con el fin de realizar observaciones geométricamente correctas en ambas trincheras.

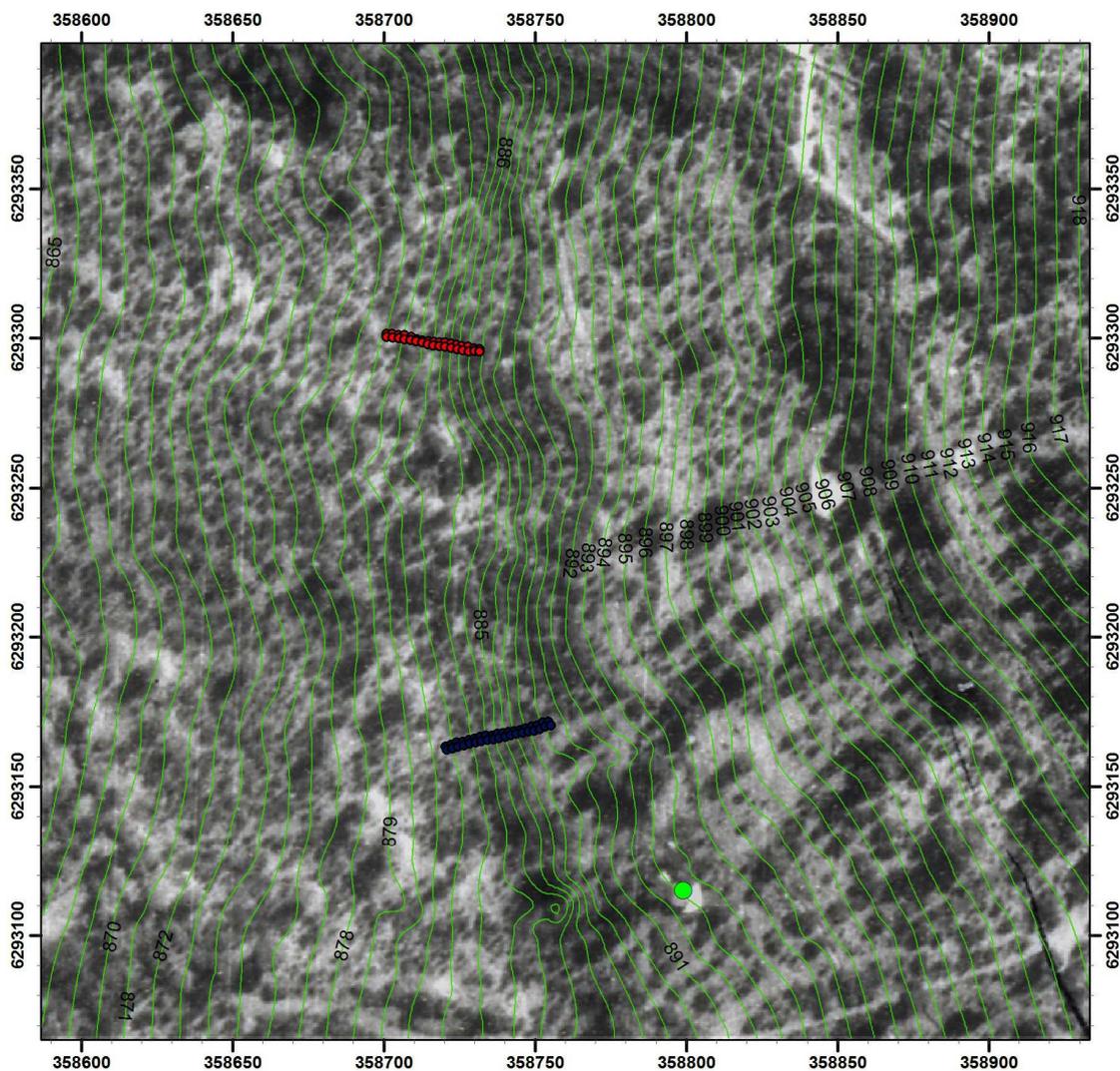


Figura 3.1.

Ubicación en planta de las trincheras en un abanico aluvial reciente en un sector inmediatamente al norte de la quebrada Macul (ver mapa geológico de la Figura 2.2). La ubicación de ambas trincheras se muestra en puntos, sobre una foto aérea. Las curvas topográficas corresponden a una base de datos obtenida con GPS diferencial, precisada en este estudio.



Escala 1:2.000
Proyección UTM 19S
WGS 84

Figura 3.2.
Excavación de las trincheras en un escarpe de falla que afecta las unidades de abanicos aluviales más recientes en el piedemonte del sector oriente de Santiago.

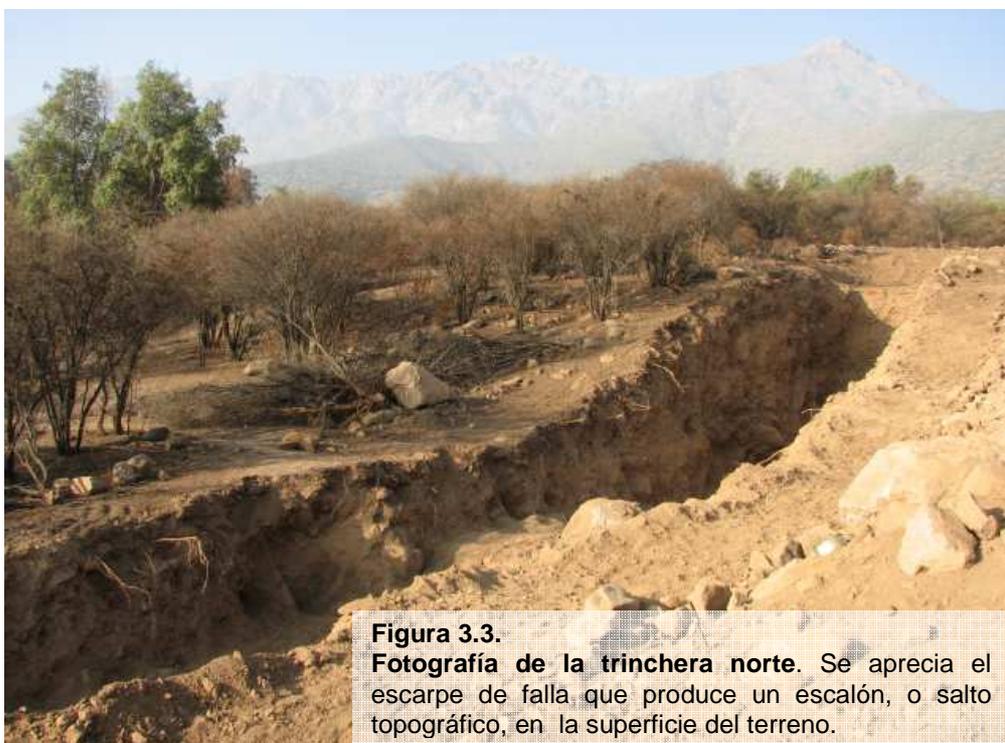


Figura 3.3.
Fotografía de la trinchera norte. Se aprecia el escarpe de falla que produce un escalón, o salto topográfico, en la superficie del terreno.

3.2 Topografía del escarpe y perfiles de ambas trincheras

Los resultados del levantamiento topográfico del escarpe de falla en el sector se muestran en la Figura 3.4. En ella se aprecia cómo el escarpe produce un escalón en la superficie del terreno del orden de 3-5 m de diferencia vertical, es decir, en altitud. Esta diferencia corresponde a la deformación en superficie asociada a la actividad más reciente de la falla. La Figura 3.5 muestra esta diferencia vertical en perfiles razados con GPS diferencial a lo largo de cada una de las trincheras excavadas.

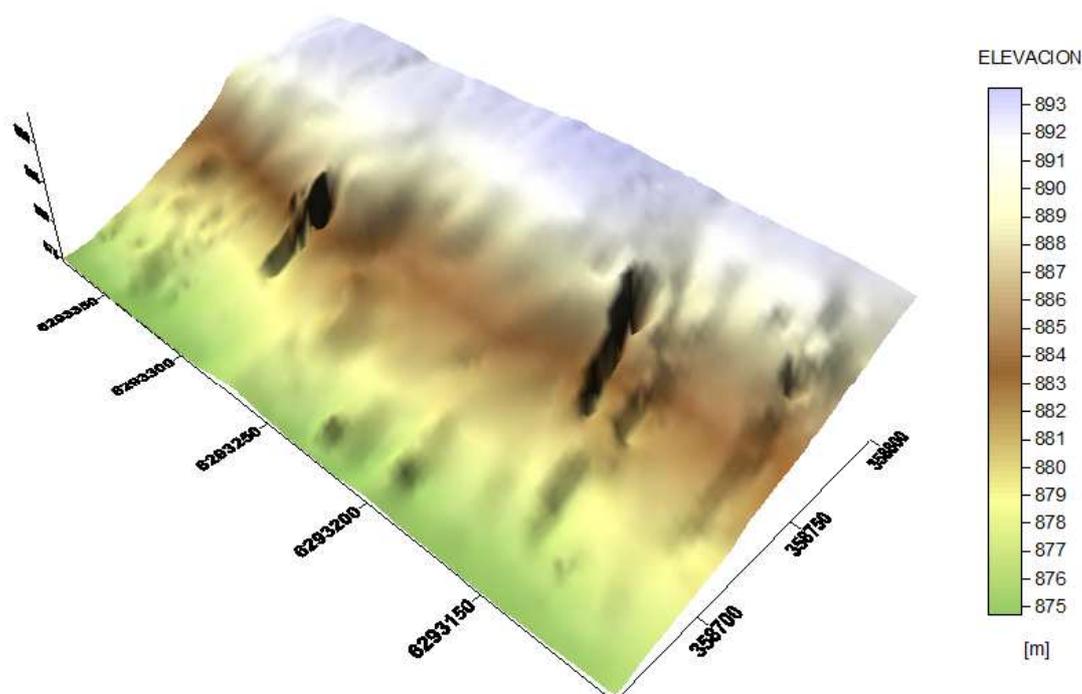


Figura 3.4. Modelo de elevación digital, topográfica, que muestra la diferencia en altitud asociada al escarpe de falla en la superficie del terreno en el sector ubicado al norte de la quebrada Macul. Los colores representan altitud en m sobre el nivel del mar. Se muestra la ubicación de ambas trincheras, las cuales corresponden a zanjas excavadas en el terreno.

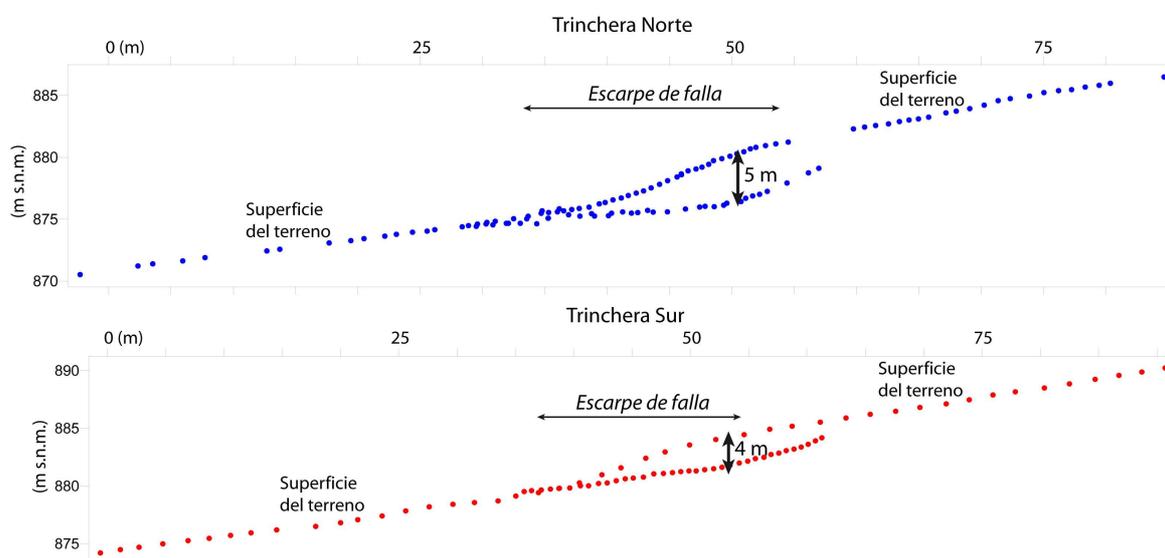


Figura 3.5. Perfiles topográficos de detalle realizados con GPS diferencial a lo largo de cada una de las dos trincheras excavadas en el escarpe de falla más reciente de la Falla San Ramón, en un sector inmediatamente al norte de la quebrada Macul (ver Figura 3.1).

En ambos casos se observa que el escarpe de falla corresponde al incremento de la pendiente de la superficie del terreno; ésta es mayor en la zona del escarpe, respecto de antes y después del mismo. El escarpe se asocia a un desnivel o desplazamiento vertical de la superficie del terreno, del orden de 5 m en el caso de la Trincherita Norte y 4 m en la Trincherita Sur. Estos resultados permitieron precisar la magnitud de los saltos verticales asociados al escarpe de falla más reciente de la FSR, respecto de lo expuesto en los trabajos de Armijo et al. (2010) y Rauld (2011). El escarpe, en este caso, se extiende transversalmente a lo largo de 15-20 m, y su pendiente es el resultado de la actividad reciente de la falla, por una parte, y de la erosión del mismo, por otra.

3.3 Observaciones a partir de las trincheras

Los mosaicos referenciados de ambas trincheras se muestran en las Figuras 3.6 y 3.7. Ambas trincheras exponen sedimentos aluviales estratificados y masivos, los cuales se encuentran interrumpidos, cortados, en el sector medio a basal de los escarpes, por una estructura (superficie de falla) de manto (inclinación) 35°E. Esta estructura corresponde a la manifestación en superficie de la Falla San Ramón. Una

descripción detallada de los sedimentos observados en las trincheras se encuentra en el Anexo II.

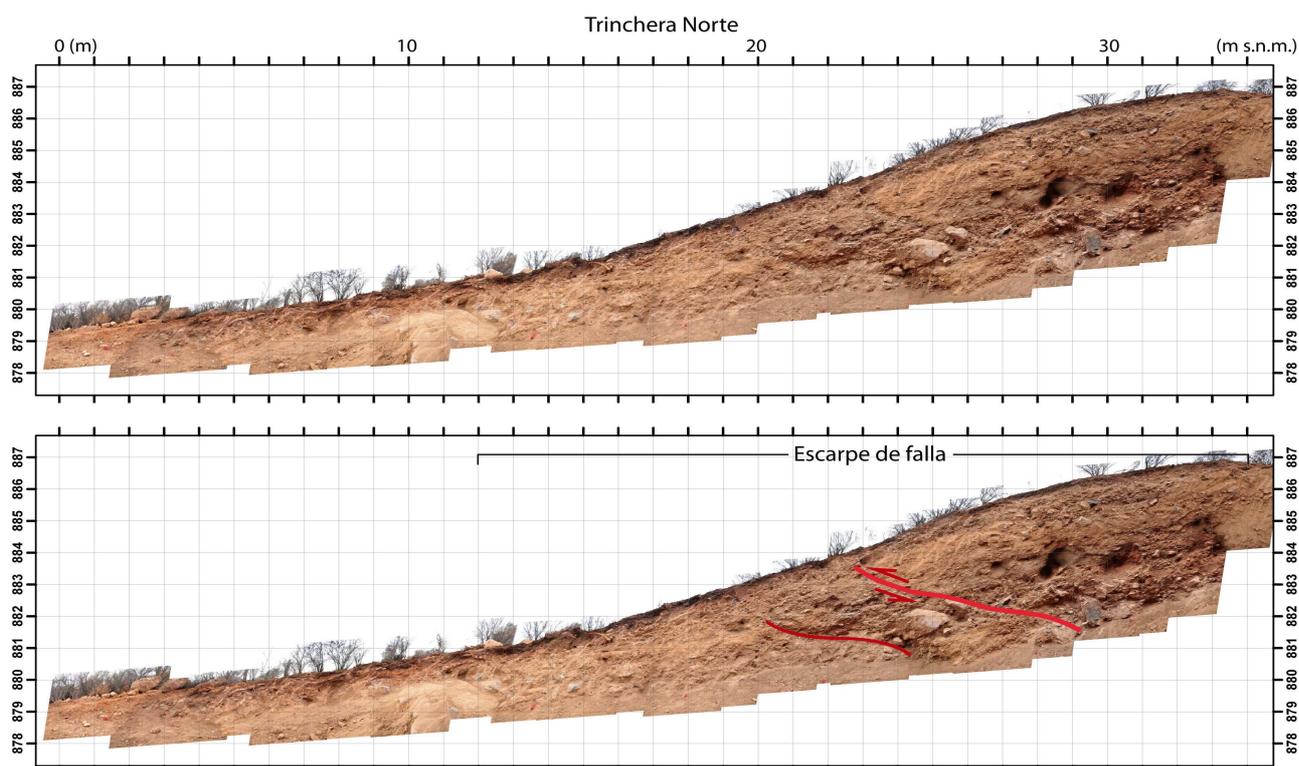


Figura 3.6.
Mosaico referenciado de la Trincheras Norte. Las líneas rojas marcan las estructuras de la Falla San Ramón en superficie. La línea gruesa corresponde a la falla principal y a delgada a una falla secundaria.

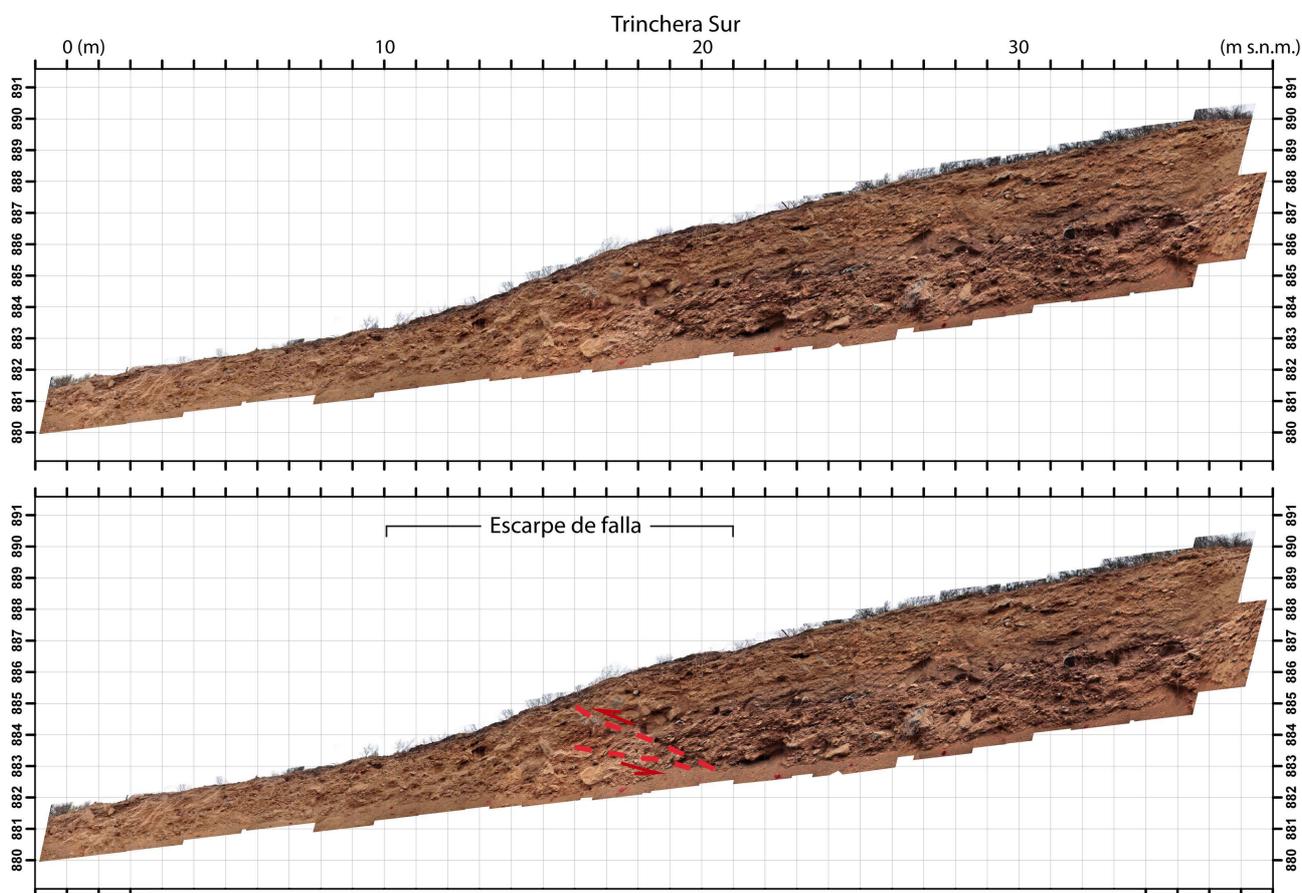


Figura 3.7. Mosaico referenciado de la Trinchera Sur. Las líneas rojas marcan las estructuras de la Falla San Ramón en superficie.

Ambas trincheras muestran que las estructuras de la Falla San Ramón alcanzan la superficie del terreno en la zona media basal del escarpe. En ambas trincheras la continuidad estratigráfica de los depósitos que conforman la superficie del terreno se encuentra interrumpida por la falla (Figuras 3.6 y 3.7). La Trinchera Norte mostró en forma más clara tanto la estructura asociada a la falla, como la estratigrafía de los depósitos afectados por la misma (Figura 3.8).

La Tabla 3.1 muestra resultados de análisis radiocarbono realizados a partir de muestras de sedimento de la Trinchera Norte, con el fin de obtener edades del material afectado por la falla. Estos análisis fueron realizados en el laboratorio *Beta Analytic Inc.* Los análisis de cinco de estas muestras entregaron resultados de edades radiocarbono convencional a partir de carbono orgánico total. Los análisis se realizaron luego de un pretratamiento para eliminar carbonatos y materia orgánica lábil. Las edades radiocarbono convencional fueron calibradas utilizando el programa

Calib6.1.1. (Stuiver y Reimer, 1993), con el fin de expresar los resultados en años calibrados antes del presente (AP).

El $\delta^{13}\text{C}$ es una medida del contenido de ^{13}C , respecto de ^{12}C , en la muestra analizada, respecto de un estándar. Los valores obtenidos a partir de las muestras analizadas son bajos (Tabla 3.1), y consistentes con aquellos característicos de las plantas terrestres arbóreas (Meyers, 1994), las cuales son abundantes en la zona de estudio. Estos resultados sugieren que el carbono analizado proviene principalmente de materia orgánica terrestre, y permiten descartar una componente asociada por ejemplo a carbonato de calcio. En este caso en particular, es posible que la materia orgánica analizada corresponda a restos de raíces y otros restos orgánicos vegetales derivados del desarrollo incipiente de suelos.

La ubicación de las muestras y una interpretación más detallada de la estratigrafía y estructura de los sedimentos en esta trinchera se muestran en la Figura 3.8.

Tabla 3.1. Resultados de análisis radiocarbono a partir de muestras de sedimento obtenidas de la Trinchera Norte.

Muestra	#Lab	dC-13 (‰)	Edad C-14 Convencional (años AP)	+/- (años)	Edad Calibrada (años Cal. AP)	+/- (años)
TNC14-01	Beta307135	-24,1	7600	40	8400	57
TNC14-02	Beta307136	-24,1	14030	50	17050	209
TNC14-06	Beta307137	-24,0	15820	60	19054	275
TNC14-08	Beta307138	-24,9	18240	70	21794	334
TNC14-09	Beta307139	-24,2	7640	40	8433	52

La Figura 3.8 muestra una interpretación estructural y estratigráfica del mosaico de la Trinchera Norte. Esta trinchera expone una serie de depósitos masivos y estratificados de origen aluvial, mejor expuestos en el sector derecho, es decir hacia el este de la falla. Estos depósitos se encuentran interrumpidos, cortados, por una falla principal y una secundaria.

En la Figura 3.8, en particular, se observa una capa masiva de material predominantemente fino, cortada y desplazada por la falla en al menos 4,5 m medidos a lo largo de esa estructura. Hacia el oeste de la falla principal se encuentra material asociado al colapso del terreno y a la erosión del escarpe, con posterioridad a la ruptura en superficie asociada a una dislocación de la FSR en esta zona.

Las edades radiocarbono obtenidas a partir de la capa cortada por la falla, así como edades obtenidas a partir de una superficie sugieren que el escarpe puede ser reconstituido por uno o dos eventos de ruptura sísmica en superficie, con posterioridad a 21794 años calibrados AP. En el caso de dos eventos, éstos habrían producido al menos 2,1 m y 2,4 m de deslizamiento a lo largo de la falla con ruptura y desplazamiento en superficie, después de 21794 años Cal. AP, y eventualmente cerca o después de 8400-8433 años Cal. AP, respectivamente. En el caso de un evento, este produjo al menos 4,5 m de deslizamiento a lo largo de la falla con ruptura y desplazamiento en superficie, después de 21794 años Cal. AP.

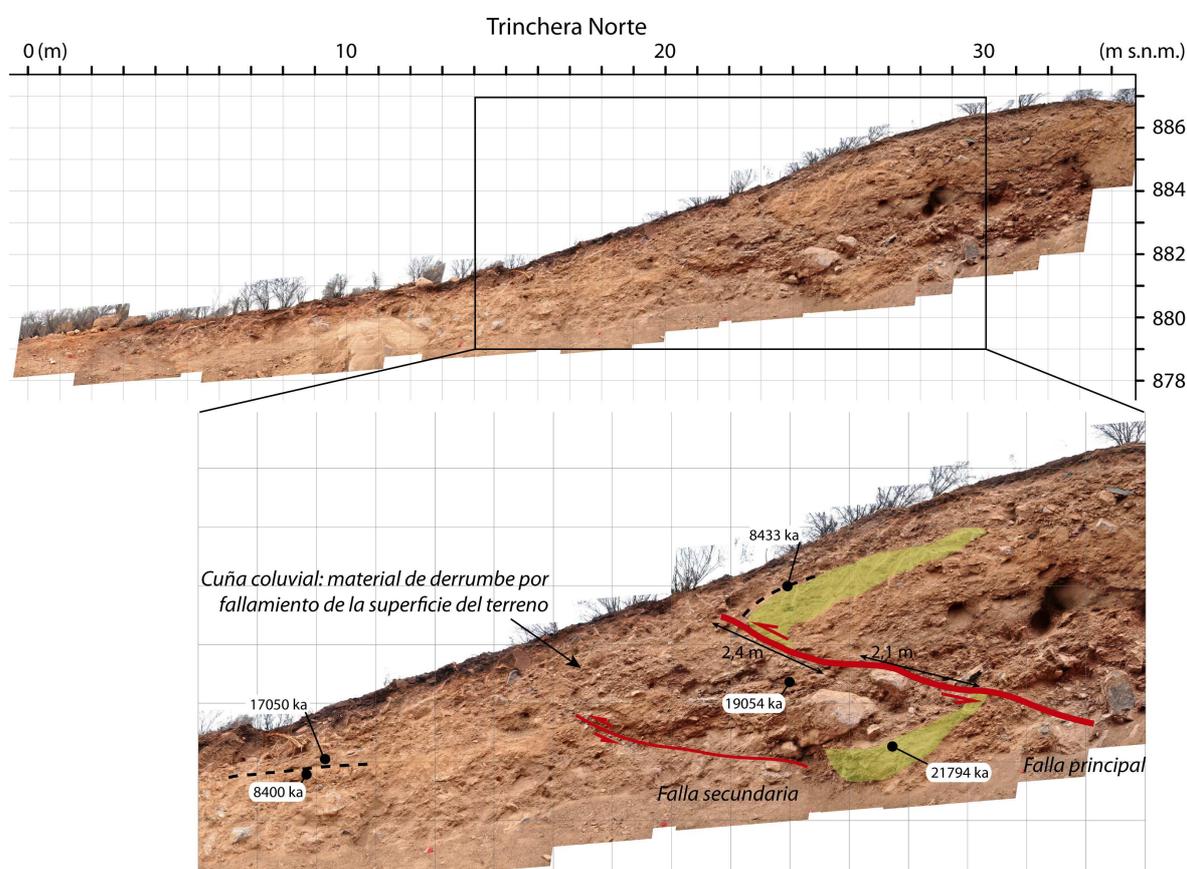


Figura 3.8. **Detalle e interpretación estratigráfica y estructural del mosaico fotográfico de la Trinchera Norte.** En verde se muestra una capa de material masivo y predominantemente, desplazado por la falla principal. Se indica también una falla secundaria que afecta levemente el relleno sedimentario aluvial. Se indican la ubicación y el valor promedio de edades radiocarbono en años calibrados antes del presente.

Los resultados expuestos anteriormente son coherentes con las deducciones de las magnitudes esperables para sismos importantes en la FSR, del orden de Mw 6,9-7,4 (Armijo et al., 2010). Asimismo, confirman que la FSR ha producido ruptura superficial, con al menos desplazamiento vertical concentrado a lo largo de las fallas principales. También, los resultados muestran que la falla es capaz de generar grandes terremotos espaciados por miles de años uno de otro. El o los últimos ocurrieron después de 21794 años Cal. AP y eventualmente 8400-8433 años Cal. AP.

3.4 Traza de la Falla San Ramón

La traza de la FSR ha sido definida en base a observaciones estructurales y morfológicas (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011; Figura 3.9). La observación de las trincheras evidenció que la traza o expresión en superficie de esta falla se alcanza en la base o sector medio de los escarpes.

De manera transversal, los escarpes de falla se extienden por 15-20 m, hasta algunos cientos de metros (200-300 m).

Considerando la extensión transversal de los escarpes de falla mostrados en Armijo et al (2010) y Rauld (2011), y dado que los escarpes muestran grados de erosión distintos, que ha hecho retroceder su morfología, en este estudio se consideró un rango de potencial influencia asociada a rupturas superficiales de la FSR de 300 m; 100 m hacia el frente de la falla (oeste) y 200 m hacia atrás (este), para efectos de la evaluación del peligro asociado a la misma (Figura 3.10).

La traza de la FSR definida de esta manera se muestra en la Figura 3.11.

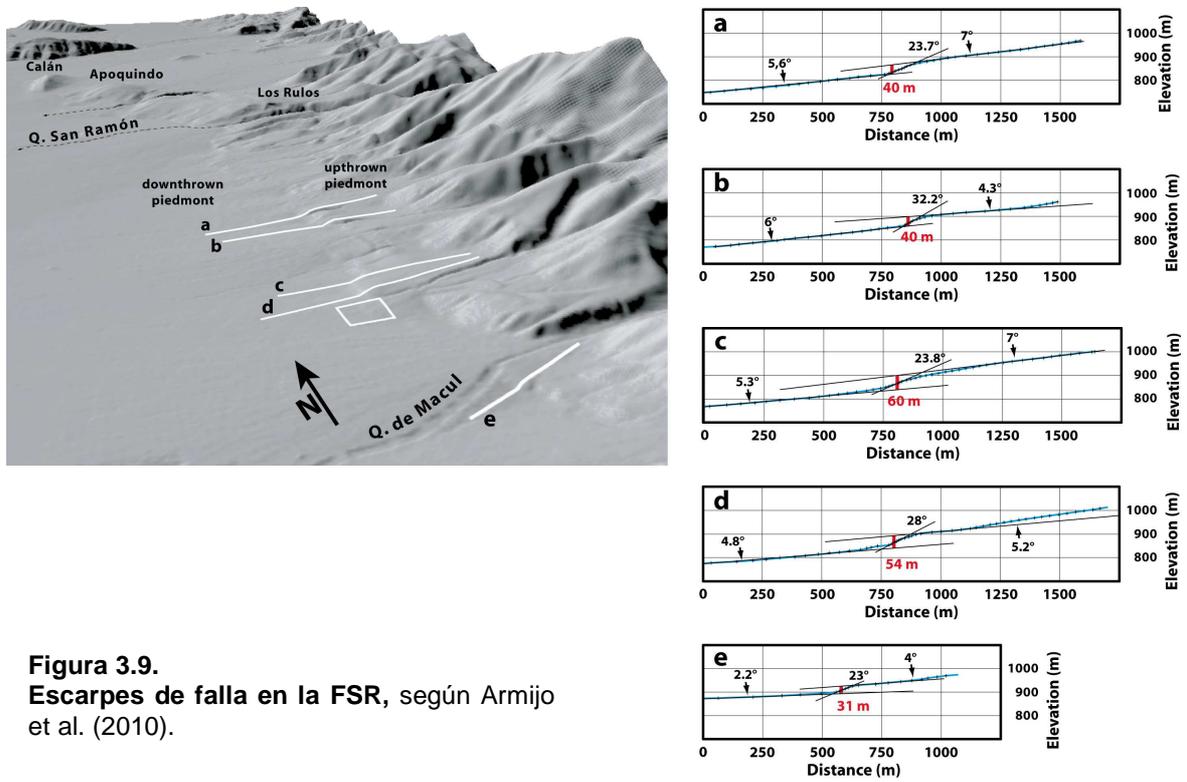


Figura 3.9.
Escarpes de falla en la FSR, según Armijo et al. (2010).

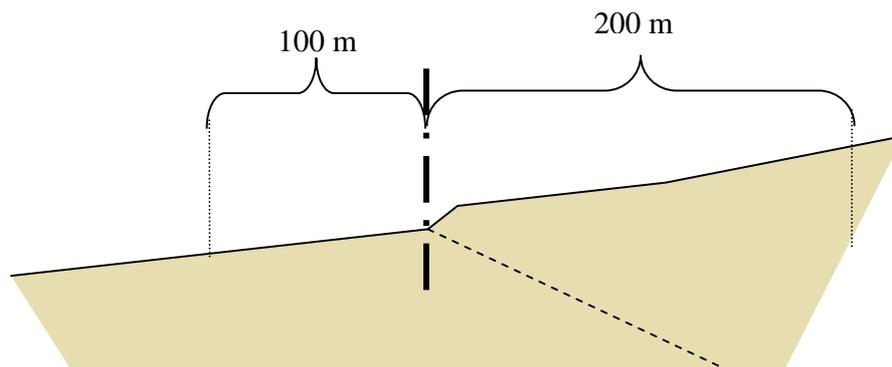
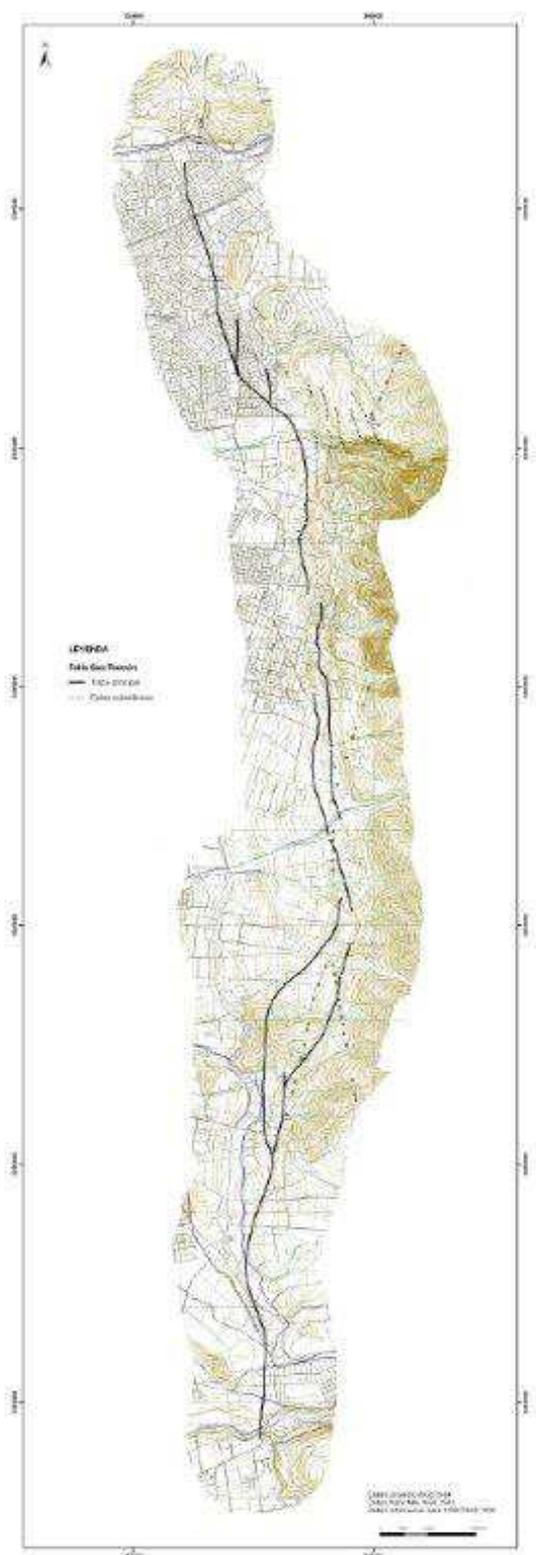


Figura 3.10.
Rango Transversal Potencial de Influencia de la erosión, a partir de la traza de la Falla.



Resultados de estudios geofísicos de sísmica realizados en el marco de este trabajo en la zona en donde se ubican las trincheras, son coherentes con la geometría de la FSR observada en superficie, y apoyan la idea de una zona del orden de unos cientos de metros (300 m) como ancho de la potencial **zona de ruptura**.

Figura 3.11.
Traza de la Falla San Ramón en el sector oriente de Santiago.

4 ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO

4.1 Introducción

En este capítulo se presentan los antecedentes geológicos, sismológicos y metodológicos utilizados para la estimación del Peligro Sísmico en la cuenca de Santiago; esto es, la determinación de la aceleración máxima horizontal para un cierto período de retorno.

Se entregan los antecedentes y resultados obtenidos mediante el uso de 2 metodologías: probabilística y determinística. Para ello, se consideran las tres principales fuentes sismogénicas presentes en la zona (terremotos interplaca tipo thrust, intraplaca de profundidad intermedia y corticales), describiéndose cada una de ellas por separado.

4.1.1 Ubicación

La zona en estudio, localizada aproximadamente en 33.5°S y 70.7°W, se marca con la flecha pequeña en la Figura 4.1. En esta figura también se presentan las placas tectónicas más importantes que se hallan en la zona de estudio: placas de Nazca (de origen oceánico) y Sudamericana (de origen continental); las flechas indican el movimiento de las placas (ver detalles en texto de la Figura). Actualmente, se estima la velocidad de convergencia en 63.0 mm/yr (Khazaradze & Klotz, 2003) produciendo la colisión entre las placas de Nazca y Sudamericana, y luego la subducción de la primera bajo la segunda (ver Figura 4.3).

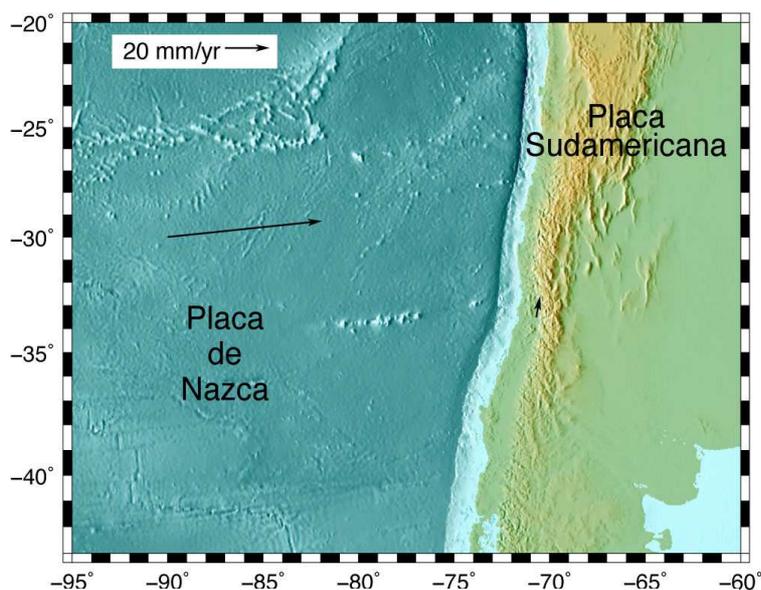


Figura 4.1.

Principales placas tectónicas presentes en la zona de estudio. Las flechas indican el movimiento de las placas. La escala se encuentra en el borde superior izquierdo. (http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/gpsvel).

La Figura 4.2 presenta las estimaciones de la velocidad de la corteza, restringida a no tener rotación total (Kreemer y otros, 2000, 2003); las flechas son proporcionales a la velocidad (ver escala en borde superior izquierdo), las cuales reafirman la convergencia de las placas. Este proceso es el principal causante de la alta sismicidad observada en casi todo el oeste del continente Sudamericano.

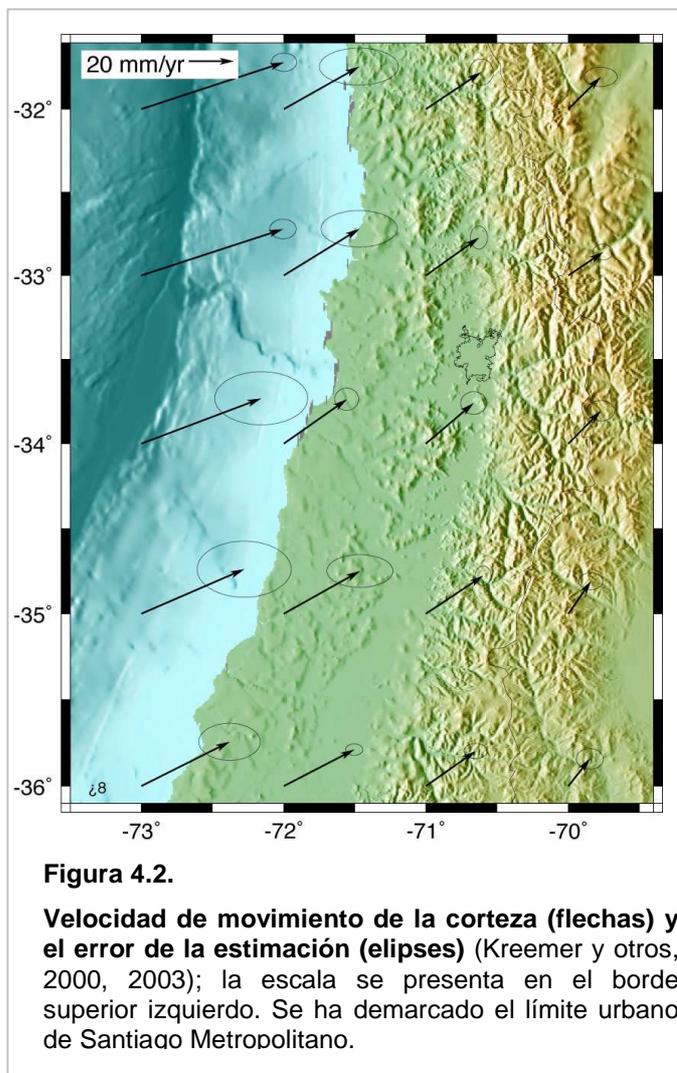
En la Figura 4.3 se presenta un corte de las figuras 4.1 y 4.2. En ésta se observa la interacción entre las placas de Nazca (en azul) y Sudamericana (en verde). En ella también se han graficado los sismos registrados:

(a) en el contacto entre las placas, los terremotos interplaca tipo *thrust*, caracterizados por ocurrir en la zona costera,

(b) dentro de la placa de Nazca, los terremotos de tipo intraplaca de profundidad intermedia, con epicentros bajo el continente,

(c) dentro de la placa Sudamericana (corticales), sismos más superficiales y

(d) eventos más allá de la fosa, producidos por la flexión de la placa de Nazca antes de subducir. Cabe resaltar que este último tipo de sismos no son considerados en los cálculos de peligro debido a que se encuentran lejos de los asentamientos urbanos y son de magnitud moderada (generalmente inferior a 6.0).



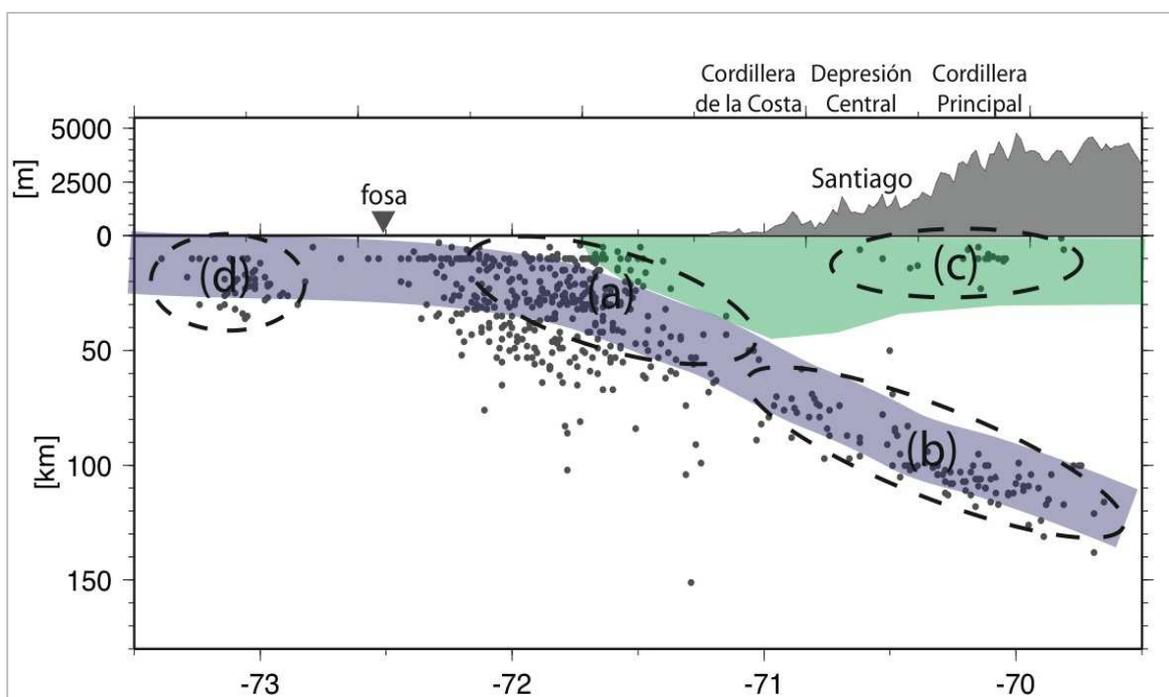


Figura 4.3.

Corte de la subducción chilena en el paralelo 33.5°S donde se ha marcado la posición de las placas de Nazca (color azulado) y la placa Sudamericana (color verde). Cada punto marca la posición de un sismo, independiente de su magnitud o fecha de ocurrencia. Se han marcado las principales fuentes sismogénicas en la zona de estudio: (a) interplaca tipo *thrust*. (b) intraplaca de profundidad intermedia. (c) corticales y (d) *outer-rise*.

4.1.2 Antecedentes

A continuación se presentan los antecedentes con que se contaba al momento de la elaboración de este informe. Ellos consisten en estimaciones previas del peligro sísmico hechas para la zona y registros de aceleración de terremotos importantes.

Peligro sísmico

En Chile se han desarrollado varias investigaciones mostrando el peligro sísmico a diversas escalas. En primer lugar se muestran los resultados obtenidos por Susa (2004) en los cuales se estimó la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de magnitud importante (sobre 7.0-7.5) en diversas regiones de nuestro país (ver Figura

4.4) dentro de un determinado rango de tiempo. Para la zona en estudio se tiene un rango entre 0% al 22% dependiendo del modelo probabilístico considerado. Cabe resaltar que los dos modelos que entregan menores probabilidades (B y C en la Figura 4.4) son aquellos en los cuales se toma en cuenta el tiempo transcurrido desde el último gran terremoto, reflejando de mejor manera el ciclo sísmico. En esta zona, el último gran terremoto fue el de Valparaíso de 1985, por lo tanto es razonable pensar que existe una probabilidad muy baja de tener un terremoto importante (sobre 7.0-7.5) en la zona, para el rango de tiempo entre 2004-2024.

Por otro lado, el proyecto Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) (Giardini y otros, 1992), desarrollado entre 1992 y 1999, tuvo como objetivo elaborar un mapa a escala global del peligro sísmico. Para ello, se estimó la aceleración máxima en la horizontal para un plazo de vida útil de 50 años considerando un 10% de probabilidad de excedencia (equivalente a un período de retorno de 475 años). Los resultados obtenidos para el área en estudio se presentan en la Figura 4.5 (ver detalles en texto de la figura).

Para la zona de estudio se tiene una aceleración máxima en la horizontal de 3.97 m/s^2 , equivalente a un 41% de la aceleración de gravedad (g), para el período de retorno de 475 años.

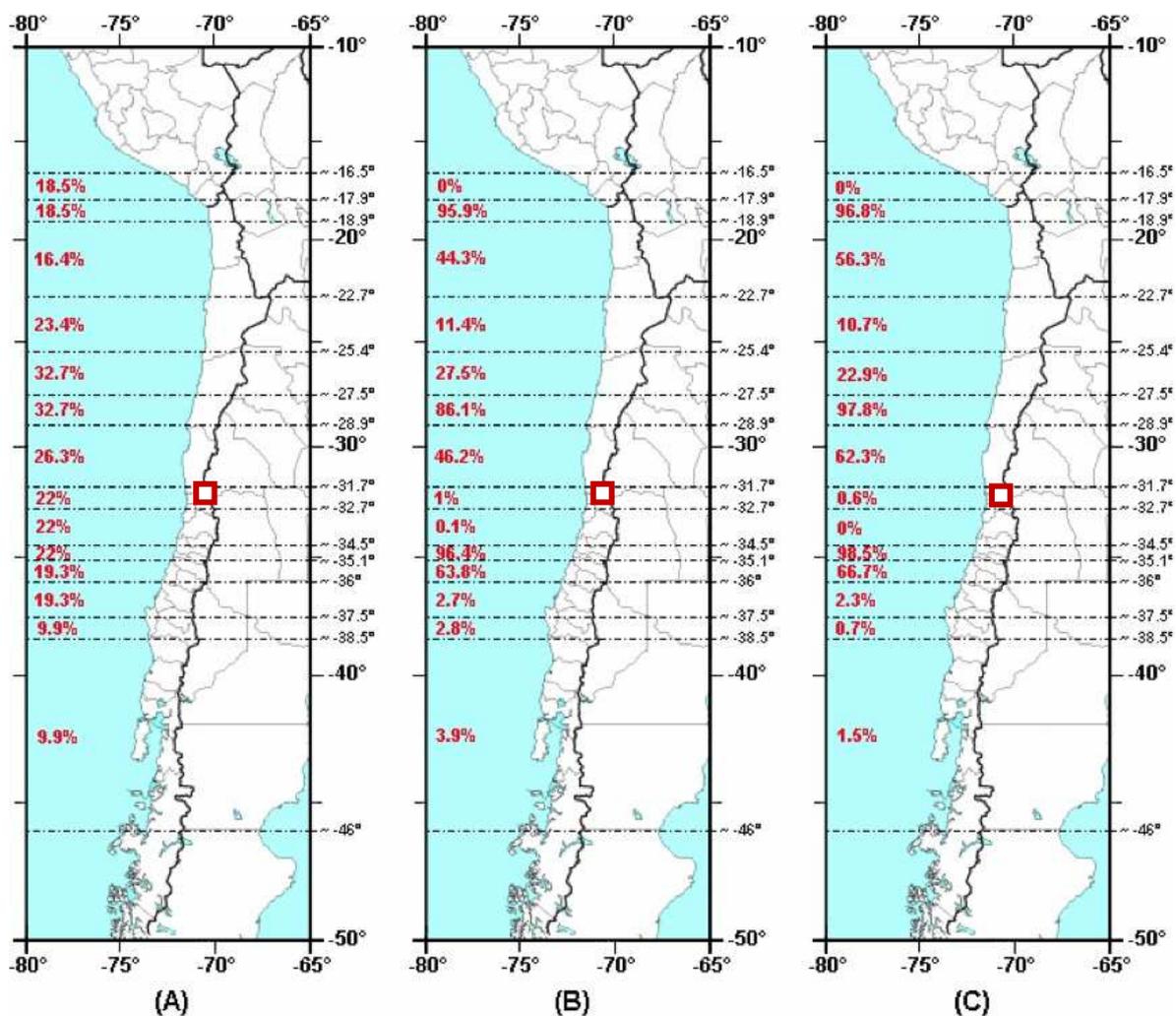


Figura 4.4:

Probabilidades de que ocurra un terremoto de magnitud superior a 7.0-7.5 para el período comprendido entre 2004-2024. Para su determinación, se consideraron las siguientes distribuciones: (A) Poisson, (B) Weibull, determinada mediante mínimos cuadrados, y (C) Weibull, determinada mediante máxima verosimilitud (Susa, 2004). En rojo la ubicación aproximada de Santiago.

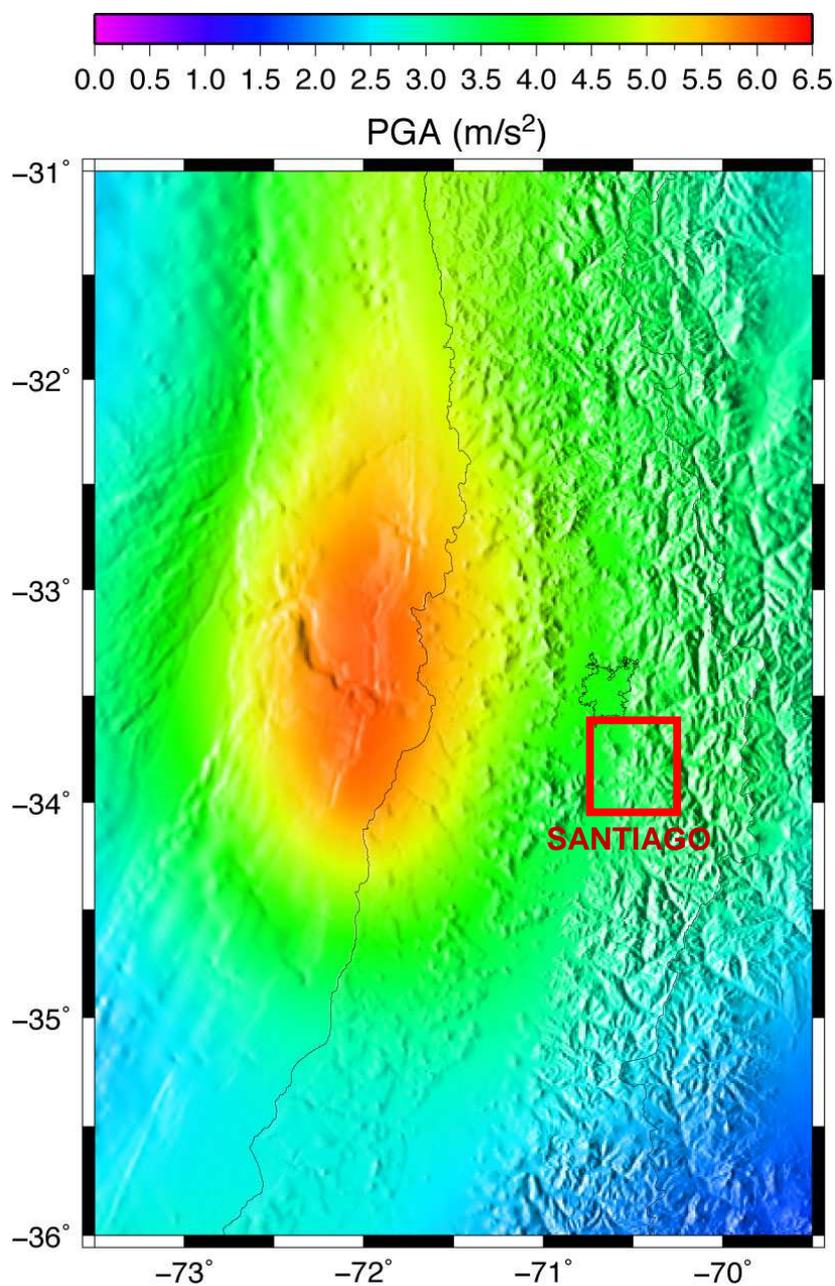


Figura 4.5.

Estimación del peligro sísmico elaborado por el programa GSHAP (Giardini y otros, 1992). El color presenta la aceleración máxima (en m/s^2) en la componente horizontal que tiene un 10% de probabilidad de ser excedido en 50 años (ver escala en el borde superior). Área de estudio enmarcada en rojo.

Acelerogramas de sismos en la zona

La zona donde se ubica el proyecto posee antecedentes históricos de grandes terremotos interplaca tipo *thrust* (terremotos de 1575, 1647, 1730, 1822, 1906, 1985) y de terremotos intraplaca de profundidad intermedia (Santiago de 1945 y Punitaqui de 1997). En la Figura 4.6 se presentan los grandes terremotos tipo *thrust* ocurridos en Chile. De todos estos, el terremoto de 1985 ha sido uno de los eventos sísmicos mejor registrados del mundo, teniéndose una serie de antecedentes que permiten un análisis detallado de los sismos interplaca tipo *thrust*.

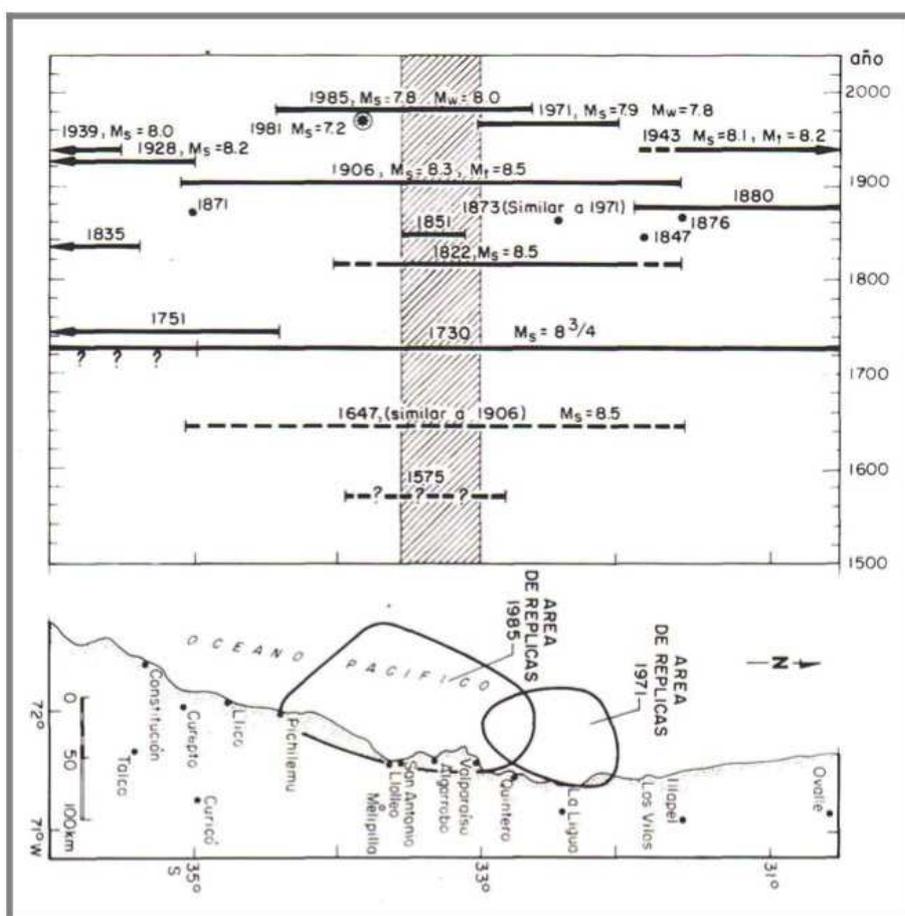


Figura 4.6.

Grandes terremotos interplaca tipo *thrust*, observados a lo largo de la costa de Chile central (tomada de Barrientos y Kausel, 1993), donde destacan la secuencia de eventos de Chile Central: 1575-1647-1730-1822-1906-1985.

4.2 Metodología

La metodología que se emplea considera un análisis del marco sismogénico general de la zona de estudio, incluyendo información histórica sobre la localización, magnitud y mecanismo focal de la sismicidad. Ello permitirá definir las principales fuentes sismogénicas presentes en el lugar, al igual que la caracterización de cada una de ellas.

Parte importante de la descripción de las fuentes sismogénicas es la caracterización de su productividad sísmica mediante la ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg & Richter, 1944). Otro aspecto relevante es determinar el terremoto máximo creíble MCE (de su nombre en inglés Maximum Credible Earthquake) mediante el análisis de la sismicidad histórica.

A través del estudio de los registros de terremotos en la zona de interés se definirá una ley de atenuación que ligue una cierta magnitud con una aceleración horizontal máxima a observar, considerando la pérdida de energía con la distancia. Estas relaciones se denominan leyes de atenuación.

Utilizando estos antecedentes se procede a la estimación del peligro sísmico mediante el uso de las técnicas probabilística y determinística. La primera se basa en el trabajo de Cornell (1968), mediante las aproximaciones hechas por Algermissen & Perkins (1976) y Algermissen et al. (1982), al igual que Anderson & Trifunac (1978). En general, en este tipo de trabajos (Barrientos, 1980; Algermissen et al., 1982; Leyton et al., 2009, 2010), las fuentes sismogénicas son consideradas homogéneas, teniendo cada una de sus partes las mismas propiedades.

Acto seguido, se prosigue con la metodología determinística considerando el escenario más dañino para cada tipo de fuente, permitiendo determinar la aceleración horizontal máxima asociada.

4.3 Marco Sismogénico General

A continuación se presenta el marco sismogénico general, típico del contacto de la placa de Nazca (de origen oceánico) con la placa Sudamericana (de origen continental), donde la primera subducta bajo la segunda (ver figura 4.3). El análisis de la sismicidad asociada permite definir conjuntos de eventos con características comunes, denominados como fuentes sismogénicas. Posteriormente, se procede a analizar la sismicidad histórica, de manera de lograr una mejor caracterización. Ello permite definir aquellos parámetros necesarios en la estimación del peligro sísmico probabilístico, tales como la productividad sísmica y las leyes de atenuación.

4.3.1 Ambiente Sismogénico

En la Figura 4.3 se presentó un corte con la sismicidad registrada por la red internacional, con magnitudes superiores a 4.5 (ver detalles en el texto de la figura). Como se menciona anteriormente, este perfil de sismicidad es característico de las zonas de subducción, generando los tres tipos de fuentes sismogénicas principales a detallar más adelante. La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana posee dos características distintivas: una alta velocidad de convergencia (alrededor de 6-7 cm/año) y una joven placa subductada (del orden de 35 Ma en la zona central). Estos aspectos producen un alto nivel de acoplamiento mecánico en la zona de contacto, permitiendo la acumulación de grandes niveles de energía que ocasionan grandes terremotos. En la zona de estudio, el contacto entre ambas placas se extiende hasta alrededor de los 50 km de profundidad (Tichelaar & Ruff, 1993; Suárez & Comte, 1993; Belmonte-Pool, 1997; Khazaradze & Klotz, 2003; Tassara et al., 2006).

El movimiento convergente de las placas de Nazca y Sudamericana produce una acumulación de esfuerzos en la zona, los cuales son liberados en forma de terremotos. Es posible ver en la Figura 4.3 como un grupo importante de eventos se localizan en el contacto entre las dos placas; estos eventos sísmicos son denominados como interplaca o *thrust*. Además, se aprecia una gran cantidad de eventos que ocurren dentro de la placa de Nazca, lejos del contacto, a profundidades superiores a 50 km; a este conjunto de eventos se les conoce como intraplaca de profundidad intermedia. En la Figura 4.3 también es posible observar, en mucho menor medida, sismos en la placa Sudamericana, cerca de la superficie, correspondiendo a sismos corticales o superficiales.

4.3.2 Determinación de las Fuentes Sísmicas

De la sección anterior, se comprueba que existen tres fuentes sismogénicas, las cuales poseen características comunes; ellos son: interplaca o *thrust*, intraplaca de profundidad intermedia y cortical. Considerando esta división, es posible clasificar cada uno de los eventos que ocurren en la zona, tal como se muestra en la Figura 4.7. En ella se presenta la sismicidad detectada en la zona de estudio, en el mapa de la izquierda se presentan los eventos interplaca o *thrust*, en el medio se muestran los eventos intraplaca de profundidad intermedia, mientras que en la izquierda se tienen los sismos corticales (ver detalles en el texto de la figura). El área de influencia en la zona se determinó como dos grados en cada una de las direcciones (norte y sur),

extendiéndose, hacia el oeste y hacia el este, para incluir todos los eventos del tipo interplaca (oeste) e intraplaca de profundidad intermedia (este).

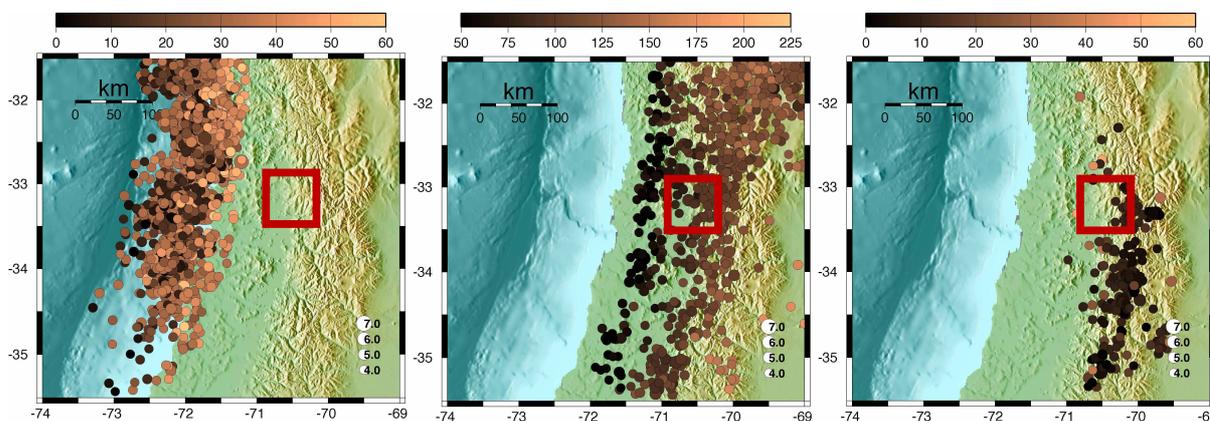


Figura 4.7.

Sismicidad de la zona de estudio, cada punto representa un sismo, siendo el tamaño proporcional a su magnitud (ver escala en el borde inferior derecho). En el mapa de la izquierda se presentan los sismos interplaca o *thrust*, en el de la derecha se muestran los sismos intraplaca de profundidad intermedia, y en el de la derecha los sismos corticales. Para todas las figuras, el color es proporcional a la profundidad (km) del evento según la escala del borde superior. En recuadro rojo, la ubicación de Santiago.

Cabe destacar que esta base de datos debe ser limpiada para eliminar los eventos que son réplicas de sismos mayores. Ello permite cumplir con el principio de independencia de los eventos, supuesto básico en un modelo de Poisson, requerimiento esencial del análisis de peligro probabilístico desarrollado por Cornell (1968), Algermissen y Perkins (1976) y Anderson y Trifunac (1978). Para ello se siguió la metodología definida por Reasenberg (1985), debidamente adaptada al caso Chileno (Leyton et al., 2009). Ello cobra especial relevancia en el cálculo de las leyes de productividad sísmica, como se verá más adelante.

A continuación se presenta la definición de los tres tipos de fuentes sismogénicas antes mencionados. Ellas serán descritas mediante subfuentes puntuales, que al ser sumadas, generan el efecto del total de cada una de las fuentes sismogénicas; de esta manera, es posible describir cualquier tipo de geometría, por muy complejas que éstas sean.

Sismos interplaca o *thrust*

Corresponden a aquellos eventos que se producen en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana (ver Figura 4.3). Se extienden desde la fosa hasta unos 50 km de profundidad, límite máximo del contacto en la zona de estudio (Tichelaar & Ruff, 1993; Suárez & Comte, 1993; Belmonte-Pool, 1997; Kharadzade & Klotz, 2003). Este tipo de eventos alcanzan grandes magnitudes, usualmente usándose la máxima magnitud creíble de 8.5 (Martin, 1990; Romanoff, 1999; Leyton y otros, 2010), pero, considerando la ocurrencia del gran terremoto del 27 de febrero reciente (Maule 2010), en el presente estudio se decidió aumentar la magnitud máxima a 8.8. En la figura 4.8 se presenta un mapa con las subfuentes que componen la fuente interplaca tipo thrust.

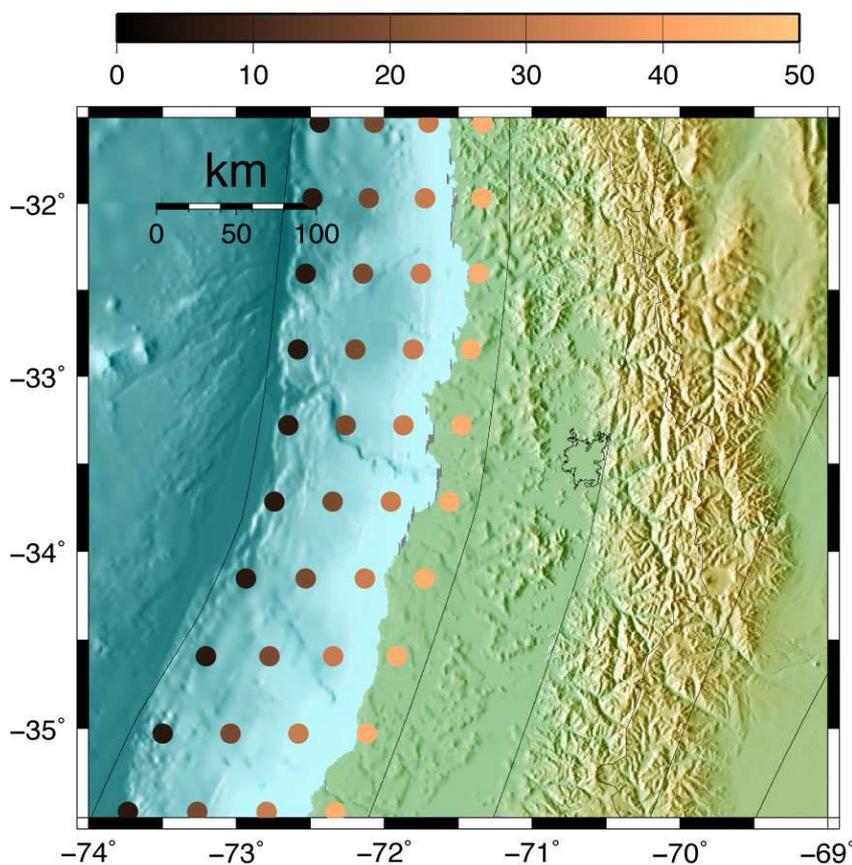


Figura 4.8.

Localización de las subfuentes (círculos) que componen la fuente sismogénica de tipo interplaca o *thrust*. El color es proporcional a la profundidad (km) según la escala que se muestra en el borde superior.

Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Esta fuente está compuesta por sismos que ocurren dentro de la placa de Nazca, después de la zona de contacto; ellos poseen profundidades mayores de 50 km y llegan hasta los 150-200 km. Recientemente, se ha puesto en evidencia que este tipo de eventos poseen notorias diferencias con los de tipo *thrust* en las características de la fuente (Leyton, 2001; Leyton y otros, 2008b), reflejándose en mayores daños producidos en la zona epicentral (Astroza y otros, 2002) y altas aceleraciones máxima reportadas (Ruiz & Saragoni, 2005). Este tipo de fuente se caracteriza por tener una magnitud máxima creíble de 8.0 (Martin, 1990; Romanoff, 1999; Leyton y otros, 2010); la figura 4.9 se muestra las subfuentes que componen esta fuente.

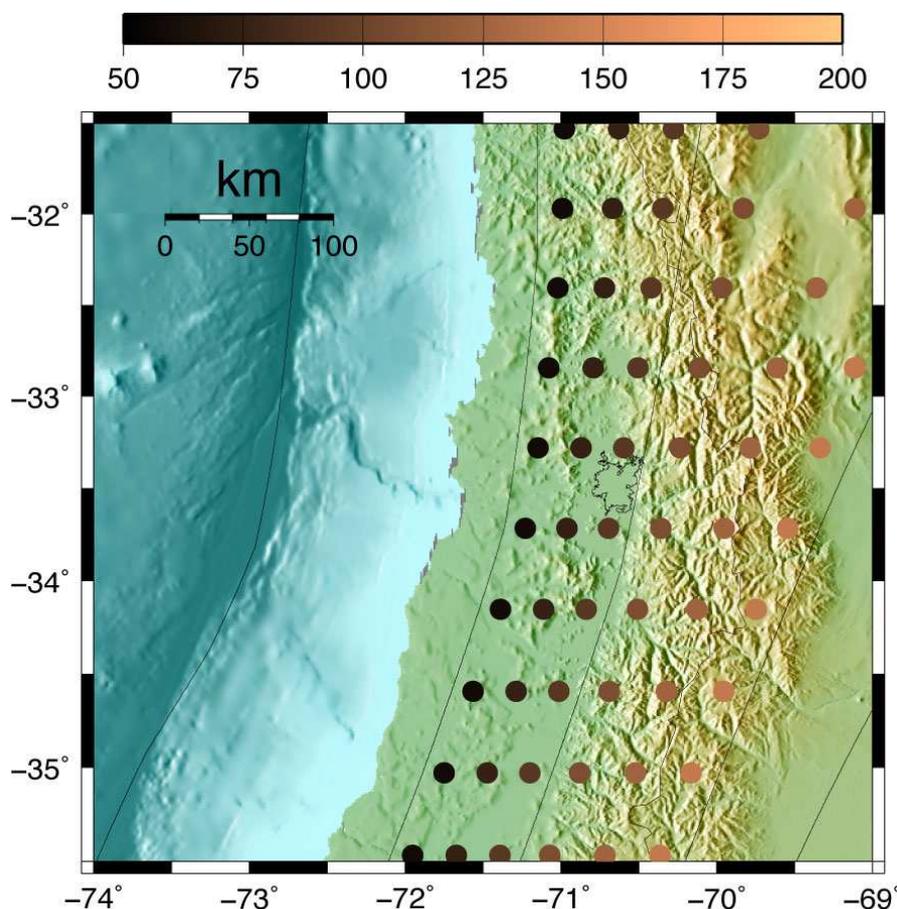


Figura 4.9. Localización de las subfuentes (círculos) que componen la fuente sismogénica de tipo intraplaca de profundidad intermedia. El color es proporcional a la profundidad (km) según la escala que se muestra en el borde superior.

Sismos corticales

La fuente cortical la componen aquellos eventos que ocurren dentro de la placa Sudamericana, usualmente a profundidades menores de 30 km. Ellos están relacionados con la deformación activa de los Andes producto de la convergencia de las placas y su expresión se desarrolla en forma de fallas activas, algunas con representación en superficie y otras no. Este tipo de fuente, debido a su naturaleza, no es posible considerarla como homogénea, supuesto usual en este tipo de estudios (Algermissen y Perkins, 1976), sino que es necesario utilizar técnicas que den cuenta de su variación, dependiendo de la actividad de las fallas asociadas.

Dada la escasa información, no es posible realizar un estudio detallado de cada una de las fallas que componen la fuente cortical, usaremos en cambio, una fuente distribuida por toda zona donde se producen dichos eventos. Lo que sí, cada subfuente que forma parte de la fuente cortical, tendrá características peculiares, basadas en la sismicidad histórica (catálogo) registrada en las cercanías de dicha subfuente (Lapajne y otros, 2003). De esa manera, podremos modelar una fuente no homogénea, pero haciendo uso de la limitada información disponible (Leyton y otros, 2010).

La Figura 4.10 muestra las subfuentes utilizadas para representar la fuente cortical en este estudio, donde el color es proporcional a su productividad sísmica (ver detalles en el texto de la figura). La productividad sísmica corresponde al parámetro a de la ley Gutenberg-Richter dada por: $\log(N) = a - b M_s$

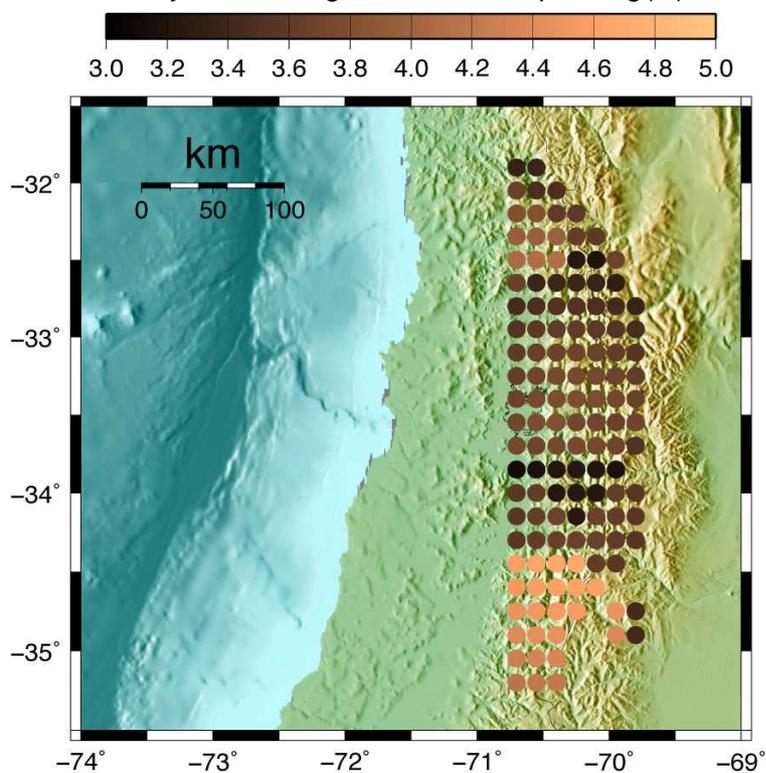


Figura 4.10.

Localización de las subfuentes (círculos) que componen la fuente sismogénica cortical. El color es proporcional a la productividad de cada subfuente (parámetro a de la ley de Gutenberg-Richter) según la escala que se muestra en el borde superior.

4.3.3 Sismicidad Histórica

A continuación se presenta una breve reseña histórica de los terremotos más importantes que se han registrado para cada una de las fuentes sismogénicas antes descritas, en torno al área en estudio.

Sismos Interplaca tipo *Thrust*

Este tipo de terremotos ocurre en el contacto de las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 4.3), caracterizándose por producir terremotos de gran magnitud y presentar ubicación costera. Históricamente en la zona Central de Chile han ocurrido grandes terremotos, los cuales se muestran en la figura 4.11 y sus datos en la Tabla 4.1.

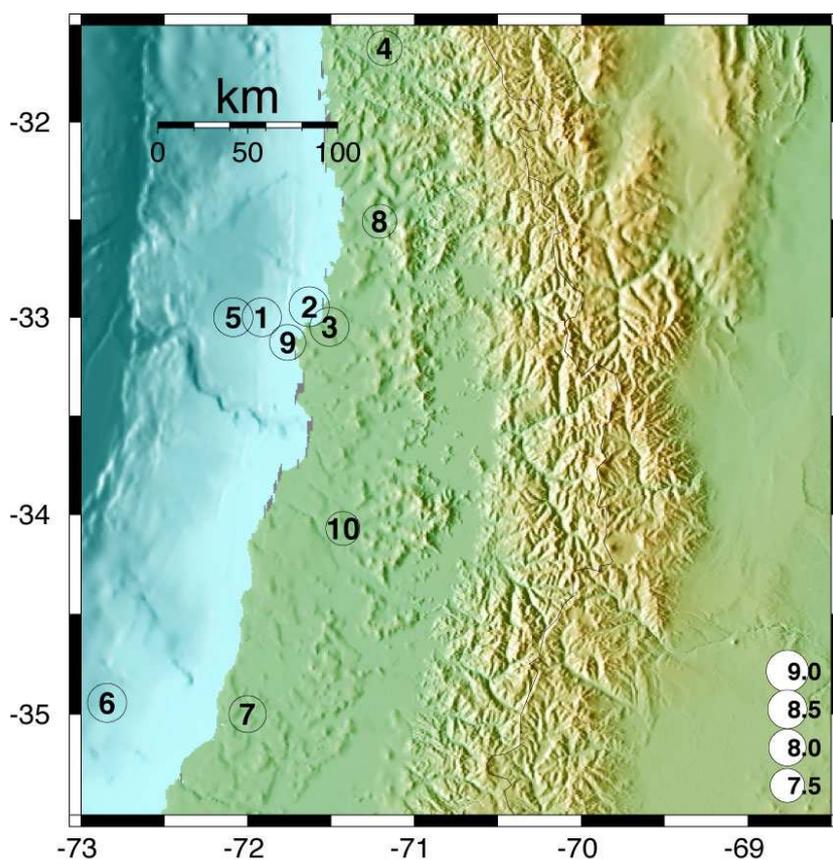


Figura 4.11.

Eventos históricos de magnitud superior a 7.5 ocurridos en la zona. El tamaño es proporcional a la magnitud y el número corresponde al terremoto de la tabla 4.1

Tabla 4.1. Datos de terremotos de magnitud superior a 7.5 ocurridos en la zona.

Terremoto	Latitud	Longitud	Prof (km)	Magnitud	Año	Mes	Día
1	-33.00	-72.00	-	8.5	1647	5	14
2	-33.05	-71.63	-	8.7	1730	7	8
3	-33.05	-71.63	-	8.5	1822	11	20
4	-31.62	-71.18	-	7.7	1880	8	15
5	-33.00	-72.00	25.0	8.4	1906	8	17
6	-35.00	-73.00	-	7.6	1914	1	30
7	-35.00	-72.00	25.0	8.0	1928	12	1
8	-32.51	-71.21	40.0	7.5	1971	7	9
9	-33.13	-71.76	40.0	7.8	1985	3	3
10	-34.07	-71.43	33.0	7.5	1985	4	9

De la gran mayoría de ellos no se tiene información instrumental que permita determinar sus características, por lo que, utilizando datos de intensidad de daño, se estiman las áreas de ruptura de estos terremotos (Kausel & Ramírez, 1992). Como se aprecia en la Figura 4.12, el área de ruptura de los terremotos interplaca tipo *thrust* corresponde a la zona costera. La ubicación de estos terremotos históricos y la distancia a la que se encuentran de la zona en estudio es considerada en la estimación determinística del peligro.

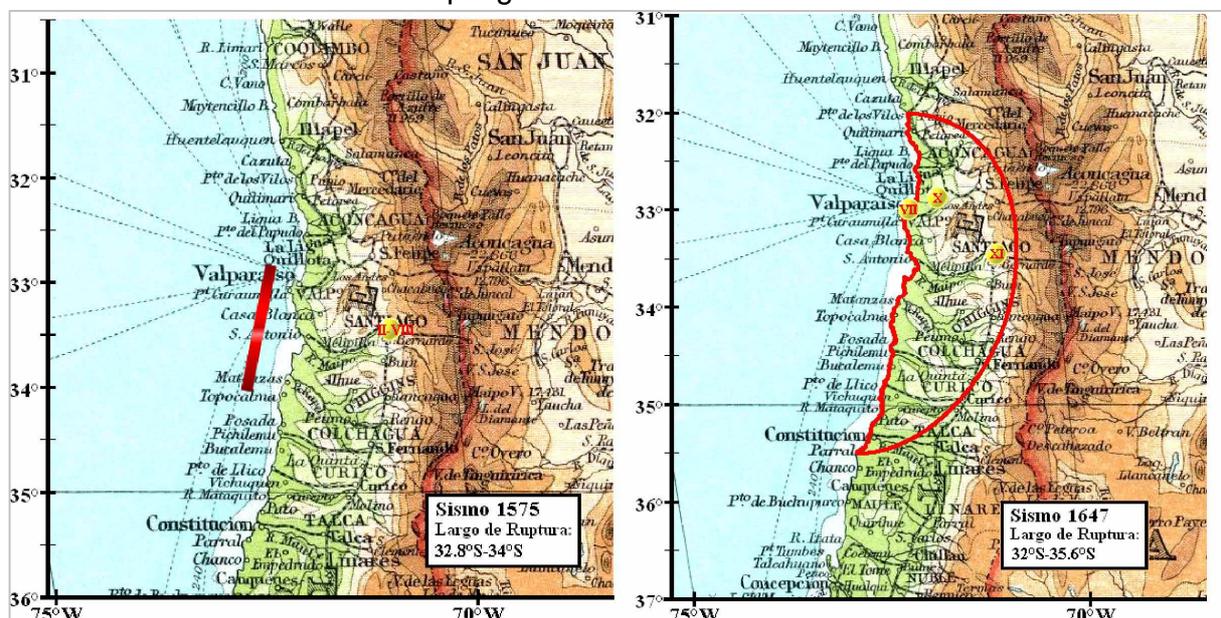


Figura 4.12 Referencia en página siguiente.

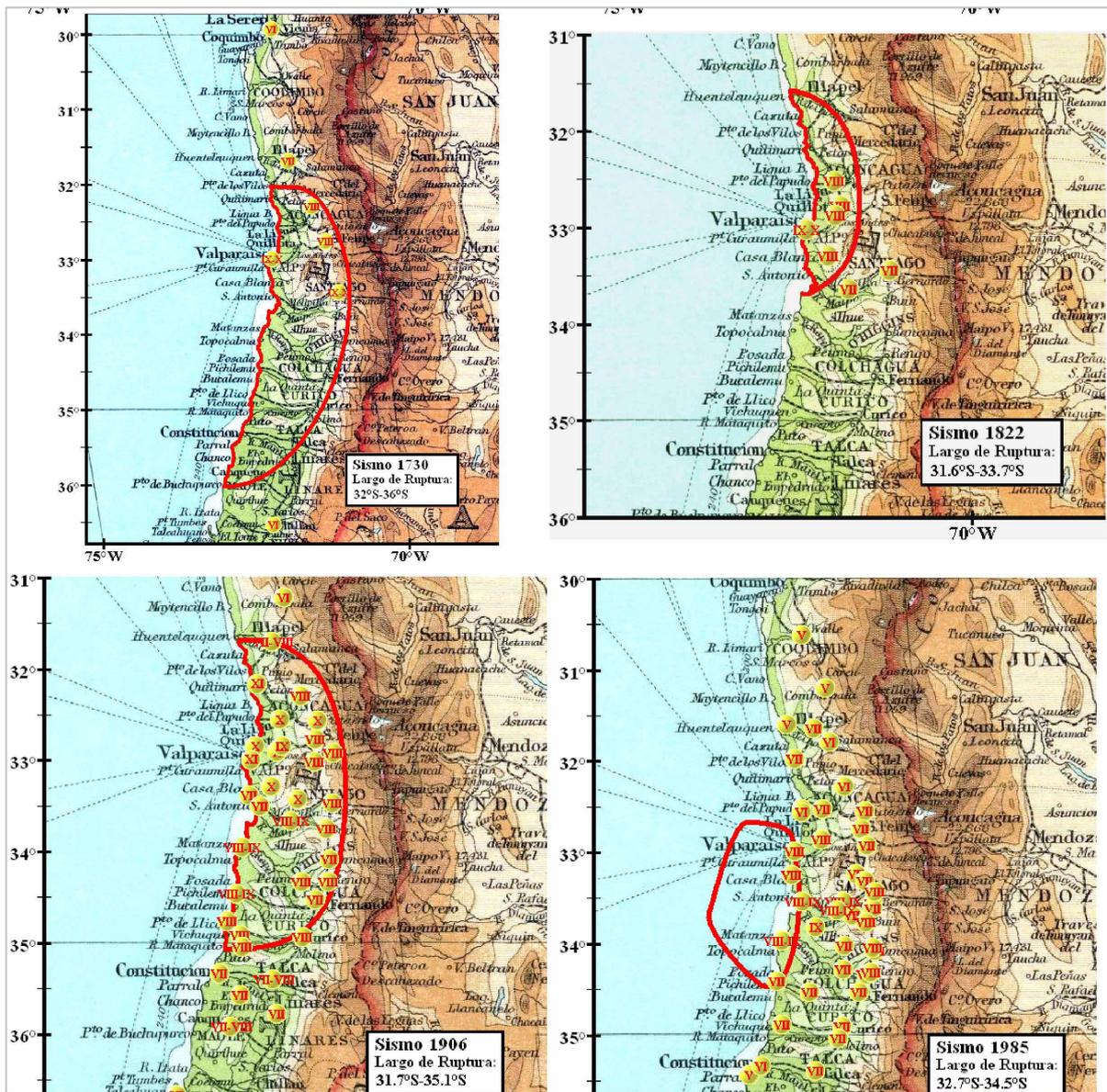


Figura 4.12.

Área de ruptura (encerrado en elipse roja) e intensidad de daño observada para los terremotos de: 1575 (M 7.3), 1647 (M 8.5), 1730 (M 8.7), 1822 (M 8.5), 1906 (M 8.4), 1985 (M 7.8) (Susa, 2004).

De los recuentos históricos, es posible destacar los siguientes eventos destructivos ocurridos en la zona:

- **1575:** el 17 de marzo, se produce un terremoto que provoca pánico en la población, hizo sonar las campanas de las iglesias y fue capaz de botar algunos edificios que se encontraban en un estado bastante deteriorado en la ciudad de Santiago.
- **1647:** el 13 de mayo, a las 22:30 un terremoto de gran intensidad afectó Santiago, produciendo daños desde el río Choapa hasta el Maule (31° a 36° S); fue llamado el señor de mayo. Villarroel describe que el evento fue capaz de botar personas, pese a estar sujetas a elementos como árboles. Se reportan extensos daños en la Catedral, el Palacio Episcopal, el Colegio de los Jesuitas y los monasterios de Las Claras y de las Agustinas, y la torre de la iglesia San Francisco.
- **1730:** el 8 de julio, a las 4:00 hrs, un gran terremoto produjo grandes daños en las ciudades de Santiago y Valparaíso. Se reporta que fue seguido por réplicas que duraron varios días y que el área de daño se extendió desde La Serena a Chillán (29° a 36° S). Se describe una gran ola marina (tsunami) que produce estragos en las costas de Chile, reportándose su impacto desde Callao a Valdivia; se reportan pocas muertes producto del tsunami pues la gente recordaba el evento de 1657 y tuvieron tiempo para huir a los cerros.
- **1822:** el 19 de noviembre, a las 22:15 horas, el puerto de Valparaíso fue sacudido por un gran terremoto, seguido de otros 2 eventos de gran magnitud los días posteriores. El Gobernador estima un total de 700 edificios arruinados. Barros Arana resalta el hecho que las casas quinta del barrio el Almendral fueron las que más sufrieron, hecho que se repite el terremoto de 1906. Se reportan extensos daños en Limache, Casablanca, Quillota, La Ligua e Illapel, al igual que una fuerte marejada que afectó a diversas playas. Cochrane comprobó que una gran parte de la costa se elevó al menos 3 pies sobre el nivel antiguo.
- **1906:** el 16 de agosto, a las 19:58 horas, se produce un gran terremoto que afecta principalmente a Valparaíso y sus alrededores, extendiéndose el área afectada desde Quilimarí a Curicó. Santiago también se vio afectado, pero en menor medida que Valparaíso.

A continuación se presentan los acelerogramas de algunos terremotos de los cuales se tienen registros; el más cercano a la zona del proyecto y uno de los mejores registrados y estudiados corresponde al terremoto de Valparaíso de 1985, ellos son presentados en términos de la aceleración de gravedad (g) (Figura 4.13).

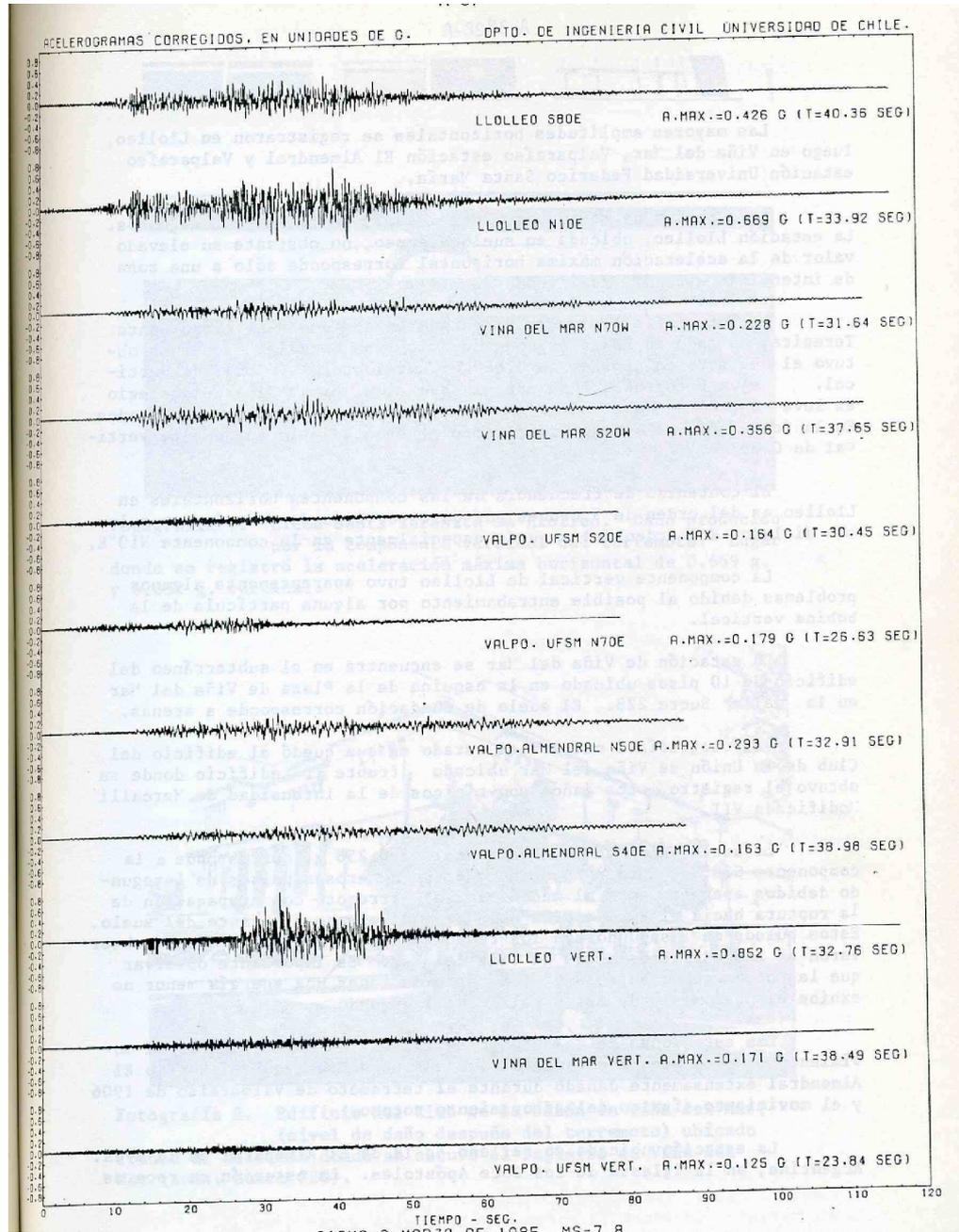


Figura 4.13.

Principales acelerogramas registrados durante el terremoto de Chile Central de 1985 (Saragoni et al., 1986).

El 27 de febrero de 2010, Chile sufrió uno de los terremotos más grandes de los últimos tiempos (Mw 8.8), afectando desde la V a la VIII región. Este evento fue registrado por una serie de acelerógrafos de los cuales se presenta algunos registros disponibles al momento de elaboración de este estudio (ver Figura 4.14) y su caracterización en la Tabla 4.2.

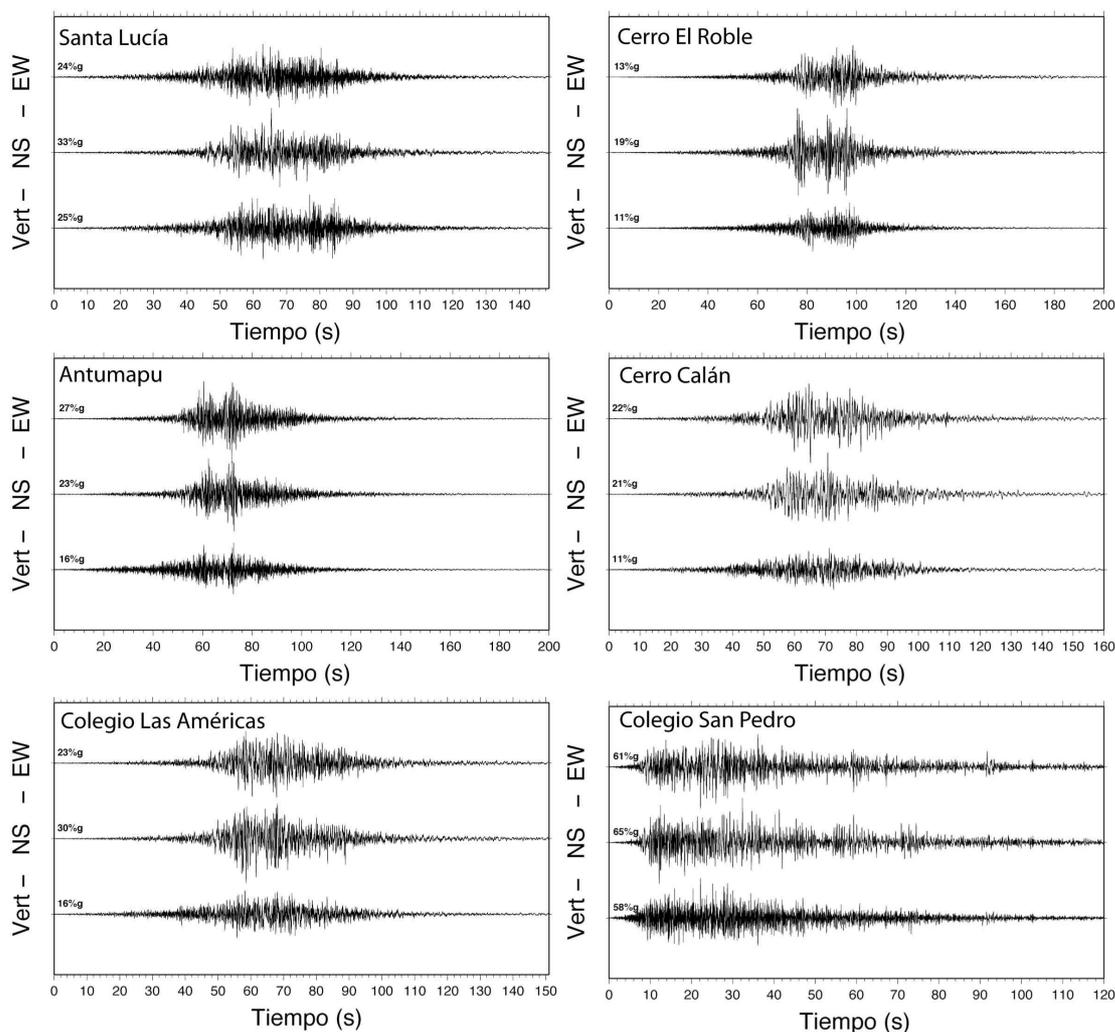


Figura 4.14.

Acelerogramas del terremoto del Maule 2010 en las estaciones de Santa Lucía, Antumapu, Cerro El Roble, Colegio Las Américas, Cerro Calán y Colegio San Pedro. El borde izquierdo muestra cada una de las componentes: Vert: vertical, NS: Norte-Sur y EW: Este-Oeste. Las trazas de cada estación están normalizadas con respecto al máximo, mostrando el máximo valor de la aceleración en el borde izquierdo de cada componente.

Tabla 4.2. Caracterización de los registros del Terremoto del Maule 2010 mostrados en la Figura 4.14. Se presenta la Intensidad de Arias (I_A), los cruces por ceros (v_0), el Potencial Destructivo (P_D), y los máximos en aceleración (PGA), velocidad (PGV) y desplazamiento (PGD).

Estación	Componente	I_A	v_0	P_D	Máximos			
		cm/s^2	s^{-1}	$\times 10^{-4} \text{g}$ s^3	PGA (cm/s^2)	PGA (% g)	PGV (cm/s)	PGD (cm)
Santa Lucía	EW	249.90	13.00	15.09	237.20	24.2	30.01	16.89
	NS	277.50	12.13	19.23	319.30	32.5	40.71	14.95
	Z	278.30	11.97	19.78	240.50	24.5	21.91	8.41
Antumapu	EW	209.40	9.93	21.65	268.00	27.3	24.22	9.57
	NS	187.80	8.78	24.83	224.00	22.8	24.59	11.57
	Z	97.82	11.05	8.17	161.40	16.4	15.75	7.50
Cerro El Roble	EW	83.58	12.27	5.66	131.30	13.4	19.28	8.90
	NS	157.40	9.49	17.81	183.50	18.7	20.87	6.76
	Z	38.74	15.92	1.56	105.50	10.8	10.33	5.17
Colegio Las Américas	EW	300.10	7.97	48.19	230.10	23.5	25.37	6.87
	NS	376.60	6.75	84.28	298.90	30.5	31.13	9.94
	Z	161.30	9.33	18.88	157.90	16.1	22.95	8.18
Cerro Calán	EW	95.55	10.57	8.72	219.30	22.4	14.30	2.71
	NS	83.98	9.34	9.81	201.10	20.5	14.83	2.23
	Z	33.78	13.40	1.92	106.30	10.8	8.62	2.18
Colegio San Pedro	EW	1426.00	10.56	130.47	595.10	60.7	42.41	64.34
	NS	1733.00	10.04	175.22	637.40	65.0	37.57	36.86
	Z	1126.00	15.59	47.24	571.90	58.3	21.40	44.35

Sismos Intraplaca de Profundidad Intermedia

La zona donde se ubica el proyecto ha sido afectada por terremotos intraplaca, en particular el terremoto de Santiago de 1945 (Figura 4.15) y Punitaqui de 1997 (Figura 4.16).

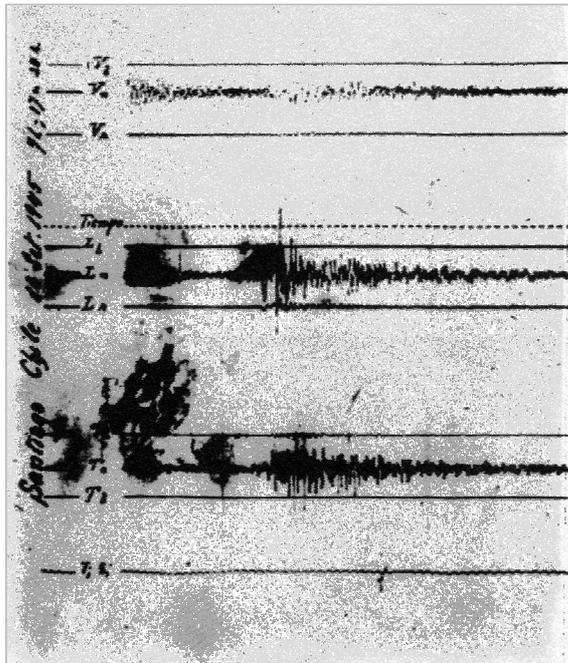
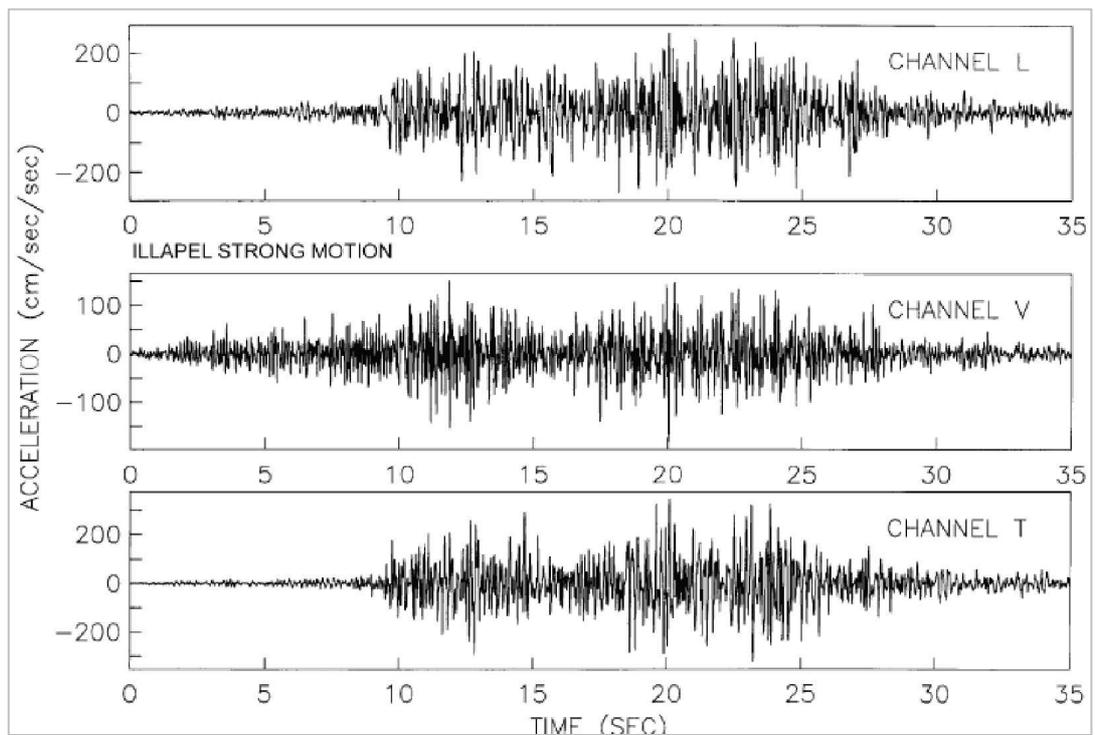


Figura 4.15.

Acelerograma del terremoto de Santiago de 1945, registrado en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

Figura 4.16.

Registros de aceleraciones (en cm/s^2) obtenidos en la ciudad de Illapel para el terremoto de Punitaqui de 1997 (Pardo y otros, 2002).



Otros terremotos intraplaca de profundidad intermedia de gran magnitud ($M \approx 8$) son Chillán de 1939 y Tarapacá de 2005, que han sido algunos los terremotos que más daño han generado en Chile.

En la Figura 4.17 se presentan las curvas de intensidades de los terremotos de Chillán de 1939, Punitaqui de 1997 y Tarapacá de 2005, de izquierda a derecha, respectivamente. De este último evento, se tienen registros instrumentales, como los presentados en la Figura 4.18. Nótese que estos eventos presentan altas intensidades en la zona epicentral, decayendo rápidamente (Astroza y otros, 2002).

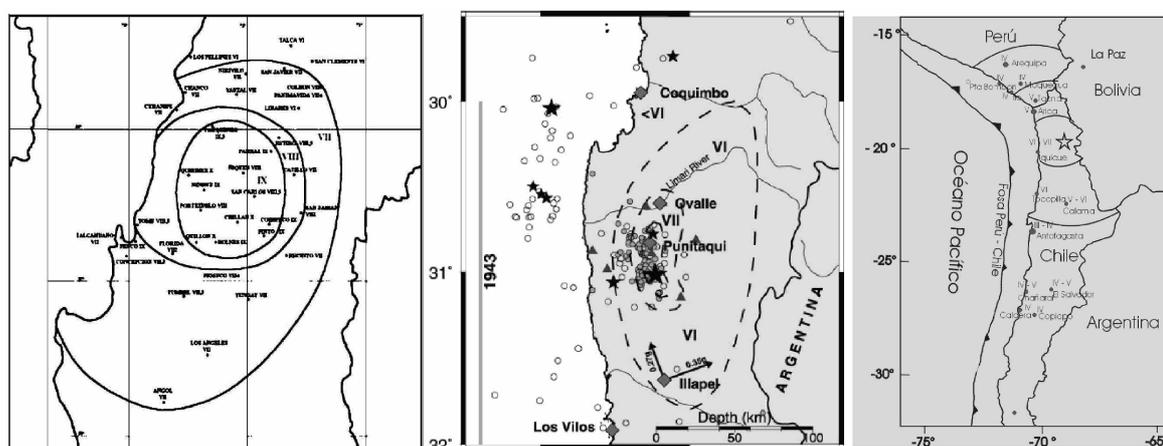


Figura 4.17.

Intensidades de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia de Chillán de 1939, Punitaqui de 1997 y Tarapacá de 2005.

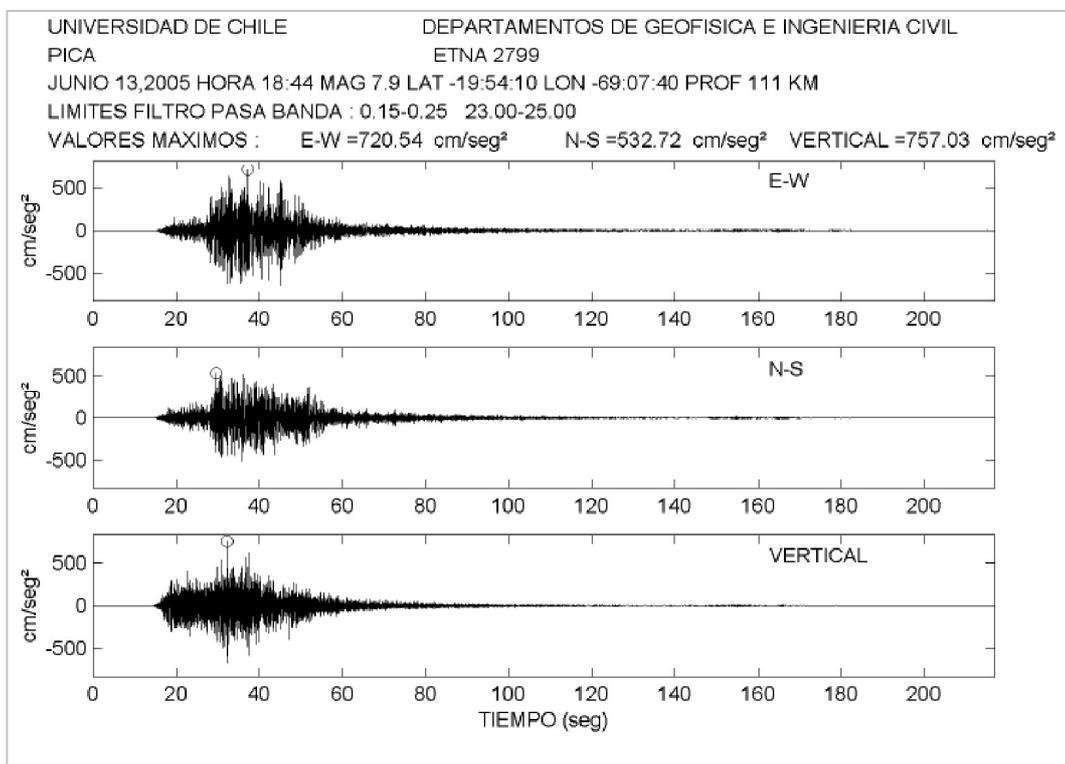


Figura 4.18.

Registros de aceleraciones (en cm/s^2) obtenidos en la ciudad de Pica para el terremoto de Tarapacá del 2005 (Boroschek et al., 2005).

Sismos Superficiales o Corticales

La zona presenta una serie de fallas cuaternarias consideradas activas en el holoceno según el SERNAGEOMIN, las cuales se presentan en la Figura 4.19, conjuntamente con la sismicidad reportada por NEIC con profundidad menor de 30 km y magnitudes superiores a 4.5. Es por ello que este tipo de fuente, usual en otros estudios en Chile (por ejemplo, Martin, 1990; Romanoff, 1999; Leyton y otros, 2010), debe ser incluida en este estudio.

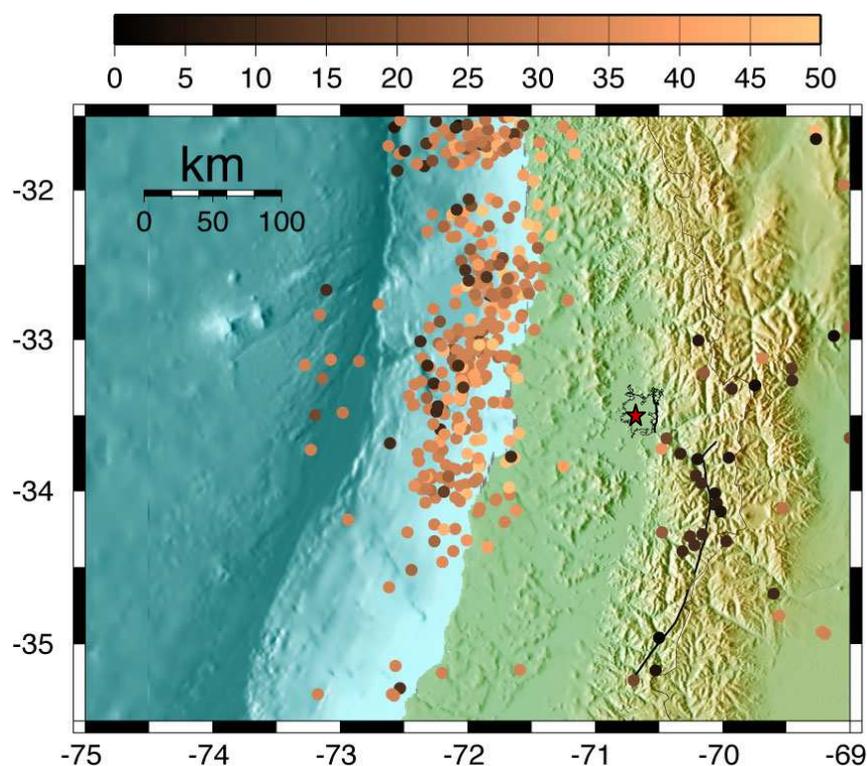


Figura 4.19.

Localización del punto de interés (estrella) y fallas cuaternarias descritas por el SERNAGEOMIN (líneas continuas); cabe destacar la presencia de la Falla San Ramón, al oriente de la cuenca de Santiago. Los círculos representan la sismicidad superficial (menor de 30 km) con magnitudes superiores a 4.5, siendo el color proporcional a la profundidad (en km, ver escala en borde superior).

Los terremotos superficiales de mayor magnitud de los cuales se tiene registro son:
 Las Melosas 1958, magnitud 6.3 (Alvarado y otros, 2008).
 Aroma (Chusmiza) 2001, magnitud 6.2 (Comte y otros, 2003).
 Curicó 2004, magnitud 6.4 (Servicio Sismológico Nacional).

En las Figuras 4.20 y 4.21, se presentan los principales acelerogramas de sismos corticales registrados en Chile, durante los terremotos de Chusmiza 2001 y Curicó 2004; mientras que la Figura 4.22 presenta una estimación de las intensidades producidas por el terremoto de las Melosas de 1958.

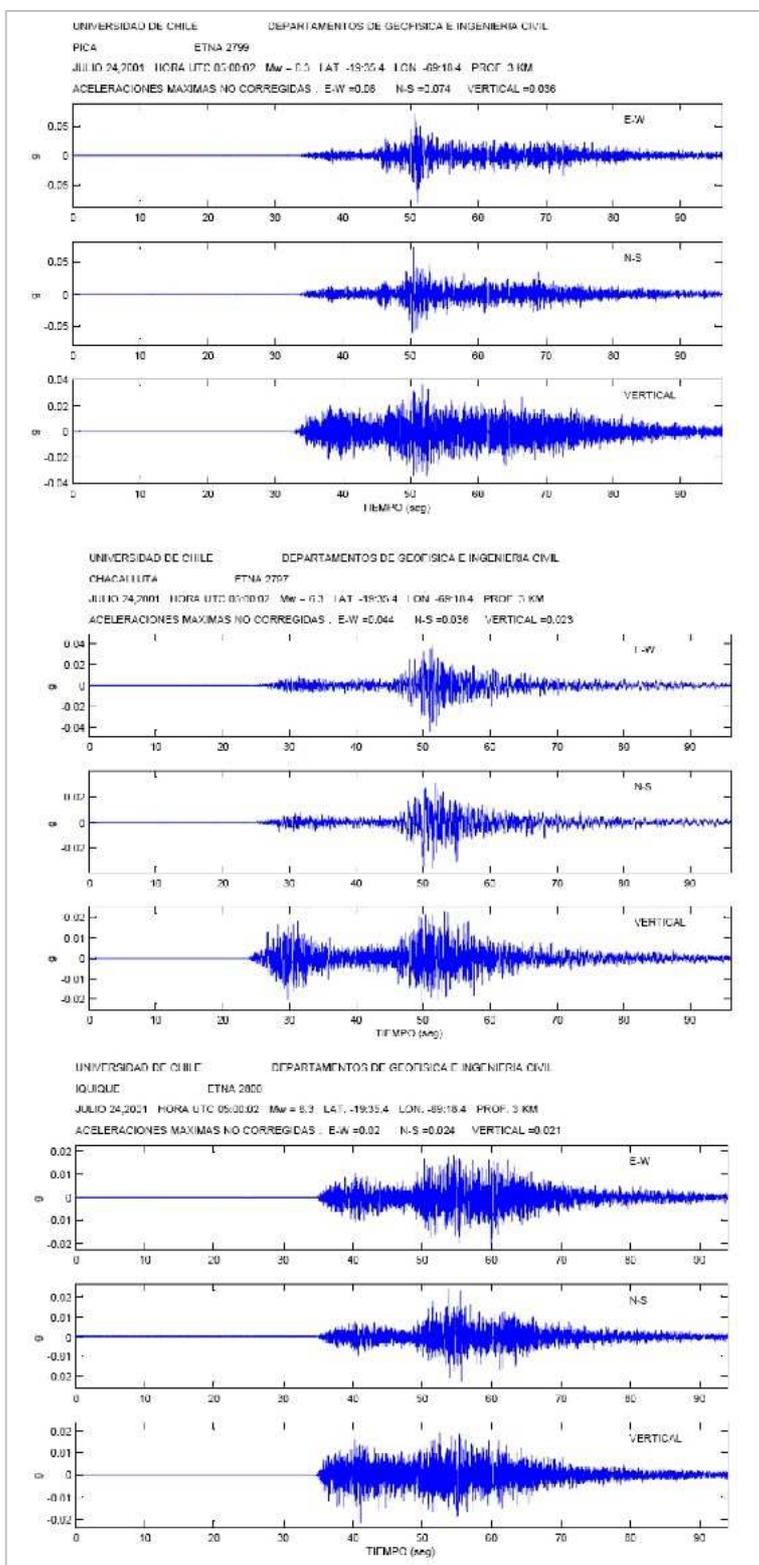


Figura 4.20.
Registros de aceleraciones (en g) obtenidos para el terremoto Cortical de Chusmiza 2001 (Boroscheck y otros, 2001).

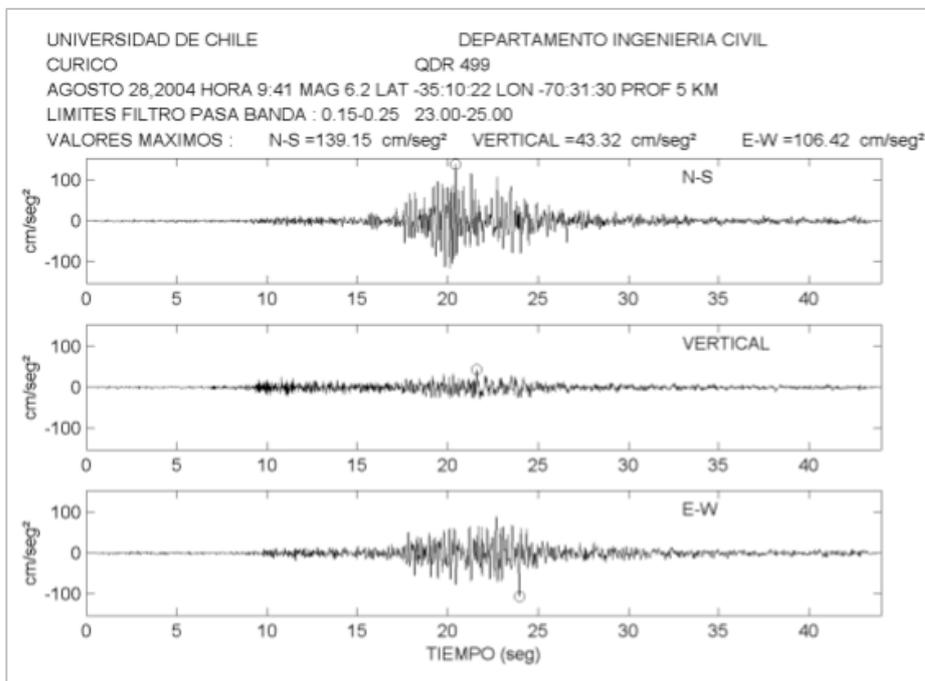


Figura 4.21.
 Registros de aceleraciones (en cm/seg²) obtenidos para el terremoto cortical de Curicó 2004 (Boroscheck et al., 2004).

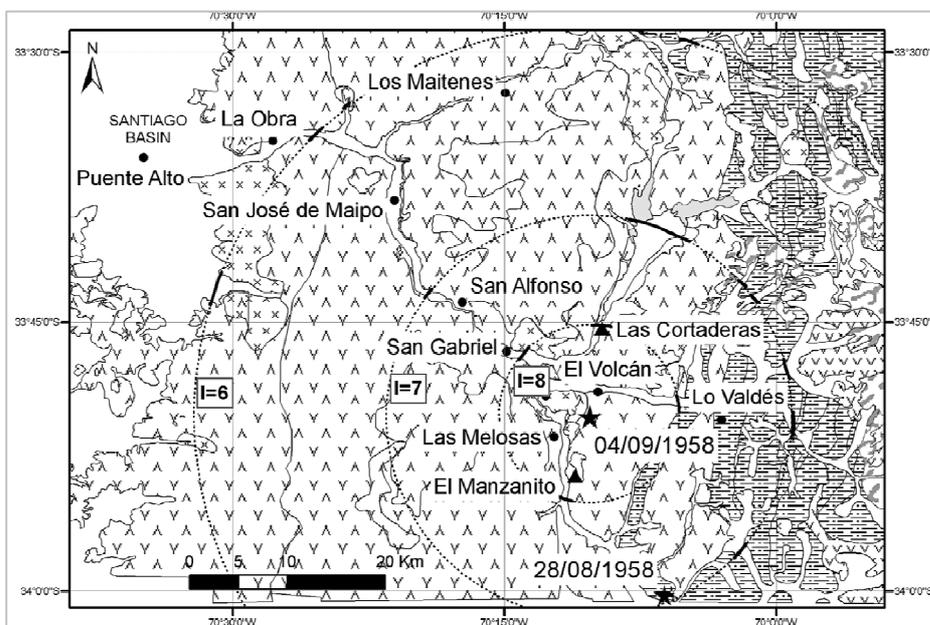


Figura 4.22.
 Isosistas producidas por el terremoto de Las Melosas de 1958 (tomado de Sepúlveda et al, 2008). Cabe destacar que las intensidades alcanzan grandes valores en la zona epicentral, pero caen rápidamente con la distancia.

4.3.4 Caracterización de las Fuentes Sismogénicas

Una vez definidas las fuentes sismogénicas a considerar en el presente estudio, se procede a su caracterización de manera de determinar los parámetros necesarios en la estimación del Peligro Sísmico. Ella comprende la definición de la productividad sísmica mediante una ley de potencia (Gutenberg & Richter, 1944) y de las leyes de atenuación; todo esto para cada una de las fuentes sismogénicas. En el presente estudio se entiende como ley de atenuación a la relación que liga la magnitud de un cierto terremoto con la aceleración máxima en la componente horizontal, considerando la pérdida de energía producto de la distancia hipocentral.

Productividad sísmica

La productividad sísmica será descrita mediante la ley de potencia desarrollada por Gutenberg & Richter (1944) que determina el número de eventos (N) con magnitud igual o superior a M_s que ocurren en 1 año en toda la zona, mediante la relación

$$\text{Log (N)} = a - b M_s$$

donde M_s corresponde a la magnitud de ondas superficiales. Los parámetros a y b deben ser determinados para cada fuente, en la zona bajo estudio.

Para su determinación se utilizaron los catálogos de NEIC y SISRA, siendo los parámetros a y b calculados utilizando mínimos cuadrados entre Log (N) y M_s . Para su cálculo, se siguió la metodología definida por Stepp (1971, 1973) para definir las ventanas temporales mínimas en las cuales se puede considerar cierto rango de magnitud como completo en el catálogo. Así, por ejemplo, para rangos de magnitudes pequeñas, el catálogo del NEIC posee un tiempo suficientemente largo (más de 30 años), mientras que para magnitudes grandes, es necesario utilizar el catálogo de SISRA que contiene información desde el siglo XVI, pero sólo de los grandes eventos (Leyton et al., 2010). En la Figura 4.23 se presentan las relaciones obtenidas, junto con los datos provenientes del catálogo de sismicidad para cada tipo de fuente. Se ha utilizado el negro para representar los resultados y datos de la fuente interplaca tipo *thrust*, mientras que en gris oscuro se muestran aquellos para la fuente intraplaca de profundidad intermedia, y en gris claro la fuente cortical.

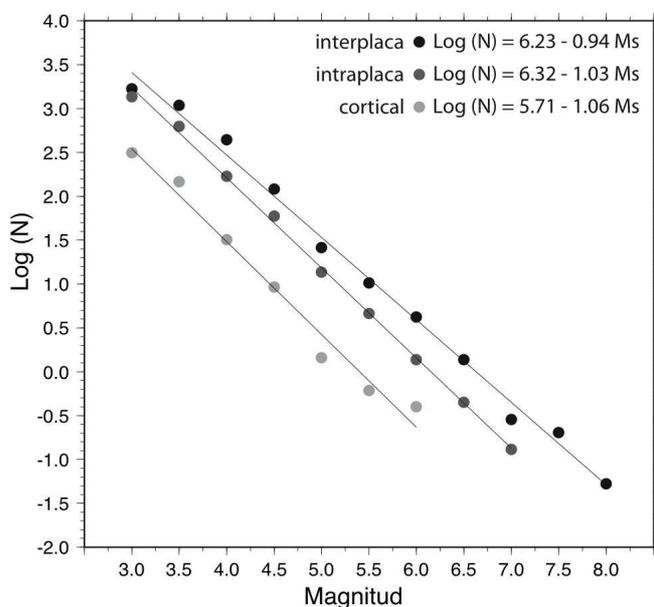


Figura 4.23.
Leyes de Gutenberg-Richter para cada una de las fuentes sismogénicas definidas en este estudio.

Estas relaciones de potencia se conocen como leyes de Gutenberg-Richter, las cuales, para cada fuente, toman los siguientes valores:

Fuente de tipo interplaca: $\text{Log}(N) = 6.23 - 0.94 Ms$

Fuente de tipo intraplaca de profundidad intermedia: $\text{Log}(N) = 6.32 - 1.03 Ms$

Fuente de tipo cortical: $\text{Log}(N) = 5.71 - 1.06 Ms$

Ley de atenuación

Tal como se señaló anteriormente, en el presente trabajo se entiende como ley de atenuación a la relación que liga la aceleración máxima horizontal con la magnitud y distancia entre la fuente y el punto de observación. La atenuación de las dos fuentes sísmicas sigue leyes distintas debido a las diferentes características sismogénicas, siendo necesario estudiar los diferentes tipos de atenuación en forma independiente. En general, para estudios de riesgo sísmico se trabaja habitualmente con la atenuación de la aceleración máxima, tal como se desarrolla en el presente estudio. A continuación se presentan las leyes de atenuación de aceleración máxima que reflejan de mejor forma las características de cada fuente sísmica en la zona de estudio.

i. Sismos *thrust* e intraplaca de profundidad intermedia

La necesidad de contar con fórmulas de atenuación desarrolladas para una zona particular surge de la observación desarrollada en los últimos años, es así como al comparar la atenuación de diferentes zonas sísmicas del mundo se concluye que las aceleraciones máximas en Sudamérica se atenúan menos con la distancia que para otras zonas del mundo (Lai y Brady, 1993), tal como se muestra en la Figura 4.24.

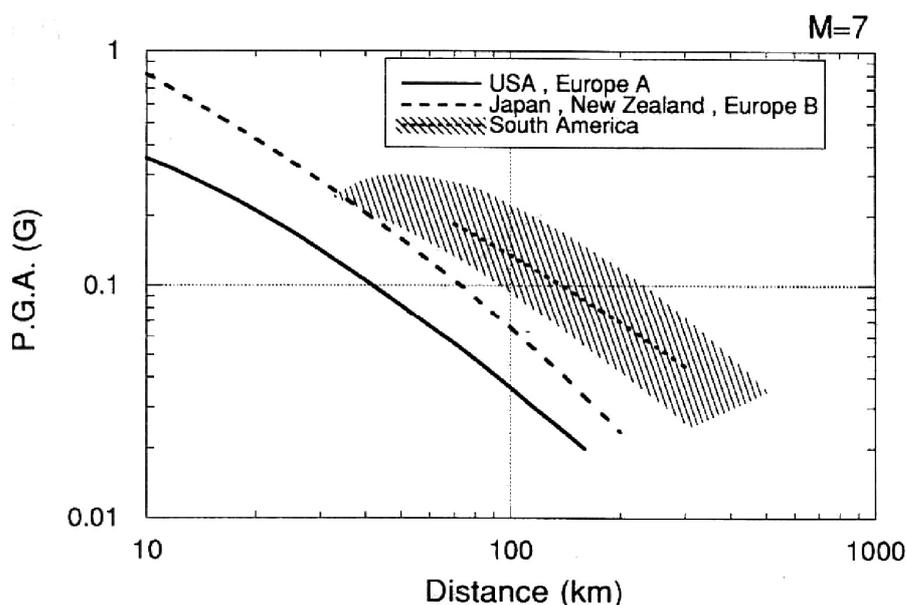


Figura 4.24.
Curvas promedio de aceleraciones máximas para diferentes zonas del mundo (de Lai & Brady, 1993).

Posteriormente, Young y otros (1997) propusieron separar las fórmulas de atenuación de los sismos de subducción en terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia. Así, Saragoni y otros (2004) y Ruiz & Saragoni (2005) proponen fórmulas que consideran sólo datos de una determinada región y separados por el tipo de subducción en interplaca e intraplaca de profundidad intermedia, pudiendo mostrar que otras fórmulas desarrolladas con datos de diferentes zonas de subducción no son capaces de representar adecuadamente la atenuación de la zona de subducción chileno-argentina. Por ejemplo, en la

Figura 4.25 se presenta la fórmula de atenuación para terremotos *thrust* para la zona de subducción chileno-argentina de Ruiz & Saragoni (2005) comparada con la propuesta por otros autores, los puntos negros corresponden a aceleraciones máximas registradas para un terremoto magnitud 7.8. Es posible apreciar que las fórmulas propuestas por otros autores no ajustan bien a los datos chilenos.

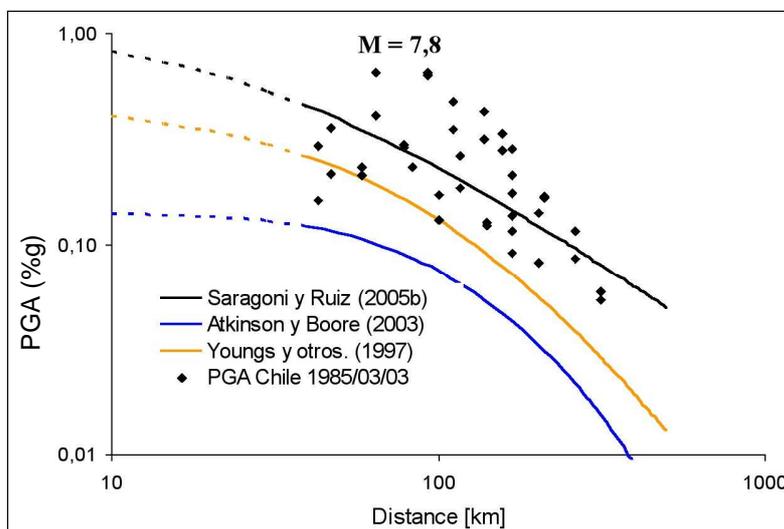


Figura 4.25.

Comparación entre las fórmulas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales de terremotos interplaca tipo *thrust* registradas en roca y suelo duro, propuesta por Youngs y otros (1997), por Atkinson y Boore (2003) y por Saragoni y Ruiz (2005).

En la Figura 4.26 se presenta otro ejemplo similar al anterior, pero para terremotos intraplaca de profundidad intermedia de magnitud 7.9.

Cabe resaltar que las relaciones de atenuación utilizadas en el presente informe corresponden a las más recientes definidas en Chile, incluyendo todos los datos existentes hasta la fecha. Ello redunda en que representan de mejor manera la respuesta a grandes terremotos en nuestro país.

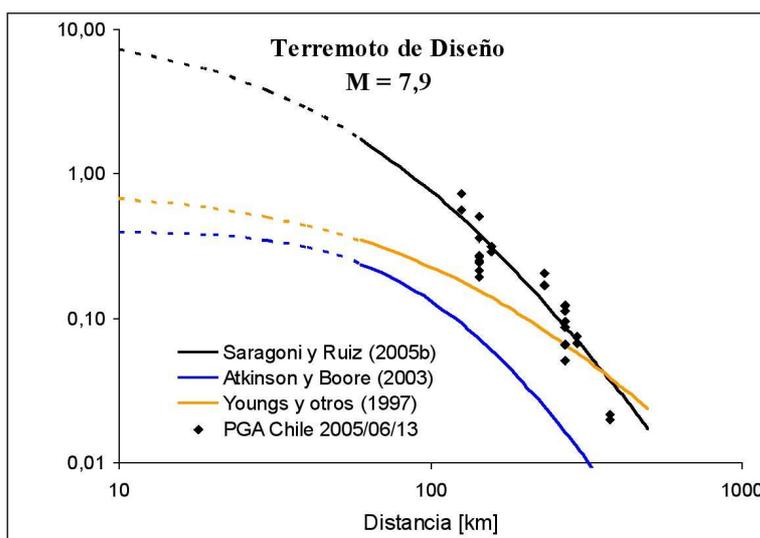


Figura 4.26.

Comparación entre las fórmulas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales de terremotos intraplaca de profundidad intermedia registrada en roca y suelo duro, propuesta por Youngs y otros (1997), por Atkinson y Boore (2003) y por Saragoni y Ruiz (2005).

ii Sismos corticales

Actualmente no se dispone de información suficiente para desarrollar una ley de atenuación para los terremotos corticales, por lo que se decidió usar una basada en datos mundiales. En la Figura 4.27 se muestran las siguientes leyes de atenuación:

- (1) Ruiz & Saragoni (2005) para eventos interplaca tipo *thrust* en roca dura.
- (2) Ruiz & Saragoni (2005) para eventos interplaca tipo *thrust* en roca o suelo duro.
- (3) Campbell & Bozorgnia (2008) para fallas inversas, usada para los sismos corticales en el presente estudio.

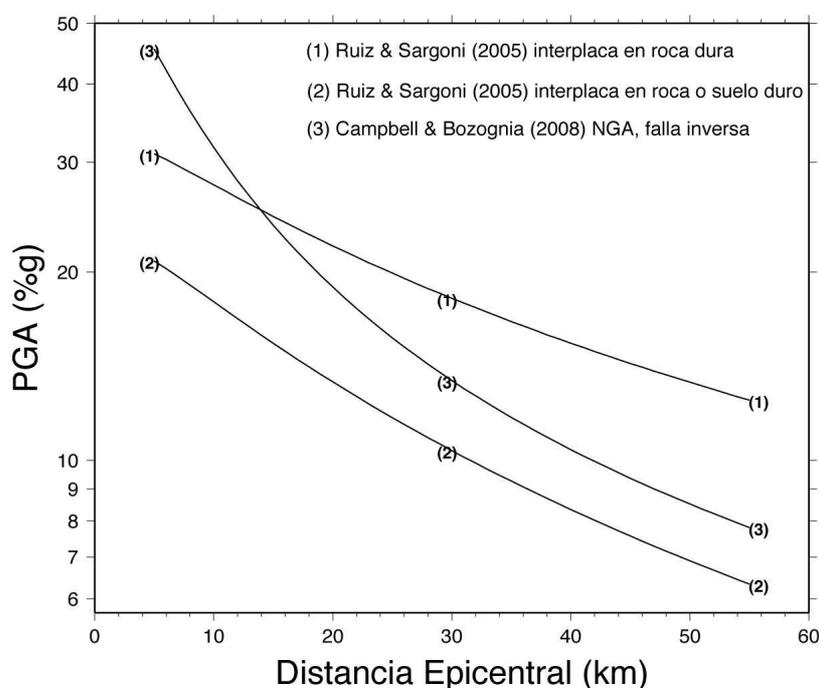


Figura 4.27.

Leyes de atenuación definidas para Chile, pero que representan los terremotos tipo *thrust* y otra para sismos corticales provenientes de datos mundiales (ver detalles en el texto). Todas fueron evaluadas para un sismo de magnitud 7.0, a una profundidad de 10 km.

Cabe destacar que es necesario hacer la diferencia entre roca dura y roca y suelo duro puesto que la mayoría de las leyes de atenuación desarrolladas con datos mundiales fueron calibradas para este segundo tipo de emplazamiento. Además, de la Figura 4.27 es posible verificar las notorias diferencias entre las aceleraciones estimadas a partir de las leyes para sismos interplaca y para sismos corticales: las segundas llegan a valores más altos en distancias cortas, pero decaen más rápidamente. Este aspecto resalta la necesidad de usar leyes de atenuación, en lo posible con datos locales, pero que representen fielmente el fenómeno observado.

4.4 Estimación del Peligro Sísmico

Para la estimación del Peligro Sísmico se utilizaron las metodologías probabilística y la determinística. La primera de ellas entrega un valor que combina el efecto de todas las fuentes, mientras que en la segunda se considera cada fuente sismogénica por separado.

4.4.1 Metodología Probabilística

La metodología probabilística se basa en el desarrollo teórico hecho por Cornell (1968), el cual posteriormente fue generalizado por Algermissen & Perkins (1976) y Algermissen y otros (1982). En el presente estudio además, se incorporan las modificaciones hechas por Anderson & Trifunac (1978), las cuales apuntan a pesar cada una de las fuentes utilizadas en el cálculo de acuerdo a su productividad sísmica. Este aspecto es de vital importancia cuando se consideran fuentes de diversa naturaleza, como las descritas en el presente informe. Es importante recalcar que los resultados aquí entregados corresponden a la combinación de las tres fuentes sismogénicas antes descritas. Luego, no es posible identificar un único evento o fuente como la responsable principal del Peligro obtenido.

La Figura 4.28a presenta un diagrama con la metodología probabilística del cálculo del peligro sísmico (tomada de Algermissen y Perkins, 1976). Cada uno de los pasos será descrito, brevemente, a continuación.

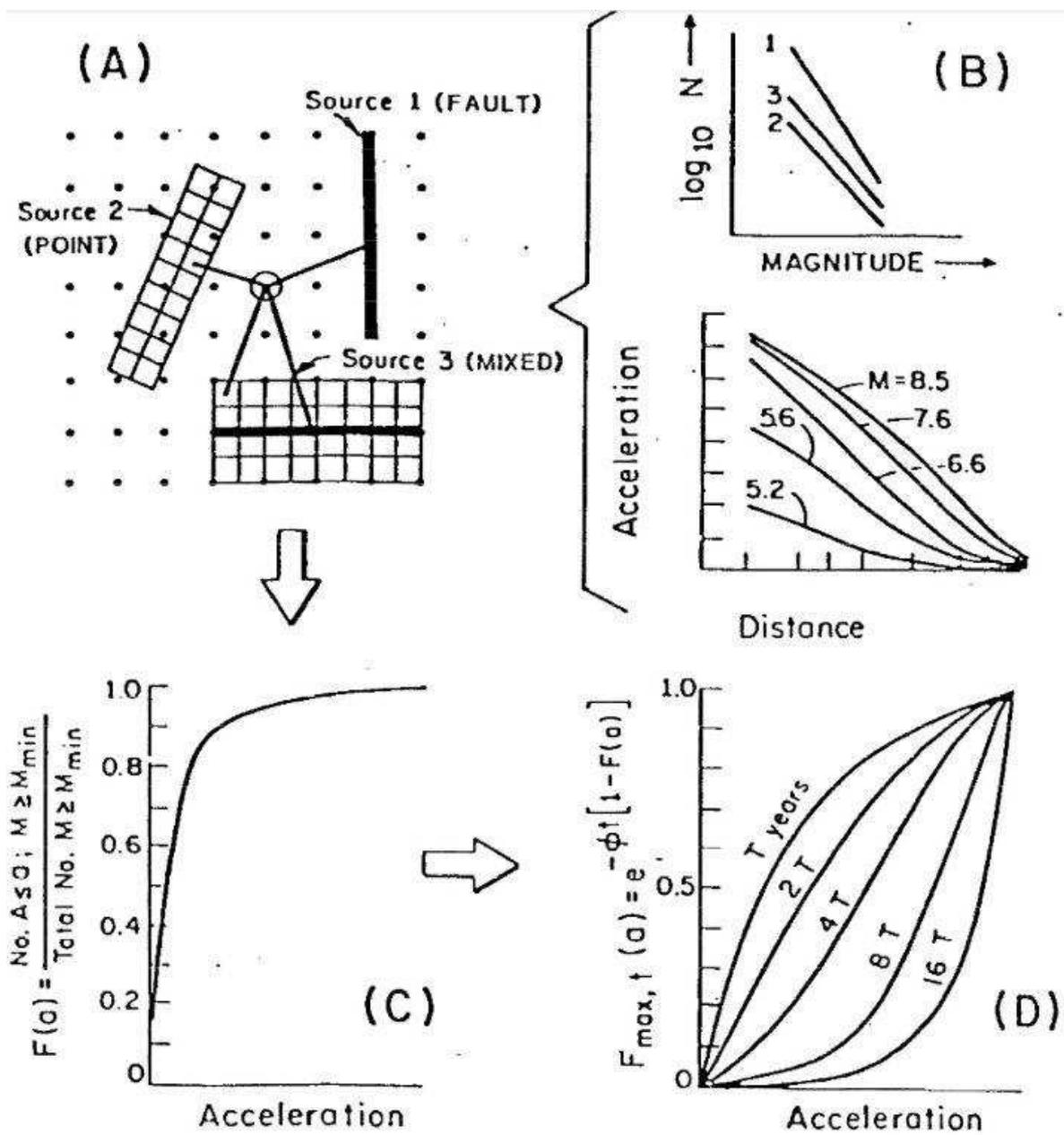


Figura 4.28a. Pasos a seguir en la evaluación del peligro sísmico probabilístico, tomada de Algermissen y Perkins (1976).

Para desarrollar la metodología probabilística se deben seguir los siguientes pasos:

- (A) Definición de las fuentes sismogénicas relevantes en la zona de estudio; ello fue presentado en la sección 4.3.2 del informe.
- (B) Caracterización de cada una de las fuentes sismogénicas, a través de su productividad o Ley de Gutenberg-Richter y atenuación, ambos vistos en la sección 4.3.4 del informe.
- (C) Cálculo de la cantidad de veces que un evento o subfuente puntual excede cierto valor; las subfuentes puntuales de cada una de las fuentes sismogénicas fueron presentadas en la sección 4.3.2, Figuras 4.8, 4.9 y 4.10 para las fuentes interplaca tipo thrust, intraplaca de profundidad intermedia y cortical.
- (D) Estimación de la aceleración horizontal máxima a ser excedida para diversos periodos de retorno, tal como se muestra en la Figura 4.28, de la sección 4.4.1. Otra manera de ver estos resultados es a través de la tasa de excedencia o el periodo de retorno requerido para exceder una cierta aceleración horizontal máxima, graficado en la Figura 4.29.

En la Figura 4.28b se presentan algunos resultados para los períodos de vida útil de 50 y 100 años. En la misma figura se marcan ciertas probabilidades de excedencia, lo que permite obtener el período de retorno para cada valor de la aceleración máxima. Así, por ejemplo, para un período de vida útil de 50 años y una probabilidad de excedencia de 50 y 10% se llega a períodos de retorno de 72 y 475 años, respectivamente. Igualmente, para un período de 100 años y una probabilidad de excedencia del 5% se llega a un período de retorno de 1950 años.

Repitiendo este procedimiento es posible encontrar el valor de la aceleración máxima para diversos períodos de retorno, tal como se muestra en la tabla 4.33 y Figura 4.29. Para un período de retorno de 475 años se obtuvo un valor de 57% g, mientras que el proyecto GSHAP llegó a un valor de 41% g; la diferencia probablemente se debe a una subestimación del efecto de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia en la zona de estudio.

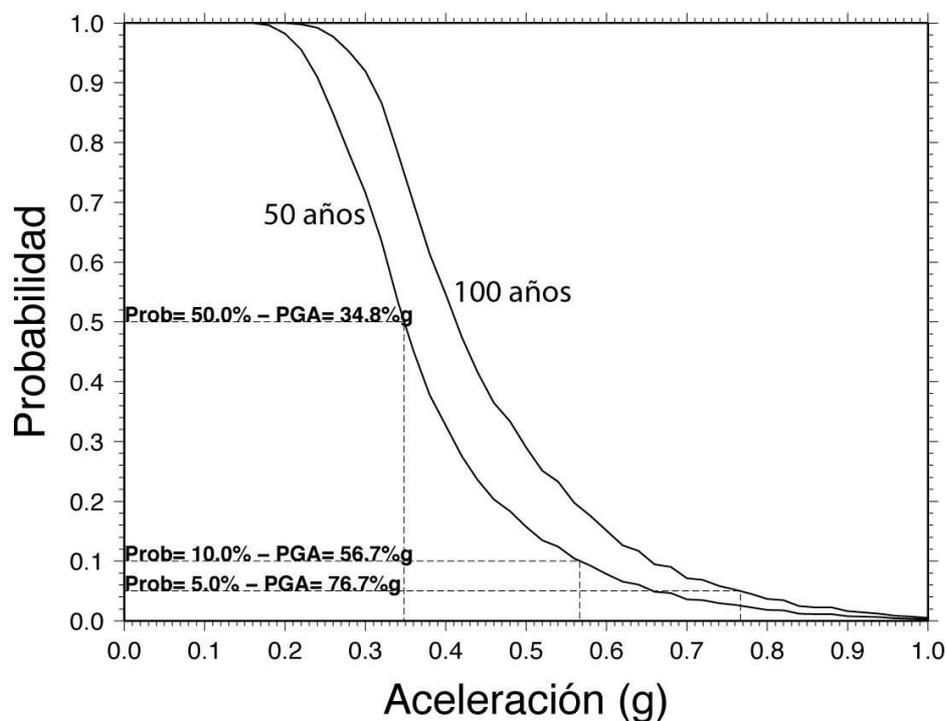


Figura 4.28b.

Probabilidad de excedencia versus aceleración máxima en la horizontal para 2 períodos de vida útil: 50 y 100 años, izquierda y derecha, respectivamente. Se han marcado los puntos en que se encuentran los períodos de retorno de 72, 475, 1950 años.

Tabla 4.3. Valores de la aceleración máxima en la horizontal (PGA) para diversos períodos de retorno.

Período de Retorno (años)	PGA (% g)
72	34.8
475	56.7
1950	76.7

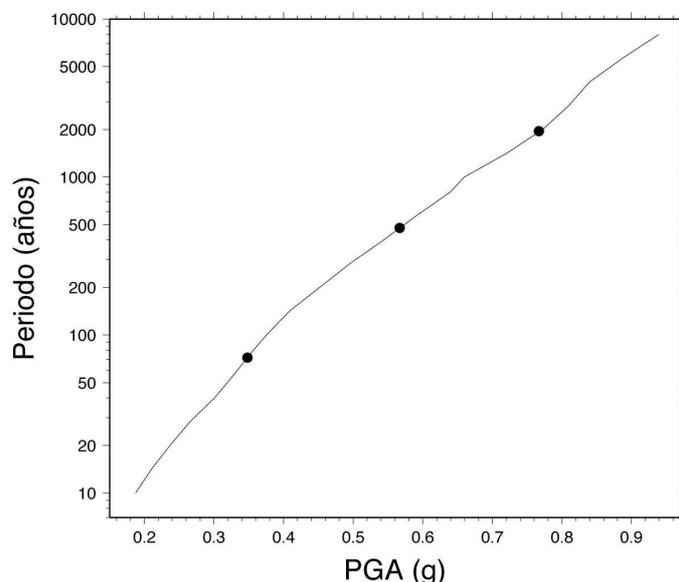


Figura 4.29.

Valor de la aceleración horizontal máxima (PGA) en g, para diversos periodos de retorno. Los círculos negros marcan las estimaciones para 72, 475 y 1950 años de periodo de retorno.

Siguiendo el mismo procedimiento para toda el área de estudio, se obtiene el resultado en la Figura 4.30 donde se presenta la aceleración horizontal máxima para periodos de retorno de 475 y 1950 años, considerando las 3 fuentes sismogénicas. Cabe resaltar que en la cuenca de Santiago se alcanzan valores entre 52 a 58% de la aceleración de gravedad para el periodo de retorno de 475 años.

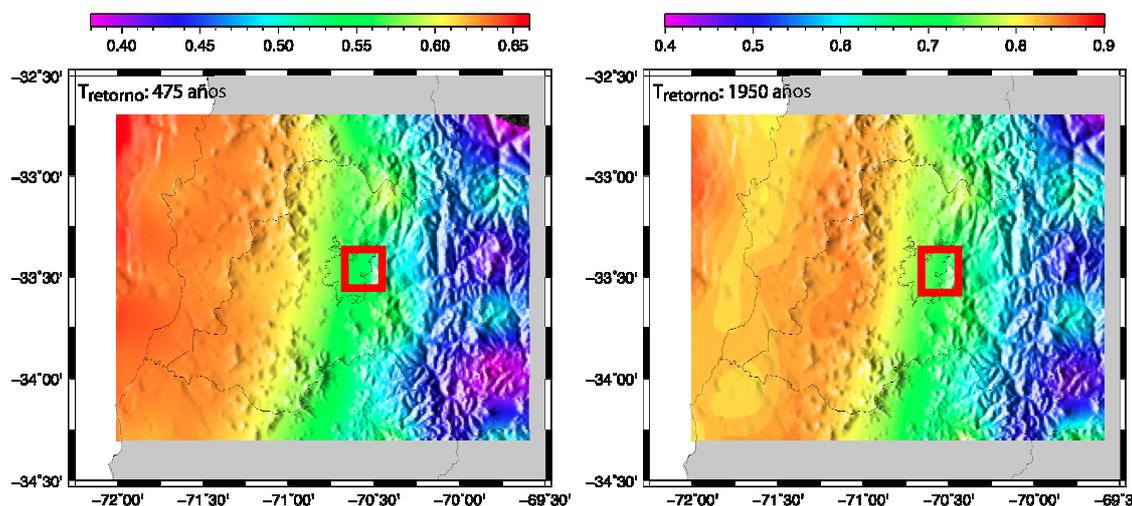


Figura 4.30. Estimaciones de aceleración horizontal máxima (PGA) según escala en el borde superior (en g) para periodos de retorno de 475 y 1950 años, izquierda y derecha, respectivamente. Enmarcado en rojo área de estudio.

Cabe mencionar que los resultados obtenidos en el presente estudio son superiores a los definidos en estudios anteriores; ello se debe, principalmente, a las leyes de atenuación utilizadas. Tal como se señala anteriormente, los terremotos interplaca tipo *thrust* e intraplaca de profundidad intermedia deben ser considerados en forma independiente, pues poseen características particulares (Leyton, 2001): los terremotos intraplaca de profundidad intermedia causan más daño en superficie (Astroza et al., 2002), liberando más energía por unidad de área (Leyton et al., 2008b), al compararlos con los eventos interplaca tipo *thrust*. Este fenómeno ha mostrado modificar las estimaciones del peligro sísmico en Chile (Leyton et al., 2009, 2010).

4.4.2 Metodología Determinística

De acuerdo a lo observado a partir de los terremotos históricos, se considera la repetición de un gran terremoto *thrust* como el de 1730 con hipocentro a una distancia epicentral de 200 km, profundidad de 30 km y de magnitud $M_s = 8.8$ (ver 4.3.3; Figura 4.31). Para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia se considera la ocurrencia de un terremoto a una distancia de 20 km del área de estudio y una profundidad de 80 km y con la magnitud máxima observada de los mayores terremotos históricos, $M_s = 8.0$.

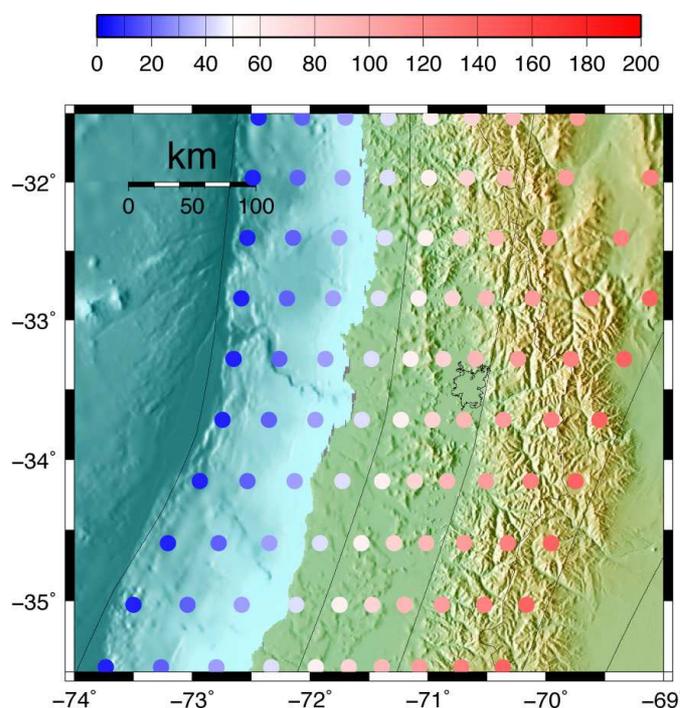


Figura 4.31.

Fuentes puntuales consideradas en este estudio: en tonos azules se muestran las subfuentes interplaca tipo *thrust*, mientras que en tonos rojos las subfuentes intraplaca de profundidad intermedia (ver escala de colores en borde superior para determinar profundidad en km).

Empleando las fórmulas de aceleración máxima propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) para roca y suelo duro de terremoto *thrust* y de terremotos intraplaca de profundidad intermedia, se obtienen los valores de aceleración máxima PGA presentados en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4. Parámetros y resultados del peligro sísmico determinístico para las fuentes estudiadas.

Fuente	Distancia Epicentral (km)	Profundidad (km)	Distancia Hipocentral (km)	Magnitud (Ms)	PGA (% g)
Interplaca tipo <i>thrust</i>	200.0	30.0	202.2	8.8	41.9
Intraplaca de prof. intermedia	25.0	80.0	83.8	8.0	95.3

Al comparar los valores obtenidos en forma determinística (Tabla 4.4) con los resultados de provenientes de la metodología probabilística, es posible verificar que el terremoto máximo creíble (MCE) para la zona de estudio corresponde a un evento del tipo intraplaca de profundidad intermedia, con magnitud $M_s = 8.0$, localizado a una distancia hipocentral de 83.8 km de la zona de estudio, el cual posee un período de retorno cercano a los 10.000 años.

Finalmente, cabe resaltar que la concordancia entre los datos obtenidos en forma probabilística y los estimados en forma determinística, permiten validar los valores propuestos en este informe para la zona en estudio.

4.4.3 Peligro Sísmico de la Falla San Ramón

La estimación del peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón se realizó mediante la aproximación determinística, pues al momento de realizar el presente estudio no se tenían los antecedentes suficientes para hacer una caracterización probabilística de la Falla. Es posible que en estudios posteriores se pueda suplir esta deficiencia, permitiendo realizar los cálculos probabilísticos.

Para estimar las capacidades sismogénicas de la Falla San Ramón, se utilizaron regresiones hechas con datos de todo el mundo, las cuales relacionan el largo de

ruptura observado en superficie, los desplazamientos promedios en la falla y la magnitud máxima esperada (Wells & Coppersmith, 1994). Considerando los datos de la Falla San Ramón, se utilizó la magnitud máxima que se puede esperar ($M_w=7.4$; ver numeral 5.4 de este informe). Dado este valor, se estimó las aceleraciones horizontales máximas (PGA) que puede producir la Falla San Ramón, considerando el efecto de bloque colgante (hanging-wall) hacia el Este. Además, se consideró un suelo Tipo II, similar a las gravas consolidadas del Maipo y el Mapocho. Otro aspecto que se consideró fue el efecto de la cuenca de Santiago, con un valor de profundidad promedio de 300 m. Haciendo uso de la ley de atenuación definida por Campbell & Bozorgnia (2008, Figura 4.27) se obtienen los valores de PGA presentados en la Tabla 4.5 y en la Figura 4.32.

De la Figura 4.32 es posible ver que las aceleraciones horizontales máximas alcanzan valores del 70% g hacia el lado Este de la Falla San Ramón, dando énfasis al impacto del efecto de bloque-colgante.

Tabla 4.5. Valores de la aceleración horizontal máxima (PGA) en función de la distancia, para un evento de magnitud $M_w=7.4$. Notar que los valores hacia el Este son mayores que los obtenidos al Oeste por el efecto de bloque-colgante (ver detalles en el texto).

Distancia hacia el Oeste (km)	PGA (%g)
2.0	47.0
5.0	37.0
10.0	26.0
Distancia hacia el Este (km)	PGA (%g)
2.0	70.0
7.9	47.0
11.5	37.0
14.7	26.0

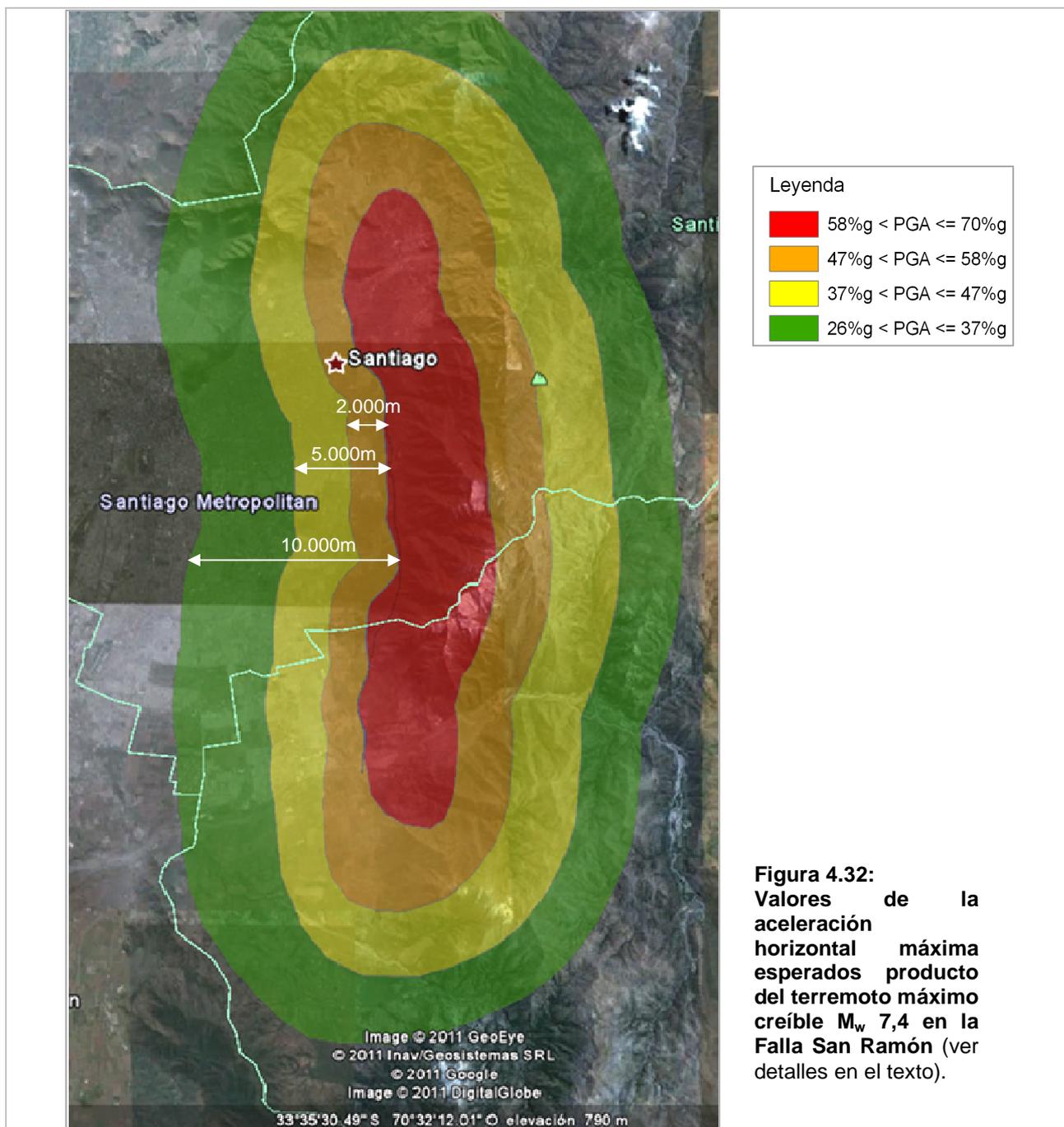


Figura 4.32: Valores de la aceleración horizontal máxima esperados producto del terremoto máximo creíble M_w 7,4 en la Falla San Ramón (ver detalles en el texto).

En Chile, existe una zonificación sísmica normada en la Norma Chilena (NCh 433 Of. 96) que relaciona la profundidad del foco con la magnitud de los sismos e indica normas de diseños. En esta norma, el territorio nacional está dividido en tres secciones, según su grado de sismicidad, siendo la de mayor peligrosidad la Zona 3, con $A_0=0.4g$, y la menor, la Zona 1 con $A_0=0.20g$. La Zona 2 se asocia a $A_0=0.30g$ (Aguiar, 2004). A_0 corresponde a aceleraciones efectivas.

La aceleración horizontal máxima (PGA) es el parámetro más utilizado para caracterizar el movimiento fuerte del terreno, a pesar de que son los parámetros espectrales los que mejor describen su potencial de transmisión de energía hacia estructuras civiles. La aceleración efectiva, que se define como el valor de pseudoaceleración que está más estrechamente relacionado con la respuesta estructural y el potencial de daños de un sismo, es un parámetro más estable y adecuado (Laporte, 2006). Cabe señalar que la aceleración efectiva es menor a la aceleración máxima horizontal (PGA). En Lolleo por ejemplo, ubicado en la Zona 3, la aceleración máxima (PGA) para el terremoto de 1985 alcanzó 0,6g.

De acuerdo a la norma, el área de estudio se ubica en la zona 2.

En este estudio, el PGA asociado a la Falla San Ramón, supera por el oeste un valor de 0,26g, considerado el valor regional de sismicidad para la zona, a los 10 km de la falla (verde en la figura). Entonces, desde este punto hacia el este se puede suponer que la falla causa un peligro mayor al peligro sísmico regional dado por todas las fuentes. Sin embargo, cabe señalar que el PGA es superior a la aceleración efectiva, pero esta última no es bien definida en la Norma y se supone comparable al PGA.

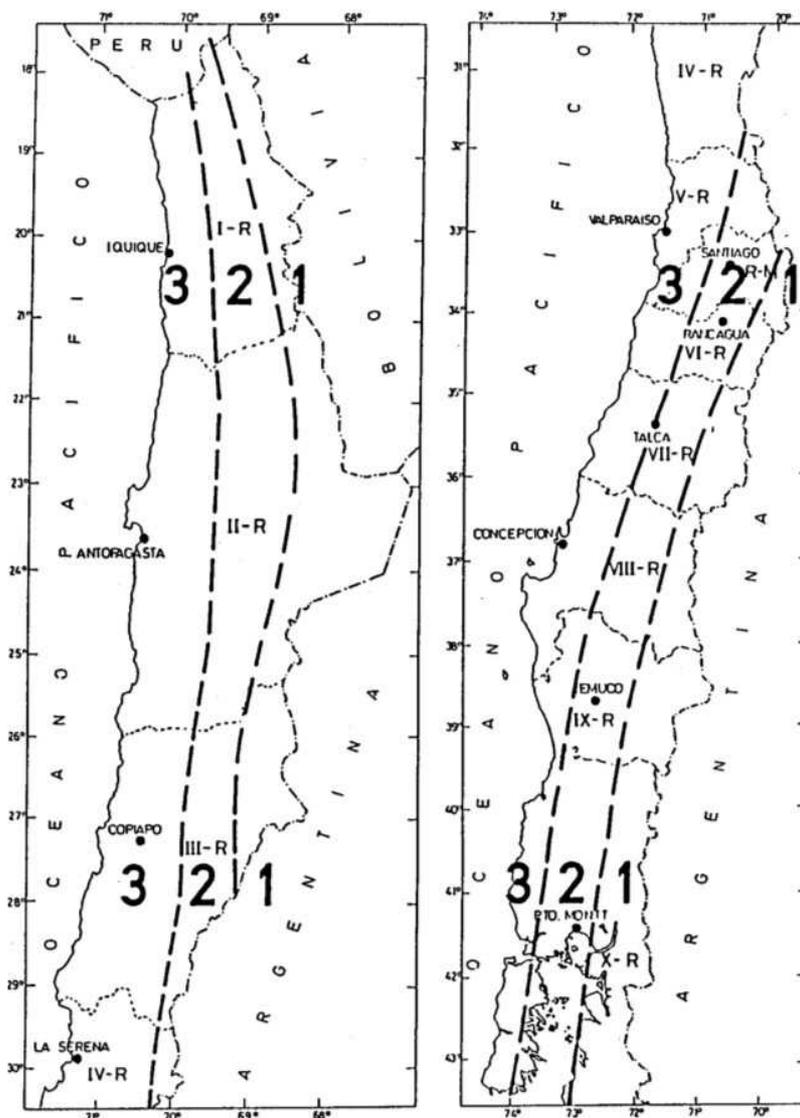


Figura 4.33 Zonificación Sísmica de las Regiones de Chile (NCh 433 Of. 96).

5 SISMOTECTÓNICA

5.1 Descripción del Contexto Sismotectónico de la Zona Central de Chile (33°S - 34°S)

El desafío que emerge del conocimiento producido por la investigación fundamental en sismología y tectónica (sismotectónica), es transformarlo en información útil y pertinente para los responsables en la toma de decisiones en temas urbanísticos y de la gestión del territorio en general. La sismotectónica es una disciplina científica que integra el saber de la geología, particularmente la tectónica, caracterizada fundamentalmente en términos de descripción de objetos tectónicos –fallas-, resultando estas últimas del proceso de deformación frágil y/o asísmica (creep) de la corteza, con la actividad sísmica observada en una región. Los resultados del análisis sismotectónico, en términos de conocimiento y comprensión contextualizada de la actividad sísmica observada, permite obtener información valiosa para la caracterización de potenciales fallas activas (sísmicas) y, consecuentemente, la generación de los instrumentos de planificación incluyendo en ellos los posibles escenarios de amenaza sísmica. Estas herramientas finalmente contribuyen de manera significativa al diseño y gestión urbana, y además, en una dimensión preventiva, al establecimiento de acciones pertinentes para el manejo y mitigación de los potenciales efectos de la amenaza sísmica en la población y en la infraestructura instalada.

El análisis sismotectónico de la Falla San Ramón, desarrollado en este capítulo, complementa la descripción presentada en este informe en el Capítulo 4.

En el territorio nacional ocurren todos los tipos de terremotos que se observan en otros contextos tectónicos en el mundo. Toda esta actividad sísmica en Chile es una consecuencia de, por un lado la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, entre los 18°S (Arica) y los 46°S (Provincia de Taitao), y por otro, debido a la interacción de las placas Antártida, Sudamericana y de Scottia, al Sur de la Provincia de Taitao y hasta el Estrecho de Magallanes. Esta gran división sismotectónica se representa en la Figura 5.1.1 y permite caracterizar 2 niveles muy diferentes de amenaza sísmica en el país.



Figura 5.1.1.

División de las 2 principales “provincias sismotectónicas” en Chile: Segmento (a) correspondiente a la zona comprendida entre Arica y la Provincia de Taitao, donde la actividad sísmica es una consecuencia de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana; Segmento (b) corresponde a la región comprendida desde el Sur de la Provincia de Taitao hasta el Estrecho de Magallanes, escenario sismotectónico más complejo y controlado por la interacción de las placas de Nazca, Sudamericana, Scotia y Antártica.

Sin embargo, la mayor producción sísmica en Chile, en términos de tasa de actividad sísmica y ocurrencia de mega-terremotos, se produce fundamentalmente entre Arica y la Provincia de Taitao, donde el contexto tectónico que modula la actividad sísmica corresponde a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La Figura 5.1.2 representa la actividad sísmica en Chile entre 2000 y 2011, para eventos

con magnitud $M > 4.5$, y donde se confirma esta mayor distribución de la “producción” sísmica al Norte de la Provincia de Taitao respecto al Sur de esta zona. En la “Provincia sismotectónica”, denominada Segmento (a) en la Figura 5.1.1, se sitúa la zona de estudio.

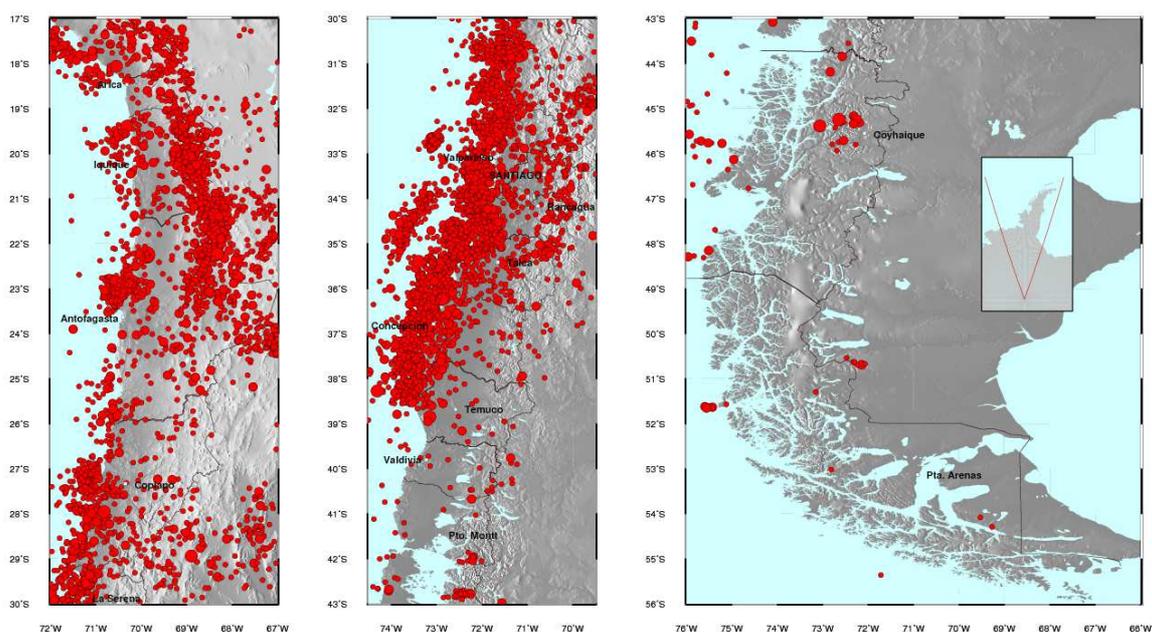


Figura 5.1.2.

Actividad sísmica en Chile. Puntos rojos corresponden a epicentros localizados en el territorio nacional en el periodo 2000-2011 con magnitudes $M > 4.5$. (Fuente: Servicio Sismológico Nacional de la Universidad de Chile).

En la zona Central de Chile, el proceso de carga tectónica de la corteza continental debido al movimiento relativo de las placas de Nazca y Sudamericana (6.7 cm/año) corresponde mecánicamente a la transferencia de una fracción de la tasa de deformación generada por la subducción en la zona de contacto interplaca, localizada ésta en la zona costera la que es transmitida, desde esta región, hacia la zona continental.

Este marco conceptual permite comprender la generación del relieve continental, a través de mecanismos de absorción de la deformación, el que opera y se localiza fundamentalmente en profundidad al interior de la Tierra y que, en ciertos casos, emerge a la superficie a través de estructuras que ponen en juego la modalidad mecánica de deformación frágil (sismos) y que corresponden a las fallas tectónicas.

Así la actividad sísmica se contextualiza de manera coherente a través de este mecanismo de absorción de la deformación, tanto en la zona continental, como también la evidenciada por la sismicidad asociada con la zona de contacto interplaca y por la sismicidad en profundidad al interior de la Tierra.

Un análisis de primer orden de la actividad sísmica en la zona de estudio, utilizando una descripción geográfica transversal (Este-Oeste) de la localización de los hipocentros (incluyendo profundidad), nos permite identificar varios tipos de fuentes sísmicas. (Figura 5.1.3)

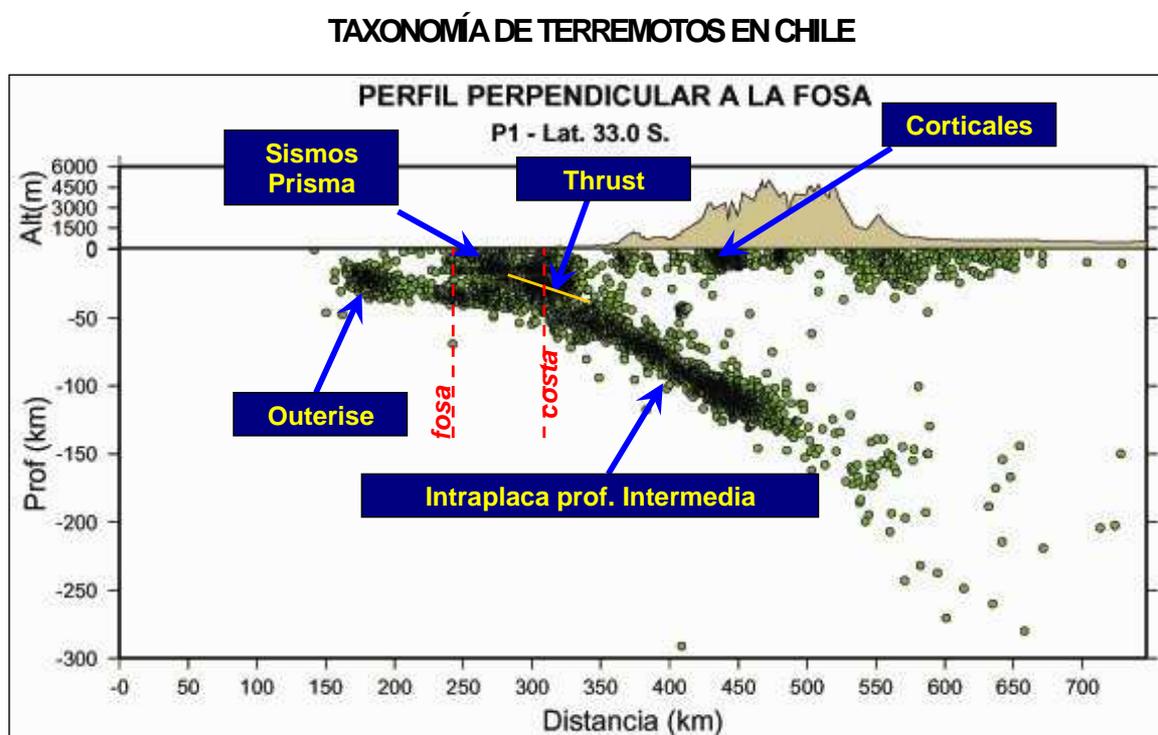


Figura 5.1.3.
Taxonomía de la sismicidad en el proceso de subducción de la zona de estudio.

La Figura 5.1.3, correspondiente a un corte E-W v/s profundidad de la sismicidad en la zona de estudio representa un claro ejemplo de los tipos de fuentes sísmogénicas en un ambiente tectónico de subducción y donde el mecanismo de transferencia de cargas o esfuerzos, es el responsable de la generación de esta diversidad de zonas sísmogénicas (tipos de fuentes de terremotos o taxonomía de sismos).

En este contexto, la amenaza sísmica aparece controlada por una variedad de fuentes de terremotos, organizados espacialmente en profundidad, y donde cada tipo de fuente sismogénica presenta características propias en términos de producción sísmica, mecanismo focal, tiempos de recurrencia, caída de tensión (aceleraciones máximas posibles), y magnitud máxima posible. Este marco sismotectónico global de la zona de estudio permite identificar los principales elementos que inciden en la estimación de la amenaza sísmica.

En el Capítulo 4 de este estudio se describen las principales fuentes sismogénicas que inciden directamente en el nivel de exposición y amenaza sísmica en la zona de estudio. En lo que sigue complementamos brevemente la descripción de estas fuentes sismogénicas, y presentamos un análisis de nuevos antecedentes aportados, desde el ámbito científico en estos últimos años, en relación a la identificación de la potencial amenaza sísmica asociada a la Falla San Ramón. A partir de este nuevo conocimiento, se entregan los elementos necesarios para constreñir, mediante un análisis de detalle de la sismicidad superficial localizada en la cordillera y asociada al sistema de fallas repertoriadas por los estudios de tectónica, el tipo de terremoto asociado a la Falla San Ramón (mecanismo), su tamaño máximo posible, aspectos mecánicos (geometría del plano de falla y su extensión), y localización respecto a la zona urbana de Santiago. Estos nuevos elementos ponen en evidencia y nos permiten concluir que la Falla San Ramón es una Falla Activa, es decir, capaz de producir sismos. El análisis de la sismicidad asociada, la identificación de aspectos mecánicos y geométricos, fundamentales para la elaboración de futuros instrumentos de planificación urbana, son antecedentes que permitirán mejorar futuros estudios de detalle en términos de micro-zonificación sísmica para la evaluación de los niveles de exposición de la amenaza sísmica en la Región Metropolitana.

5.2 Potenciales fuentes sismogénicas en la zona de estudio y Falla San Ramón

La zona Central de Chile, y en particular la Región Metropolitana, ha sido históricamente el escenario de grandes terremotos de subducción, es decir, sismos de contacto interplaca con epicentros localizados en la zona costera (donde la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana), algunos de ellos (M=8) con frecuencias del orden de 1 a 2 por siglo; otro tipo de eventos sísmicos son los con epicentro marino, costa afuera –denominados outer rise– como resultado de esfuerzos de flexura de la litósfera oceánica por curvatura inducida en el proceso de subducción (Figura 5.1.3); también ocurren sismos de profundidad intermedia (profundidades comprendidas en el rango $50 < H < 200$ km), con epicentros

continentales, los que pese a ser frecuentes, sus magnitudes son menores, y en Chile sólo ocasionalmente alcanzan magnitudes $M \sim 8$. En esos casos estos eventos llegan a producir importantes daños (Figura 5.1.3); por último se observan también “sismos superficiales” (profundidades $H < 30$ km), con epicentro continental y localizados fundamentalmente en la zona cordillerana, que por su cercanía a zonas pobladas, constituyen una fuente importante de amenaza sísmica, pese a que sus magnitudes máximas son por lo general $M < 8$ (Figura 5.1.3). Este último tipo de fuente sismogénica es el que nos ocupa en este estudio y corresponde al proceso de deformación frágil de la corteza continental, localizada preferentemente en la zona cordillerana cerca de Santiago. La Falla San Ramón es una representante de este tipo de deformación frágil (falla tectónica), y es el tema que, desde la perspectiva sismológica, se aborda en este Capítulo.

La descripción de la actividad sísmica en la zona Central de Chile, esta vez en términos de la distribución geográfica de los epicentros, en una dirección Norte a Sur, permite poner en evidencia ciertas características peculiares asociadas a la deformación frágil de la zona cordillerana, la que en parte se insinúan en la Figura 5.1.2.

Gracias a la instalación de estaciones sismológicas de última generación (banda ancha con gran rango dinámico) en la Región Metropolitana, realizada los últimos años por el grupo de sismólogos de la Universidad de Chile, y destinada fundamentalmente al monitoreo de la actividad sísmica cortical cerca de Santiago, se ha logrado poner en evidencia varias zonas sísmicamente activas que no habían sido detectadas con anterioridad (color violeta en la zona Cordillerana de la Figura 5.1.4). Es necesario señalar que, si bien estos nuevos equipos han permitido poner en evidencia esta actividad sísmica, el número de instrumentos es aún claramente insuficiente en la actualidad para lograr establecer determinaciones hipocentrales con los niveles de precisión que se requieren en un análisis sismotectónico de más detalle, es decir, que ponga en relación espacial los sistemas de fallas en la cordillera con la distribución y organización de la sismicidad. Para lograr hipocentros de calidad, por ejemplo, precisiones menores a 2 km en los parámetros focales para eventos sísmicos con profundidades focales de ~ 20 km, se requiere una geometría de red de estaciones sismológicas distribuidas en la zona de estudio separadas entre ellas a distancias < 20 km.

Sin embargo, con un catálogo sísmico depurado es decir, utilizando un criterio de corte por magnitud mínima, se puede implementar una metodología que nos proporcione resultados de primer orden, es decir, lograr detectar la manera cómo se organiza básicamente esta sismicidad superficial cordillerana.

La Figura 5.1.4 representa la distribución de los hipocentros¹ determinados por el Servicio Sismológico Nacional de la Universidad de Chile para el periodo 2000-2011 utilizando un criterio de corte para magnitudes $M > 3.5$. Se aprecian claras estructuras de auto-organización de la actividad sísmica en la zona cordillerana: la sismicidad de profundidad intermedia (50-180 km), representada por pequeños círculos de colores verde, amarillo y rojo (ver paleta color/profundidad inserta en la figura), muestra una intensa actividad sísmica al Sur de la Latitud 31°S y una distribución en dirección NE-SW entre las latitudes 31°S - 33°S ; respecto a la actividad sísmica superficial (con profundidades $H < 30$ km), representada en color violeta, la figura muestra que en la zona cordillerana, al Norte de la Latitud $\sim 32^{\circ}\text{S}$, esta es prácticamente inexistente, y en la región cordillerana cerca de Santiago (latitud $\sim 33^{\circ}\text{S}$) su manifestación es claramente mayor.

¹ Hipocentro: corresponde a las coordenadas del epicentro más la profundidad focal del sismo.

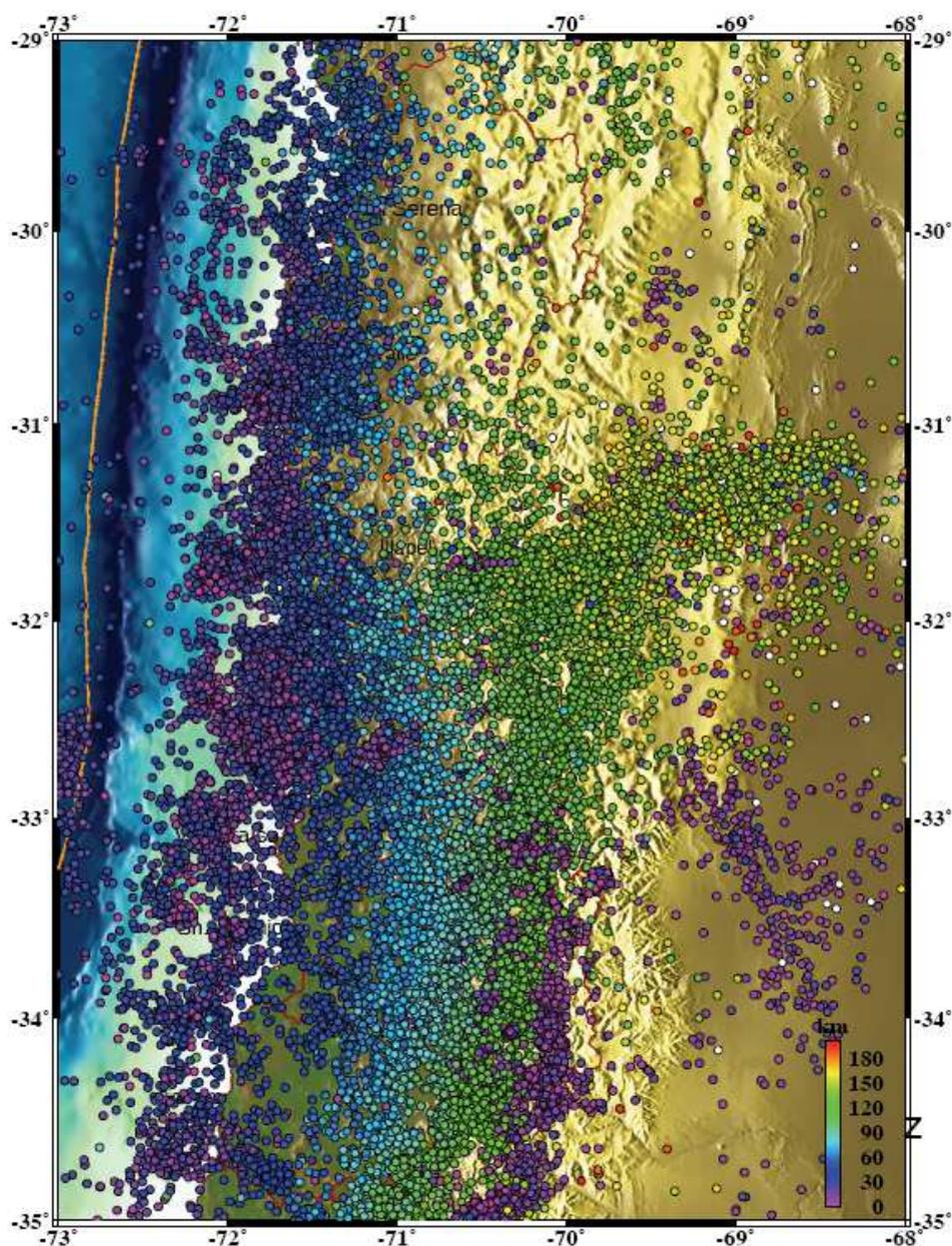


Figura 5.1.4.

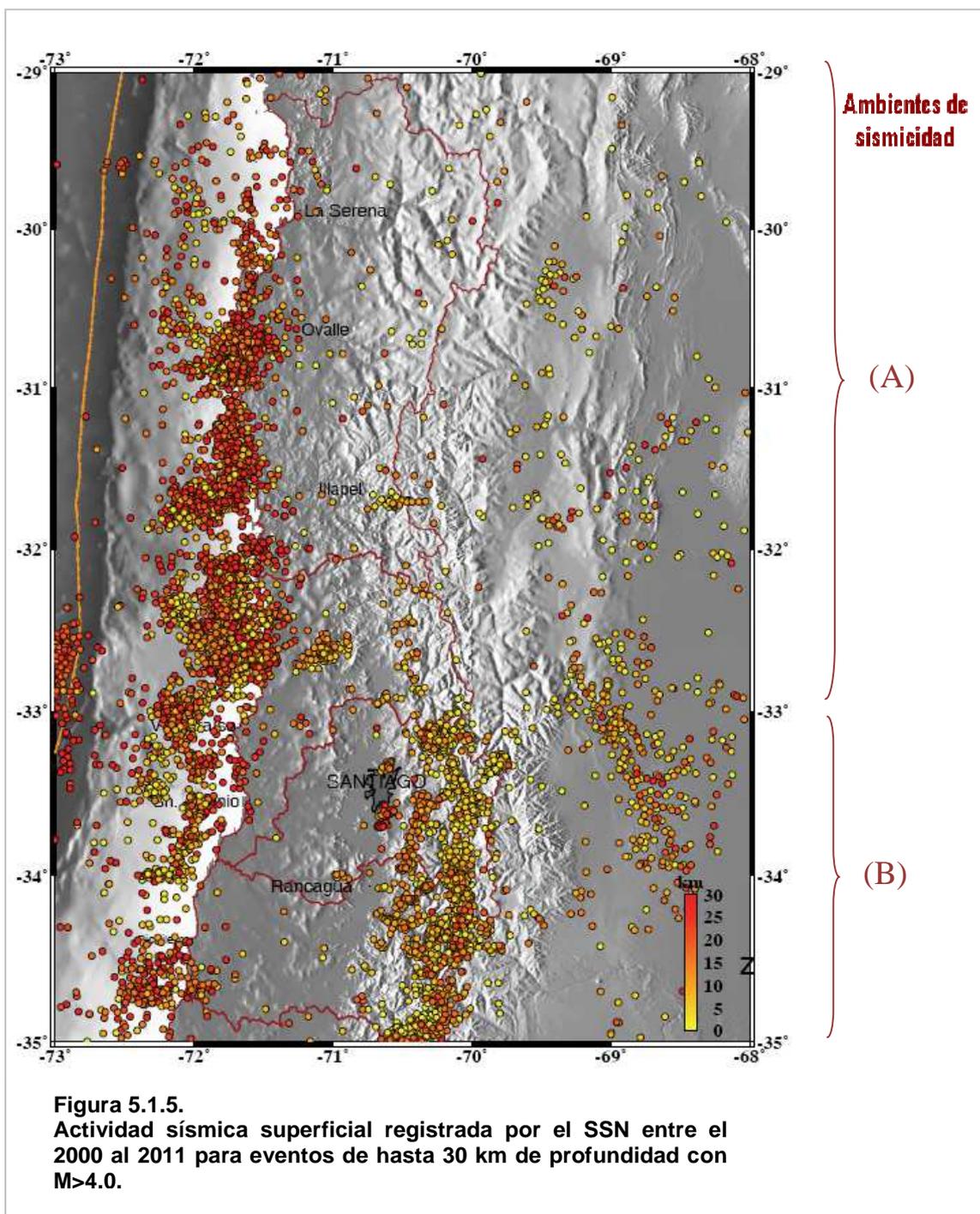
Sismicidad regional registrada por el SSN entre 2000-2011. Frente a la costa, en morado y azul se muestra la sismicidad asociada a eventos tipo *thrust* originados en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, en azul y verde se muestran los sismos intraplaca de profundidad intermedia originados en la placa subductante, en morado se observa la sismicidad cortical superficial.

En términos sismotectónicos, la zona de Chile Central, entre las latitudes 31° - 33° S, corresponde a una región de transición en términos de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Los últimos 40 años se ha reconocido este aspecto en varios estudios (i.e., Isacks & Barazangi (1976), Uyeda & Kanamori (1979), Smalley & Isacks (1987), Cahill & Isacks (1992)). Los resultados indican que la sismicidad ha puesto en evidencia características y propiedades morfológicas complejas, siendo una de las más destacadas la fuerte variación en el ángulo de subducción de la placa de Nazca. Esta configuración geométrica de la sismicidad, a profundidades mayores que 100 km, se ha interpretado que correspondería a lo que se denomina “subducción horizontal”. Sin embargo, la distribución de la sismicidad en profundidad, entre la fosa y hasta la profundidad de 100 km en toda esta región, presenta un ángulo de subducción prácticamente normal, o sea, constante entre 20 a 30 grados de inclinación.

Este rasgo de subducción plana se ha observado también en otras zonas, como Perú Central, pero en la zona Central de Chile presenta una expresión más clara y evidente.

A la latitud de Santiago la sismicidad cortical superficial (color violeta) cambia respecto a la localizada al Norte de esta latitud, aumentando drásticamente. Este fuerte incremento de sismicidad en la cordillera representa una clara evidencia de la presencia de deformación frágil que opera como mecanismo responsable de la construcción del paisaje andino en esta región. Esto tiene una consecuencia directa asociada a la presencia de sistemas de fallas repertoriadas por levantamientos de terreno geológicos: el sistema de fallas en la cordillera, en consecuencia, son candidatas de primer orden a ser fallas sísmicamente activas y corresponden al mecanismo principal que permite acomodar la tasa de deformación en la corteza.

Si realizamos un análisis sísmico utilizando un catálogo más depurado, que satisface criterios más estrictos en términos de completitud, por ejemplo considerar sólo eventos de magnitud $M > 4.0$, es decir, todos los eventos que ocurren en la región cuentan con hipocentro, la distribución espacial y las modalidades de organización de la sismicidad superficial cordillerana emergen con mayor claridad. Esta organización, no-homogénea de la sismicidad, permite identificar con más detalle la relación existente entre las fallas repertoriadas y su posible manifestación sísmica, o sea, las fallas sísmicamente activas (Figura 5.1.5).



Los típicos problemas asociados con la localización de sismos locales y regionales son las imprecisiones en los tiempos de llegada, un inadecuado modelo de velocidad y las consecuentes inestabilidades de los métodos de inversión. Debido a que las distancias epicentrales normalmente son mayores que las distancias entre estaciones sismológicas, los parámetros hipocentrales no pueden ser bien determinados produciéndose una fuerte dependencia entre tiempo origen y profundidad focal, complicando aún más la posterior interpretación de la manera cómo se estructura la distribución espacial de la sismicidad.

En consideración a lo anterior, se seleccionaron eventos sísmicos de manera que logran satisfacer algunos criterios sismológicos que garanticen obtener las mejoras esperadas en las localizaciones: selección de eventos sísmicos con al menos 20 lecturas de Onda P y S, y aquellos cuyos epicentros estuvieran sólo dentro de la región de estudio y con profundidades menores a 30 km.

Debido a la imposibilidad de modificar la configuración geométrica de la red de estaciones sismológicas, se utilizó la estrategia de mejorar el modelo de estructura de velocidades para relocalizar. Esto porque el modelo utilizado por el Servicio Sismológico no es el más indicado para localizar eventos originados en la corteza continental

Para calibrar un nuevo modelo de velocidad en la región, se analizaron algunos de ellos que han sido propuestos para la zona (Barrientos et al (2004); Servicio Sismológico Nacional, Pardo (Comunicación personal). Para la inversión de la estructura de velocidad 1D se utilizó una base de datos con 669 eventos sísmicos superficiales cordilleranos (0-30 km) ocurridos entre los 32.5°S- 34.5°S y los 69.5°W- 71.5°W, registrados por un mínimo de 12 estaciones sismológicas del SSN entre 2000 y 2011, y que cumplían con un mínimo de aproximadamente 20 lecturas de fases P y S, y con residuales menores a 0.3s.

El resultado del análisis de los diferentes modelos de estructura de velocidad se realizó mediante la técnica VELEST y utilizando como “eventos calibradores” las tronaduras en la mina Disputada de Las Condes.

El modelo final, que presenta menos dispersión (RMS), corresponde al presentado en la Figura 5.1.7.

1. Modelo Estructura de Velocidad SSN
2. Modelo de Estructura de Velocidad Final

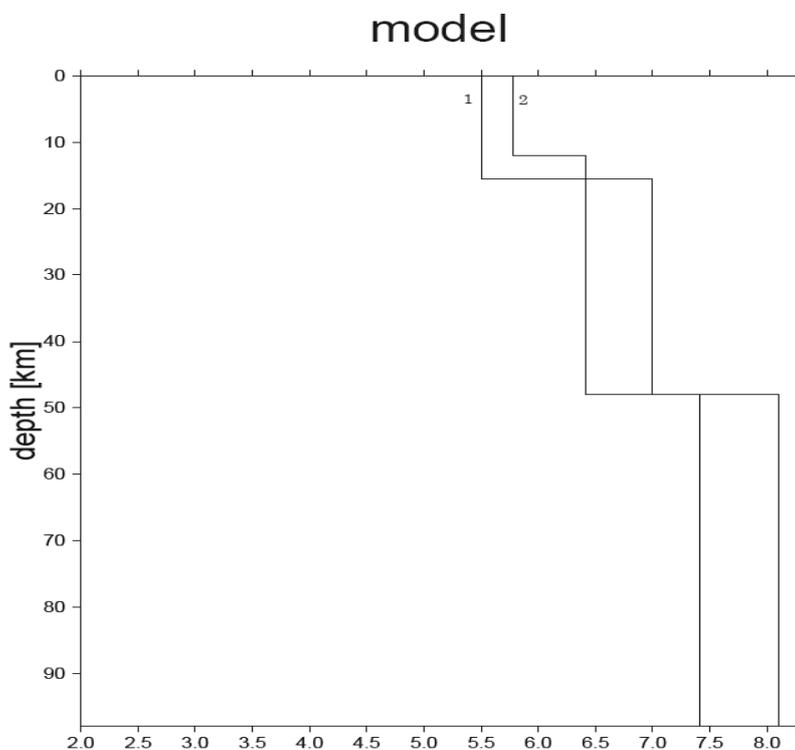


Figura 5.1.7.

Comparación entre los modelos inicial de partida usado para la inversión y que permite el mejor ajuste de los datos (modelo 1), el modelo 2 es el modelo de velocidad cortical unidimensional final obtenido.

En la Figura 5.1.8 se presenta la distribución de la actividad sísmica cortical relocalizada correspondiente a un total de 2509 eventos ocurridos entre 2000 a 2011. Se confirma la existencia de poca dispersión espacial de los eventos y una organización de los eventos superficiales cordilleranos en zonas bien localizadas.

Los resultados son concluyentes: La sismicidad cortical superficial se organiza en una dirección aproximada N-S, y fundamentalmente a lo largo de dos franjas paralelas, manteniéndose la distribución de la sismicidad original reportada por el SSN (Figura 5.1.8).

Una franja tipo (a), con eventos de características similares entre sí en términos de formas de onda, tiempos S-P, como se observa en la Figura 5.1.9 y de sus mecanismos focales (Figura 5.1.10); y otra tipo (b), con gran diversidad en sus formas de ondas (variación de mecanismos focales) (Figura 5.1.9), y alta dispersión en los tiempos S-P (Figura 1.5.9). Adicionalmente, se observa que la banda de sismicidad N-S cercana a la cuenca de Santiago, tipo (a), está bien definida, con un ancho en dirección E-W < 15 km, profundidades focales con poca dispersión en torno a los ~10 a 15 km y con epicentros que presentan una distribución paralela a la traza superficial de la Falla San Ramón; La banda tipo (b), también de dirección N-S y localizada al interior de la Cordillera Principal, presenta una mayor dispersión en dirección E-W y un rango de variación de las profundidades focales entre ~0 y ~10 km, con una concentración mayor de eventos al Sur de los 34°S, tal como ha sido indicado por Barrientos et al. (2004) y Charrier et al. (2005). La mayoría de esta actividad sísmica se localiza cerca del límite Chile-Argentina, alineada con el Sistema de Fallas El Fierro. Entre ambas franjas se observa además una sismicidad escasa y dispersa.

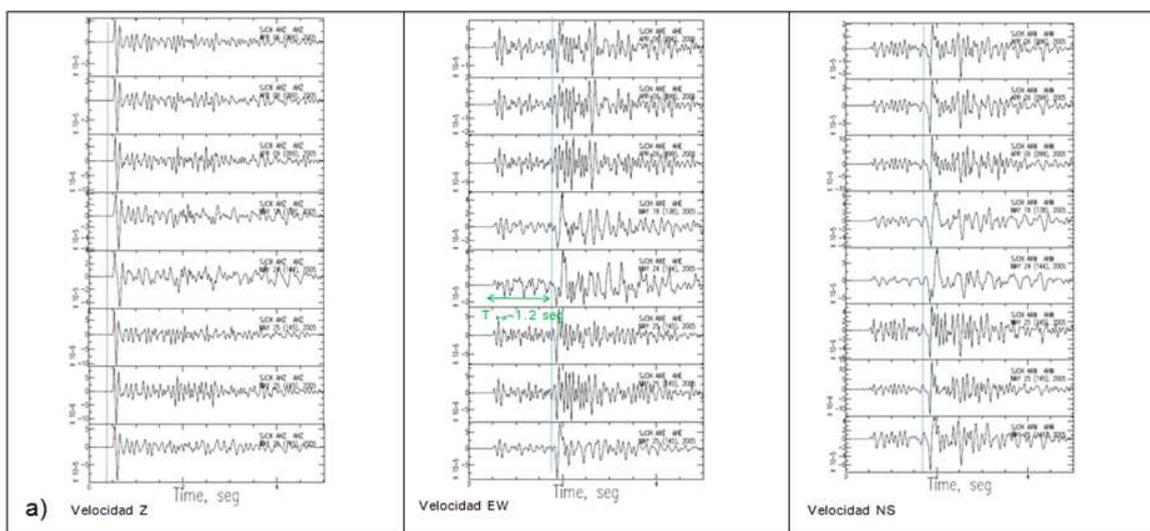


Figura 5.1.9.a)

Formas de onda para eventos bajo estación SJCH, línea roja muestra tiempo de llegada de la onda P, línea azul indica el tiempo de llegada de la onda S.

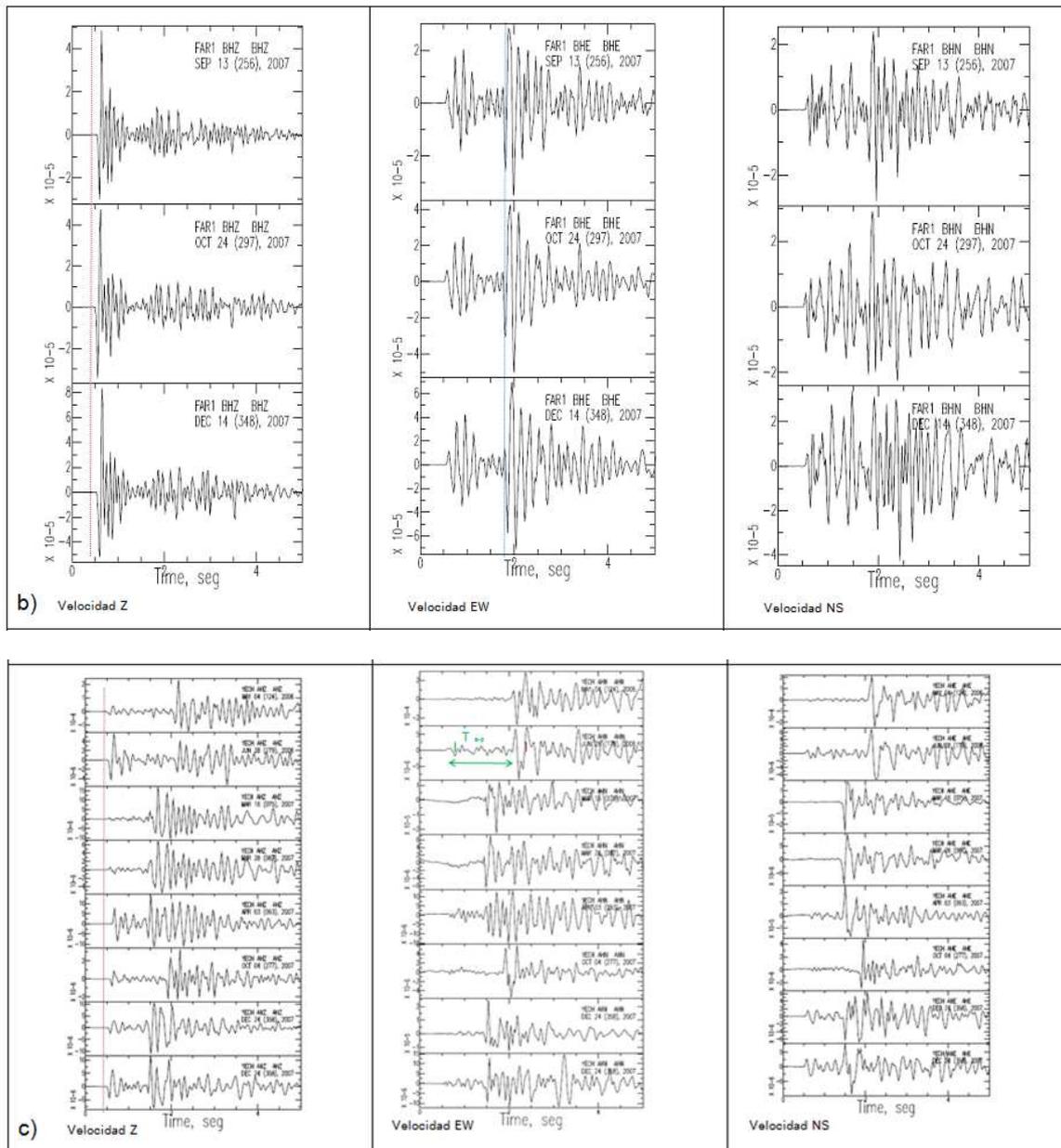


Figura 5.1.9. b) Formas de onda eventos bajo estación FAR, línea roja muestra tiempo de llegada de la onda P, línea azul indica el tiempo de llegada de la onda S. c) Formas de onda eventos bajo estación YECH, línea roja muestra tiempo de llegada de la onda P.

Adicionalmente, se realizó un análisis detallado de movimiento de partícula de la sismicidad registrada a menos de 13 km bajo 4 estaciones sismológicas (indicadas con rombos amarillos en la Figura 5.1.8). Dos de estas estaciones, de banda ancha, corresponden a Las Melosas (LMEL) y Farellones (FAR), las otras 2, provistas de acelerómetros, corresponden a San José de Maipo (SJCH) y El Yeso (YECH)). Todas estas estaciones están emplazadas en la zona cordillerana. Del análisis detallado de movimiento de partícula, para los eventos sísmicos localizados directamente bajo las estaciones SJCH, LMEL, YECH, y FAR, se observa que la sismicidad cerca de Santiago, o sea, bajo las estaciones SJCH y FAR, presenta formas de ondas todas similares y tiempos S-P de 1.2s. Dicha actividad sísmica se concentra y clusteriza en torno a los 9 -13 km de profundidad (8 de 13 eventos se concentran en torno a los 9 km) para el clúster (grupo) de SJCH y en torno a los 9 km para el clúster bajo FAR. Los otros 2 clústeres de eventos sísmicos, bajo las estaciones sismológicas de YECH y LMEL, presentan formas de ondas todas muy diferentes y tiempos S-P variables, consistente con profundidades focales comprendidas entre los 6 y 13 km. (Figuras 5.1.9 y 5.1.10). La gran similitud observada en las formas de onda para los eventos bajo las estaciones SJCH y FAR indica que la deformación frágil que allí ocurre puede asociarse a una misma fuente de ruptura, es decir, un mecanismo focal común.

Del análisis sismológico se puede concluir que los eventos sísmicos asociados a SJCH Y FAR, ubicados a un horizonte de profundidad promedio 9 km, que dan cuenta de un mecanismo focal esencialmente el mismo (falla inversa de dirección N-S con dip entre 30° y 40° y un rake de 100 a 120°). (Figura 5.1.10), y tiempos S-P de 1.2 s con muy poca dispersión, ajustan de manera coherente con los aspectos mecánicos y geométricos del modelo tectónico propuesto por Armijo et al. (2010) para la Falla San Ramón.

Adicionalmente, la mayor dispersión de epicentros y profundidades focales observada para los sismos bajo LMEL y YECH, ajusta con la deformación difusa asociada a la zona de la Cordillera Principal propuesta por este modelo, y la variabilidad de sus formas de ondas, a la complejidad de mecanismos focales de una deformación frágil asociada a una mayor diversidad de fallas propuestas para esta zona.

Estos nuevos antecedentes sismotectónicos permiten concluir que la actividad sísmica de la franja de eventos organizados en dirección N-S, cercanos a la cuenca de Santiago, corresponden a una manifestación de deformación frágil, localizada en profundidad, de la Falla San Ramón.

Estos nuevos hallazgos obtenidos de un análisis detallado de la sismicidad cortical cordillerana, apoyado de movimiento de partícula y modelamiento de formas de onda para obtener mecanismos focales, permiten relacionar inequívocamente un horizonte de despegue² de la Falla San Ramón con el nido de sismicidad en profundidad (aprox. 9 km) bajo la estación sismológica SJCH.

El modelo tectónico propuesto para esta falla da cuenta no sólo de la distribución de la actividad sísmica observada en profundidad, sino que además, pone en total coherencia los tipo de mecanismos focales observados de los eventos estudiados con el modelo tectónico para explicar el despegue a un nivel de aprox. 10 km propuesto para la Falla San Ramón.

Se concluye que la Falla San Ramón no sólo tiene evidencias de falla geológicamente activa, sino que además, evidencias de ser una falla sísmicamente activa.

Esto la hace un elemento de primer orden a considerar para la estimación de la amenaza sísmica para toda la RM y en especial la ciudad de Santiago.

² El horizonte de despegue corresponde a una rampla asociada a la estructura cortical de la Falla San Ramón. Su profundidad (presión litostática, gradiente geotérmico), y configuración geométrica y geológica, en que se destaca una formación geológica o nivel regional de yeso, favorece el corrimiento o fallamiento ante esfuerzos tectónicos regionales (Armijo et al., 2011). Por lo anterior es más plausible detectar microsismicidad asociada a esta rampla.

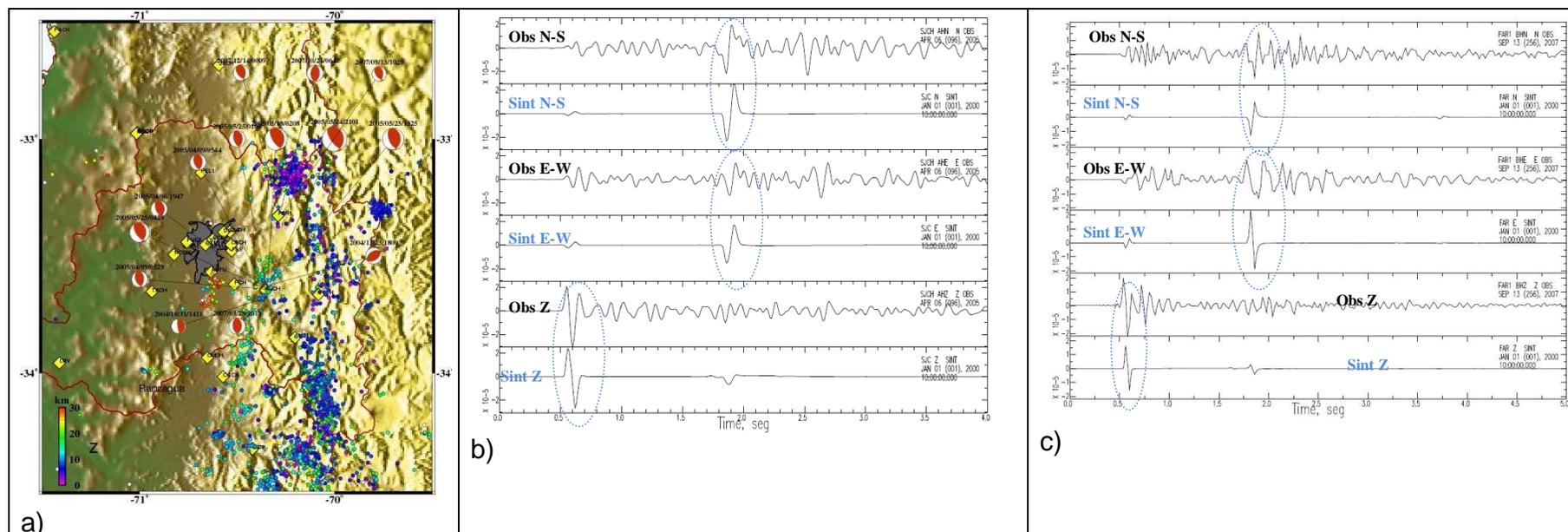


Figura 5.1.10. a) Solución de mecanismos focales para cada uno de los eventos bajo la estación San José de Maipo, en amarillo se indican las estaciones sismológicas, en círculos de colores los hipocentros relocados con el nuevo modelo de velocidad, donde el color indica la profundidad de acuerdo a las escala. b). Modelamiento de formas de onda para uno de los eventos sísmicos localizados bajo la estación San José de Maipo, un total de 11 modelaciones fueron realizadas. c) Modelamiento de formas de onda para uno de los eventos sísmicos localizados bajo la estación Farellones, un total de 3 modelaciones fueron realizadas

5.4 Caracterización geométrica y tamaño máximo posible de un evento sísmico en la Falla San Ramón.

La Figura 5.1.11 corresponde a un corte en profundidad del modelo tectónico propuesto por Rauld (2011) y Armijo et al., (2010). En él se ha incorporado la zona de actividad sísmica, detectada a partir del análisis de movimiento de partícula, concentrada bajo la estación sismológica de SJCH, y que correspondería a deformación frágil (sismicidad) asociada al nivel de despegue de la falla San Ramón (indicada con la flecha en la Figura 5.1.11).

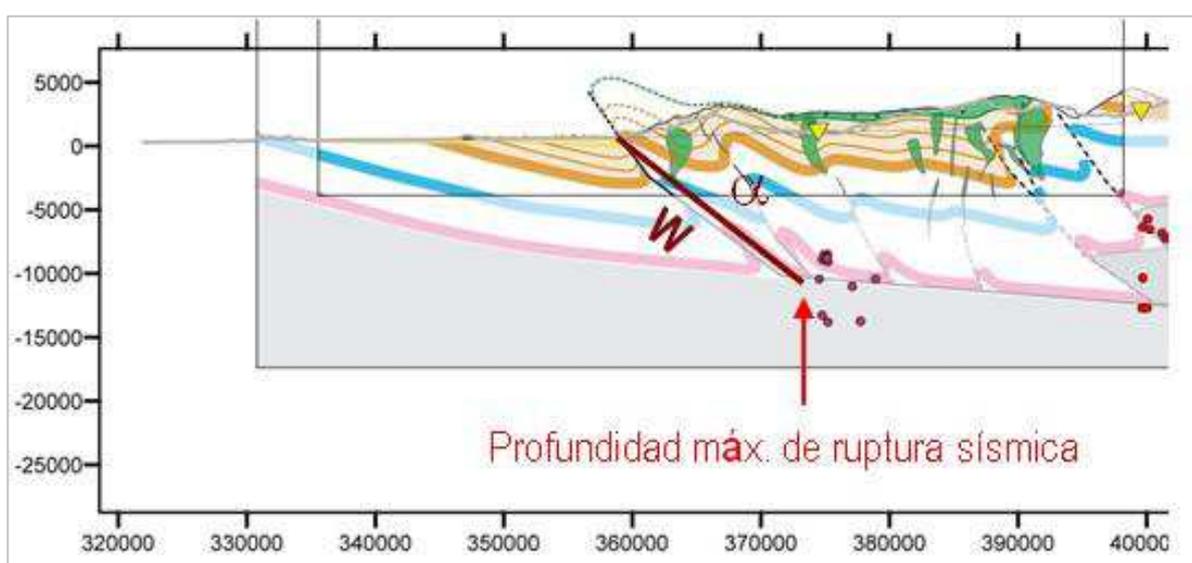


Figura 5.1.11. Corte en profundidad del modelo tectónico propuesto por Rauld (2011) y Armijo et al., (2010).

Con estos parámetros, se calcula el Momento Sísmico asociado a un único evento que libere la energía sísmica acumulada asumiendo la relación de escala clásica en sismología (Sholz, 1998).

Largo de la traza de la falla San Ramón: $L \approx 35 \text{ km}$

Profundidad del nivel de despegue (clústeres de sismos): $h = 14 \text{ km}$

Ángulo de buzamiento promedio del plano de falla: $\alpha = 30^\circ$

Ancho estimado del plano de falla: $W \approx 28 \text{ km}$

Valor del módulo de cizalle para la corteza: $\mu = 3.3 \times 10^{11} \text{ dinas/m}^2$

Desplazamiento promedio (de Ley de escala): $10^{-5} L < \Delta u < 10^{-4} L$

Momento Sísmico asociado a una sola ruptura sísmica total: $M_0 = \mu A \Delta u$

Utilizando la expresión para la Magnitud de Momento:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7$$

Obtenemos que el rango del terremoto máximo posible está comprendido entre:

$$6.7 < M_w < 7.4$$

6 GEOTECNIA

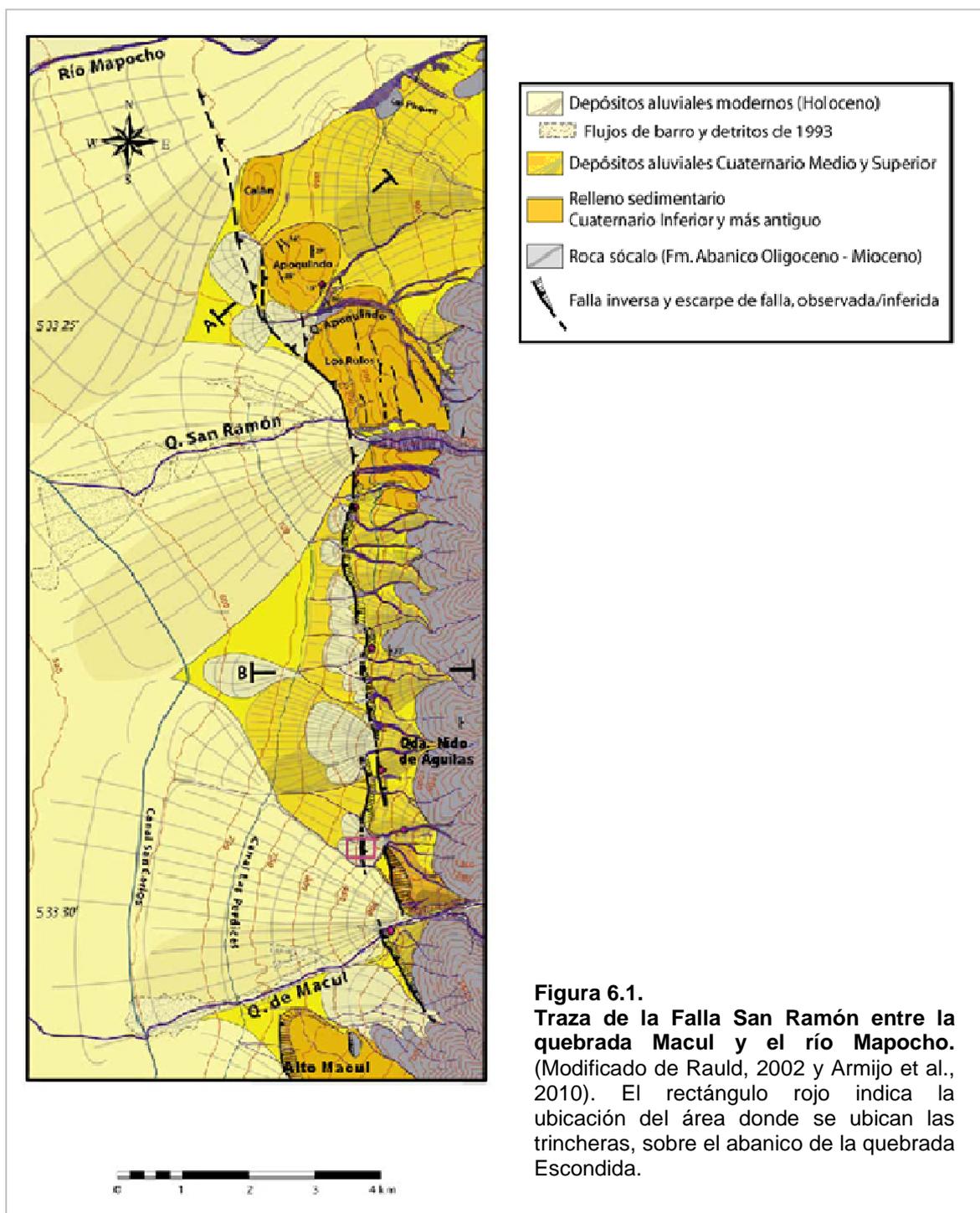
6.1 Tipo de Suelo en el sitio

Como se dijo en antecedentes (Capítulo 2), la Falla San Ramón (Figura 6.1) es una estructura geológica que limita el valle de la Depresión Central, de altitud media de 550 m, con el frente cordillerano, el cual se eleva abruptamente por sobre los 2000 msnm, y en donde destaca el cerro San Ramón, cuya cima alcanza los 3249 msnm.

Como se observa en la Figura 6.1, la zona de estudio se ubica en depósitos aluviales modernos (Holocenos), en la Unidad Cuaternaria Reciente definida por Rauld (2002).

Los depósitos de la Unidad Cuaternaria Reciente están presentes en todo el borde oriental de la cuenca de Santiago con forma de abanicos aluviales. Sus ápices, que en general se encuentran en la desembocadura de las quebradas, coinciden con los escarpes asociados a la Falla San Ramón (Figura 6.1). La edad de esta unidad sería holocena.

En el área de estudio, ubicada entre las quebradas Macul y Nido de Águilas esta unidad está representada por los depósitos que forman el abanico aluvial de la quebrada Escondida. En este sector, la Falla San Ramón tiene dos trazas, de orientación aproximadamente norte-sur; el ápice del abanico se ubica en la traza más oriental. En el sitio, la traza más occidental de la FSR corta el abanico generando un escarpe.



Las trincheras excavadas, de aproximadamente entre 3 y 4 m de profundidad, muestran un suelo constituido por capas de espesores decimétricos de gravas arenosas, matriz soportadas y clasto soportadas, con variaciones en el tamaño de los clastos (Figuras 6.2 y 6.3).

Las gravas dominan la secuencia, presentando clastos volcánicos angulosos y subangulosos de tamaños centimétricos a decimétricos, en una matriz de tamaño variable entre grava fina y limo. Según el sistema USCS clasificarían geotécnicamente como GP. Algunas capas presentan bloques mayores en matriz fina que se asocian a depósitos de flujos detríticos. También se observan algunos lentes delgados de limos arcillosos.

La descripción estratigráfica de las trincheras (Capítulo 3), permitió diferenciar 9 unidades lenticulares. La descripción USCS para cada una sería:

Unidad 1: GW	Unidad 2: GP	Unidad 3: GP-SM
Unidad 4: SM	Unidad 5: GW-GM	Unidad 6: GP
Unidad 7: GP	Unidad 8: GP	Unidad 9: GP-GM

Como se observa en la descripción, el suelo dominante sería GP, con algunos niveles con mayor porcentaje de matriz, dominando una matriz gruesa GM.

En la parte superior de las trincheras se desarrolla un suelo vegetal delgado. Sobre estos depósitos se observa gran cantidad de bloques de gran tamaño, de hasta 1 a 1,5 m de diámetro, dispersos en el abanico.



Figura 6.2.
Vista general de la trinchera.
Se observa material grueso con algunos bloques. El martillo de escala para mostrar los tamaños de los clastos.



Figura 6.3. Detalle de los sedimentos de grano más fino, con clastos centimétricos, encontrados en las trincheras

Respuesta de sitio

En base a la geología de los ca. 30-50 m más superficiales, los daños registrados para los terremotos de 1985 y 2010 y a la frecuencia fundamental obtenida con la metodología Nakamura, estudios recientes (Leyton et al., 2010 y 2011) han desarrollado una zonificación de la respuesta sísmica esperada para los suelos de Santiago.

La Figura 6.4 muestra que el área de estudio se ubica sobre la Unidad IIIa definida por Leyton et al. (*op. cit.*),

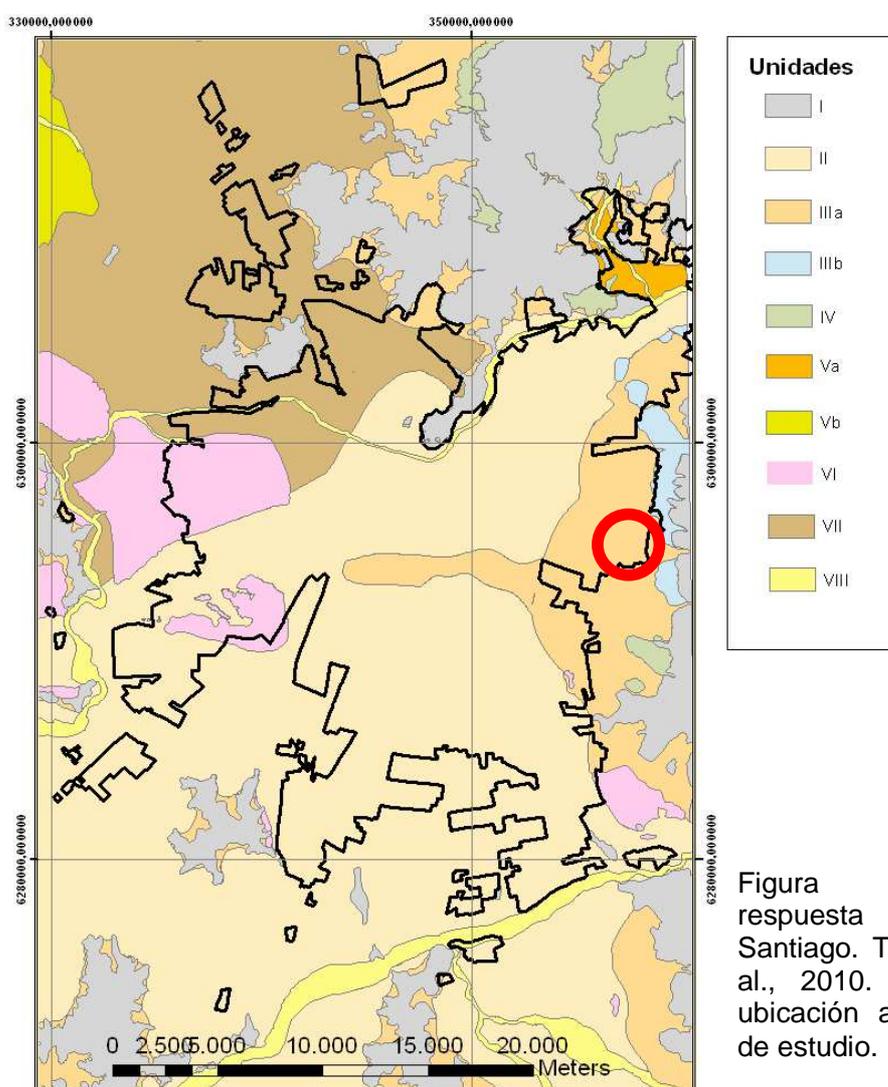


Figura 6.4. Zonificación respuesta sísmica suelos de Santiago. Tomado de Leyton et al., 2010. En círculo rojo la ubicación aproximada del área de estudio.

La Unidad IIIa, está definida como constituida por bloques y gravas subangulares en matriz soportante areno-arcillosa, con intercalaciones de arenas, limos y arcillas. Incluye a depósitos asociados a abanicos aluviales menores ubicados en las laderas de los relieves principales que rodean la cuenca (Leyton et al., 2010).

Por otra parte, teniendo en cuenta que las normas de diseño sísmico hacen la clasificación sísmica de los sitios en función de las propiedades dinámicas de los suelos, se requiere conocer el período fundamental de vibración y las velocidades de propagación de onda de corte de los suelos.

El análisis de las mediciones de microvibraciones ambientales permite determinar el periodo fundamental de vibración de los suelos utilizando el método de Nakamura. Esto es la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical (H/V). Utilizando esta metodología en los suelos de Santiago, Leyton et al. (2010), distinguieron en ellos cuatro tipos de comportamiento en la curva H/V. En la Figura 6.5 se muestran dos de los tipos definidos, los cuales son de utilidad para este estudio.

De acuerdo a los resultados obtenidos, Leyton et al (2010) sugieren que la Unidad IIIa, donde se ubica el área de estudio, estaría caracterizada por una gran variabilidad de su Periodo Fundamental, observándose valores mayores a 1 seg (ver Figura 6.5).

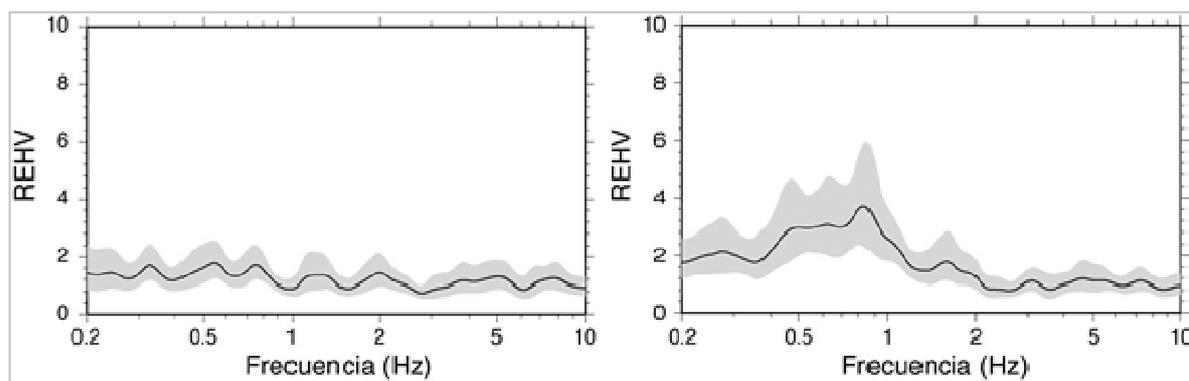


Figura 6.5.
Gráficos H/V vs Frecuencia. Izquierda: señal característica de las gravas de Santiago; Derecha: señal obtenida en la Unidad IIIa.

Estos mismos autores sugieren una V_{s30} mínima de entre 150 y 400 m/seg para la unidad IIIa.

Al respecto, el estudio geofísico realizado en el sitio (Anexo I) muestra una capa superficial con $V_p \sim 0.7$ km/s y a continuación en profundidad, un gradiente creciente de velocidad interpretable como aumento de compactación que alcanza, a los 30 m de profundidad, una $V_p \sim 1,1$ km/s. La capa superficial correspondería a sedimentos escasamente compactados.

Utilizando la relación $V_s = V_p / \sqrt{3}$, se puede sugerir velocidades V_s entre 400 m/s y 635 m/s para los suelos del sitio.

En este estudio se realizaron 4 medidas Nakamura para el área de interés, una en cada trinchera y dos en la ladera, entre las dos trincheras; la Figura 6.6 muestra los gráficos resultantes. De ellos se puede observar una señal más bien plana, con un leve aumento de la amplitud de la señal entre 0,5 y 1 Hz (periodos de 2 y 1 segundos). Esta respuesta indicaría que en el sitio estudiado, el suelo de los primeros metros tendría un comportamiento más bien similar al observado en gravas de Santiago. Esto es debido a que el material reconocido en las trincheras corresponde a un material grueso, comparable a las gravas de Santiago. Por otra parte, esta respuesta confirma la gran variabilidad del comportamiento esperado para la Unidad IIIa, la cual depende de las condiciones locales.

En el mismo estudio, Leyton et al (*op. cit.*) señalan que la intensidad sísmica I_{MSK-64} para el terremoto de 1985 fue de entre 7.0 y 7.5 grados para la Unidad III y de entre 6.5 y 7.5 para las gravas de Santiago.

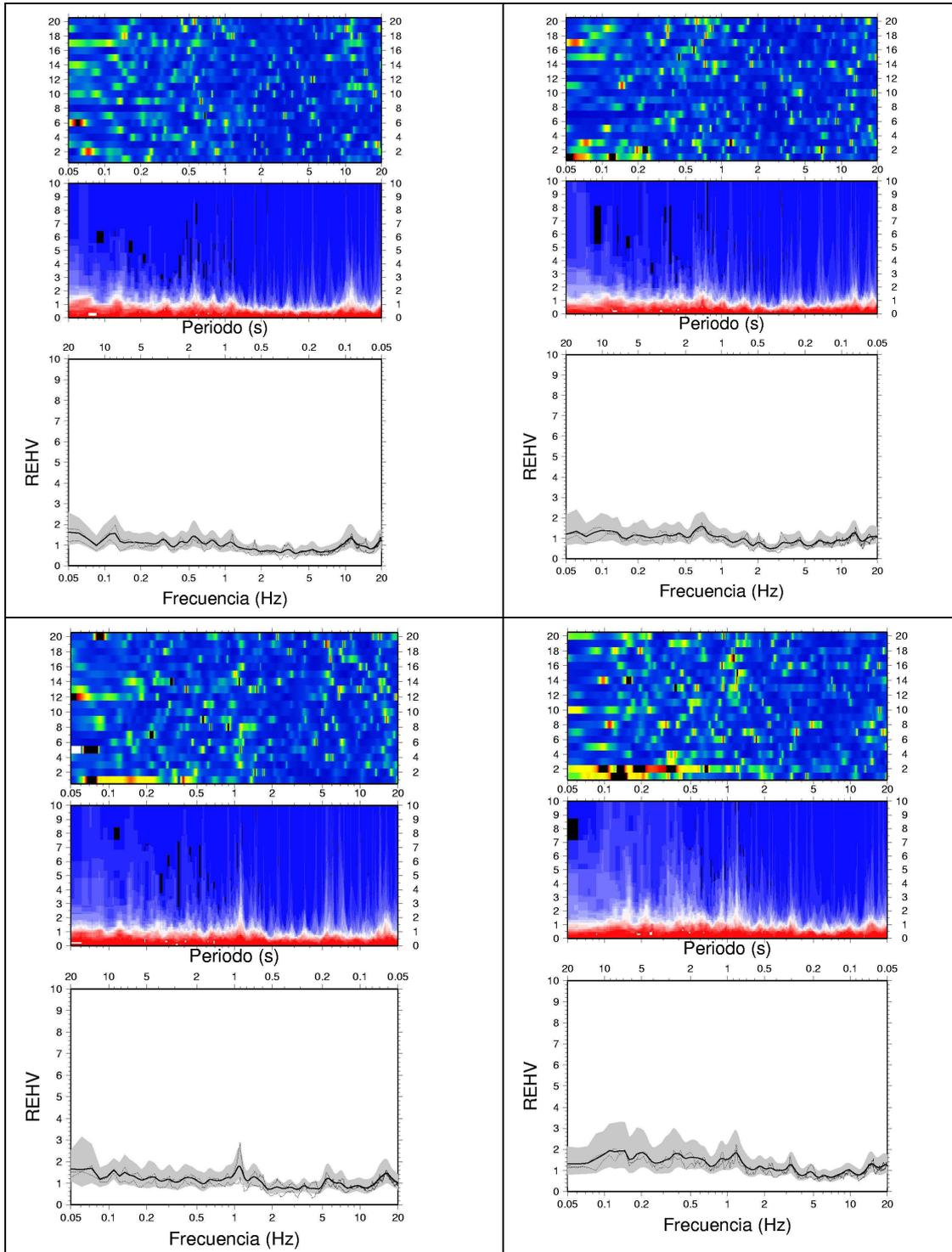


Figura 6.6. Gráficos H/V en sector de las trincheras.

Tipo de suelo

De acuerdo a lo anteriormente señalado, el suelo del sitio corresponde a un suelo grueso, asignado a la Unidad IIIa de Leyton et al (2010), con velocidades de onda de corte V_s , estimada de estudios geofísicos, entre 400 y 635 m/s, con períodos de vibración similar a la grava de Santiago.

La Tabla 6.1 muestra la clasificación de los suelos de fundación según la norma NCh 433. Como se observa en dicha tabla, el suelo del sector clasificaría como Suelo Firme (Tipo II). Sin embargo, la velocidad de 400 m/s corresponde al límite entre suelo Tipo II y suelo Tipo III.

Dada la gran variabilidad de la unidad, la extensión de estas observaciones a toda la Unidad IIIa debe ser apoyada por estudios locales.

Tabla 6.1. Definición de los suelos de fundación. NCh 433.

Tipo de suelo	Descripción
I Roca	Roca: Material natural, con velocidad de propagación de ondas de corte in-situ igual o mayor que 900 m/s, o bien, resistencia de la compresión uniaxial de probetas intactas (sin fisuras) igual o mayor que 10 MPa y RQD igual o mayor que 50%.

Tipo de suelo	Descripción
<p>II</p> <p>Suelo Firme</p>	<p>a) Suelo con VS igual o mayor que 400 m/s en los 10 m superiores, y creciente con la profundidad, o bien,</p> <p>b) Grava densa, con peso unitario seco γ_d igual o mayor que 20 kN/m³, o índice de densidad ID(DR) (densidad relativa) igual o mayor que 75%, o grado de compactación mayor que 95% del valor Proctor Modificado; o bien;</p> <p>c) Arena densa, con ID(DR) mayor que 75%, o Índice de Penetración Estándar N mayor que 40 (normalizado a la presión efectiva de sobrecarga de 0.10 MPa), o grado de compactación superior al 95% del valor Proctor Modificado; o bien,</p> <p>d) Suelo cohesivo duro, con resistencia al corte no drenado s_u igual o mayor que 0.10 MPa (resistencia a la compresión simple q_u igual o mayor que 0.20 MPa) en probetas sin fisuras.</p> <p>En todos los casos, las condiciones indicadas deberán cumplirse independientemente de la posición del nivel freático y el espesor mínimo del estrato debe ser 20 m. Si el espesor sobre la roca es menor que 20 m, el suelo se clasificará como tipo I</p>
<p>III</p> <p>Suelo Medio Compacto</p>	<p>a) Arena permanentemente no saturada, con ID(DR) entre 55 y 75%, o N mayor que 20 (sin normalizar a la presión efectiva de sobrecarga de 0.10 MPa); o bien</p> <p>b) Grava o arena no saturada, con grado de compactación menor que el 95% del valor Proctor Modificado; o bien</p> <p>c) Suelo cohesivo con s_u comprendido entre 0.025 y 0.10 MPa (q_u entre 0.05 y 0.20 MPa) independientemente del nivel freático; o bien,</p> <p>d) Arena saturada con N comprendido entre 20 y 40 (normalizado a la presión efectiva de sobrecarga de 0.10 MPa).</p> <p>Espesor mínimo del estrato: 10m. Si el espesor del estrato sobre roca o sobre suelo correspondiente al tipo II es menor que 10 m, el suelo se clasificará como tipo II.</p>

Tipo de suelo	Descripción
IV Suelo Blando	Suelo cohesivo saturado con su igual o menor que 0.025 MPa (qu igual o menor que 0.050 MPa). Espesor mínimo del estrato: 10m. Si el espesor del estrato sobre suelo correspondiente a algunos de los tipos I, II o III es menor que 10 m, el suelo se clasificará como tipo III.

6.2 Remociones en masa

Toda vez que el estudio de peligro de remociones en masa no estaba incluido en el alcance del presente estudio, se presentará un breve análisis de la situación.

No existen para la zona estudios que consideren el peligro de remoción en masa generados por sismos asociados a la Falla San Ramón, solamente se cuenta con estudios generales de zonas de mayor peligro de remoción en masa, en especial flujos de detritos (Antinao et al., 2003) o de susceptibilidad (Sepúlveda et al., 2009) y con estudios locales que consideran la inestabilidad sísmica de laderas para terremotos lejanos (quebrada San Ramón, Lara, 2007; Lara y Sepúlveda, 2010) o estudios realizados para instrumentos de planificación o aprobación de obras, principalmente hidráulicas.

Las zonas de peligro sísmico muy alto y alto (numeral 4.4.3 de este estudio) afectan el cordón montañoso del cerro San Ramón, por lo que los altos niveles de aceleraciones generados por un eventual sismo en la falla ($>0,5$ g) pueden generar inestabilidades. Se estima que estas serían de carácter local en laderas de la zona urbana como desprendimientos de rocas y deslizamientos, dependiendo de las condiciones de pendiente y humedad de las laderas, lo cual debe ser abordado con estudios específicos. Hacia el interior de las cuencas de las quebradas mayores se identifican depósitos de megadeslizamientos antiguos, que podrían estar asociados a actividad sísmica de la falla en el pasado. Un colapso de estas características podría generar avalanchas de rocas, cuyo efecto más probable sobre la zona urbana serían aluviones asociados a represamiento de los cauces. Sin embargo, para una estimación de la peligrosidad y riesgo de remoción en masa es necesario contar con estudios específicos al respecto.

7 CONCLUSIONES PROSPECCIONES Y ENSAYES

La Falla San Ramón es una falla de mecanismo inverso que, en términos morfológicos, sobrepone las rocas del frente cordillerano a los sedimentos de la Depresión Central y que corresponde a una falla geológica y sísmicamente activa. Esto implica un potencial de generar terremotos de tipo cortical que por su ubicación y características afectarían de manera importante la zona oriente de Santiago.

Observaciones realizadas a partir de trincheras excavadas en forma transversal al escarpe de falla más reciente cerca de la quebrada Macul, indican que:

- La falla genera ruptura en superficie, con desplazamiento vertical del orden de varios metros en un solo evento,
- La ocurrencia de uno o dos grandes eventos sísmicos con ruptura en superficie después de 21.794 años calibrados antes del presente y posiblemente 8400-8433 años calibrados antes del presente,
- Dada la geometría conocida de esta estructura, los resultados confirman que las magnitudes esperables para sismos importantes a lo largo de la FSR serían del orden de $M_w 6,9-7,4$, tal como han sugerido trabajos previos (Armijo et al., 2010),
- De acuerdo a los escarpes de falla reconocidos a lo largo de la FSR, junto con las observaciones de las trincheras y resultados de estudios geofísicos realizados en el marco de este trabajo, sugieren que el rango de influencia de la potencial ruptura en superficie es del orden de 15-20 m hasta 300 m. Se sugiere considerar este efecto en la evaluación del peligro sísmico.

Se recomienda preservar el sitio en donde se han excavado las trincheras, de modo tal de continuar con las investigaciones paleosismológicas e implementar a futuro un museo que permita mostrar la FSR a la ciudadanía. La conservación de estas trincheras constituye un aporte importante del país a la investigación internacional de fallas de este tipo.

Para la estimación del Peligro Sísmico se utilizaron las metodologías probabilística y la determinística. La primera de ellas entregó un valor que combina el efecto de todas las fuentes (interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y corticales) y no permite identificar un único evento o fuente como la responsable del Peligro Sísmico obtenido. Para la estimación del peligro sísmico determinístico en cambio, se consideró cada fuente sismogénica por separado.

Considerando la metodología probabilística, para diversos periodos de retorno, la aceleración horizontal máxima (PGA) obtenida es:

Período de Retorno (años)	PGA (% g*)
72	34.8
475	56.7
1950	76.7

*g corresponde a la aceleración de gravedad

De acuerdo a lo anterior, los resultados del peligro sísmico probabilístico indican que en la cuenca de Santiago se alcanzan valores entre 52 a 58% de la aceleración de gravedad para un periodo de retorno de 475 años.

Utilizando la metodología determinística y de acuerdo a lo observado a partir de los terremotos históricos, se consideró la repetición de un gran terremoto *thrust* como el de 1730 con hipocentro a una distancia epicentral de 200 km, profundidad de 30 km y de magnitud $M_s = 8.8$. Para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia se consideró la ocurrencia de un terremoto a una distancia de 20 km del área de estudio y a una profundidad de 80 km, con la magnitud máxima observada de los mayores terremotos históricos, $M_s = 8.0$.

Los resultados muestran que el terremoto máximo creíble (MCE) para la zona de estudio corresponde a un evento del tipo intraplaca de profundidad intermedia, con magnitud $M_s = 8.0$, localizado a una distancia hipocentral de 83.8 km de la zona de estudio, que produciría un PGA de 95% g, el cual posee un período de retorno cercano a los 10.000 años.

Por otra parte, para el análisis determinístico de la Falla San Ramón (FSR), se utilizaron los datos del estudio sismotectónico. En éste, del análisis de detalle de la sismicidad cordillerana, los mecanismos focales estimados para los eventos localizados en la banda de sismicidad en torno a los 10 km de profundidad, y clusterizados muy cercanos a la cuenca de Santiago, se concluyó que están asociados al nivel de despegue de la Falla San Ramón, y en consecuencia, en total coherencia con el modelo tectónico propuesto por una metodología totalmente independiente.

Los aspectos geométricos estimados del modelo tectónico, calibrado por la sismicidad en la “zona de despegue”, permiten tener una representación del “objeto

terremoto” o Falla Posible Capaz que nos lleva al terremoto máximo posible asumiendo que la ruptura sísmica se produce a lo largo de todo el plano de falla de una vez.

Las magnitudes máximas posibles, estimadas utilizando valores extremos de la relación de escala de la fuente sísmica para el desplazamiento promedio sobre el plano de falla, es decir, valores comprendidos entre $10^{-5} L < u < 10^{-4} L$, donde L es el largo de la falla, llevan a que el sismo máximo posible es de $6.7 < M_w < 7.4$.

Como resultado de la evaluación del peligro sísmico determinístico asociado a la Falla San Ramón, correspondiente a la fuente cortical del área de estudio, se obtuvo que las aceleraciones horizontales máximas alcanzan valores del 70% g hacia el lado oriental de la Falla San Ramón, dando énfasis al impacto del efecto de bloque-colgante.

Los valores de la aceleración horizontal máxima (PGA) en función de la distancia, para un evento de magnitud $M_w=7.4$ son:

Distancia hacia el Oeste (km)	PGA (%g)
2.0	47.0
5.0	37.0
10.0	26.0
Distancia hacia el Este (km)	PGA (%g)
2.0	70.0
7.9	47.0
11.5	37.0
14.7	26.0

Las trincheras excavadas, de aproximadamente entre 3 y 4 m de profundidad, muestran un suelo constituido por capas de espesores decimétricos de gravas arenosas, matriz soportadas y clasto soportadas, que clasifican principalmente como GP. Los niveles se caracterizan por presentar distintos tamaños dominantes de la grava.

Los depósitos del sitio se asocian a la Unidad IIIa definida por Leyton et al. (2010), la cual incluye a depósitos asociados a abanicos aluviales menores ubicados en las laderas de los relieves principales que rodean la cuenca de Santiago. De acuerdo a los resultados obtenidos, los autores sugieren que la Unidad IIIa, donde se ubica el área de estudio, estaría caracterizada por una gran variabilidad de su Periodo Fundamental, observándose valores mayores a 1 seg. Las medidas Nakamura realizadas en el sitio muestran una señal más bien plana, con un leve aumento de la

amplitud de la señal entre 0,5 y 1 Hz (periodos de 2 y 1 segundos). Esta respuesta indicaría que en el sitio estudiado, el suelo de los primeros metros tendría un comportamiento más bien similar al observado en gravas de Santiago, esperable para el material grueso reconocido en las trincheras.

Por otra parte, el estudio de medición de ondas sísmicas mostró una capa superficial con $V_p \sim 0.7$ km/s y a continuación en profundidad, un gradiente creciente de velocidad interpretable como un aumento de compactación que alcanza, a los 30 m de profundidad, una $V_p \sim 1,1$ km/s. La capa superficial correspondería a sedimentos escasamente compactados. A partir de estos datos, se puede sugerir velocidades V_s entre 400 m/s y 635 m/s para los suelos del sitio.

SEGUNDA PARTE: EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD

8 VULNERABILIDAD Y RIESGO

8.1 Introducción

La Falla San Ramón (FSR) se desarrolla a lo largo de todo el piedemonte andino en la ciudad de Santiago, con una extensión de 35 km entre los ríos Mapocho y Maipo, pasando por las comunas de Vitacura, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida y Puente Alto. Se trata de una falla inversa y es considerada geológicamente y sísmicamente activa, en tanto ha registrado actividad durante los últimos 10.000 años. Por lo tanto, está dentro del rango de posibilidades que esta falla, en algún momento futuro, pueda provocar una ruptura en superficie, con desplazamientos en la vertical en el rango de metros y efectos sísmicos singulares respecto al resto del territorio de Santiago.

En los capítulos anteriores se define la magnitud del peligro o amenaza que representa esta falla, allí se describen tanto la metodología para determinar la existencia de la falla, la probabilidad de ocurrencia de un sismo asociado a ésta, así como la extensión de la zona donde se manifestarían los efectos de una ruptura en superficie del terreno (Figura 3.10 y 3.11, Capítulo 3.4). Respecto al peligro sísmico se concluye que éste puede manifestar hacia el oeste, hasta 10 km de la traza de la FSR (ver figura 4.32 del Capítulo 4), efectos similares a los de la macrozona costera 3 (zona 3 de la NCH433); en el caso de los efectos de ruptura superficial, se ha determinado que esta provocaría desplazamientos verticales de orden de metros, con efectos diferenciados hacia ambos costados de la traza, afectando territorios dentro de una faja de 300 m de ancho a lo largo de la traza de la falla, considerando 100 m al poniente y 200 m al oriente de la misma.

En este capítulo se analiza la vulnerabilidad de la población, infraestructura y equipamiento emplazados en el territorio por donde pasa la traza de la Falla San Ramón. El análisis de la vulnerabilidad y riesgo se hace para la situación presente, como para la proyectada a partir de los usos y densidades permitidas por los PRC de las respectivas comunas por donde pasa la traza de la falla San Ramón y por el PRMS en aquellas áreas donde no aplican los PRC.

Al comienzo se establecen el objetivo y la metodología a seguir, incluyendo la definición de los conceptos principales que se utilizan en el estudio. Luego se proporcionan antecedentes sobre el contexto territorial en que está inserta la FSR para finalmente presentar los resultados del cálculo de vulnerabilidad.

8.2 Objetivo

Determinar la vulnerabilidad para la población, equipamiento e infraestructura presentes a lo largo de la traza de la Falla San Ramón, tanto para las condiciones actuales como en un escenario futuro.

8.3 Metodología

El desarrollo metodológico para determinar la vulnerabilidad y riesgo asociados a la Falla San Ramón se divide en tres aspectos principales.

- Definición del Espacio Geográfico
- Conceptualización del peligro, vulnerabilidad y riesgo
- Evaluación Multicriterio
- Fuentes de datos e información

8.3.1 Definición del Espacio Geográfico

El espacio geográfico se refiere al área donde puede manifestar impacto la amenaza con características singulares respecto al resto del territorio; en consecuencia es el área sobre la que se analizará la existencia de riesgo en función a la existencia real o probable de ocupación urbana (vulnerabilidad).

En el caso de la FSR ello se levanta a partir de la traza de la falla y el mapa de amenaza que permite una caracterización más precisa de las áreas afectables por el fenómeno natural.

8.3.2 Peligro, vulnerabilidad y riesgo – Aspectos Conceptuales

Tradicionalmente en los estudios vinculados a los IPT se tiende a confundir los conceptos de riesgo y peligro, haciéndolos sinónimos. Sin embargo, estudios más recientes tienden a separar estos conceptos, otorgándoles un significado específico. Así se desprende de la reciente “Guía Análisis de Riesgos Naturales para el Ordenamiento Territorial” preparada por la SUBDERE en el año 2011.

8.3.2.1 Peligro o Amenaza Natural

Es un proceso o fenómeno natural que puede ocasionar muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales (SUBDERE, 2011).

En este caso y como se ha referido, la FSR presenta dos tipos de amenaza: la sísmica y la ruptura superficial.

8.3.2.2 Vulnerabilidad

Son las características y las circunstancias de una comunidad, sistemas o bienes que lo hacen susceptibles a los efectos dañinos de una amenaza (SUBDERE, 2011). También, se puede definir como las características de una persona o grupo (o estructura) en términos de su capacidad para anticipar, soportar, resistir y recobrase de los impactos de una amenaza (Blaikie et al 1994). En el caso de áreas sujetas a un IPT que regula la ocupación potencial del territorio, podemos hablar de Vulnerabilidad Real o Existente cuando el territorio se encuentra ocupado y de Vulnerabilidad Probable, la que se configuraría ante la aplicación de las normas del instrumento, sea ello en terrenos que pueden ver incrementada su ocupación o en terrenos hoy desocupados donde la normativa permite su ocupación.

8.3.2.3 Riesgo

Es la combinación de la probabilidad de que se produzca un evento y sus consecuencias negativas (SUBDERE, 2011). En definitiva, el riesgo resulta de la conjunción de la peligrosidad, vulnerabilidad y probabilidad de ocurrencia del fenómeno. Debe entenderse entonces que la ausencia de Vulnerabilidad o Peligro, desestima la presencia de Riesgo.

Respecto de la probabilidad de ocurrencia del evento la SUBDERE (2011) ha propuesto una escala de evaluación de probabilidad de ocurrencia donde se establece:

Escala	Probabilidad	Período de Retorno
5	Muy probable	Ocurre más de una vez por año
4	Bastante probable	Ocurre una vez entre 1 a 10 años
3	Probable	Ocurre una vez entre 19 y 50 años
2	Poco probable	Ocurre una vez entre 50 y 100 años
1	Improbable	Ocurre cada 100 o más años

Tabla N° 8.1. Probabilidad de ocurrencia de un evento (SUBDERE, 2011)

Sin duda, es una escala que permite operacionalizar el concepto de probabilidad de ocurrencia, pero donde los cortes temporales no se ajustan bien a los períodos de retorno que tienen los eventos asociados a la actividad sísmica. Al combinar, la vulnerabilidad con la probabilidad de ocurrencia se obtiene una tabla de análisis de riesgos (ver figura N°8.1).

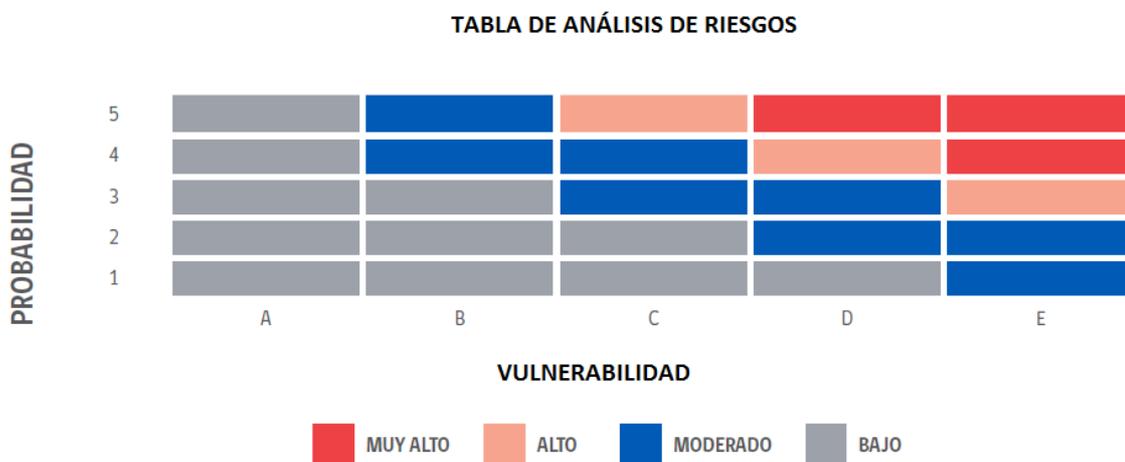


Figura N°8.1 Tabla de Análisis de Riesgos (adapta do de SUBDERE, 2011)

8.3.3 Metodología de Evaluación Multicriterio

Para definir la vulnerabilidad, donde conceptualmente confluyen un conjunto de criterios o factores que la determinan, resulta apropiado utilizar una metodología de Evaluación Multicriterio (EMC). A través de esta metodología es posible identificar, ponderar e integrar una diversidad de criterios o factores para evaluar una situación dada, en este caso la vulnerabilidad. En este caso se ha optado por trabajar con el método conocido como Analytical Hierarchical Process (AHP) o Proceso Analítico Jerárquico.

Este método fue desarrollado por el matemático Thomas Saaty y consiste en formalizar la comprensión intuitiva de problemas complejos mediante la construcción de un Modelo Jerárquico. El propósito del método es permitir que el agente decisor pueda estructurar un problema multicriterio en forma visual, mediante la construcción de un Modelo Jerárquico que básicamente contiene tres niveles: meta u objetivo, criterios y alternativas.

Una vez construido el Modelo Jerárquico, se realizan comparaciones de a pares entre dichos elementos (criterios-subcriterios y alternativas) y se atribuyen valores numéricos a las preferencias señaladas por las personas, entregando una síntesis de las mismas mediante la agregación de esos juicios parciales.

El fundamento del proceso de Saaty descansa en el hecho que permite dar valores numéricos a los juicios dados por las personas, logrando medir cómo contribuye cada elemento de la jerarquía al nivel inmediatamente superior del cual se desprende.

Para estas comparaciones se utilizan escalas de razón en términos de preferencia, importancia o probabilidad, sobre la base de una escala numérica propuesta por el mismo Saaty, que va desde 1 hasta 9.

8.3.3.1 Criterios

Para la implementación de la Evaluación Multicriterio que permita evaluar y priorizar las distintas alternativas, se requiere seleccionar y definir criterios sobre los cuales se basará dicha evaluación.

En un proyecto de este tipo pueden ser muchos los criterios a utilizar y se hace necesario agruparlos en familias de criterios de tal modo de facilitar la comparación y ponderación entre ellos.

La selección de los criterios debe ser coherente, lo cual se verifica con el cumplimiento de tres condiciones:

- exhaustivo, la selección de los criterios debe incluir todos los aspectos relevantes asociados a las distintas alternativas en concordancia con el nivel de detalle de la información que se disponga.
- coherencia entre las preferencias locales de cada criterio y la preferencia total, es decir no debe existir ambigüedad en la interpretación del criterio respecto de la evaluación de las alternativas.
- independencia, no debe haber redundancia entre los criterios.

Los criterios no siempre son directamente medibles. Algunas veces se hace necesario recurrir a un indicador que permita cuantificar la situación o tendencia del criterio.

8.3.3.2 Ponderación de los Criterios

Los diversos criterios que se identifiquen serán comparados unos con otros, dentro de un mismo nivel jerárquico, utilizando la escala de 1 a 9 propuesta por Saaty (ver Tabla N° 8.1) para la implementación del método AHP. Al comparar dos criterios entre sí, se puede establecer que tienen igual importancia o preferencia y por lo tanto asignarle el valor 1 a esa comparación. En cambio, si existen diferencias estas se pueden expresar en términos de los significados cualitativos indicados en la tabla y buscar su valor equivalente. Esta escala de 1 a 9 puede ser continua, es decir pueden existir valores intermedios como 1,5 que podría indicar una muy ligera diferencia entre un criterio y otro. Además, debe considerarse que existen los valores recíprocos, si se establece que el Criterio A tiene una ligera preferencia (valor 3) sobre el Criterio B, inversamente se puede señalar que el Criterio B es ligeramente menos preferido (valor 1/3) que el Criterio A.

Valor	Significado
1	Igual preferencia
3	Ligera preferencia
5	Fuerte preferencia
7	Muy fuerte preferencia
9	Absoluta preferencia

Tabla N° 8.2 Significado de los Valores Utilizados para Comparar Criterios

8.3.3.3 Estandarización

Los distintos criterios se pueden medir en distintas escalas y unidades de medición, así por ejemplo el uso del suelo se mide en clases de uso del suelo, mientras la densidad de población se mide en N° hab/ha. Por lo tanto, se hace necesario establecer una escala de estandarización a la cual se asimilan todos los criterios.

En este estudio, para todos los factores se ha definido una escala cualitativa de cinco niveles que califica la vulnerabilidad de cada uno de ellos frente a una amenaza relacionada con el funcionamiento de la Falla San Ramón.

Escala	Vulnerabilidad
1	Muy Baja
2	Baja
3	Media
4	Alta
5	Muy Alta

Tabla N°3.3 Estandarización en función de la vulnerabilidad

Esta escala hay que interpretarla con cautela en el sentido que no existe norma técnica alguna, al menos para el caso chileno, que permita diseñar y construir edificaciones capaces de soportar las solicitudes provenientes de una ruptura en superficie del terreno que puede alcanzar el rango de metros como consecuencia de una actividad sísmica asociada a la Falla San Ramón. Por lo tanto, en teoría no existe ninguna edificación que pudiese resistir una situación como esta y por ende la vulnerabilidad siempre será muy alta.

Sin embargo, para poder diferenciar espacios y así poder adoptar medidas más apropiadas a cada circunstancia, se establece la escala de vulnerabilidad antes propuesta. Sin duda, no es lo mismo un sector de parcelaciones con viviendas unifamiliares, que un sector densamente poblado con edificaciones en altura frente a una situación de sismo asociada a la Falla San Ramón.

8.3.3.4 Obtención de Resultados

La aplicación de la metodología desarrollada entrega como resultados un puntaje a cada alternativa en una escala de 1 a 5. Estos valores resultan del peso ponderado asignado a cada criterio y de los valores estandarizados de cada criterio para cada alternativa. Un peso final de 5 significaría que en un lugar determinado todos los criterios utilizados representan el máximo grado de vulnerabilidad. Al contrario un peso final de 1 significaría que un lugar todos los factores tienen una muy baja vulnerabilidad. En la práctica no se da ninguno de los extremos.

8.3.4 Fuentes de Información y Bases de Datos

Para la caracterización de la vulnerabilidad se han tomado los datos provenientes de cuatro fuentes principales:

- Censo de Población y Viviendas, INE 2002
- Observatorio Urbano (www.observatoriourbano.cl)

- Plan Regulador Metropolitano de Santiago (PRMS)
- Planes Reguladores Comunas de Vitacura, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida y Puente Alto

8.3.4.1 Censo Población y Viviendas (INE, 2002)

Es la única fuente sistemática de datos demográficos que cubre todo el territorio en evaluación. Los datos analizados corresponden a la manzana censal que corresponde a la unidad mínima espacial que no está sujeta a las restricciones del secreto estadístico, como lo son los datos a nivel de viviendas y hogares.

Naturalmente, desde el año 2002 a la fecha han aparecido nuevos sectores ocupados por población que no figuran en la estadística del INE. En estos casos se ha realizado una fotointerpretación de los lugares no cubiertos por el censo, y se han asignado las categorías de las manzanas vecinas que tengan una morfología y estructura similar y tomando en consideración los usos permitidos por los respectivos PRC.

8.3.4.2 Observatorio Urbano

Este portal (www.observatoriourbano.cl) del Ministerio de Vivienda proporciona datos, información y documentos relacionados con el desarrollo urbano a nivel comunal para todo el país. A nivel interactivo se pueden consultar estadísticas y confeccionar mapas de indicadores demográficos, sociales y económicos.

8.3.4.3 PRMS

El Plan Regulador Metropolitano de Santiago es el Instrumento de Planificación Territorial que define y orienta el desarrollo del territorio dentro del Área Metropolitana de Santiago, estableciendo regulaciones sobre usos del suelo, definiendo las zonas urbanas, las zonas excluidas al desarrollo urbano, áreas de protección y densidades de población máximas permitidas entre otras atribuciones

8.3.4.4 PRC

Los Planes Reguladores Comunales son los instrumentos de Planificación Territorial que orientan el desarrollo urbano de las respectivas comunas, estableciendo zonificaciones de uso del suelo, densidades de población, subdivisiones mínimas prediales, alturas de edificación entre otras condiciones para el desarrollo urbano.

Los PRC considerados en este estudio corresponden a los siguientes:

Comuna	Año aprobación o actualización
Vitacura	2001
Las Condes	2010
La Reina	2010
Peñalolén	2010
La Florida	2000
Puente Alto	2002

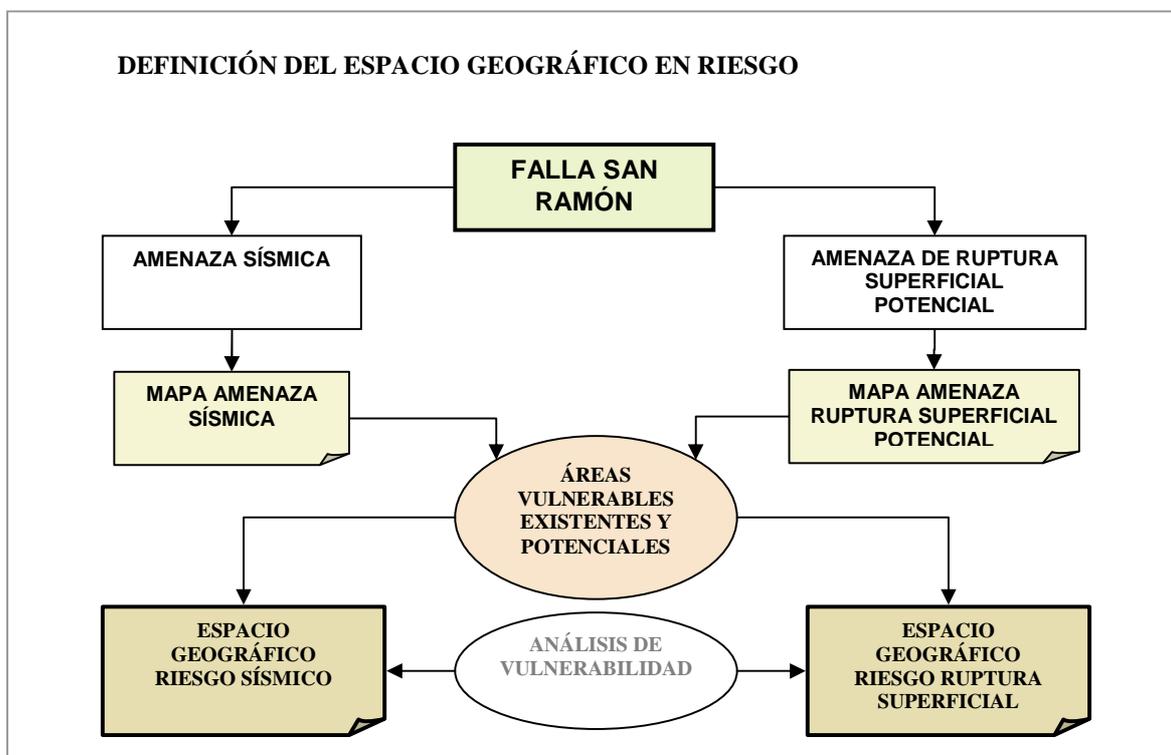
Tabla N° 8.4 PRC año aprobación o actualización

8.4 Espacio Geográfico de la Falla San Ramón según Amenaza

El espacio geográfico del riesgo, se define a partir de los mapas de amenaza y la existencia de vulnerabilidad en el territorio amenazado. Como se ha indicado, la FSR representa una amenaza sísmica y una de ruptura superficial potencial:

- En el caso de la **amenaza sísmica**, si bien se advierte singularidad respecto al resto del territorio del Gran Santiago, su asimilación a la macro zona costera lo sitúa dentro de la normativa sísmica existente, aun cuando se requeriría de un ajuste geográfico que permita la aplicación de la norma correspondiente. Su área de impacto, del orden de kilómetros, se grafica en figura 4.32 del Capítulo 4 del presente informe.
- Por otra parte, en el caso del peligro de **ruptura superficial** potencial, los desplazamientos verticales del territorio (del orden de metros) constituyen una amenaza singular no cubierta por la norma sísmica y, si bien su área de incidencia es bastante más reducida (Figura 3.10 y 3.11, Capítulo 3.4), sus efectos superan la capacidad destructiva de un sismo, al infligir cortes de cizalle de largo desplazamiento en las estructuras existentes.

En ambos casos el Estudio ha definido mapas o áreas de incidencia del peligro o amenaza, los que al sobreponerle los territorios urbanos (urbanizados y urbanizables) del PRMS (IPT que cubre todo el Área Metropolitana) y las áreas cubiertas por los PRC, que son los vulnerables, arrojan como resultado el Espacio Geográfico en riesgo y sobre el cual se analiza entonces la vulnerabilidad real y probable.



8.4.1 Espacio Geográfico de Riesgo Sísmico

La amenaza sísmica que se deriva de la FSR proyecta, en una extensión de aproximadamente 10 km al oeste de la Traza, una manifestación sísmica asimilable a la macrozona 3 (NCh 433), en circunstancias que para Santiago se aplican condiciones normativas antisísmicas correspondientes a la macrozona 2; esta condición configura la condición de singularidad de dicha amenaza en un área importante del Gran Santiago.

Al superponer las áreas urbanas (urbanizadas y urbanizables) del PRMS, se evidencian entonces los territorios que presentan vulnerabilidad real y probable (ante la concreción de lo normado); esa resultante es el Espacio Geográfico del Riesgo Sísmico singular que genera la amenaza de la FSR.

En el plano de la página siguiente, se ha graficado una síntesis del PRMS, diferenciando en tres tipos de áreas: las urbanas, las urbanizables y las excluidas del desarrollo urbano (en rigor rurales); sobre esa síntesis normativa se ha sobrepuesto

las áreas del mapa de peligro sísmico que grafica las aceleraciones horizontales máximas esperadas que sobrepasarían lo referido para la macrozona central (zona 2 de la NCH433). Sobre ello se han delimitado las áreas de peligro sísmico que coinciden con zonas urbanas y urbanizables, que es en las que puede manifestarse riesgo sísmico; puesto que en las áreas excluidas del desarrollo urbano, sólo se manifiesta el peligro o amenaza, sin constituir riesgo al no existir vulnerabilidad real ni probable.

Sobre esta nueva delimitación, denominada Espacio Geográfico del Riesgo Sísmico de la FSR, es que debe analizarse la vulnerabilidad, a fin de orientar una propuesta normativa. Sin embargo, en este caso, donde el peligro se presenta singular para la región pero no para los registros nacionales y la normativa sísmica, lo que se sugiere considerar normativamente es una zonificación diferenciada, que permita a las Direcciones de Obras exigir que las edificaciones proyectadas en esas zonas se rijan por lo indicado en la NCH433 para la zona 3 (costera). En consecuencia, las características pormenorizadas de la población e instalaciones vulnerables reales o proyectadas no representarán un discriminador adicional para el planificador, toda vez que las características del fenómeno se encuentran ya dentro de lo contemplado por la norma sísmica, tal que la propuesta aplica igual para toda el área en riesgo o Espacio Geográfico del Riesgo Sísmico de la FSR.

8.4.2 Espacio Geográfico de Riesgo Ruptura Superficial

Funcionalmente, en instancias que aun se trabajaba en la determinación del mapa de peligro de ruptura superficial de la FSR y con el fin de caracterizar el territorio por donde pasa la traza de ésta, se definió un área de análisis que se extiende aproximadamente 1 km a cada lado del eje de la traza. Esta es una extensión que supera crecidamente el alcance real que podría tener una activación de la falla, pero permite definir el contexto territorial en que está inserta la amenaza de ruptura superficial.

La extensión de la FSR pasa por terrenos que involucran a las comunas de Vitacura, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida y Puente Alto, quedando toda su extensión dentro del ámbito normativo del PRMS, cubriendo una superficie superior a un millón de hectáreas. La superficie que ocupa esta faja de 2 km en cada comuna y su relación con respecto a la superficie total se presenta a continuación:

Comuna	Superficie (ha) dentro de faja de 1 km	% respecto total comuna	Superficie Total (ha)
Vitacura	31,943	1.1	2,831,822
Las Condes	250,511	2.5	9,927,349
La Reina	54,841	2.3	2,339,299
Peñalolén	292,076	5.4	5,377,912
La Florida	201,220	2.8	7,112,378
Puente Alto	276,151	3.1	8,823,857
Total	1,106,742	3.0	36,412,617

Tabla N° 8.5: Superficie ocupada por la faja de 1 km en torno al eje de FSR.

Si bien el porcentaje de superficie es bajo con respecto a la superficie total comunal, se trata de terrenos que en gran proporción están urbanizados y por lo tanto con importante presencia de población, además de otros potencialmente habitables (Zonas Excluidas del Desarrollo Urbano).

Si bien en este caso se ha desarrollado igual metodología para determinar el Espacio Geográfico del Riesgo de Ruptura Superficial, se considera importante en la caracterización general del territorio mantener la faja de 2km; limitando posteriormente los resultados al área realmente afecta a la amenaza, determinada en el plano de peligro de ruptura superficial.

Áreas Urbanas y Urbanizables

Dentro del área de análisis ya es posible diferenciar los territorios que pueden presentar riesgo, pues corresponden a los urbanizado y urbanizables, descartando los excluidos del desarrollo urbano, como se presenta en la siguiente figura, donde además se incluye el área de peligro para Ruptura Potencial.

ÁREA DE ANÁLISIS PRELIMINAR

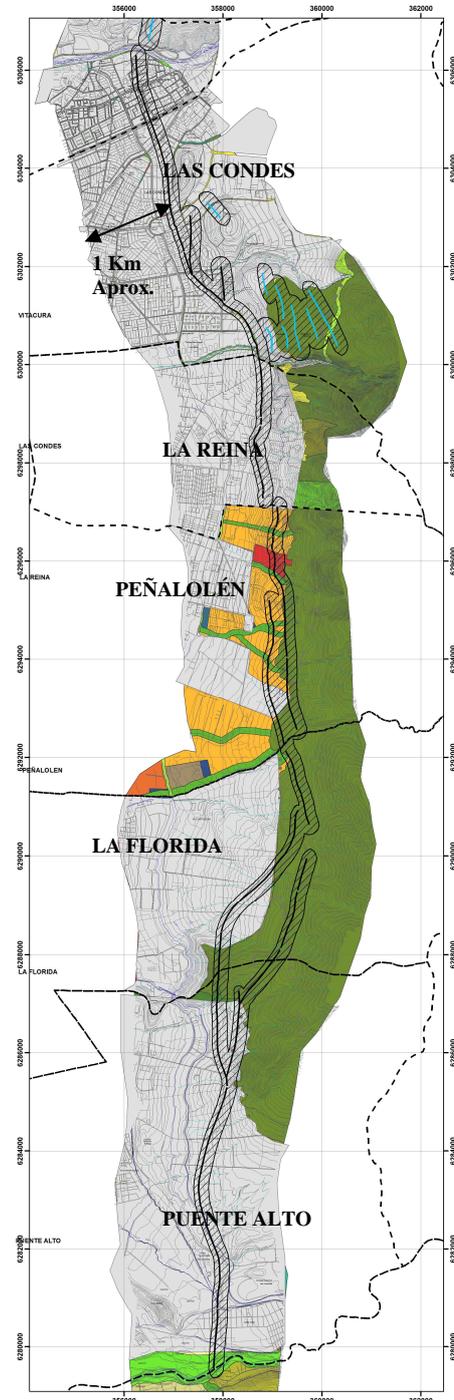


Figura 8.2 Las Áreas Urbanizadas concuerdan con los territorios normados por los respectivos PRC.

Las áreas urbanizadas corresponden básicamente a las que hoy norman los PRC; a ellas se suman las áreas urbanizables del PRMS, principalmente de la Reina y Peñalolén. Mientras en gran parte de La Florida, la traza se encuentra en zonas excluidas del desarrollo urbano, por lo tanto normativamente fuera de riesgo.

Para el análisis de la vulnerabilidad proyectada se utilizó complementariamente la zonificación y normas urbanísticas de los PRC respectivos.

En ambas cartografías del PRMS y PRC (cuyos originales se adjuntan a continuación), se ha identificado el mapa de Peligro o Amenaza de Ruptura Potencial, el cual -como se detallara en el Capítulo 3.4 - es una faja excéntrica de 300m. Tal como se ha señalado, la concordancia de esa área con los territorios urbanizados y urbanizables, define el Espacio Geográfico del Riesgo de Ruptura Superficial; sobre el cual se aplica finalmente los resultados de la caracterización de los factores de vulnerabilidad.

Si bien el mapa del Espacio Geográfico del Riesgo de Ruptura Superficial, excluye aquellas áreas que no presentan riesgo actual o proyectado por los IPT, resulta evidente que una modificación del PRMS en el sentido de incorporar nuevos territorios a las zonas urbanizables, les impregnaría automáticamente la condición de riesgo al proyectar una ocupación vulnerable.

8.5 Caracterización General del Área de La FSR

Las principales características del área preliminar de análisis de la FSR (la de 1km en torno a la traza), se señalan a continuación, destacando los aspectos que contribuyen a la condición de vulnerabilidad, es decir, población, edificaciones e infraestructura.

8.5.1 Población e Ingresos

En la faja de 1 km en torno a la traza de la Falla San Ramón habitan sobre 150.000 personas (INE 2002), de ellas casi la mitad reside en la comuna de Las Condes (ver tabla N°6), en importancia le siguen Vitacura, Peñalolén y La Reina. En las comunas de La Florida y Puente Alto la cantidad de población que allí habita es menor, esto por el hecho que la traza de la Falla San Ramón pasa por sectores menos urbanizados de estas comunas.

Comuna	Total Población
Vitacura	25152
Las Condes	74331
La Reina	18860
Peñalolén	20510
La Florida	2501
Puente Alto	9118

Tabla N° 8.6: Población residente dentro de la faja de un km en torno al eje de FSR (INE, 2002)

Estas cifras por si solas dan una estimación de la magnitud e importancia del problema. Las características de la población allí presente son muy diversas, la extensión norte-sur de la falla constituye un verdadero gradiente de las condiciones socioeconómicas de la sociedad, pasando desde los sectores de más altos ingresos (Vitacura) hasta de condiciones más precarias (Puente Alto). Así se desprende del gráfico N°1, donde se tiene que, mientras en Vitacura el ingreso familiar mensual promedio es superior a los tres millones de pesos, en Puente alto esta cifra apenas supera los setecientos mil pesos. Es decir una diferencia de casi cinco veces.

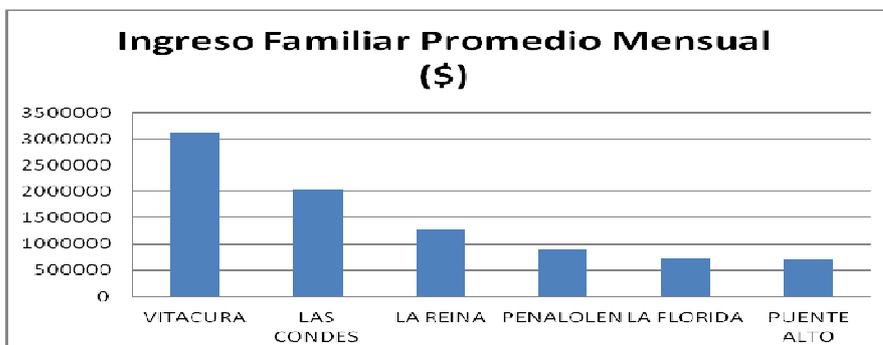


Gráfico N°8.1: Ingreso Familiar Promedio Mensual a nivel comunal para el año 2006. Fuente: Observatorio Urbano.

8.5.2 Viviendas

Las características de las viviendas también son muy diversas, en consonancia con las características socioeconómicas de la población, desde viviendas unifamiliares sólidas o edificios en altura de alto estándar hasta viviendas sociales. Desde sectores con una alta densidad de ocupación hasta sectores de parcelaciones.

Tomando como referencia una clasificación de viviendas según calidad en una escala de 1 a 5, donde 1 es la mejor calidad y 5 la calidad más baja, y que está contenida en los datos censales, se realizó una reclasificación en tres niveles. Calidad Alta, agrupa los niveles 1 y 2, calidad media corresponde al nivel 3 y calidad baja agrupa los niveles 4 y 5. De acuerdo a ello se tiene que las calidades bajas de las viviendas se concentran en las comunas de Peñalolén y Puente Alto. En contrapartida el porcentaje de viviendas de alta calidad es mayor en las comunas de Vitacura, Las Condes y La Reina (ver gráfico N°2).

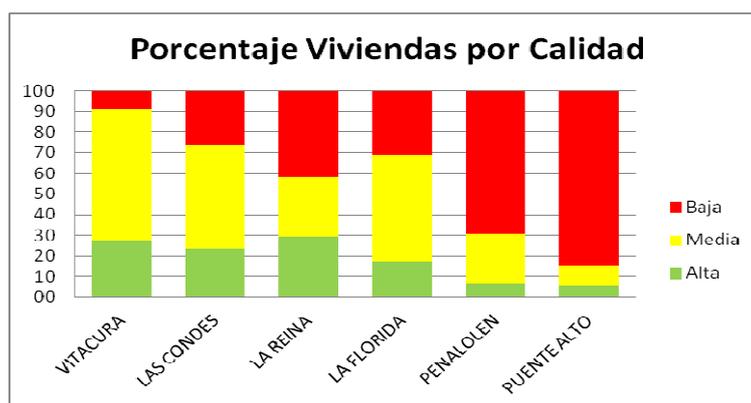


Gráfico N°8.2: Porcentaje a nivel comunal de viviendas según calidad de construcción. Elaborado a partir de datos INE, 2002.

8.5.3 Equipamiento e Infraestructura

En toda la extensión de la faja de 1 km en torno al eje de la Falla San Ramón existe una importante cantidad de infraestructura (ver tabla N° 7), particularmente en la comuna de Las Condes donde destaca la presencia de dos Hospitales (FACH y Carabineros) y numerosos jardines infantiles (24). En las comunas de La Florida y Puente Alto y menor nivel de equipamiento y esto coincide con el hecho de la menor presencia de población dentro de la faja de 1 km.

Equipamiento	Vitacura	Las Condes	La Reina	Peñalolén	La Florida	Puente Alto
Universidad				1		
Establecimiento Educativo				3	2	5
Jardín Infantil	5	24	7	6	2	
Hospitales		2				1
Consultorios	1	4	3	3		1
Bomberos		2				
Carabineros	1	2				
PDI		1				

Tabla N°8. 7: Principal equipamiento presente dentro de la faja de 1 km en torno al eje de la Falla San Ramón.

A su vez existe infraestructura que tiene importancia por sí misma de acuerdo a la función que tienen, como por la Planta de Tratamiento de Agua Potable en Puente Alto que abastece a gran parte de la ciudad de Santiago o las subestaciones eléctricas de La Florida y Las Condes.

Por otra parte, existe infraestructura que además de su importancia propia, son capaces eventualmente de generar daños adicionales en caso de verse comprometido su funcionamiento como consecuencia de una actividad sísmica, como lo son la Planta de Gas Propano de Peñalolén o el Centro Nuclear de La Reina.

8.6 Factores de Vulnerabilidad – Situación Actual

Siguiendo la metodología expuesta para la evaluación de la vulnerabilidad se determinaron tres grupos de factores que son susceptibles a los efectos de una ruptura en superficie que pueda ser provocada por una activación de la Falla San Ramón.

El primer grupo está constituido por la demografía, luego los aspectos socioeconómicos y finalmente los aspectos territoriales, los cuales se desglosan de la forma que lo ilustra el árbol de jerarquías (ver figura N°2).

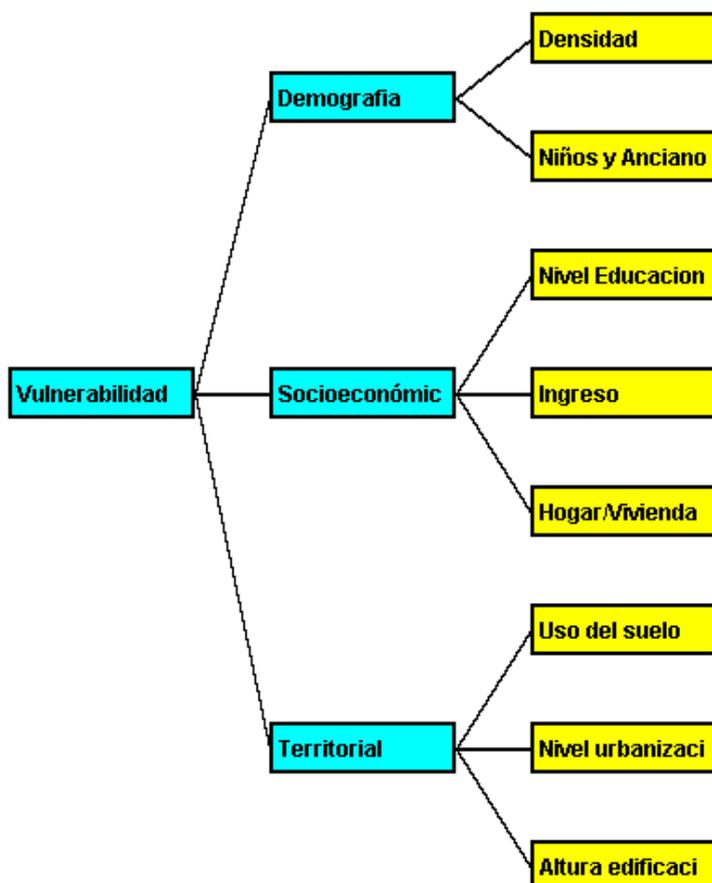


Figura N°8.3:
Árbol de Jerarquía de factores de vulnerabilidad en situación actual

Si bien el cálculo de vulnerabilidad se realiza sobre la franja de 300 m. de ancho donde se espera se pueda manifestar la ruptura en superficie, la representación espacial de los distintos criterios se hace sobre una faja que cubre 1 km a cada lado del eje de la traza de la FSR, para mejor contextualizar la forma en que se distribuye el criterio.

8.6.1 Demografía

La vulnerabilidad de la población depende por una parte de la cantidad de población expuesta, así como de sus características demográficas y socioeconómicas.

8.6.1.1 Densidad Población

El nivel de vulnerabilidad guarda directa relación con el total de población expuesta a una amenaza. Sin embargo, considerar solo el total de población tiene la dificultad que las unidades espaciales de referencia (manzana censal) son de distinta superficie. Por ello, se prefiere trabajar con la densidad de población bruta, que estandariza el número de habitantes por unidad de superficie (ha).

Como principio general, se establece que a mayor densidad de población mayor es la vulnerabilidad.

Los distintos niveles de densidad de población fueron estandarizados de acuerdo a los rangos establecidos en el PRMS:

Vulnerabilidad	Densidad
1	0 – 10
2	11 – 150
3	151 - 300
4	301 – 450
5	>450

Tabla N° 8.8: Estandarización de densidad de población

Estos rangos aplican tanto para la situación actual, como la futura. En el caso de la situación futura los valores se determinaron a partir de los valores máximos de densidad de población que permiten los PRC de las distintas comunas por donde pasa la Falla San Ramón.

La distribución espacial de la densidad de población en la condición actual de muestra en la lámina 8.6.1, donde se puede apreciar que en promedio los valores más altos se dan en las comunas de Las Condes y Vitacura y con algunos sectores de alta densidad en las comunas de La Reina y Peñalolén.

8.6.1.2 Población Infantil y mayores de 65 años

Frente a una situación de emergencia los niños y ancianos constituyen grupos etarios que por lo general no son autovalentes y requieren el concurso de otros para ser puestos a resguardo o evacuados. En función de lo anterior, se definen como más vulnerables todas aquellas manzanas donde el porcentaje de población infantil (hasta 13 años) y de ancianos (mayores a 65 años) es mayor.

Los valores estandarizados del porcentaje de población infantil y de ancianos en función de la vulnerabilidad son:

Vulnerabilidad	Niños y > 65 años
1	0 – 20
2	20 – 40
3	40 – 60
4	60 – 80
5	>80

Tabla N° 8.9: Estandarización de porcentajes de población infantil y adulto mayor

En la lámina 8.6.2 se puede apreciar que estos grupos de población se distribuyen en forma relativamente uniformes entre las distintas comunas, donde por lo general todas las manzanas tienen un porcentaje bajo el 40%. Sin embargo, esto no significa necesariamente que tengan la misma composición etaria, en algunas manzanas pueden predominar los menores de 13 años y en otras los mayores de 65 años.

8.6.2 Socioeconómico

Dentro del nivel socioeconómico se seleccionaron como criterios el nivel de educación, la relación Hogares/Vivienda y el nivel de ingreso.

8.6.2.1 Nivel de Educación

La capacidad de enfrentar y superar una emergencia que pueda tener una población frente a una amenaza, tiene que ver con el nivel de preparación, en este caso educación que pueda tener. De este modo se identifican como más vulnerables las manzanas donde el porcentaje de población que solo tienen educación básica y los analfabetos son mayores. A partir de los datos censales (INE, 2002) se establece que en aquellas manzanas donde el porcentaje de población que solo posee educación básica o es analfabeta supera el 53% se tiene la máxima vulnerabilidad.

En este caso el umbral (53%) se fijó a partir de la distribución de los datos de escolaridad dentro del área de estudio.

Vulnerabilidad	Nivel Educación
1	0
2	1 – 21
3	21 – 35
4	35 – 53
5	>53

Tabla N° 8.10: Estandarización del nivel de educación

De acuerdo a los resultados mostrados en la lámina 8.6.3 se puede apreciar que los niveles más bajos de escolaridad se encuentran en Puente Alto y en contraste los niveles mayores de escolaridad están Vitacura.

8.6.2.2 Relación N° Hogares/N° Viviendas

Un indicador indirecto de la condición socioeconómica está representado por la relación de N° Hogares/N° Viviendas. Cuando el número de hogares es mayor al número de viviendas se está en presencia de una situación de allegados, lo cual indica una condición socioeconómica desmejorada de quienes están en esa condición. Este indicador se toma como el resultado de dividir el total de hogares de una manzana por el total de viviendas de la misma manzana. Todos los valores mayores a 1, indican presencia de allegados. Lo contrario cuando hay viviendas deshabitadas se tienen valores inferiores a 1.

Vulnerabilidad	Hogares/vivienda
1	0
2	0.01 – 1
3	1.1 – 1.33
4	1.34 – 1.66
5	1.66 – 2

Tabla N° 8.11: Estandarización del indicador Hogar/Vivienda

La distribución espacial de este indicador muestra que valores altos de hacinamiento se presentan en forma concentrada en algunos sectores de todas las comunas, con excepción de Vitacura, tal como se desprende de la lámina 8.6.4

8.6.2.1 Ingreso

El nivel de ingreso de las familias incide directamente en la capacidad de poder enfrentar una situación derivada de una activación de la falla. En este sentido a mayor nivel de ingreso, menor es la vulnerabilidad. Los datos de ingresos fueron obtenidos del Observatorio Urbano y corresponden al ingreso familiar promedio mensual para el año 2006. Los datos están a nivel de comunas, a diferencia de los otros factores que están expresados a nivel de manzanas. Los niveles de vulnerabilidad con relación al ingreso son:

Vulnerabilidad	Ingreso familiar Promedio mensual (miles \$)
1	>2500
2	1500 – 2499
3	1000 – 1499
4	750 – 999
5	< 750

Tabla N° 8.12: Estandarización del ingreso familiar promedio

Tal como lo muestra la lámina 8.6.5 la distribución espacial del nivel de ingreso tiene un claro gradiente norte – sur, desde los valores más altos a los más bajos.

8.6.3 Territorial

En el nivel territorial se consideraron como criterios la subdivisión predial mínima, el uso del suelo y la altura de edificación.

8.6.4 Nivel de Urbanización – Subdivisión predial mínima

Ante la ausencia de un indicador específico que exprese el nivel de urbanización se optó por tomar la subdivisión predial mínima como un indicador del nivel de urbanización. Esto en el entendido que mientras menores sean las superficies prediales, mayor es el número de conexiones domiciliarias (agua, luz, teléfono, etc.) y a su vez es mayor el desarrollo de infraestructura vial. La vulnerabilidad es mayor a menor superficie predial mínima.

Para calificar la superficie predial actual se utilizó el tamaño de los predios a nivel de manzana según lo consigna el censo de Población y Vivienda del año 2002. Para la

situación proyectada, se tomó en consideración lo indicado en los respectivos PRC. Los valores de ambos casos fueron ajustados a la escala de 1 a 5:

Vulnerabilidad	Subdivisión predial mínima (m ²)
1	0 – 200
2	201 – 400
3	401- 800
4	801 – 1500
5	>1500

Tabla N° 8.13: Estandarización de subdivisión predial mínima

En la lámina 8.6.6 se puede apreciar que la subdivisión predial mínima se da principalmente en las comunas de Las Condes y Vitacura y en algunos sectores de La Reina y Peñalolén.

8.6.5 Uso del Suelo

Las manzanas que tienen un uso preferentemente residencial son más vulnerables a los efectos de una activación de la Falla San Ramón. De acuerdo a ello, se calculó el porcentaje de edificaciones destinadas a residencia del total de edificaciones presentes en una manzana. Esto a partir de los datos del censo del 2002.

Vulnerabilidad	Uso del Suelo (%)
1	0
2	0.1 – 25
3	26 – 50
4	51 – 75
5	76 -100

Tabla N° 8.14: Estandarización de uso del suelo actual

De acuerdo a lo mostrado por la lámina 8.6.7 en las comunas de Vitacura, Las Condes y La Reina el uso de suelo es preferentemente residencial, disminuyendo hacia el sur, donde los usos se hacen más mixtos.

8.6.6 Altura de Edificación

La vulnerabilidad de las edificaciones frente a una amenaza sísmica o la ruptura en superficie del terreno como consecuencia de la activación de una falla aumenta con la altura de la edificación (SUBDERE, 2011).

Para la situación actual se trabajó con la altura promedio de las edificaciones por manzana según datos INE 2002. Para la situación futura se tomó la altura máxima de edificación indicada en los respectivos PRC.

Altura edificación (pisos)	Vulnerabilidad
1	1
2	2
3 – 4	3
5	4
Mayor a 5	5

Tabla N° 8.15: Estandarización de altura edificación

En la lámina 8.6.8 se puede apreciar que en las comunas de Puente Alto y la Florida la altura de las edificaciones es esencialmente de un piso, en cambio en Las Condes y Vitacura existen una proporción mayor de edificaciones que superan los 3 pisos.

8.7 Pesos Factores – Situación Actual

A través de la metodología de evaluación multicriterio se procedió a definir el peso o importancia que tiene cada factor para determinar la vulnerabilidad. Los resultados obtenidos se desglosan de la manera que sigue:

Factor	Peso
Densidad	0.250
Niños y Ancianos	0.375
Nivel de Educación	0.068
Ingreso	0.119
Hogar/Vivienda	0.052
Uso del Suelo	0.023
Nivel de Urbanización	0.050
Altura Edificación	0.064

Tabla N°8.16: Pesos factores situación actual

De estos resultados, se desprende que los mayores niveles de vulnerabilidad están relacionados con los aspectos de demográficos, en particular con el porcentaje de población infantil y de ancianos presentes en una manzana. Este solo factor representa el 37.5% del total de la vulnerabilidad.

8.8 Criterios para la determinación de la Vulnerabilidad – Situación Proyectada

El cálculo de la vulnerabilidad para la situación proyectada, que representa la potencial ocupación del territorio bajo las normas del PRMS y los PRC vigentes, no puede realizarse con los mismos factores utilizados para calcular la vulnerabilidad de la situación presente, debido a la falta de datos para alguno de los factores. Este es el caso particular del factor que establece la relación entre N° Hogares/Vivienda, donde no se puede establecer el valor que debe utilizarse en aquellos sectores no ocupados por población actualmente. Lo mismo sucede con el nivel de educación y el porcentaje de población infantil y de mayores de 65 años.

En el caso particular del ingreso, como se trata de valores a nivel comunal, se mantienen los mismos valores que se consideran para evaluar la vulnerabilidad presente. Los otros factores, como densidad de población, uso del suelo, subdivisión predial y altura de edificación son tomados de las normas de cada uno de los PRC de las respectivas comunas y del PRMS en el caso de las áreas no integradas a los PRC.

De este modo la composición de los factores utilizados para calcular la vulnerabilidad proyectada se modifican en función de la disponibilidad de los datos y queda como lo ilustra la figura.

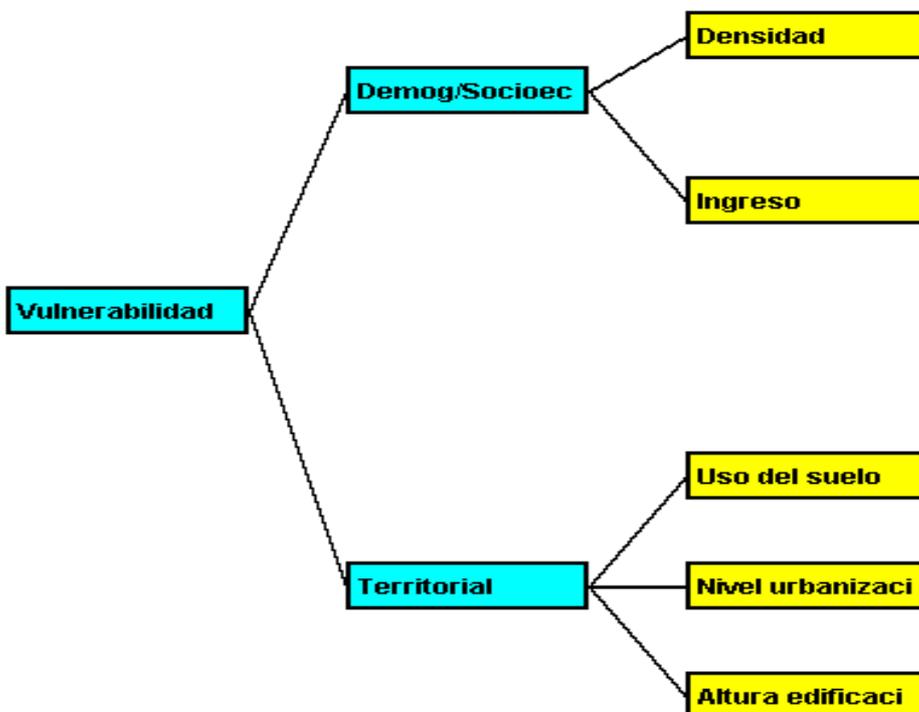


Figura N°8.4: Árbol de Jerarquía de factores de vulnerabilidad en situación proyectada

Los pesos se modifican de la forma que sigue:

Factor	Peso
Densidad	0.401
Ingreso	0.182
Uso del Suelo	0.063
Nivel de Urbanización	0.117
Altura Edificación	0.206

Tabla N°8.17: Pesos factores situación proyectada

8.8.1 Densidad Población

La densidad de población para la situación futura se determinó a partir del máximo de densidad que permiten los respectivos PRC. De acuerdo a ello en la comuna de La Reina se concentran los sectores con más altas densidades, así como a lo largo de algunos ejes de viales de Vitacura y Las Condes. En contraste, en la comuna de La Florida es donde existen los menores niveles de densidad de población proyectados.

La distribución espacial de la densidad de población proyectada se muestra en la lámina 8.7.1

8.8.2 Ingreso

Los niveles de ingreso que se han considerado para la situación proyectada son los mismos que para la situación actual, es decir que en términos de ingreso se mantendrán las diferencias que existen entre las comunas.

8.8.3 Uso del Suelo

Para la situación futura, la vulnerabilidad en función del uso del suelo se definió a partir de las categorías de uso establecidas en los respectivos PRC, quedando definidas del modo que sigue:

Vulnerabilidad	Uso del Suelo (%)
1	Áreas verdes
2	Equipamiento
3	Mixto no residencial
4	Mixto residencial
5	Residencial

Tabla N° 8.18: Estandarización de uso suelo proyectado

Tal como se muestra en la lámina 8.7.2 en las comunas de La Reina y Las Condes predomina el uso residencial, en cambio en el resto de las comunas prevalece el uso residencial mixto, intercalados con algunos sectores de equipamiento e infraestructura y otros de áreas verdes.

8.8.4 Nivel de Urbanización – Subdivisión predial mínima

El nivel de urbanización alcanzable en las áreas aun no urbanizadas, se ha determinado a partir de la subdivisión predial mínima permitida, como una relación indirectamente proporcional (mientras menor es la superficie predial mínima permitida, mayor es el nivel de urbanización del territorio), la que se ha tomado de los respectivos PRC por donde pasa la traza de la FSR y aplicación del PRMS (en función de densidades mínimas promedio) donde no aplican los PRC. De acuerdo a ello (ver lámina 8.7.3) en la comuna de Puente Alto se concentra la mayor superficie de sectores donde la subdivisión predial mínima es de hasta 200 m². Esta misma situación se observa en el sector sur de la comuna de La Reina. Por otro lado en las comunas de La Reina, Peñalolén y La Florida en los sectores al oriente de la FSR es donde la superficie predial mínima es por sobre los 1500 m². También destaca la situación de Las Condes donde la mayor parte que se ubica al poniente de la FSR tiene una subdivisión predial mínima que se ubica en el rango de 200 a 400 m².

8.8.5 Altura de Edificación

La altura de edificación para la situación proyectada se determinó a partir del máximo establecido por los respectivos PRC que aplican en las comunas por donde pasa la traza de la FSR. En el caso de áreas urbanizables bajo PRMS, las alturas se asimilan a las máximas, dado que en ese caso aplica sólo las rasantes de OGUC.

Respecto de este criterio destaca la situación de la comuna de Puente Alto (ver lámina 8.7.4), donde el PRC permite edificaciones mayores a 5 pisos en la mayor parte del territorio evaluado. Asimismo, en Las Condes y La Reina se permite en casi todo el territorio edificaciones de hasta 5 pisos. Por el contrario, en Peñalolén y La Florida predominan las edificaciones de hasta 2 pisos.

8.9 Resultados

Si bien los factores, tanto para la situación actual como proyectada, han sido calculados y presentados para una faja de 1 km en torno al eje de la traza de la Falla San Ramón, los resultados de vulnerabilidad, actual y proyectada, se presentan solo para la franja que considera 100 m al poniente y 200 m al oriente del eje de la Falla San Ramón. Esto debido al hecho que según los resultados de los análisis sísmicos y geofísicos la extensión de la ruptura del terreno en superficie asociada a la actividad de la Falla San Ramón queda circunscrito a esa área de influencia.

8.9.1 Vulnerabilidad con Situación Actual

Al sumar todos los factores ponderados por sus respectivos pesos se obtuvo la vulnerabilidad para la situación actual. En teoría los valores posibles son entre 1 y 5, donde un valor de 5 correspondería a una situación donde todos los factores tienen el nivel más alto de vulnerabilidad. Esto en la práctica no ocurre.

Los valores obtenidos incluyen valores decimales (p.e 3.2), los cuales fueron expresados como clases, de acuerdo a la siguiente tabla:

Puntaje Vulnerabilidad	Clase Vulnerabilidad
1 – 1.5	1
1.51 – 2.5	2
2.51 – 3.5	3
3.51 – 4.5	4
Mayor a 4.5	5

Tabla N° 8.19: Puntaje y clase de vulnerabilidad

Los valores obtenidos indican que toda la zona de estudio tiene valores de vulnerabilidad que fluctúan entre 1 y 3, es decir entre vulnerabilidad muy baja y media (ver lámina Vulnerabilidad Existente, al final del documento).

Estos resultados deben ser interpretados cautelosamente, primero se debe considerar que no existe norma técnica, al menos en Chile, que permita diseñar y construir edificaciones que puedan resistir los embates de un sismo asociado a la Falla San Ramón, que puede traducirse en la ruptura en superficie del terreno en el rango de metros.

Segundo, se debe considerar que toda la categorización está hecha en función de diferenciar espacios a lo largo de toda la traza de la Falla San Ramón, para así poder

adoptar medidas preventivas acorde a cada circunstancia y además priorizar las intervenciones a realizar.

Tercero, que la mayoría de los factores de vulnerabilidad utilizados, principalmente los demográficos y socioeconómicos, evalúan la capacidad que tienen la población de superar la emergencia en términos de su estructura etaria, nivel de ingresos y nivel de preparación (educación).

En cambio, si se sigue la descripción que hace la SUBDERE (2011) sobre los niveles de vulnerabilidad y se toman en consideración los efectos que tendría un sismo asociado a la Falla San Ramón, la situación puede ser catalogada como de vulnerabilidad alta y muy alta. De acuerdo a la SUBDERE (2011) estas categorías tienen los siguientes significados:

Nivel de Vulnerabilidad	Descripción
Alta	Los efectos esperados en la componente son de tipo estructural, se interrumpe la prestación del bien o servicio por meses con objeto de reponer la funcionalidad e infraestructura
Muy Alta	Los efectos esperados en la componente son de tipo estructural, se interrumpe la prestación del bien o servicio por más de un año

8.9.1.1 Superficies afectas según nivel de vulnerabilidad

Al analizar la distribución de los niveles de vulnerabilidad por comunas, se observa que la comuna de Las Condes concentra sobre un tercio de la superficie de terrenos afectos a algún nivel de vulnerabilidad (ver tabla N° 20). En contraste, en la comuna de la Florida la superficie afecta a algún nivel de vulnerabilidad corresponde a una fracción menor (2.7%) del total. Estos antecedentes son orientadores respecto de donde focalizar los esfuerzos para introducir cambios o regulaciones a través del PRMS.

COMUNA	VULNERABILIDAD					Total general
	1	2	3	4	5	
LA FLORIDA	5.40	8.12	0	0	0	13.52
LA REINA	0.28	73.61	18.72	0	0	92.61
LAS CONDES	20.36	152.79	9.45	0	0	182.61
PEÑALOLÉN	17.23	23.87	5.55	0	0	46.65
PUENTE ALTO	6.53	54.31	34.31	0	0	95.15
VITACURA	10.08	52.54	0	0	0	62.62
Total general	59.87	365.25	68.03	0	0	493.15

Tabla N° 8.20: Superficies en hectáreas según nivel de vulnerabilidad

En la lámina 8.8.1 se muestran los resultados obtenidos para la vulnerabilidad en la situación actual.

8.9.2 Líneas Vitales e Instalaciones Esenciales

De acuerdo a los antecedentes disponibles, una actividad sísmica asociada a la Falla San Ramón, sujeto a que se ha registrado actividad cada miles de años, puede provocar una ruptura del terreno en superficie que puede implicar desniveles del orden de metros a lo largo de toda la falla. Tal como se ha señalado anteriormente, no existe norma técnica, al menos en Chile, que permita diseñar y construir cualquier edificación que pueda soportar tal magnitud de esfuerzos.

En ese escenario toda infraestructura o equipamiento que está presente a lo largo de la faja de 100 m al poniente y de 200 m al oriente de la traza de la FSR es vulnerable y más allá del daño inmediato a estos elementos, su inoperabilidad puede representar un impacto adicional a la emergencia generalizada, por lo que la identificación de e estos componentes vitales y esenciales del soporte urbano constituye una advertencia a sus operadores.

8.9.2.1 Líneas Vitales

La infraestructura, sean redes o instalaciones que al ser destruidas afecten la funcionalidad de la población, acentuando la condición de emergencia, como alimentadoras de agua potable, estanques o líneas de alta tensión, se definen como Líneas Vitales, por cuanto de ellas depende el soporte urbano funcional y sanitario frente a una Emergencia.

En la traza de la FSR destaca el emplazamiento de la Planta de Tratamiento de Agua Potable de Las Vizcachas, Puente Alto, desde donde nacen los acueductos Paralelo y Laguna Negra, alimentadores del centro y oriente de Santiago. Otra infraestructura, con carácter de equipamiento científico es el Centro de Estudios Nucleares emplazado en Las Condes y la subestación eléctrica del cerro Los Rulos en Las Condes. A estas instalaciones puntuales se debe agregar una red de líneas de distribución eléctrica (AT); la vialidad estructurante metropolitana que cruza el área y canales de riego provenientes del Río Maipo. Estas Líneas Vitales se grafican en cartografía adjunta 8.9.3.

La falla o destrucción de cada una de estas instalaciones y redes genera potencialmente daños en la funcionalidad de la ciudad o seguridad de las personas, que van desde el aislamiento de sectores locales para su movilidad, hasta la afectación sanitaria de gran parte de la población regional, lo que sólo puede ser

evaluado por las autoridades competentes en cada caso, léase Superintendencias de Servicios, ONEMI y Ministerio del Interior.

8.9.2.2 Instalaciones Esenciales

Se emplazan también, dentro del área afecta a eventuales rupturas superficiales de la FSR, equipamientos que frente a una emergencia, como lo es la sísmica, cobran mayor relevancia en la superación de la misma, como lo son las instalaciones de seguridad (carabineros, bomberos, ONEMI); así como los centros de salud y los centros educacionales que pueden cumplir funciones de albergue de emergencia. De estos establecimientos, que se denominan Instalaciones Esenciales, el área de afectación presenta los siguientes

NOMBRE	TIPO	COMUNA
UNIVERSIDAD ADOLFO IBÁÑEZ	UNIVERSIDAD	PEÑALOLÉN
DR. ANÍBAL ARIZTÍA	CONSULTORIO	LAS CONDES
	SAPU	LAS CONDES
EL SAUCE	JARDÍN INFANTIL, JUNJI	LAS CONDES
PEHUENCHE	JARDÍN INFANTIL, JUNJI	LAS CONDES
HOSPITAL DE CARABINEROS	HOSPITAL	LAS CONDES
LICEO POLITÉCNICO LOS DOMINICOS	BÁSICA MEDIA, PART. SUBVENCIONADO	LAS CONDES
COLEGIO VIRGEN DE POMPEYA	BÁSICA MEDIA, PART. SUBVENCIONADO	LAS CONDES
CENTRO NUCLEAR LA REINA (también línea vital)	INVESTIGACIÓN - ENERGÍA	LAS CONDES

Tabla N° 8.23: Instalaciones Esenciales presentes en el área de influencia de la FSR.

Al igual que en el caso anterior, la advertencia que hace este Estudio, se dirige hacia las autoridades a cargo de abordar la emergencia provocada por actividad de la FSR, en cuanto a considerar que algunas instalaciones -esenciales ante una emergencia- se encuentran expuestas a ser dañadas por la misma.

En la lámina 8.9.3 se muestra la distribución espacial de los principales elementos de infraestructura y equipamiento así como líneas vitales.

ANEXOS

ANEXO I: ESTUDIO SÍSMICO FALLA SAN RAMÓN³

1. Introducción

La zona de estudio se localiza al oriente de la ciudad de Santiago de Chile, en las inmediaciones de la Quebrada de Macul. Coincidiendo con el borde oriental de la cuenca, donde se ha observado la presencia de la Falla San Ramón que se ha interpretado como una respuesta reciente a la tectónica compresiva que ha elevado la Cordillera de los Andes probablemente desde el Mioceno en la zona central de Chile.

La expresión superficial de la Falla San Ramón en la zona de estudio, corresponde a un escarpe de aproximadamente 5 metros de altura y dirección aprox. N-S, que se distingue claramente de la pendiente más suave propia de la zona (Figura 1). En el marco de estudios geológicos recientes, se ha llevado a cabo la construcción de 2 calicatas perpendiculares al rumbo del escarpe, con objeto de estudiar la dinámica reciente de la Falla.

El objetivo del presente estudio, es determinar la estructura de velocidades de onda sísmica (V_p) en el subsuelo del área de estudio mediante tomografía sísmica 2-D, con el fin estudiar los espesores y condiciones de compactación de la cobertura sedimentaria así como la geometría del basamento en este sector afectado por la dinámica de la Falla San Ramón. Con este fin se ha realizado un experimento sísmico consistente en 4 líneas sísmicas adquiridas en Septiembre y Octubre de 2011.

El objetivo planteado requiere una modalidad de registro acorde con la pequeña escala espacial considerada (longitudes menores a 500 m), por lo que sea considerado un número elevado de disparos por línea y se han preferido espaciamientos de geófonos de 5 y 10 m.

El presente informe aborda la descripción del experimento sísmico así como la interpretación de las tomografías 2-D obtenidas.

³ En el presente documento se aborda el modelamiento 2-D de cuatro perfiles sísmicos realizados en el sector de Quebrada de Macul al Oeste de Santiago-Chile. Se obtienen modelo de velocidad V_p y profundidad de basamento. Los modelos son consistentes con lo esperado para unidades sedimentarias y basamento afectados por la dinámica de la Falla San Ramón.

2. Descripción del Experimento sísmico

2.1 Diseño del experimento

Como se observa en la Figura 1, los perfiles sísmicos P1 y P4, fueron trazados para cruzar el escarpe en dirección aproximada E-W con el fin de visualizar posibles cambios de velocidad entre el sector Oeste y Este del escarpe, que puedan relacionarse a la dinámica de la falla. El perfil P1 se ubicó entre las calicatas correspondientes al estudio geológico y P4 al norte de la calicata norte, a fin de minimizar artefacto 3D que estas excavaciones pueden inducir en la adquisición sísmica. Debido a que los gradientes topográficos son mayores en la zona del escarpe y en sentido E-W, se prefirió utilizar espaciamiento de geófonos de 5 m. en los perfiles P1 y P2, utilizando disparos para prolongar los perfiles según las condiciones del terreno (En la Figura 1, los geófonos se muestran en puntos blancos y los disparos en rojo). Es importante destacar que inmediatamente al Este del área de estudio hay caminos con tráfico vehicular y torres de alta tensión que impiden prolongar el trazado de perfiles hacia el Este del área de estudio.

Los perfiles P2 y P3 fueron localizados paralelos al escarpe en sentido aproximado N-S. Debido a que en esa dirección los gradientes topográficos son menores que en sentido E-W, se utilizó espaciamiento nominal entre geófonos de 10 m, con lo cual pudo extenderse la longitud de estos 2 perfiles y así, favorecer la observación de reflexiones provenientes de la interfaz sedimentos-basamento.

Es importante destacar que la presencia de vegetación densa (espinos y zarzas) en la zona, dificulta la logística de registro, por lo cual fue necesario trazar los perfiles con ligeros cambios de rumbo, lo que afecta mínimamente la interpretación de los modelos obtenidos por inversión sísmica 2-D.

A continuación la Tabla 1 muestra las especificaciones de largo dirección y geometría de adquisición de los perfiles sísmicos

Tabla 1. Especificaciones del experimento sísmico.

Perfil	Orientación	Largo [m]	Número de disparos	Espaciado entre geófonos [m]
P01	OE	268.99	27	5 y 10
P02	SN	388.3	17	10
P03	SN	372.8	17	10
P04	OE	271.4	17	5

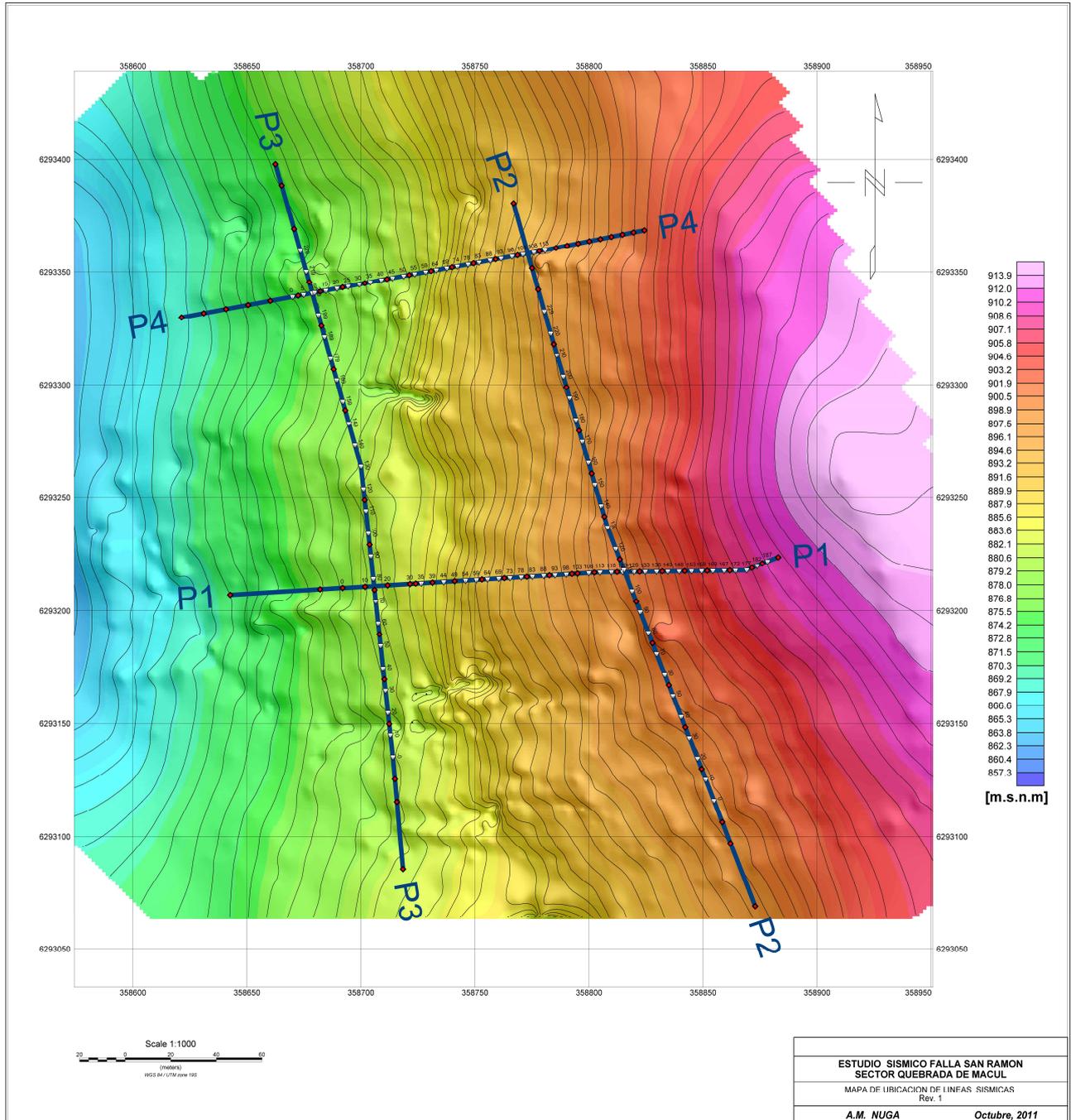


Figura 1

2.2 Instrumental Sísmico

El equipo sísmico utilizado en terreno está constituido por un registrador GEODE de 24 canales, cable sísmico con separación de 10 metros entre canales y geófonos verticales estándar con frecuencia de corte de 10 Hz.

Para localización geográfica se utilizó GPS de mano marca GARMIN. Es importante destacar que la topografía utilizada en la inversión 2-D (Figura 1), fue registrada en el marco de estudios anteriores en la zona, mediante GPS diferencial.

Como fuente de ondas sísmicas se ha utilizado martillo de 12 lbs, lo que según las condiciones del terreno permite alcanzar profundidades del orden de 50 m (considerando solo refracciones). Con objeto de mejorar la calidad de la señal fuente, en este estudio se ha probado golpear con el martillo una esfera de acero depositada en el suelo, lo que ha demostrado generar señas suficientemente impulsiva como para interpretar reflexiones en los registros y así incrementar la penetración del experimento.

3. Modelo de velocidad de onda P

3.1 Modelación Directa 1-D

Con el objeto de determinar un modelo inicial para la inversión tomográfica 2D, se modeló primero la estructura unidimensional de velocidades para un disparo en cada perfil. El modelo 1D consiste en un conjunto de capas planas con gradientes de velocidad constante. Se utilizó software de desarrollo propio para realizar la modelación directa de los disparos. Las figuras 2 a 7 muestran los registros sísmicos asociados a un disparo, incluyendo las curvas camino tiempo predichas por el modelo unidimensional que se muestra en cada figura. La correspondencia entre disparos y figuras y posición de disparo es la siguiente:

- Figura 2: Disparo X=-10, Perfil P1
- Figura 3: Disparo X=-50, Perfil P2
- Figura 4: Disparo X=240, Perfil P2
- Figura 5: Disparo X=-10, Perfil P3
- Figura 6: Disparo X=260, Perfil P3
- Figura 7: Disparo X=82.5, Perfil P4

Los registros sísmicos mostrados en cada Figura están reducidos con velocidad de reducción $V_{red}=1.5$ km/s, y la coordenada horizontal corresponde a la distancia disparo-geófono (offset).

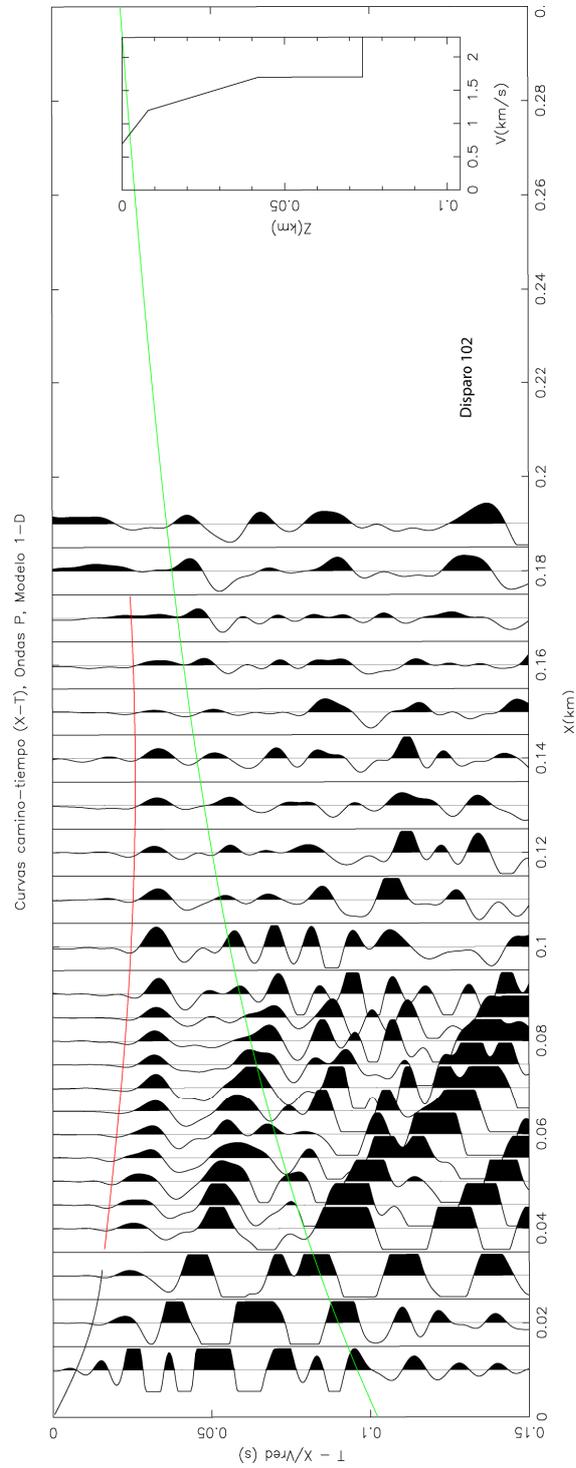


Figura 2

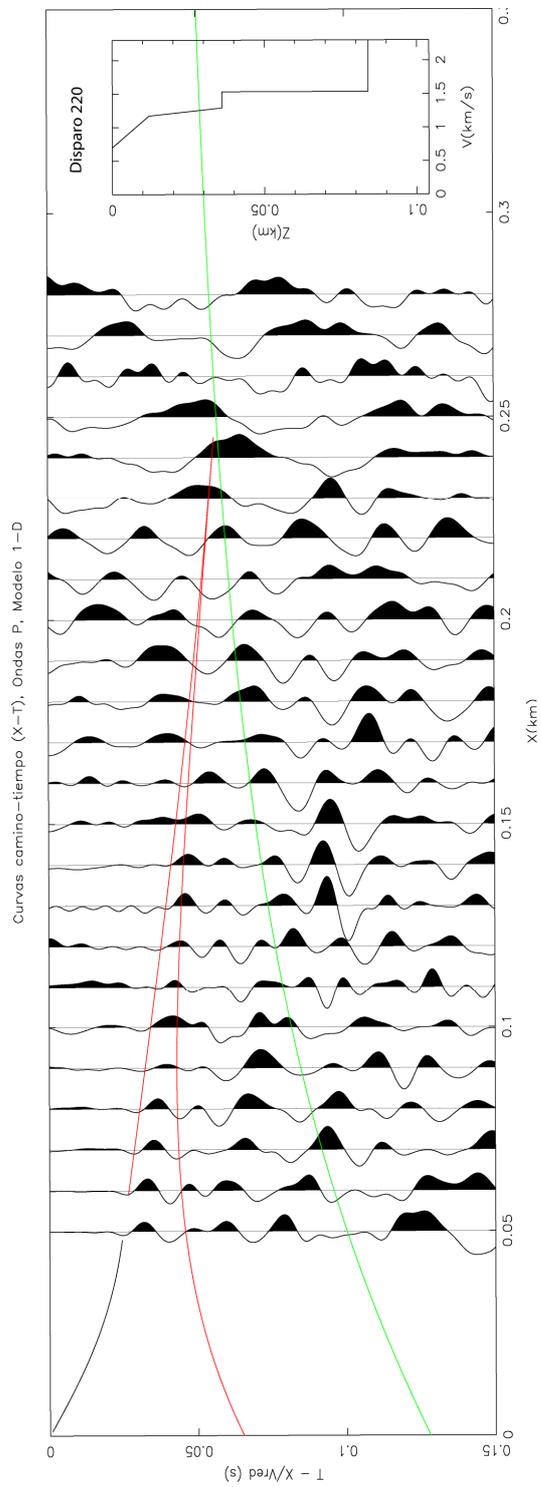


Figura 3

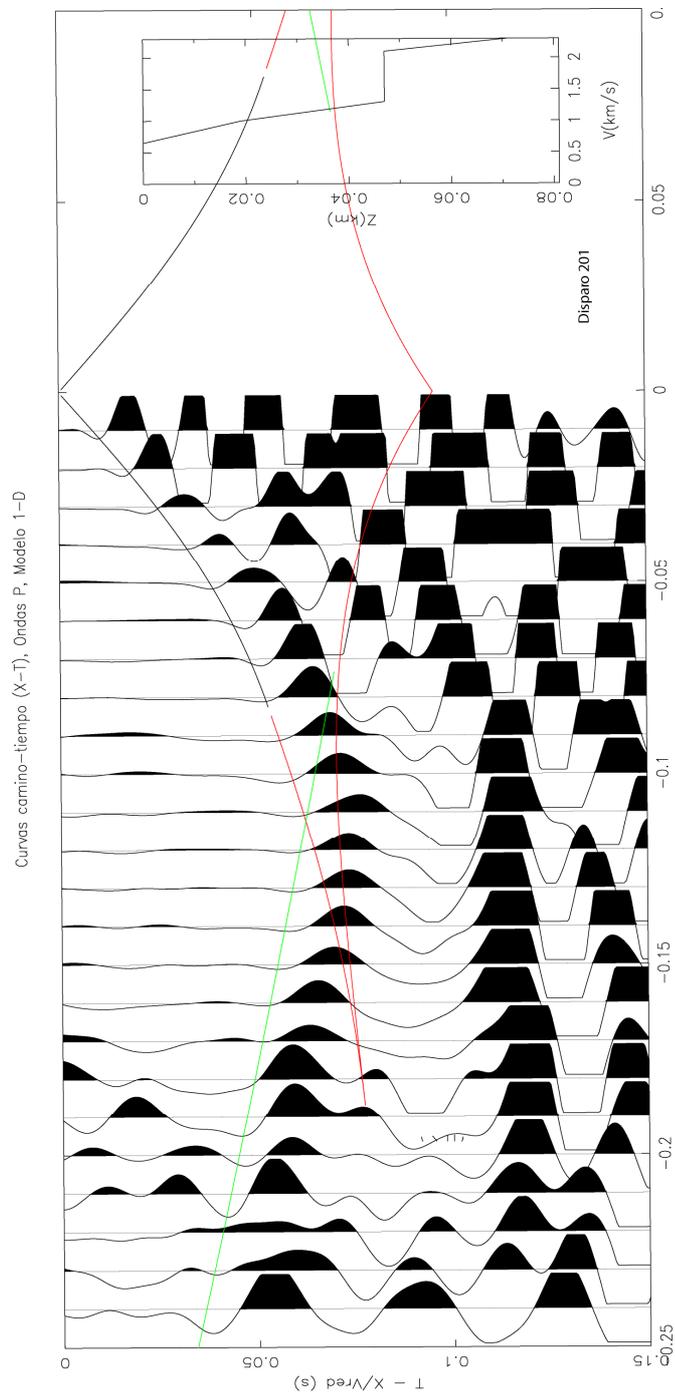


Figura 4

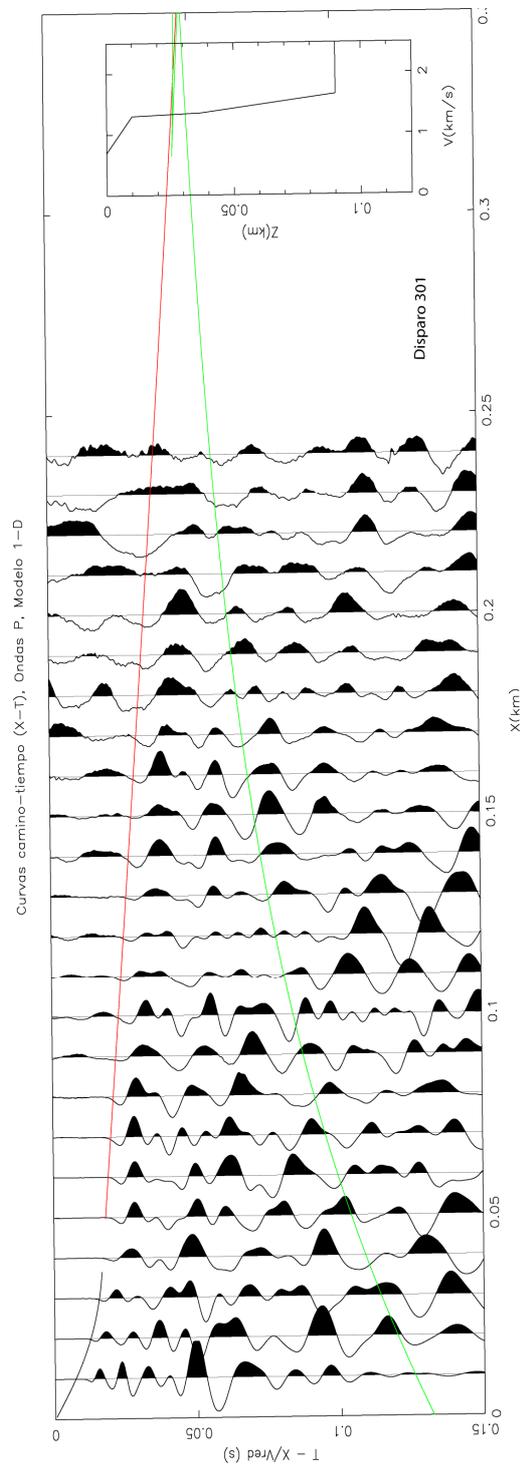


Figura 5

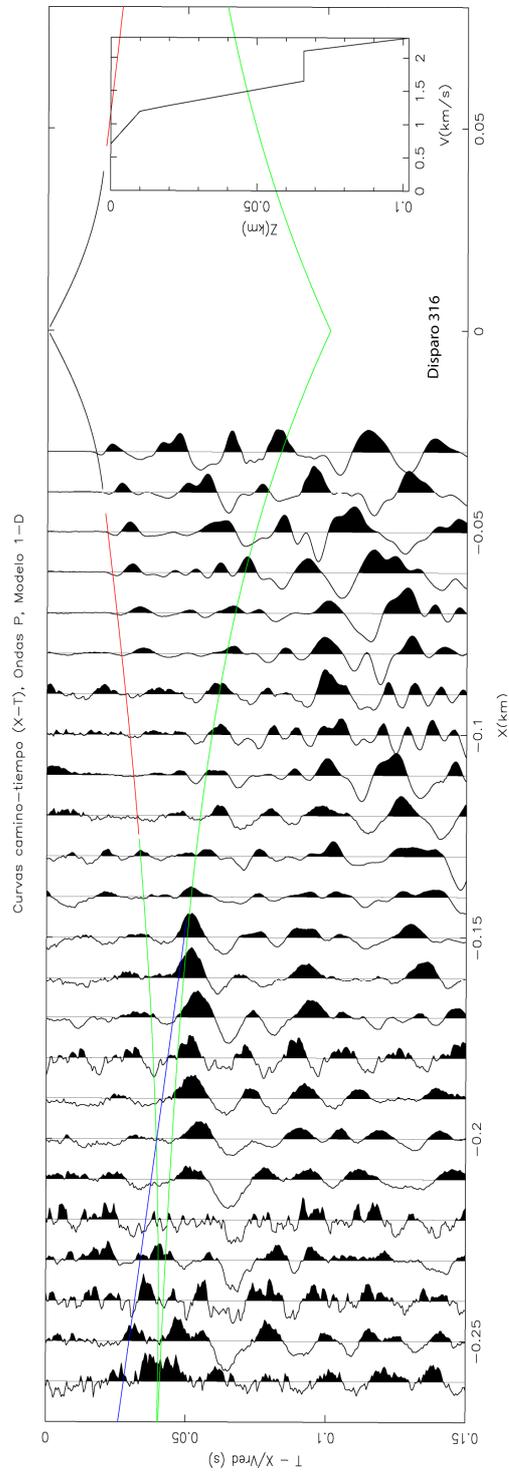


Figura 6

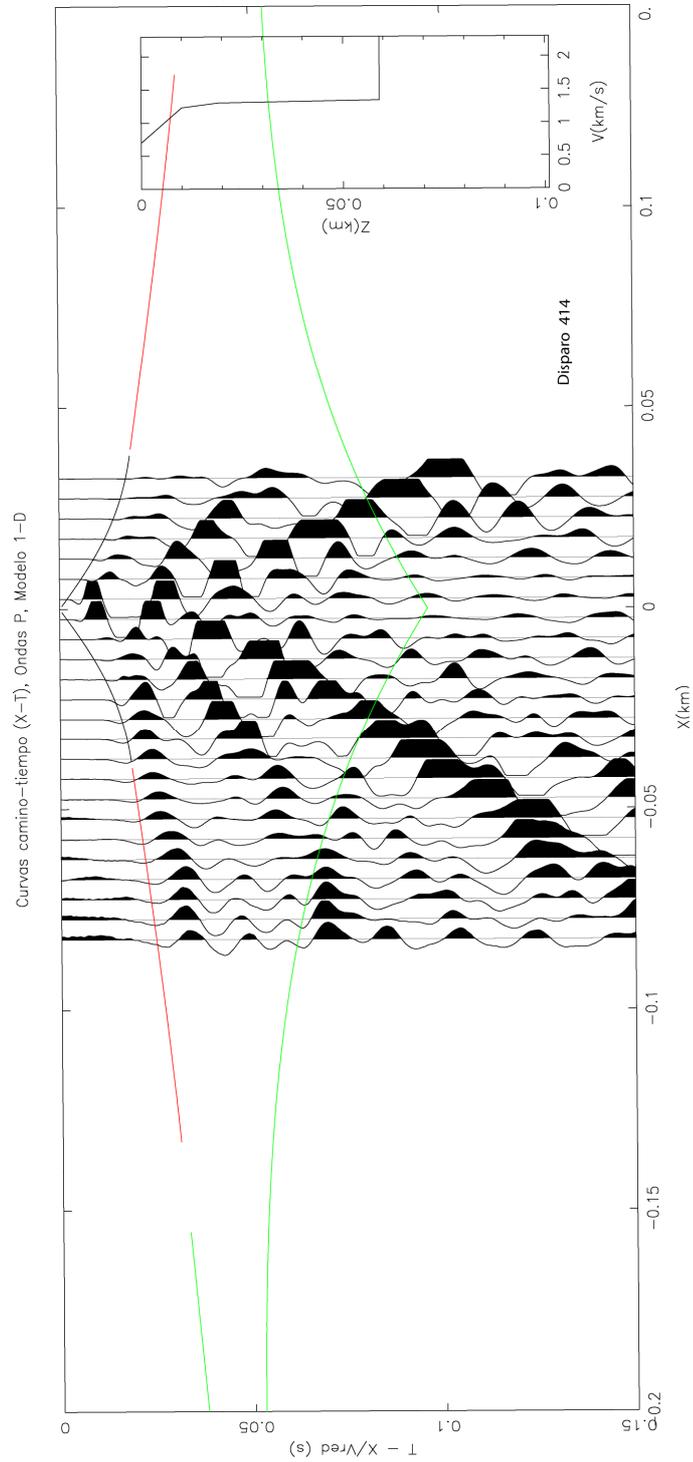


Figura 7

Los modelos sísmicos unidimensionales permiten construir un modelo de velocidad v/s profundidad de primer orden para la zona de estudio, que luego se utiliza como modelo inicial para la inversión 2D de los datos sísmicos. Adicionalmente ayudan a determinar la coherencia y tiempos de llegada de las fases correspondientes a reflexiones en interfaces del subsuelo (curva verde sobre los datos en las figuras anteriores). En caso de perfiles cortos como P1 y P4 basta con modelar un disparo para obtener una idea preliminar de las velocidades y espesor sedimentario pero en el caso de perfiles de mayor longitud (P2 y P3) es importante modelar disparos ubicados cerca de los extremos de la línea para visualizar variaciones laterales de primer orden.

3.2 Tomografía sísmica 2D

Se obtuvo la estructura bidimensional de velocidad de onda sísmica de onda P en profundidad usando el método de inversión conjunta de refracción y reflexión de *Korenaga et al.*, [2000]. Este método consiste en la inversión conjunta de refracciones P_g y reflexiones P_bP . Curvas camino-tiempo y rayos sísmicos son calculados usando un esquema híbrido de trazado de rayos basado en el método gráfico con refinamiento de la flexión de rayos [*van Avendonk et al.*, 1998]. El suavizado es predefinido por largos de correlación y amortiguamiento que son regularizados en cada iteración de la inversión tomográfica [*Korenaga et al.*, 2000].

El modelo inicial consiste en una capa definida por dos gradientes de velocidad, el cual se obtuvo por modelación directa 1D (ver sección 3.1). El borde superior de la capa a modelar es la topografía previamente definida por un levantamiento geodésico, y el borde inferior corresponde a la superficie del basamento y su geometría forma parte de los parámetros a invertir en la tomografía sísmica. El espaciado horizontal y vertical de la grilla es de 1 m. y 0.5 m. respectivamente. Se consideró un equiespaciado de los nodos del reflector de 5 m. Se utilizaron largos de correlación horizontal entre 0.5 m. en el borde superior a 2 m. en el borde inferior y los largos de correlación vertical variaron entre 0.2 m. a 1 m. en el borde superior e inferior de la malla respectivamente.

Las Figuras 8 a 11 muestran para los cuatro perfiles estudiados el modelo inicial **(a)**, el modelo de velocidad final incluyendo el reflector invertido indicando la zona con carencias de reflexiones (línea punteada) que corresponde a solo una extrapolación del modelo obtenido **(b)** y el set de trazado de rayos asociados **(c)**. También se muestra en **(b)** la intersección con los otros perfiles en los respectivos puntos de cruce (ver Figura 1).

La Tabla 2 resume el error cuadrático medio (T_{RMS}) correspondiente al ajuste de las curvas camino-tiempo para cada perfil. Valores de T_{RMS} están por debajo de la incerteza típica de cada picado, lo cual indica un buen ajuste de los datos sísmicos.

Tabla 2. Resumen de picadas de curvas camino tiempo. La nomenclatura es la siguiente: Pg (refracciones), PbP (reflexiones desde el borde superior del basamento), σ_T (incerteza de la picada), y σ_{RMS} (error cuadrático medio).

Perfil	Pg (σ_T) [mseg]	PbP (σ_T) [mseg]	Pg (σ_{RMS}) [mseg]	Pg + PbP (σ_{RMS}) [mseg]
P1	10	15	2.42	4.69
P2	10	15	4.67	4.76
P3	10	15	5.57	5.49
P4	10	15	4.64	4.81

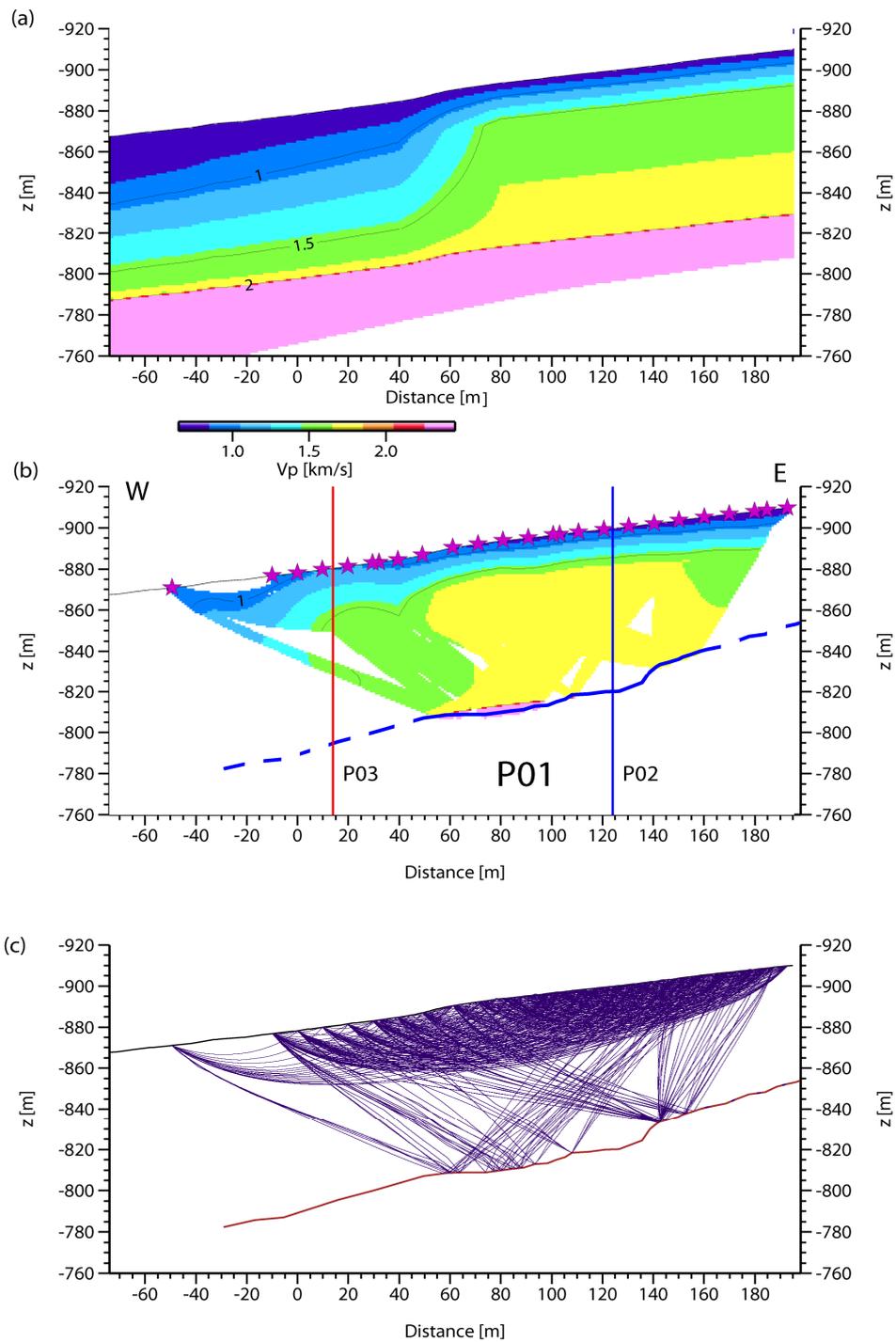


Figura 8

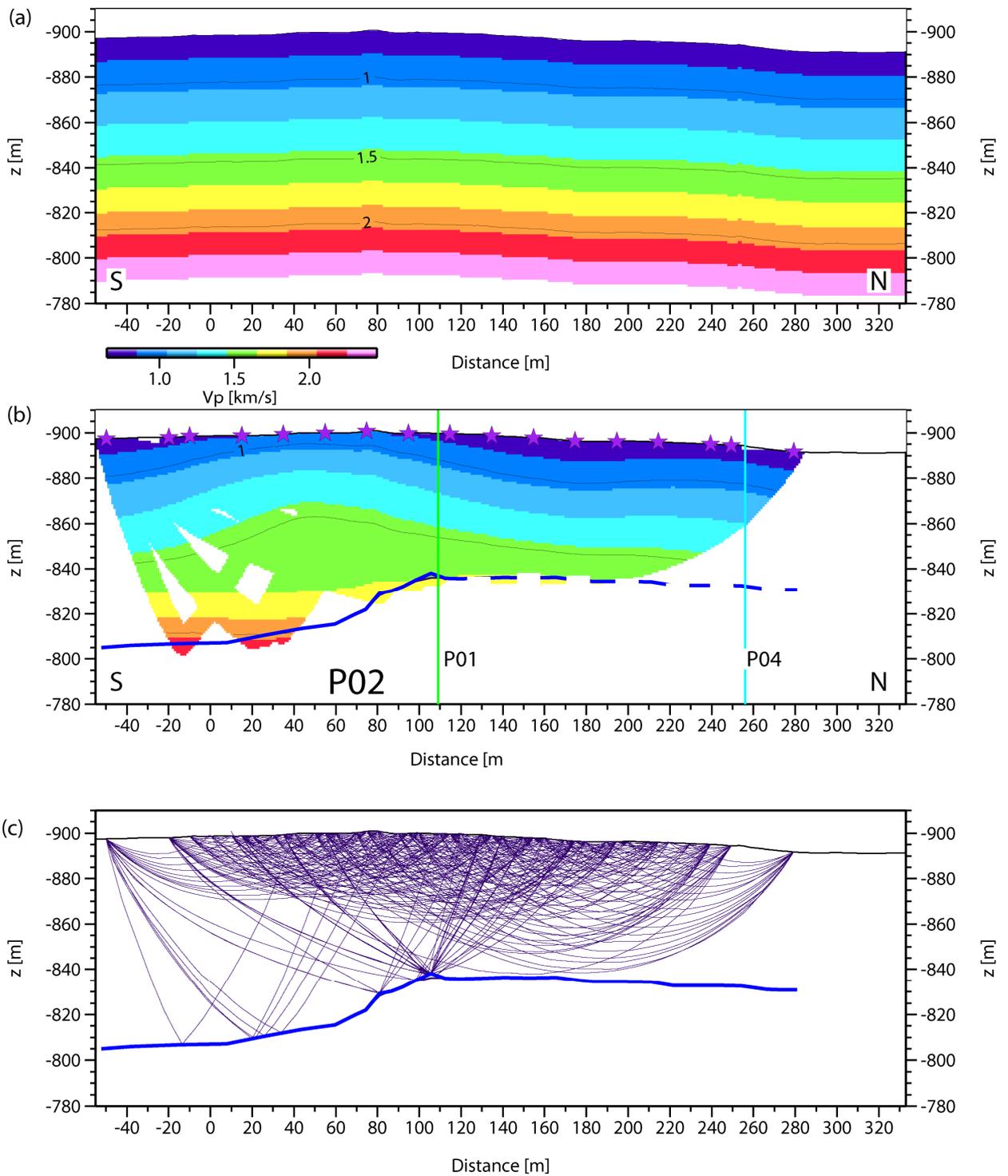


Figura 9

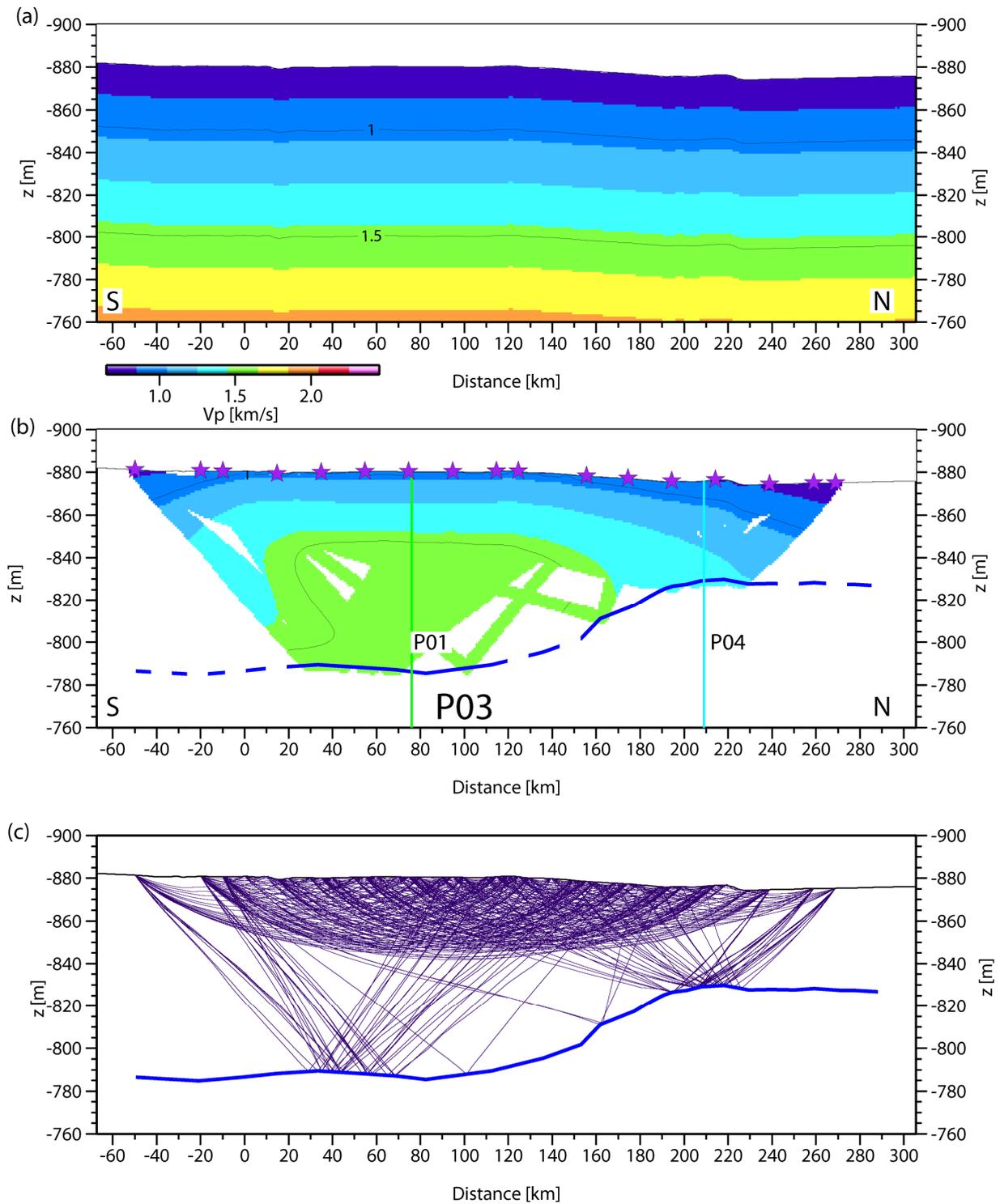


Figura 10

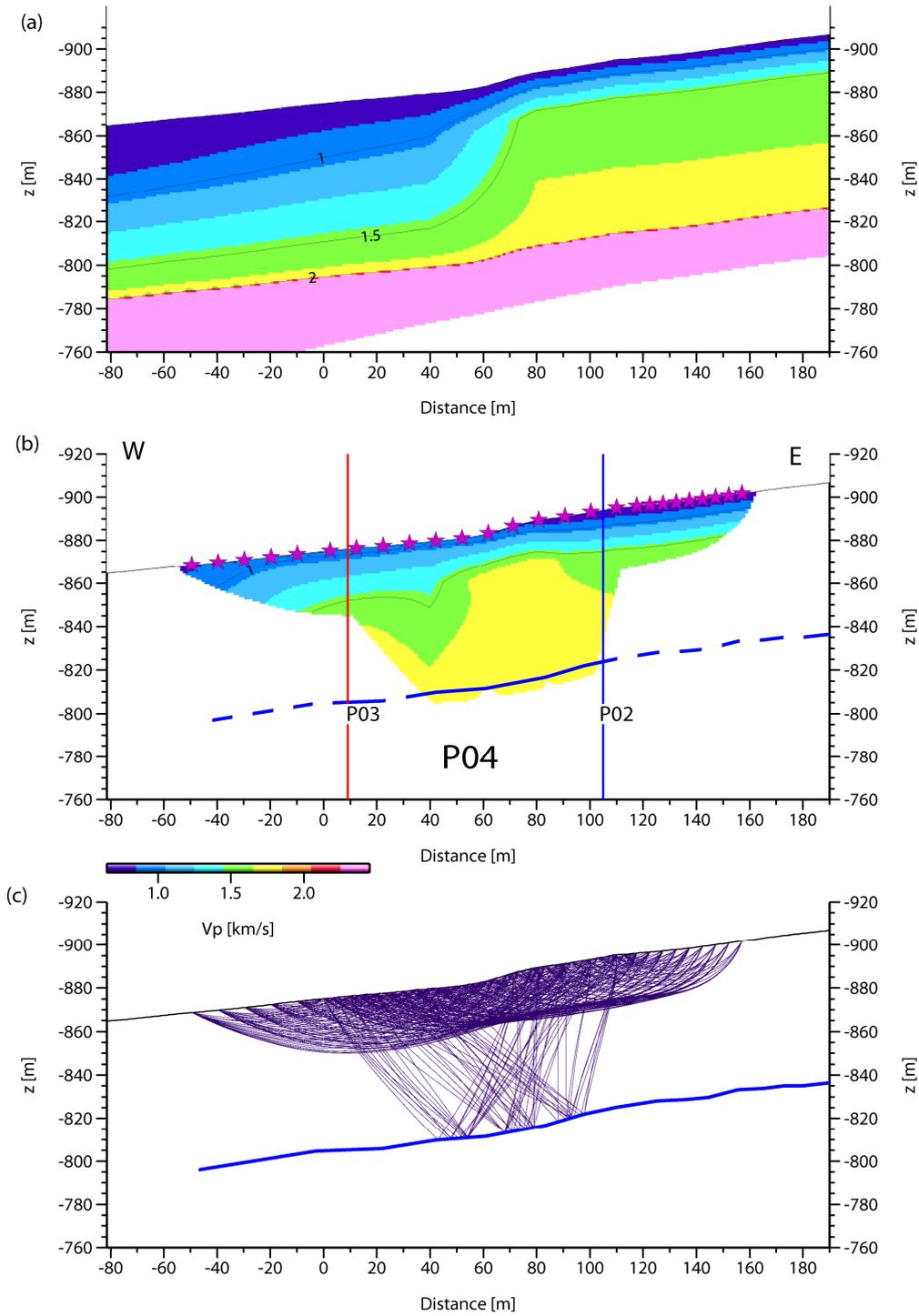


Figura 11

4 Descripción e Interpretación de Resultados

Los modelos unidimensionales (Figuras 2 a 7) proporcionaron información de primer orden relevante para la interpretación general del estudio sísmico. Ellos muestran velocidades típicamente asociadas a sedimentos de mediana a baja compactación ($V_p < 2$ km/s). Claramente se observa una capa superficial con $V_p \sim 0.7$ km/s probablemente constituida por suelo vegetal y sedimentos escasamente compactados, y a continuación en profundidad, los modelos muestran un gradiente creciente de velocidad interpretable como aumento de compactación.

En los modelos 1-D se aprecia con claridad un reflector (discontinuidad fuerte de velocidad) que puede interpretarse como la interfaz sedimentos-basamento. Dicho reflector muestra profundidades consistentemente decrecientes hacia el Norte (dirección perpendicular al gradiente topográfico general de la zona), como se desprende de los modelos de disparo al norte y sur del perfil P2 (figuras 3 y 4 respectivamente), y al norte y sur del perfil P3 (figuras 5 y 6). Este cambio de geometría en el basamento se clarifica en la tomografía 2-D, pero resulta importante que a un nivel simple de interpretación (1-D) se observen complejidades estructurales en la zona posiblemente asociadas a la dinámica de la Falla San Ramón.

El objeto de realizar inversión 2-D de los datos sísmicos (Figuras 8 a 11), es obtener modelos complejos de velocidad que consideren los efectos topográficos y la geometría en general inhomogéneas de las unidades en profundidad, en este caso, considerando la escala de problema (orden de cientos de metros), resultó fundamental adoptar una estrategia de adquisición con un número elevado de disparos a lo largo de las líneas. A continuación se describen los resultados de la tomografía sísmica 2-D para cada perfil sísmico registrado:

P01 (Figura 8): En este perfil E-W del sector sur de área, se observa un gradiente simple de velocidad en profundidad (aprox. unidimensional) hacia el Este del escarpe (distancia $x \sim 60$ m. en el perfil) y una disminución de éstas hacia el Oeste, de hecho, si se observa por ejemplo, la curva de iso-veocidad de los 1.5 km/s esta se profundiza hacia el Oeste (en relación a la topografía) justamente a partir de la zona del donde se ubica el escarpe. Esto quiere decir que existe un aumento de velocidad hacia el Este del escarpe lo que concuerda con la geometría esperada de unidades sedimentarias deformadas por la acción de una falla inversa de vergencia Oeste. En profundidad, el reflector interpretado como techo del basamento muestra, en este perfil, una profundidad del orden de 80 m con una inclinación similar a la topografía del perfil.

P04 (Figura 11): En este perfil paralelo a P01 en el sector norte del área, las velocidades muestran características similares al modelo P01. Las iso-curvas de velocidad se profundizan notoriamente hacia el Oeste del escarpe, que aquí se localiza en torno a $x=70$. Nuevamente este modelo de velocidad, concuerda con lo esperado en términos de la dinámica de una falla inversa.

El reflector sedimentos-basamento solo se visualizó mediante reflexiones en la sección central del perfil, pero su tendencia indica una profundidad relativamente constante de 60 m c/r a la topografía. Lo anterior implica, tal como en los modelos 1-D, que el basamento se encuentra a mayor profundidad en el sector sur del área de estudio.

P02 (Figura 9): En este perfil localizado al Este del escarpe y con rumbo aprox. N-S, se aprecia que el modelo de velocidad es relativamente plano (unidimensional), con un ligero aumento de velocidades en torno a $x=40$ m. (distancia en el perfil).

La característica más relevante de este modelo es una clara disminución de profundidad del basamento en torno a $x=90$ m. Esta característica, que está bien controlada por una cantidad numerosa de rayos reflejados, muestra que la profundización del basamento hacia el sur, detectada en los modelos 1-D y tomografías P01 y P04, corresponde a una discontinuidad local del basamento y no a una pendiente suave.

P03 (Figura 10): Al igual que el perfil anteriormente descrito, esta línea N-S ubicada hacia el Oeste del escarpe, muestra velocidades que obedecen a un modelo aproximadamente unidimensional con aumento local de velocidad en torno a $x=80$ m. Estas ligeras variaciones laterales observables en los perfiles N-S P02 y P03 pueden explicarse por diferencias en cantidad y compactación de los flujos sedimentario que provendrían principalmente desde el Este.

Del mismo modo que en el modelo P02, se observa una profundización brusca del basamento (aprox. 30 m. de desnivel) en torno a $x=160$ m.

La Figura 12 muestra la superficie del fondo del basamento asociado a la interpolación de las elevaciones de basamento obtenidas en los cuatro perfiles sísmicos. Si bien es cierto que existe una diferencia de profundidad en el cruce de los perfiles P03 y P04, la superficie del basamento interpolada muestra consistentemente que el basamento se profundiza hacia el Sur-Oeste y que el cambio abrupto de elevación de basamento, observado con claridad en los perfiles P02 y P03, constituye un rasgo que presenta un rumbo aproximado $N30^{\circ}W$. Si esta discontinuidad en el basamento está asociada al desplazamiento de la Falla San Ramón, el presente modelo sugiere que la dinámica de la falla presenta variación en el rumbo y que en niveles profundos esta estructura podría mostrar una vergencia hacia el S-W en el sector de estudio.

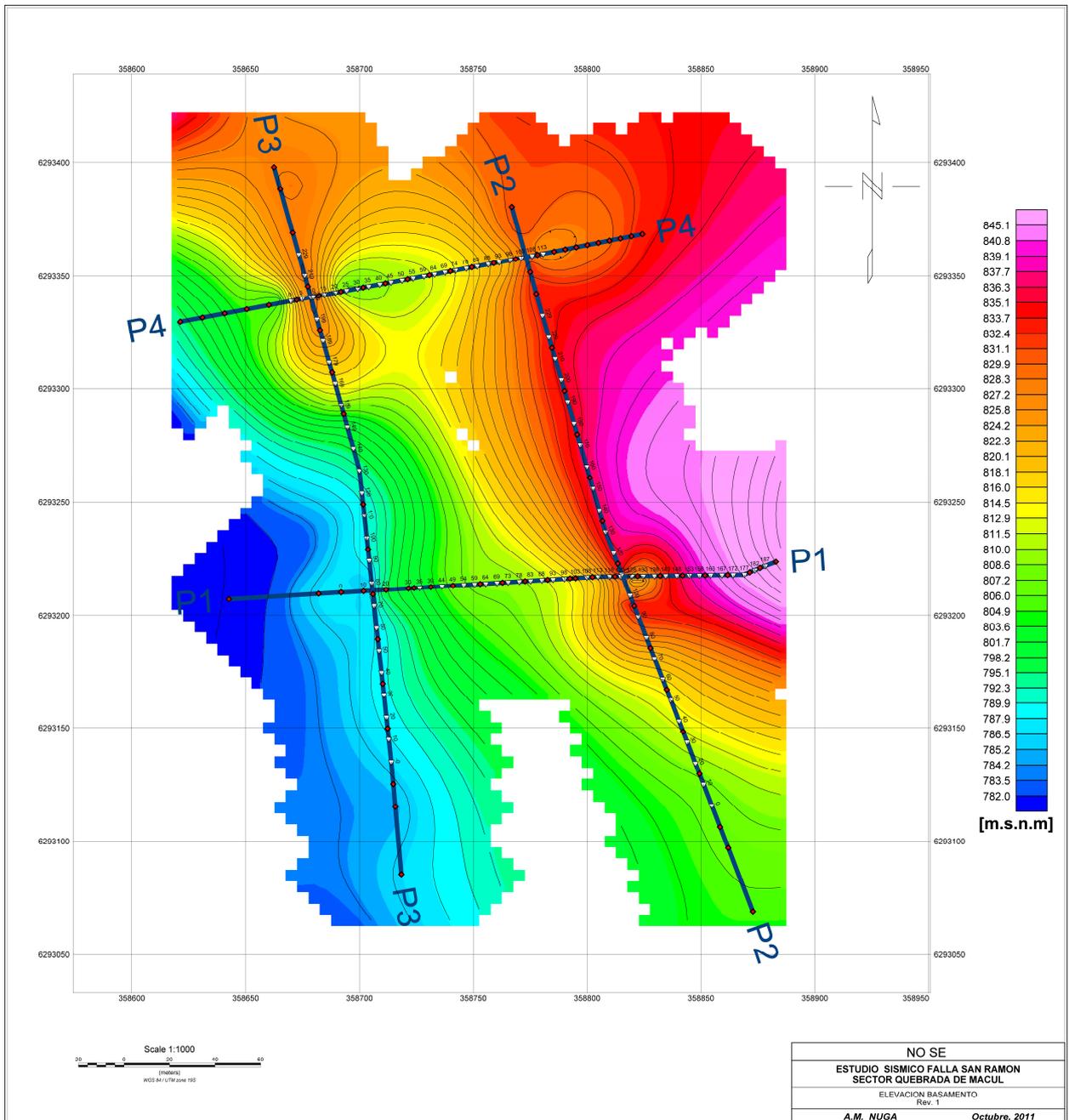


Figura 12

5 Discusión y Conclusiones

- La profundidad del basamento obtenido para cada perfil es consistente en los cuatro puntos de cruce con un error de ± 10 m.
- La comparación de las velocidades sísmicas entre los perfiles en los puntos de cruces indican anisotropía sísmica de ~50% (0.3-0.8 km/s de diferencia), indicando que el campo de esfuerzos en la zona no es isotrópico y/o que los flujos de depositación sedimentaria tienen una marcada dirección E-W lo que es esperable para la zona de estudio.
- Los modelos P01 y P04 (que se alinean Oeste-Este) muestran una topografía del basamento aproximadamente paralela a la topografía con una leve reducción de profundidad hacia el Este (Figura 8). Es interesante el aumento de velocidad al este del eje del escarpe, en donde las velocidades V_p aumentan entre 0.2 y 0.5 km/s, indicando un mayor grado de compactación hacia Este del escarpe (Figura 2 y 4). Esta observación resulta consistente con una estructura de unidades sedimentarias deformadas por una falla inversa de vergencia Oeste.
- La geometría de basamento obtenida sugiere que a niveles profundos (~60-80 m) la dinámica de la Falla San Ramón presenta variaciones en sentido N-S y que en niveles profundos esta estructura podría mostrar una vergencia hacia el S-W, como lo indica el desnivel abrupto en el basamento, observado en los perfiles P02 y P03, que constituye un rasgo de rumbo aprox. N30°W.

6 Referencias

Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.-C., Hopper, J.R. & Dahl-Jensen, T., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. geophys. Res.*, 105, 21 591–21 614.

Van Avendonk, H.J.A., Harding, A.J. & Orcutt, J.A., 1998. A two-dimensional tomographic study of the Clipperton transform fault, *J. geophys. Res.*, 103, 17 885–17 899.

7 Anexos

A continuación se presenta una serie de ajustes de curvas camino tiempo, calculadas con los modelos tomográficos finales 2D presentados en las Figuras 8-11. Figuras A.1-A.8 muestran el ajuste de curvas camino-tiempo (**arriba**), en donde triángulos azules denotan los tiempos predichos por los modelos finales 2D (Figuras 8-11). Las barras rojas corresponden a las picadas con la incerteza. El gráfico inferior corresponde al trazado de rayos respectivo. Curvas rojas corresponden al reflector interpretado como el borde superior del basamento.

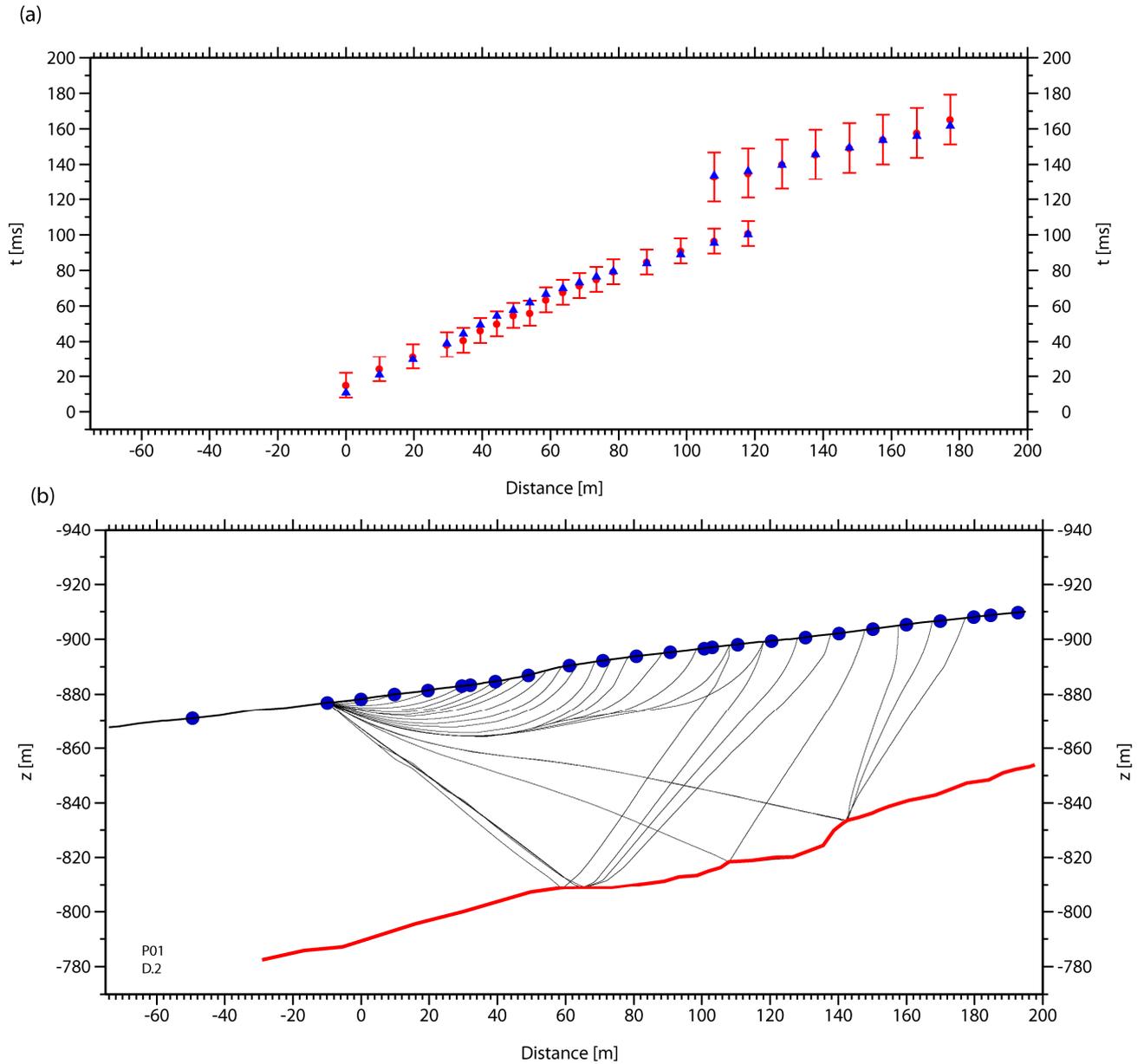


Figura A.1

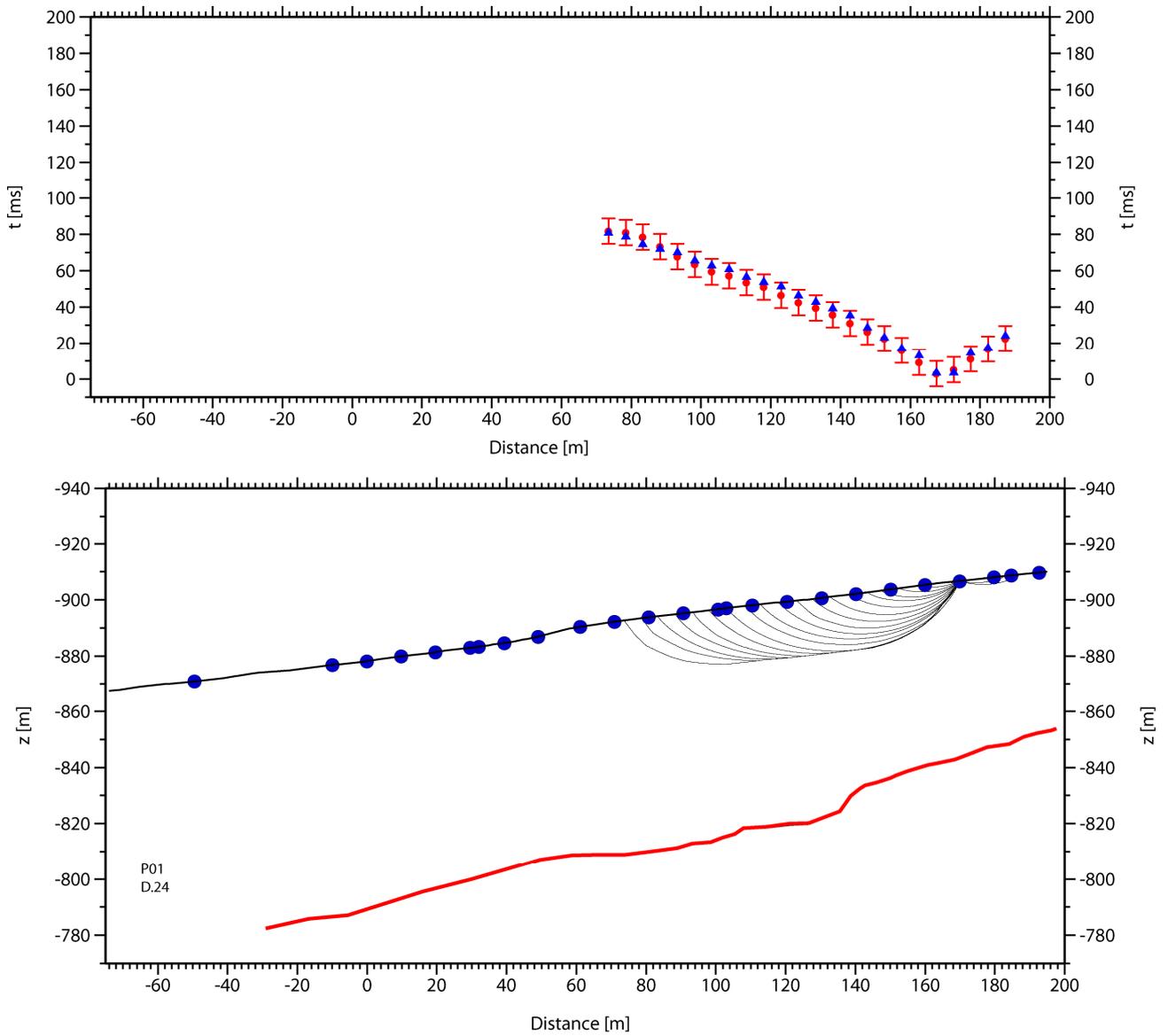


Figura A.2

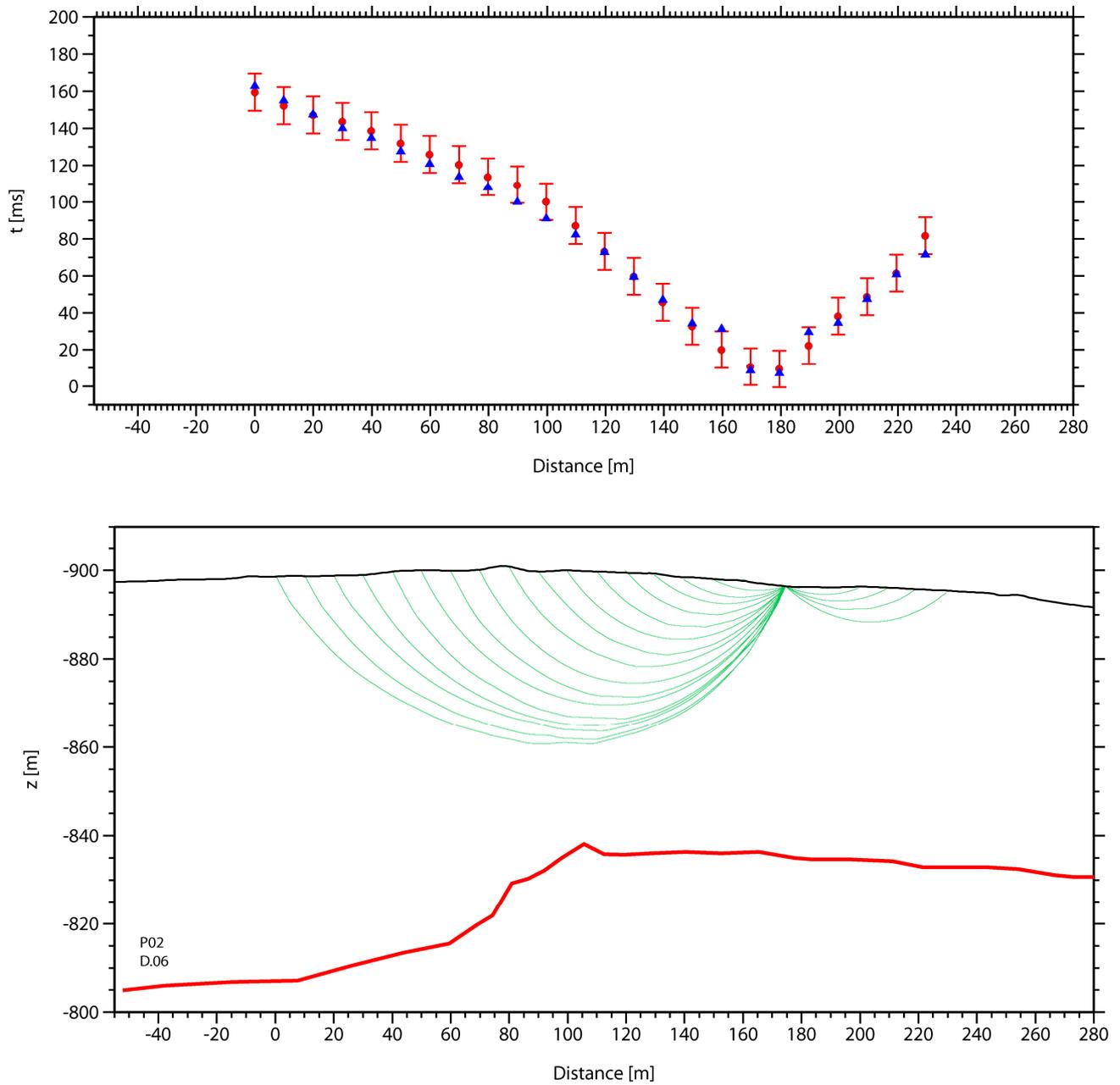


Figura A.3

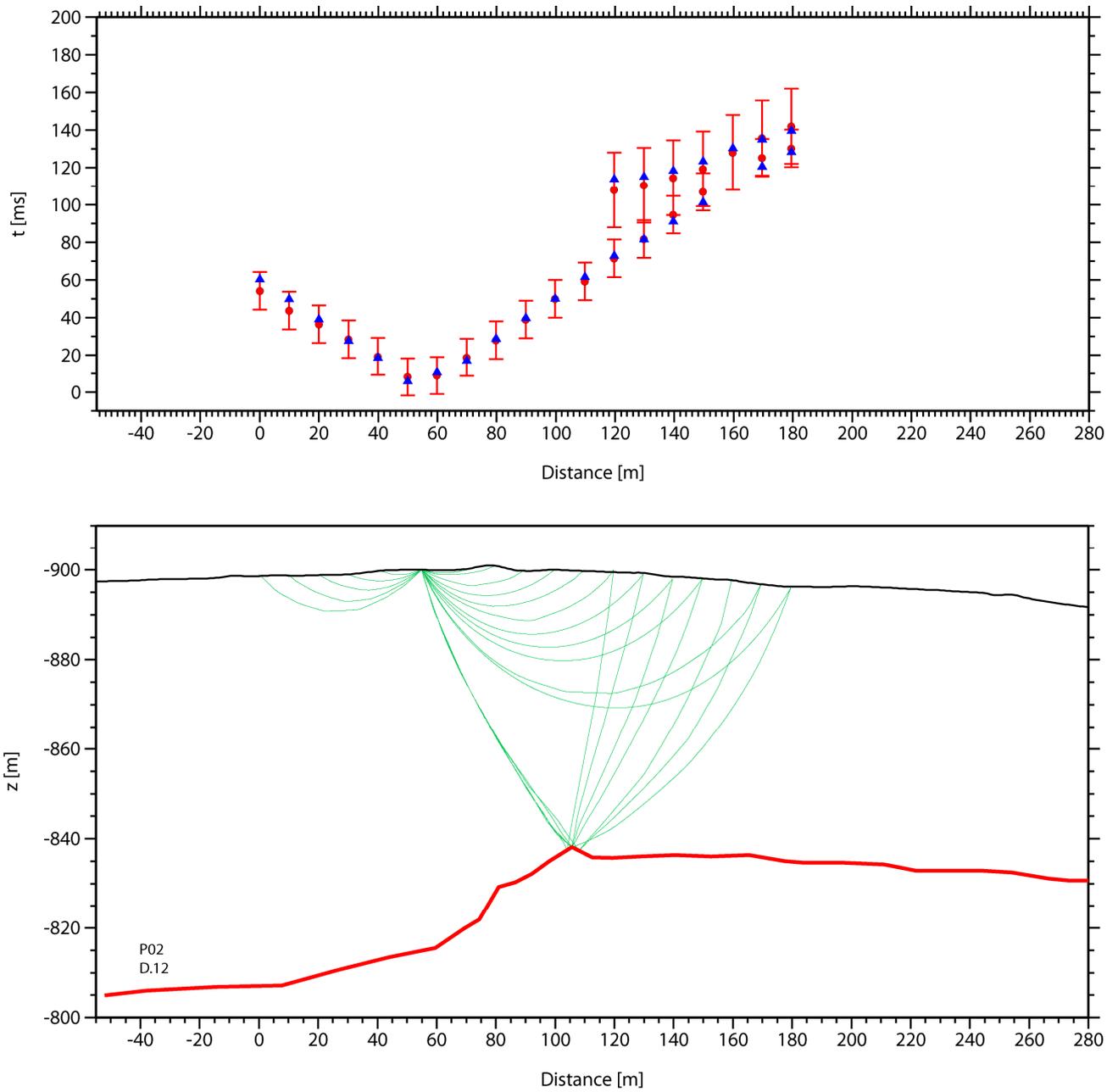


Figura A.4

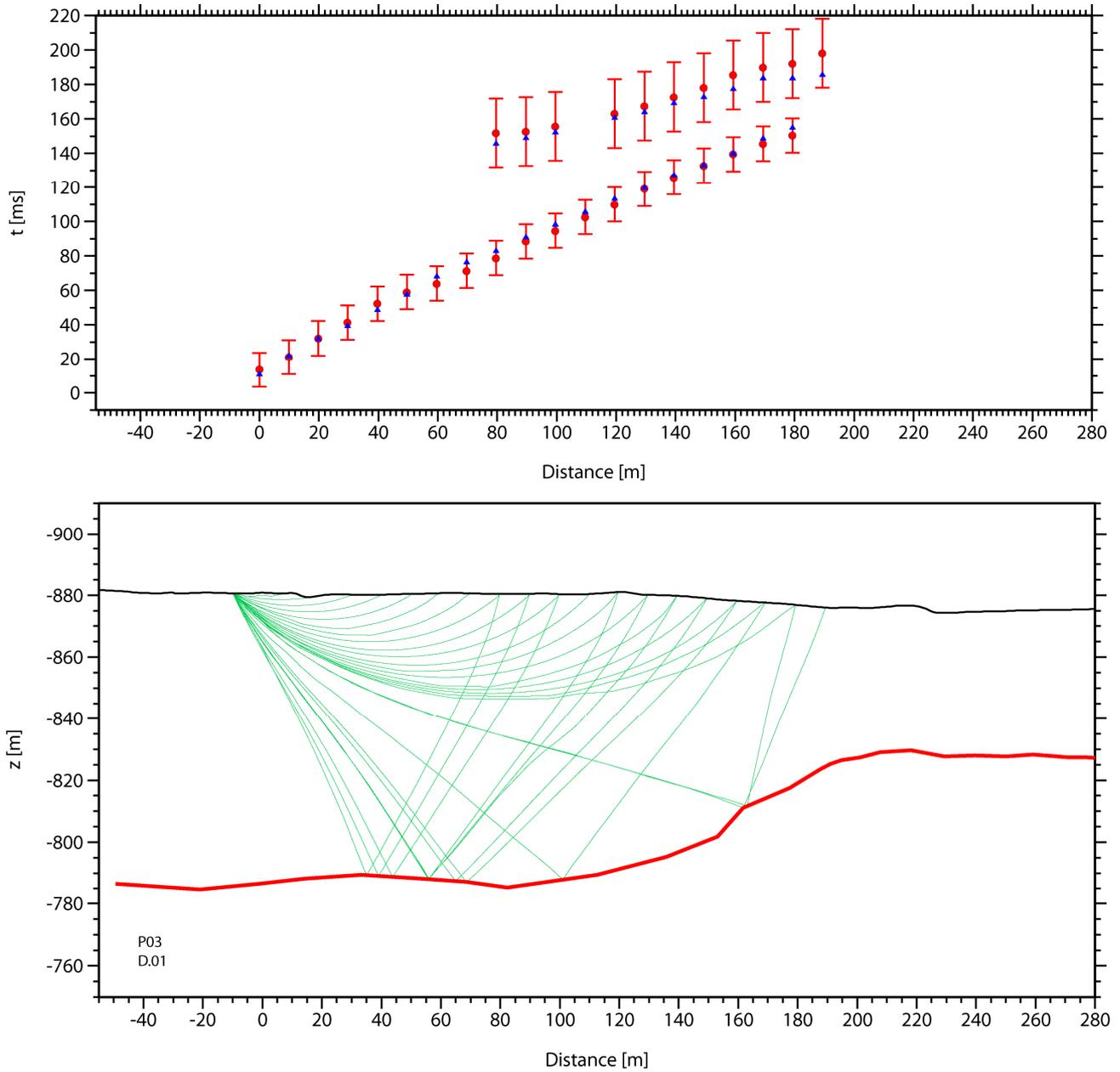


Figura A.5

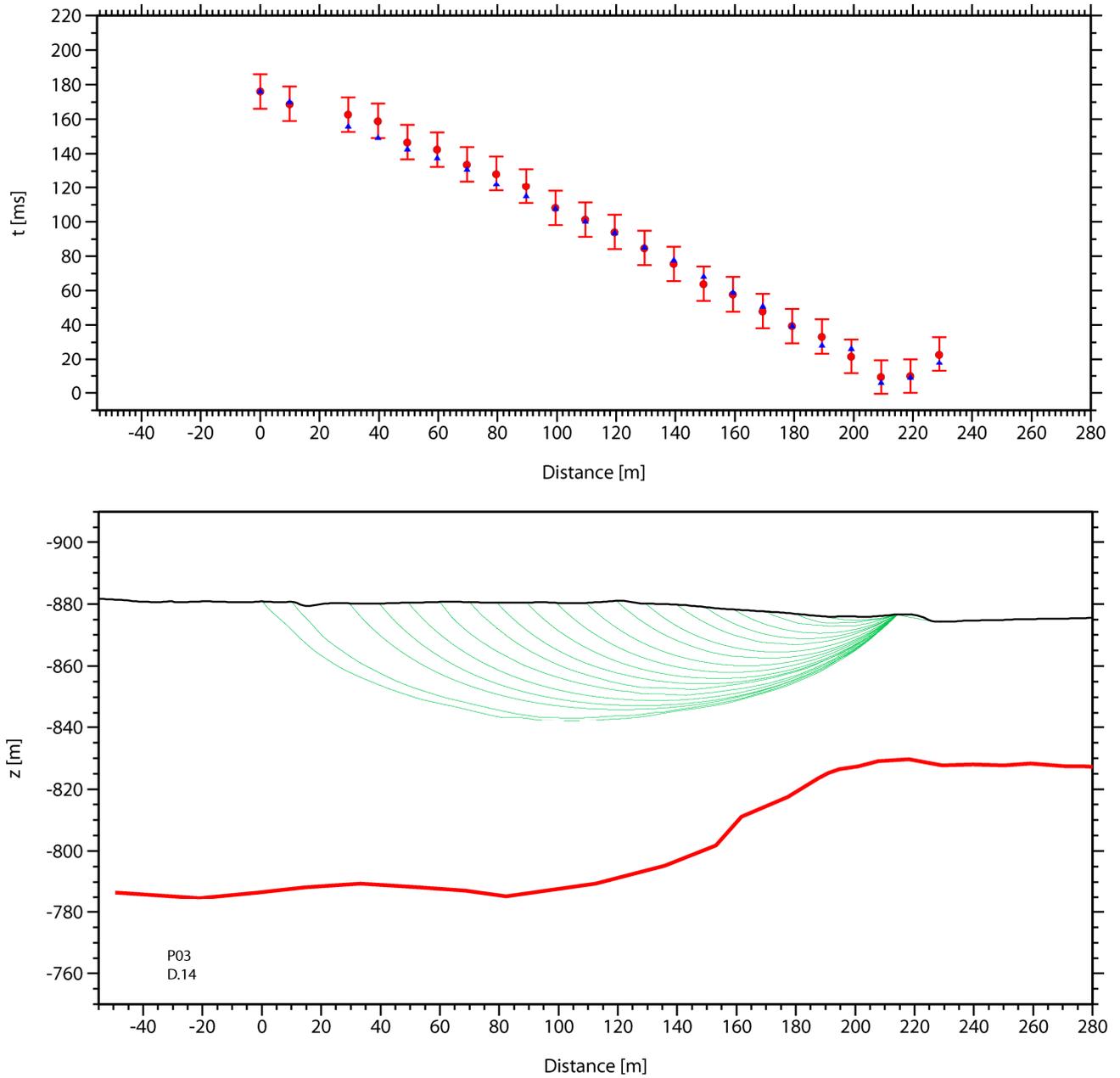


Figura A.6

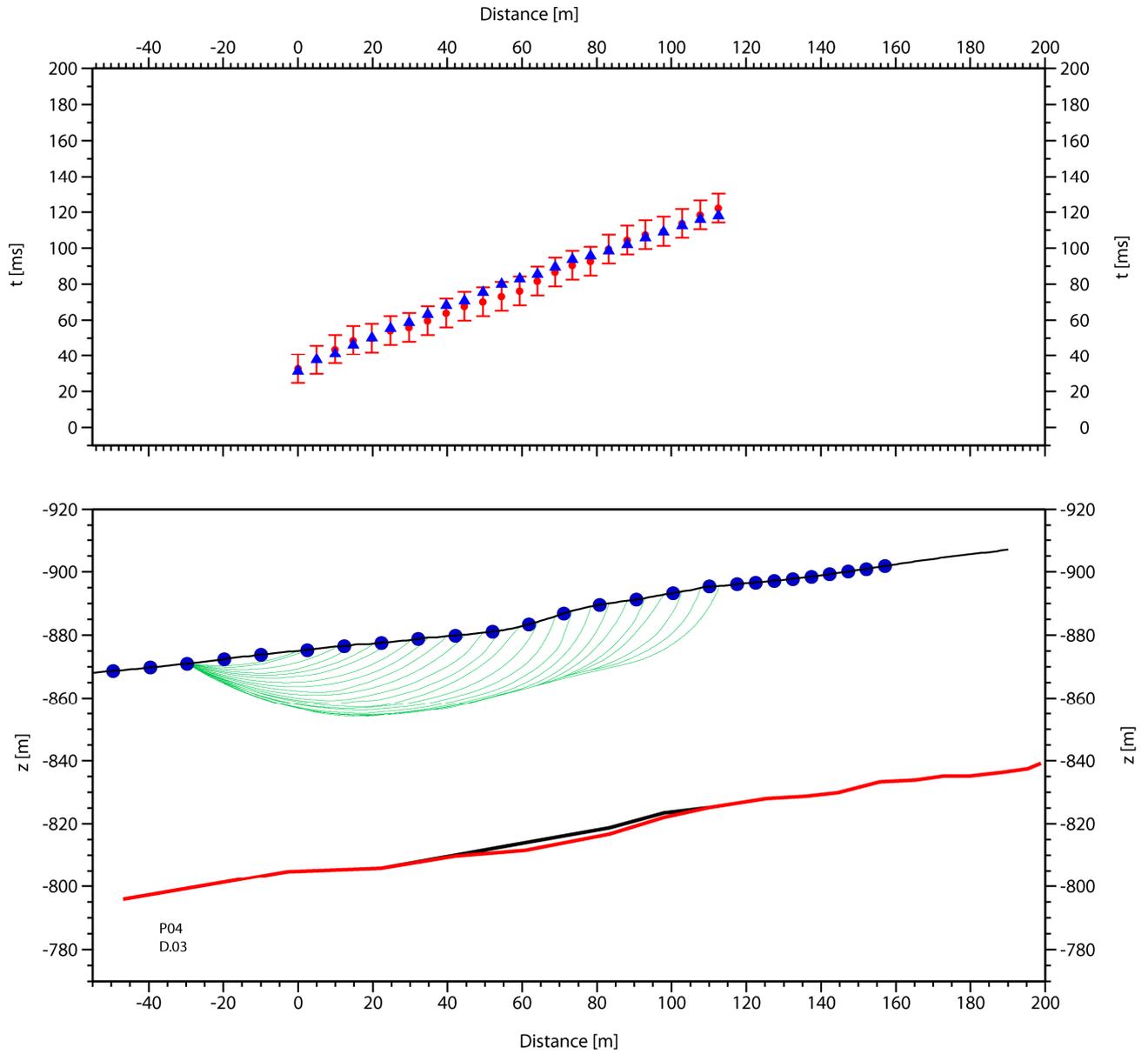


Figura A.7

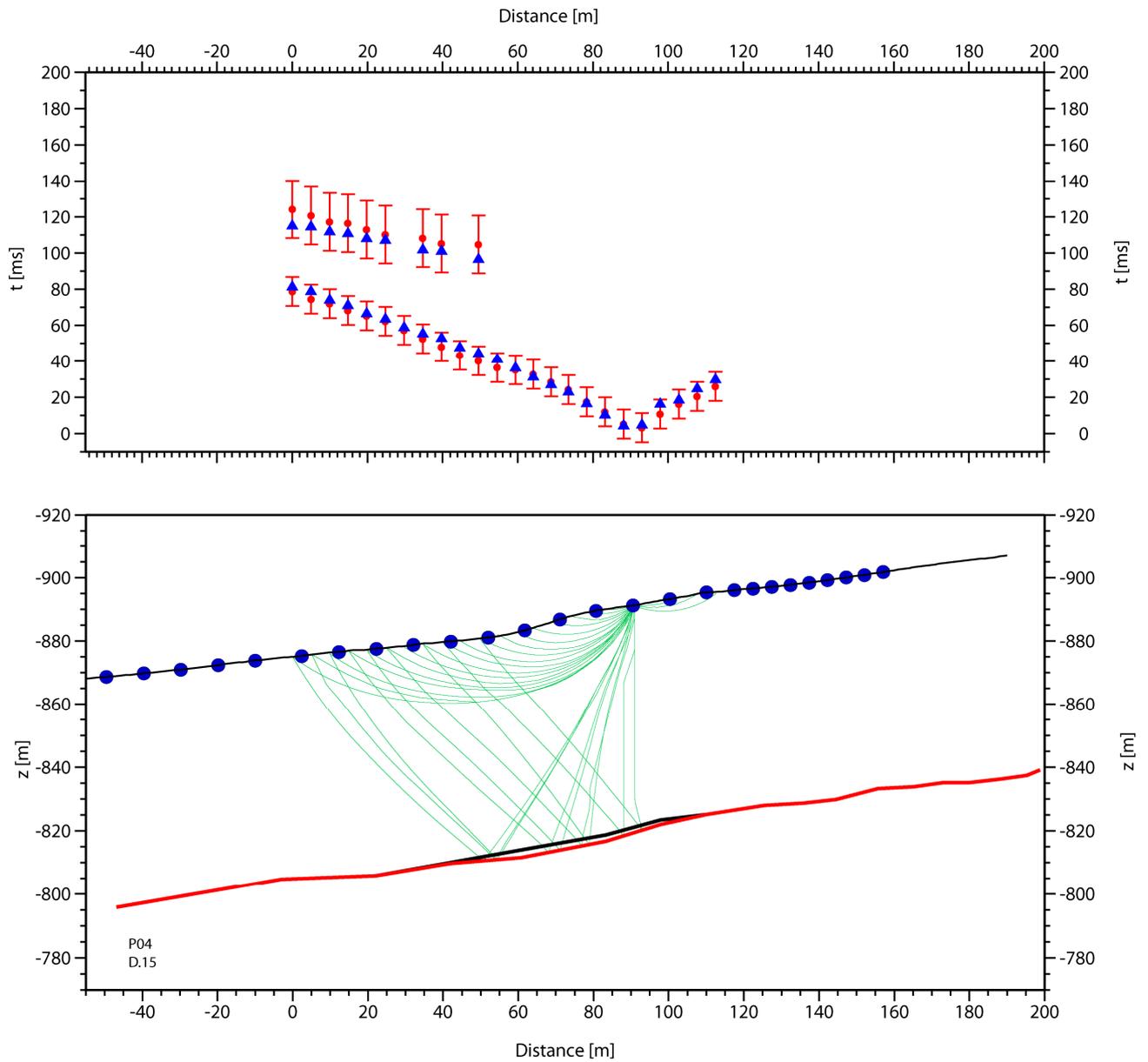


Figura A.8

ANEXO II: DESCRIPCIÓN DE DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS

Unidad 1

Estrato irregular de grava gruesa a bloques (30cm), masivo y matriz-soportado de 70-80 cm de espesor aproximadamente (Fig.1, izquierda). Los clastos, de origen volcánico (principalmente lavas (Fig.1, derecha)), son generalmente angulosos a subredondeados y presentan baja esfericidad y mala selección.

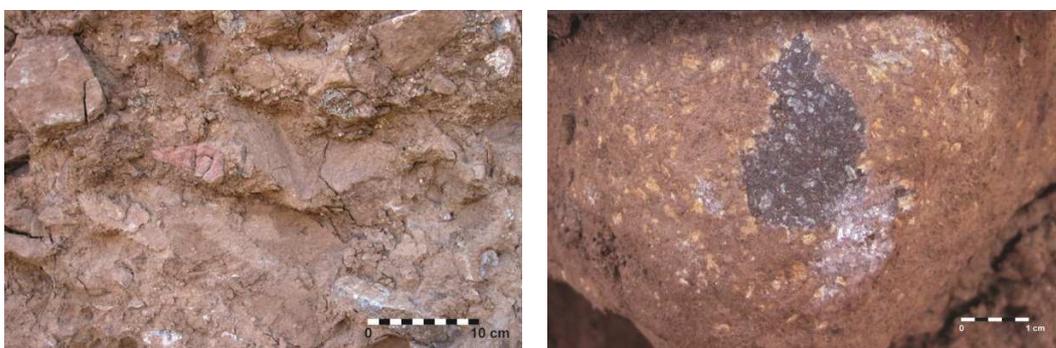


Figura 1: Gravas y bloques de origen volcánico en matriz de arena limosa.

La matriz corresponde a partículas de tamaño arena gruesa a limo que se presentan formando agregados. Los granos de arena son subangulosos a subesféricos y presentan mala selección y esfericidad moderada. Estos sedimentos son de color pardo y fácilmente disgregables.

Unidad 2

Lente de cantos rodados (10-12cm de diámetro) de espesor variable entre 15 y 30 cm, aproximadamente (Fig.2a). Los depósitos son clasto-soportado y masivos, aunque en sectores presentan una leve estratificación. Los clastos son subangulosos a subredondeados, presentan selección moderada y mala esfericidad (Fig.2b). Presentan un origen volcánico (lavas) y algunos de ellos se observan moderadamente alterados (Fig.2c).

La matriz corresponde a arena media a limo en agregados. Los granos de arena son angulosos a subredondeados, presentan selección regular y esfericidad moderada.

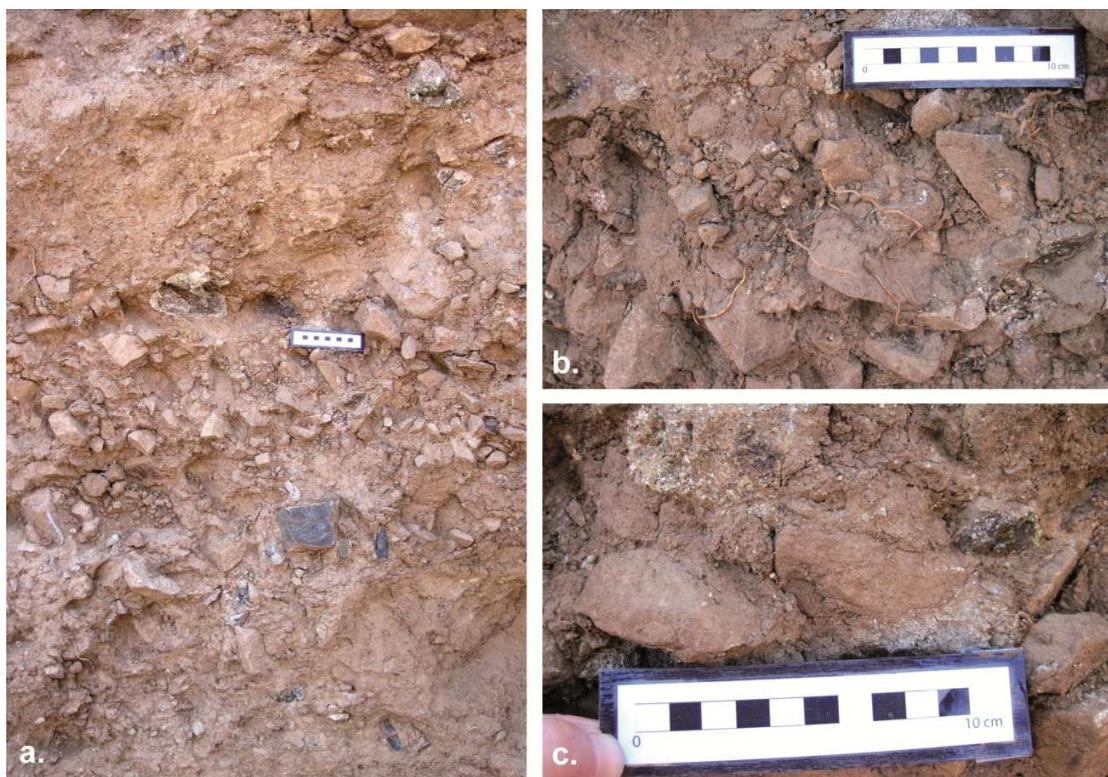


Figura 2: a. Vista general del estrato de un cantos rodados en matriz de arena limosa, b. Detalle de los depósitos, c. Clastos volcánicos alterados.

Estos sedimentos son de color pardo y medianamente disgregables.

Unidad 3

Estrato de grava gruesa a arena gruesa (Fig.3), masivo, clasto-soportado, de 40 cm de espesor aproximadamente. Los clastos (90%) corresponden a fragmentos de lava de esfericidad moderada a baja, buena selección, angulosos a subredondeados. La matriz (10%) corresponde a sedimentos de tamaño arena media a limo. Las arenas son subangulosas a subesféricas y presentan buena selección, esfericidad moderada.



Figura 3: Grava gruesa a arena gruesa en matriz de arena a limo.

En general, esta unidad presenta mayor cohesión que las 2 unidades anteriormente descritas.

Unidad 4

Estrato de grava gruesa (<10%) en matriz de limo arenoso (Fig.4) de espesor mínimo 20 cm (no se observa la base del estrato). Los depósitos presentan estratificación cruzada e intercalaciones de grava fina de 2 a 3 cm de espesor. Las partículas de grava son de origen volcánico, presentan buena selección, esfericidad moderada a baja y son subangulosas a subredondeadas.

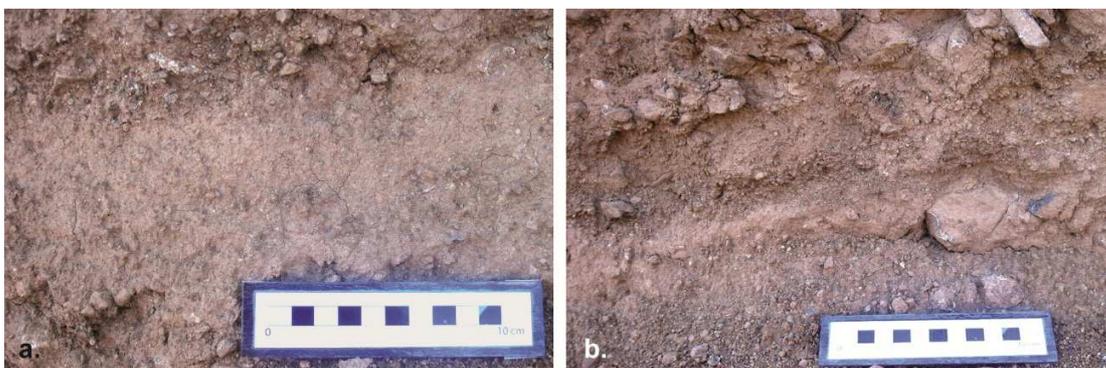


Figura 4: Grava gruesa en matriz de limo y arena. a. Apariencia general del estrato, b. Estratificación cruzada en grava fina y arena.

La matriz corresponde principalmente a limo de color pardo amarillento.

Unidad 5

Capa de bloques (5-20 cm de diámetro) a grava gruesa de 140 cm de espesor aproximadamente (Fig.5a). Los clastos son de origen volcánico y se presentan angulosos a subredondeados, con mala selección y baja esfericidad. La matriz corresponde a grava fina a limo de color pardo. Las partículas de grava son subangulosas a subredondeadas, de selección regular y esfericidad moderada

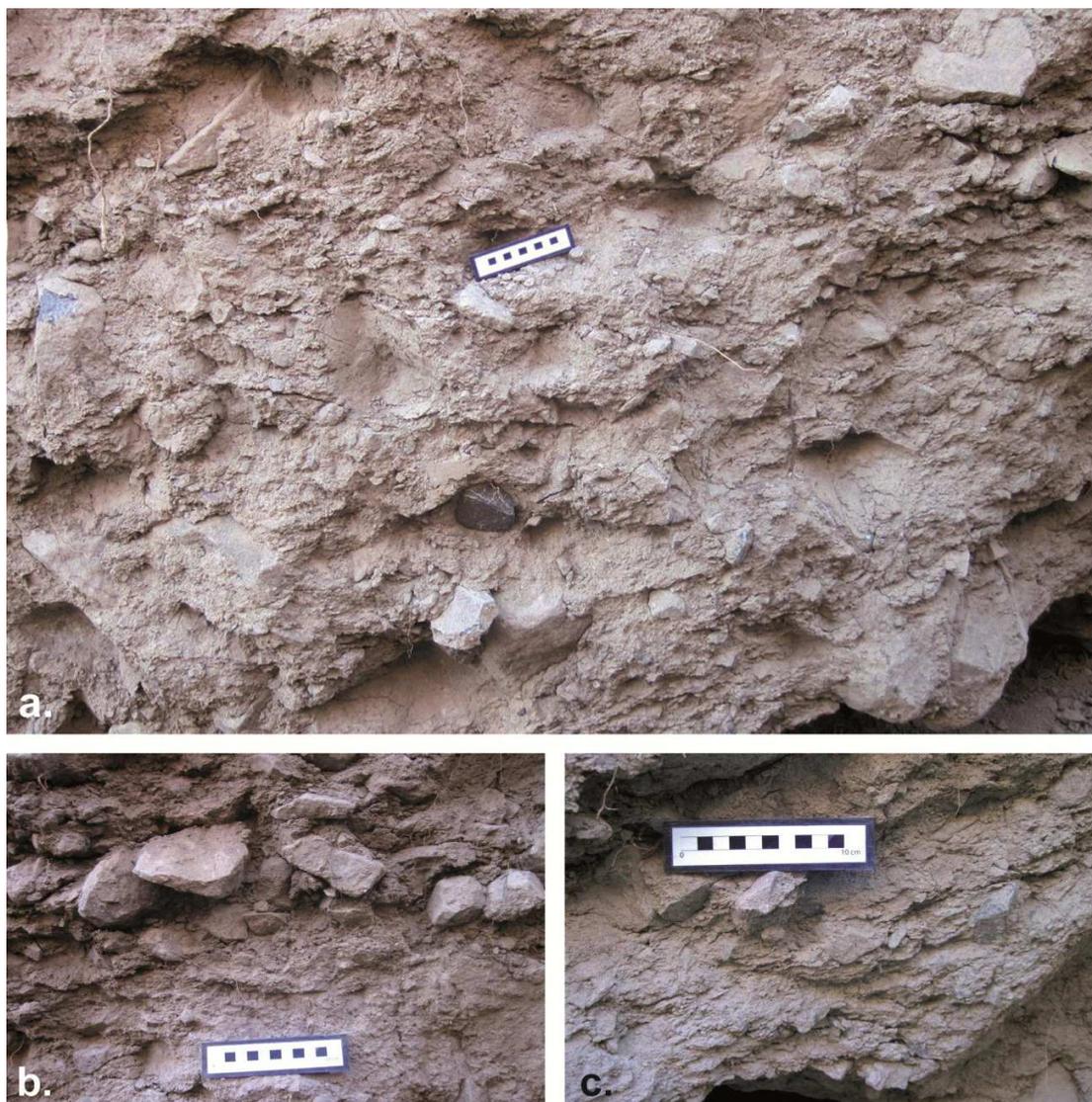


Figura 5: Bloques a grava gruesa en matriz de grava fina a limo. a. Vista general del estrato, b. Imbricación en clastos tamaño grava, c. Estratificación cruzada.

Los depósitos son matriz-soportados y fácilmente disgregables. Es posible observar imbricación en las gravas (Fig.5b) y estratificación cruzada (Fig.5c) y vetillas de sal alrededor de algunos clastos (Fig.6).



Figura 6: Vetillas de sal observadas en el contacto clasto-matriz.

Unidad 6

Fragmentos de bloques (<150 cm) a grava gruesa de alrededor de 150 cm de espesor (Fig.7a). Los bloques presentan mala selección, baja esfericidad y son angulosos a subredondeados. Las partículas de grava presentan buena selección, esfericidad moderada a baja y son generalmente subredondeados. Ambos tipos de partículas poseen origen volcánico (lavas, Fig.8a) y presentan ocasionalmente una pátina iridiscente (Fig.8b).

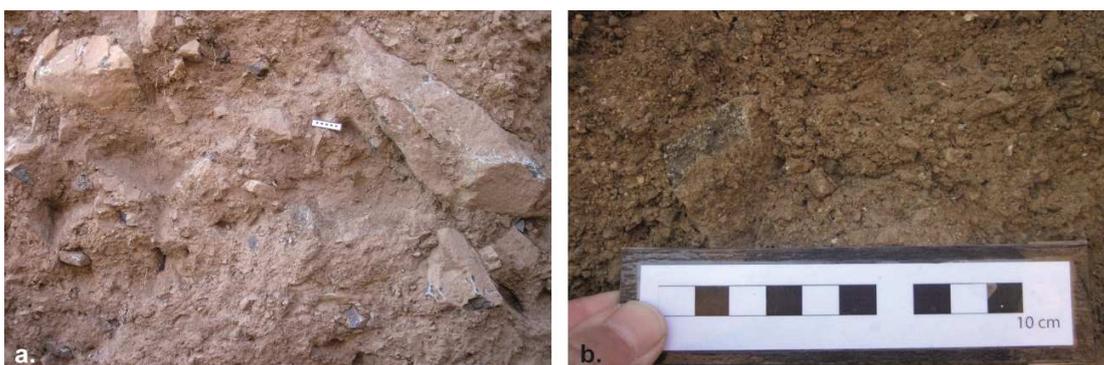


Figura 7: Bloques y grava gruesa en matriz de grava fina a arena gruesa. a. Vista general de la unidad, b. Detalle de la matriz.

La matriz corresponde a partículas de grava fina a arena gruesa subangulosa a subredondeada, con buena selección y esfericidad moderada (Fig.7b).

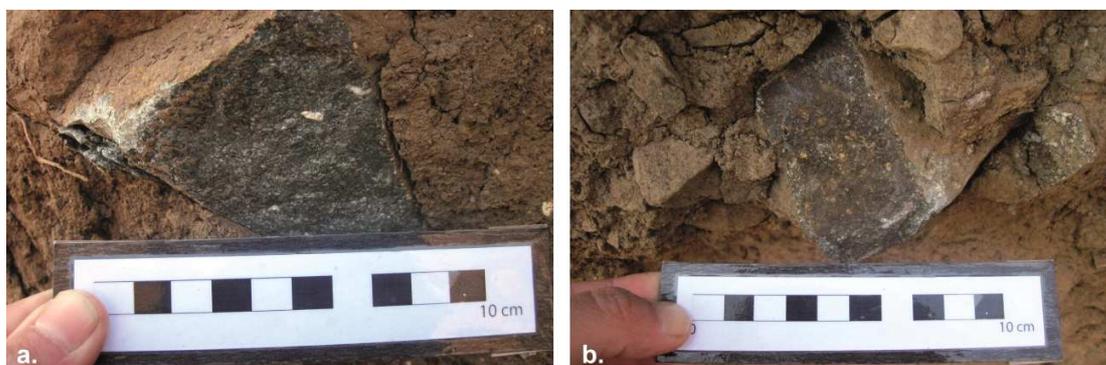


Figura 8: Unidad 6. a. Clasto anguloso de origen volcánico, b. Pátina iridiscente sobre clasto volcánico.

El depósito es masivo, matriz-soportado (40% clastos, 60% matriz) y altamente poroso.

Unidad 7

Estrato de grava gruesa en matriz de arena gruesa a grava fina de 15 cm de espesor aproximadamente (Fig.9a). Los clastos presentan selección moderada a alta, son subangulosos a subredondeados y de baja esfericidad (Fig.9b). Las partículas de la matriz presentan buena selección, bordes subangulosos a subredondeados y esfericidad moderada a alta. Tanto clastos como matriz son de origen volcánico.



Figura 9: Grava gruesa en matriz de arena gruesa a grava fina. a. Vista general del estrato, b. Detalle de los clastos donde es posible observar sus características texturales.

Los depósitos son clastosoportado (90% clastos, 10% matriz) de color pardo oscuro y se reconoce estratificación principalmente en los sedimentos más finos.

Unidad 8

Unidad masiva de grava fina a grava gruesa en matriz de arena gruesa a media (Fig.10). Corresponde a un “bolsón” de espesor irregular de 40 cm aproximadamente. Los sedimentos se presentan angulosos a subredondeados y baja esfericidad. Su selección es moderada.



Figura 10: Unidad 8 correspondiente a depósitos de grava fina a grava gruesa en matriz de arena gruesa

El depósito es clasto soportado (>95% clastos, <5% matriz), de color pardo oscuro y presenta estratificación planar y tendencia grano decreciente hacia el techo.

Unidad 9

Unidad estratificada de arena gruesa a grava gruesa en matriz limosa de 15-20 cm de espesor irregular. Los clastos, de origen volcánico, presentan selección moderada a mala, bordes angulosos a subredondeados y baja esfericidad.



Figura 11: Depósito de espesor irregular de arena gruesa a grava gruesa en matriz de limo.

El depósito es de color pardo, clasto soportado (90% clasto, 10% matriz) y presenta estratificación e imbricación de clastos (Fig.12a). Además es posible observar una leve tendencia granodecreciente hacia el techo (Fig.12b). La unidad se acuña hacia el este.

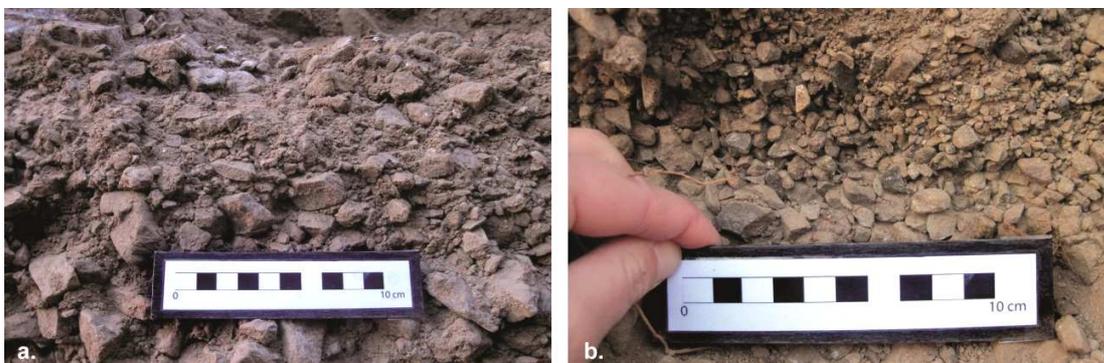


Figura 12: a. Detalle de la unidad donde se muestra cierto grado de estratificación e imbricación de las gravas, b. Tendencia granodecreciente en gravas.

ANEXO III: REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Algermissen, S.T. & Perkins, D.M. (1976) A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States, U.S. Geological Survey Open-File Report 76-416, 45 páginas.

Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Thenahus, S.L. & Bender, B.L. (1982) Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocities in rock in the contiguous United States, U.S. Geological Survey Open-File Report 82-1033, 99 páginas.

Algermissen, S.T., Kausel, E., Hanson, S. & Thenahus, (1982) Earthquake Hazard in Chile, *Rev. Geofísica*, 37, pp 195-218.

Alvarado. P, Barrientos. S, Saez. M, Beck. S. 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175.

Anderson, J.G. & Trifunac, M.D. (1978) Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, pp 205-218.

Araneda, M., Avendaño, M y C. Merlo. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, Etapa III Final. IX Congreso Geológico Chileno, Vol.2. p.404-408.

Armijo, R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R., Kausel E. The West Andean *Thrust* (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics*, Vol. 29, doi: 10.1029/2008TC002427.

Arrendodo, L. (2006). Aspectos generales del sismo de Chile del 13 de Junio del 2005. Compendio de Trabajos de Investigación CNDG – Biblioteca Instituto Geofísico del Perú. V. 7, pp 57 – 66.

Astroza, M.; Moya, A.; Sanhueza, S. 2002. Estudio comparativo de los efectos de los terremotos de Chillán de 1939 y de Talca de 1928. *In Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No.8. Valparaíso.

Astroza, M.; Sandoval, M.; Kausel, E. 2005. Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia. *In Jornadas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No. 9. Concepción.

Barrientos, S. (1980) Regionalización sísmica de Chile. Tesis para optar el grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile.

Barrientos, S. (2007) Earthquakes in Chile. In Moreno, T. and Gibbons, W. Ed, The Geology of Chile. Geological Society of London, pp 263-287.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E. & Reyes, M. (1998) Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone, Jour. of South American Earth Sciences, 11, pp 115-129.

Belmonte-Pool, J. (1997) Análisis del contacto sismogénico interplaca a lo largo de Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Comte, D., Soto, P., Delouis, B., Giardini, D., Astroza, M., Campos, J., Kausel, E., Moroni, M.O., Pardo, M., Saragoni, G.R. & Sarrazin, M. (2001). Terremoto Superficial de Chusmiza. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Borde, J., 1966. *Les Andes de Santiago et leur avant-pays. Etude de Géomorphologie*. Tesis de Doctorado. Bordeaux, Francia. 599 p.

Boroschek, R., Soto, P. & Leon, R. (2004). Informe Preliminar Registros 24 de Agosto 2004. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Comte, D., Soto, P. & Leon, R. (2005). Red de Acelerógrafos, zona Norte: Registro estación Iquique, Terremoto Norte Chile, 13 de Junio de 2005 M=7.9. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Comte, D., Soto, P. & Leon, R. (2007). Informe Preliminar. Red de Acelerógrafos, zona Norte: Terremoto de Tocopilla 2007 M =7.7 Informe Preliminar N°4. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Bruggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geogr. Militar (Chile), 374 p. Santiago.

Campos, J., and Kausel, E., 1990. The large 1939 Intraplate Earthquake of Southern Chile, Seis. Res. Lett., 61, 1, p.43.

Carter W. y Aguirre, L. 1965. Structural Geology of Aconcagua Province and its Relationship to the Central Valley Graben. Chile. Bull. G.S.A. V. 76. N°5. p 657-664.

Charrier, R. y F. Munizaga. 1979. Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15'Lat. Sur). Revista Geológica de Chile N°17, p.41-51.

Comte D, Dorbath C, Dorbath L, Farías M, David C, Haessler H, Glass B, Correa E, Balmaceda I, Cruz A, Ruz L., 2003. "Distribución temporal y en profundidad de las réplicas del sismo superficial de Aroma, norte de Chile del 24 de Julio de (2001)". X Congreso Geológico Chileno 2003, Universidad de Concepción, Chile.

Cornell, C.A. (1968) Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 58, pp. 1583-1606.

Delouis, B., T. Monfret, L. Dorbath, M. et al. 1997. The Mw=8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the End of the Large 1877 Gap. Bull. Seism. Soc. Am., 87, pp 427-445.

Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. & Monfret, T. (2008). "The Mw = 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chilea seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. Bull. Seism. Soc. Am., en prensa.

Fernández, J.C., 2003 Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental N°1.

Giardini, D., P. Basham, & M. Berry (1992), The global seismic hazard assessment program, Eos Trans. AGU, 73(48), 518.

Gutenberg, B. & Richter Ch. (1944) Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., pp 185-188.

Iai, S. & Brady, A.F. (1993) Comparison of attenuations relations ad response spectra for varius regions in the World. International Workshop on Strong Motion Data.

Kausel, E., and Campos, J., 1992. The Ms=8 Tensional earthquake of december 9, 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region, Phys. Earth. Planet. Int., Vol 72, 220-235.

Kausel, E. & D. Ramírez (1992) Relaciones entre parámetros focales y macrosísmicos de grandes terremotos chilenos, Rev. Geofísica, 37, pp 159-194.

Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77, pp 2087–2103.

Khazaradze, G. & Klotz, (2003) Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the South-Central Andes, *Journ. Geophys. Res.*, 108(B4), doi: 10.1029/2002JB001879, pp 1–13.

Kreemer, C, A.J. Haines, W.E. Holt, G. Blewitt, & D. Lavalée (2000) On the determination of a global strain rate model, *Earth Planets Space*, 52, pp 765-770.

Kreemer, C., W.E. Holt & A.J. Haines (2003) An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, 154, pp 8-34.

Lavenu, A. 2005. Fallas Cuaternarias de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 62, 71 p. Santiago.

Leyton, F. (2001). Estudio comparativo de eventos inter e intraplaca desde el punto de vista sismológico en Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile.

Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S.A., 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology* 37 (2): 455-472.

Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J. & Kausel, E. (2008b) Intraplate and Interplate Earthquakes in Chilean Subduction Zone: A Theoretical and Observational Comparison, *Phys. Earth Planet. Int.*

Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1953. *Geologische Rundschau*, 59, pp 938–960.

Madariaga, R., Vigny, C., Campos, J. & Gardi. A. (2006) Seismicity of Coquimbo in North central Chile and the preparation of a possible earthquake. *International Conference 1906 Valparaiso Earthquake Centennial.*

Martin, A. (1990). Hacia una nueva regionalización y cálculo del peligro sísmico en Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

McGuire, R. K & T. C Hanks (1980). RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California earthquake, *Bull Seism. Soc Am* 70, pp 1907-1919.

Mouslopoulou, V., Walsh, J.J., Nicol, A., 2009. Fault displacement rates on a range of timescales. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 186-197.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroschek, R. & Astroza, M. (2002). The October 15, 1997 Punitaqui earthquake Mw=7.1. *Tectonophysics* v.345: pp 199-210.

Pérez., A., Leyton. F., Campos., J., Barrientos., S., 2009. Determinación de un modelo de estructura de velocidad 1D para sismos corticales en Chile Central entre los 32.5S-34.5S y los 69.5W-71.5W. *Actas XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Chile.

Pérez A., Leyton F., Rauld R., Campos J., Barrientos S., Vargas G., Thiele R., 2010. Peligro sísmico en la Región Metropolitana: Nuevas perspectivas en un contexto tectónico andino: caso Santiago de Chile. X Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, ACHISINA, Mayo de 2010, Santiago, Chile.

Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. 2008. Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, no. 7, 320 p., 1 CD-ROM.

Rauld, R. A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano: Santiago oriente entre el río Mapocho y Quebrada de Macul, Memoria para optar al título de Geólogo, Tesis, 57 pp., Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Rauld R., Vargas G., Armijo R., Ormeño A., Valderas C. & Campos J., 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. *Actas XI Cong. Geol. Chileno*, vol. 1, pp: 447-450, Antofagasta, Chile.

Romanoff, F. (1999). Estudio de Peligro Sísmico en la Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Ruiz, S. & Saragoni, G.R. (2004) Características de los acelerogramas y terremotos Sudamericanos. XXXI Jornadas Sud-Americanas de Ingeniería Estructural, Mendoza, Argentina.

Ruiz, S.; Saragoni, G.R. 2005. Fórmulas de atenuación para la subducción de Chile considerando los dos mecanismos principales de sismogénesis y los efectos del suelo. *In Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No. 9. Concepción.

Saragoni, R., Crempien, J. & Araya, R. (1981) Características de los movimientos sísmicos fuertes de Chile. Publicación SES I 2/81 (164) Sección Ingeniería Estructural, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Saragoni, G.R., P. Gonzalez & Fresard, M. (1986) Análisis de los acelerogramas del terremoto del 3 de marzo de 1985. 4as Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Santiago, Chile.

Saragoni, G.R., A. Holmberg & Sáez, A. (1989) Potencial Destructivo y destructividad del terremoto de Chile de 1985. 5as Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Santiago. Chile.

Saragoni, G.R., Astroza, M. & Ruiz, S. (2004) Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south America. Proc. of the 13th World Conference on Earthquake Eng., Vancouver, Canada, Paper nº 104.

Sepúlveda, S.A.; Astroza, M.; Kausel, E.; Campos, J.; Casas, E.A.; Rebolledo, S.; Verdugo, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. Journal of Earthquake Engineering 12 (3): 432-455.

Slemmons, B. D. and Depolo, C., 1996. Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards. Active Tectonics: Studies in Geophysics. Wallace, R. panel chairman, Natl. Acad. Sci., Washington, DC. Chapter 3, p-45-62.

Stepp, J.C. (1971) An investigation on earthquake risk in the Puget Sound area by use of Type I Distribution of largest extremes, Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University, Dept. of Geosciences.

Stepp, J.C. (1973) Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area. NOAA Technical Report ERL 267-ESL 30, U.S. Department of Commerce, Boulder, Colorado.

Suárez, G; Comte, D. 1993. Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by B.W. Tichelaar and L.R. Ruff, Journ. Geophys. Res., 98, pp. 15825-15828.

Susa, D (2004). Evaluación del peligro sísmico asociado a sismos de tipo interplaca en Chile y sur del Perú utilizando una distribución bi-paramétrica de Weibull . Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Thiele, 1980. Hoja Santiago. Carta Geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, No.39.

Tichelaar, B. W., & L. J. Ruff (1993), Depth of seismic coupling along subduction zones, Jour. Geoph. Res., 98, pp. 2017-2037.

Tricart, J. y M. Michel.1963. Informe sobre la geomorfología de la cuenca de Santiago y sus relaciones con el agua subterránea. Instituto de Investigaciones Geológicas. 25p.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin of the Seismological Society of America 84(4), 974-1002.

Youngs, R.R., S.-J. Chiou, W.J. Silva & Humphrey, J.R. (1997) Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. Seismological Research Letters, 68, pp. 58-73.

Barrenechea, F. & Abumohor, J. *Análisis de Vulnerabilidad. Etapa I, Identificación y Caracterización de la Amenaza*. ONEMI, 2010

Blaikie, P.; Cannon. T.; Davis, I. & Wisner, B. (1994) *At Risk, Natural Hazards, people's vulnerability and disasters*. Londres, Routledge.

Guía Análisis de Riesgos Naturales para el Ordenamiento Territorial, Subdere, 2011
PRC de comunas de Vitacura, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida y Puente Alto

PRMS – Plan Regulador Metropolitano de Santiago, MINVU.

ANEXO IV: GLOSARIO

Análisis de riesgos naturales:

Metodología para determinar la naturaleza y el grado de riesgo a través del análisis de amenazas potenciales y evaluación de condiciones existentes de vulnerabilidad que pudieran representar una amenaza potencial o daño a la población, propiedades, medios de subsistencia y al ambiente del cual dependen.

Amenaza Natural:

Procesos o fenómenos naturales que tienen lugar en la biosfera y pueden resultar en un evento perjudicial y causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental. *Las amenazas naturales se pueden clasificar por su origen en: geológicas, hidrometeorológicas o biológicas. Fenómenos amenazantes pueden variar en magnitud o intensidad, frecuencia, duración, extensión, velocidad de impacto, dispersión espacial y espaciamiento temporal.*

Amenaza Geológica:

Procesos o fenómenos naturales que puedan causar pérdida de vida o daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental. *La amenaza geológica incluye procesos terrestres internos (endógenos) o de origen tectónico, tales como terremotos, tsunamis, actividad de fallas geológicas, actividad y emisiones volcánicas; así como procesos externos (exógenos) tales como movimientos en masa: deslizamientos, caídas de rocas, avalanchas, colapsos superficiales, licuefacción, suelos expansivos, deslizamientos marinos y subsidencias. Las amenazas geológicas pueden ser de naturaleza simple, secuencial o combinada en su origen y efectos.*

Amenaza Hidrometeorológica:

Procesos o fenómenos naturales de origen atmosférico, hidrológico u oceanográfico, que pueden causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental. *Ejemplos de amenazas hidrometeorológicas son: inundaciones, flujos de lodo y detritos; ciclones tropicales, marejadas; rayos / truenos, tormentas de nieve, granizo, lluvia o de vientos y otras tormentas severas; permagel (suelo permanentemente congelado), avalanchas de nieve o hielo; sequía, desertificación, incendios forestales, temperaturas extremas, tormentas de arena o polvo.*

Aceleración máxima del suelo (Peak Ground Acceleration, PGA):

Corresponde a la aceleración máxima del suelo (Peak Ground Acceleration, PGA) no es una medida de la energía total (magnitud) de un terremoto, sino más bien de cuánto la tierra tiembla en un área geográfica determinada. El PGA se mide por instrumentos, tales como acelerógrafos.

Análisis determinístico:

Considera que la determinación de los posibles valores de las variables sociales puede partir de hechos sujetos a situaciones determinísticas. Funciones de este tipo pueden obtenerse de las técnicas estadísticas de correlación.

Análisis probabilístico:

Cuando se toman en cuenta los aspectos probabilísticos de una relación entre variables, en las regiones aparece la predisposición a la “aleatoriedad” asociada con la “certidumbre” y la “incertidumbre”: ésta última puede ocurrir porque de un fenómeno se desconoce: 1) donde ocurrirá (espacialidad); 2) cuando ocurrirá (temporalidad); 3) como ocurrirá (magnitud); y 4) cuáles serán sus resultados (consecuencias).

Antrópico:

Debido a la acción directa o indirecta del hombre y de las sociedades humanas.

Desastre:

Situación o proceso social que se desencadena como resultado de la manifestación de un fenómeno de origen natural, tecnológico o provocado por el hombre que, al encontrar condiciones propicias de vulnerabilidad en una población, causa alteraciones intensas, graves y extendidas en las condiciones normales de funcionamiento de la comunidad; representadas de forma diversa y diferenciada por, entre otras cosas, la pérdida de vida y salud de la población; la destrucción, pérdida o inutilización total o parcial de bienes de la colectividad y de los individuos así como daños severos en el ambiente, requiriendo de una respuesta inmediata de las autoridades y de la población para atender los afectados y restablecer umbrales aceptables de bienestar y oportunidades de vida.

Datum: Es el punto de origen de un elipsoide de referencia, desde donde se calcula un modelo matemático que nos permita representar un punto concreto en un mapa con sus valores de coordenadas.

Evaluación de riesgos naturales:

El proceso de evaluación de riesgos se basa en una revisión tanto de las características de las amenazas, a saber: su ubicación, magnitud o intensidad,

frecuencia y probabilidad. Se debe dar especial consideración a la capacidad de enfrentar los diferentes escenarios de riesgo y medidas para reducir sus impactos.

Entorno:

Medio en el cual se encuentra inserto el sistema o componente sobre el cual se realizará el análisis de riesgos.

Exposición:

Corresponde al grado en que se relaciona la localización de un componente o sistema en estudio y el área donde existe probabilidad de ocurrencia de una amenaza.

Escala de Magnitud Richter:

Se trata de una medida absoluta de la energía del temblor o terremoto expresada en movimiento o aceleración de las partículas del suelo. Se mide con instrumentos, es decir, es una valoración objetiva, instrumental, del sismo y se usa en este caso la escala de Richter, cuyos grados representan cantidades progresivamente multiplicadas de energía. Esta escala no tiene límite superior.

Escala de Intensidad Mercalli:

Es la violencia con que se siente un sismo en diversos puntos de la zona afectada. La medición se realiza observando los efectos o daños producidos por el temblor en las construcciones, objetos, terreno y el impacto que provoca en las personas. Su valor depende de la distancia del epicentro, tipo de construcción, calidad del suelo o roca de la localidad y del lugar que ocupan las personas (por ejemplo, en un piso en altura u a nivel del suelo, etc.)

Escala de Intensidad Modificada de Mercalli (IMM):

En la actualidad, para medir la intensidad, se emplea desde el 9 de Julio de 1961 la Escala IMM. Esta es una escala descriptiva de 12 grados. Los daños comienzan a partir del grado VI (seis).

Epicentro:

El punto en la superficie de la Tierra ubicado directamente sobre el foco o hipocentro de un sismo.

Falla

Es una estructura geológica (discontinuidad) que separa dos bloques, a lo largo de la cual un bloque se mueve respecto del otro. En estas guías se refieren a estructuras corticales que no son límites de placas tectónicas.

Fallas

Se considera como estructuras sismogénicas a aquellas fallas geológicas activas, las cuales al presentar movimiento pueden generar sismos. Una falla activa en términos neotectónicos es la que ha presentado movimiento durante el régimen tectónico actual. En ingeniería geológica, en proyectos de grandes estructuras y represas, una falla activa es la que ha presentado algún movimiento en los últimos 10.000 años (Holoceno). Para instalaciones radiactivas este periodo se extiende por 500.000 años.

Falla activa

Falla con evidencia geológica (o instrumental) de movimiento durante los últimos 10.000 años (Holoceno). Se incluye fallas que muestran actividad sísmica registrada instrumentalmente y aquellas reconocidas de estudios paleosismológicos y/o morfotectónicos. (Escarpes, desvío de cursos, etc.).

Falla potencialmente activa

Una falla que ha presentado movimiento durante el Cuaternario. Coincide con la definición del Estado de California. Se incluye fallas reconocidas en estudios paleosismológicos y/o morfotectónicos (escarpes, desvío de cursos, etc.). Incluye a las Fallas Capaces.

Fallas capaces.

Son fallas geológicas reconocidas en superficie o lineamientos morfotectónicos orientados apropiadamente bajo el régimen global de stress intersísmico o cosísmico. Serían capaces de generar sismos (sismogénicas).

Fallas reactivadas durante sismos mayores

Son estructuras complejas, solamente activadas, aparentemente sin sismicidad, durante terremotos mayores. Se les asocia desplazamiento pero no sismos.

Flujo Piroclástico:

Se denomina así a la mezcla de gases y sólidos eyectados en algunas erupciones volcánicas que forma coladas piroclásticas (llamadas a veces, nubes piroclásticas o nubes ardientes). Este compuesto se produce cuando lava con alto contenido en gases disueltos (por ejemplo dióxidos, sulfuros o vapor de agua) se enfría y descomprime al alcanzar la superficie durante una erupción volcánica.

Gestión del riesgo:

Proceso social complejo que conduce al planeamiento y aplicación de políticas, estrategias, instrumentos y medidas orientadas a impedir, reducir, prever y controlar los efectos adversos de fenómenos peligrosos sobre la población, los bienes y servicios y el ambiente. Acciones integradas de reducción de riesgos a través de

actividades de prevención, mitigación, preparación para, y atención de emergencias y recuperación post impacto.

Hipocentro:

El punto en el interior de la Tierra, en el cual se da inicio a la ruptura que genera un sismo.

Intensidad:

Medida cuantitativa y cualitativa de la severidad de un fenómeno en un sitio específico.

Intensidad Sísmica:

Es una medida de los efectos producidos por un sismo en personas, animales, estructuras y terreno en un lugar particular. Los valores de Intensidad se denotan con números romanos en la Escala de Intensidades de Mercalli Modificada (Wood y Neumann, 1931) que clasifica los efectos sísmicos con doce niveles ascendentes en severidad. La intensidad no sólo depende de la fuerza del sismo (magnitud) sino que también de la distancia epicentral, la geología local, la naturaleza del terreno y el tipo de construcciones del lugar.

Magnitud Sísmica:

Es la energía real liberada en el foco o hipocentro del sismo. Se mide en la escala Richter.

Microzonificación:

Es un método que zonifica la amenaza a una escala de mayor detalle. Esto permite la incorporación de la información sobre las condiciones locales del sitio de interés en la evaluación de la amenaza, es decir considera las condiciones de entorno a la componente o sistema que se analiza.

Macrozonificación:

Esta metodología hace referencia al hecho de que no se consideran las condiciones locales en la determinación de los parámetros que identifican la amenaza.

Método cualitativo:

Consiste en descripciones detalladas de situaciones, eventos, personas, interacciones y comportamientos que son observables.

Método cuantitativo:

Cuando se aplican métodos cuantitativos se miden características o variables que pueden tomar valores numéricos y deben describirse para facilitar la búsqueda de posibles relaciones mediante el análisis estadístico.

Mapa Temático:

Un mapa temático es un mapa en el que se destaca un tema específico preferentemente desarrollado sobre un mapa base o fuente. Para la elaboración del mapa temático, es necesario identificar la existencia de las fuentes y contar con la información sobre los fenómenos que vamos a considerar para la construcción del mapa.

Mapa Síntesis:

El mapa síntesis corresponde a un mapa que resumen y contiene un conjunto de mapas asociados o necesarios (mapas elaborados en pasos precedentes), para el cumplimiento del objetivo propuesto para el análisis final de un área, fenómeno espacial o territorio.

Probabilidad de ocurrencia:

Corresponde a la posibilidad de ocurrencia de un determinado fenómeno y podría definirse como la proporción de veces que ocurriría dicho suceso si se repitiese un experimento o una observación en un número grande de ocasiones bajo condiciones similares.

Periodo de Retorno:

Es el tiempo esperado o tiempo medio entre dos sucesos improbables y con posibles efectos catastróficos.

Placas tectónicas:

Una placa tectónica o placa litosférica es un fragmento de litosfera que se mueve como un bloque rígido sin presentar deformación interna sobre la astenósfera de la Tierra. La tectónica de placas es la teoría que explica la estructura y dinámica de la superficie de la Tierra. Establece que la litosfera (la porción superior más fría y rígida de la Tierra) está fragmentada en una serie de placas que se desplazan sobre el manto terrestre. Esta teoría también describe el movimiento de las placas, sus direcciones e interacciones. La litosfera terrestre está dividida en placas grandes y en placas menores o microplacas. En los bordes de las placas se concentra actividad sísmica, volcánica y tectónica. Esto da lugar a la formación de grandes cadenas y cuencas.

Peligro:

En el estudio de riesgo y para esta guía; representa la probable manifestación de un fenómeno físico de origen natural, que se anticipa puede producir efectos adversos en las personas, la producción, la infraestructura, y los bienes y servicios. Se expresa como la probabilidad de que un fenómeno se presente con una cierta intensidad, en un sitio específico y dentro de un periodo de tiempo definido.

Resiliencia:

Se entiende por resiliencia la capacidad de reaccionar con efectividad y rapidez a los efectos de los desastres. Ello no implica un mayor control de la vulnerabilidad, ya que una sociedad puede tener poca vulnerabilidad y gran capacidad de resiliencia para enfrentarse a los riesgos conocidos y previstos; sin embargo, puede ser muy vulnerable para enfrentarse a nuevos riesgos o a riesgos que son parte intrínseca de su estilo de vida. Puede ser medida mediante el funcionamiento de un sistema de infraestructuras después del desastre y también por el tiempo que tarda un sistema en volver a sus niveles de origen.

Riesgo:

Se define como el número de pérdidas humanas, heridos, daños a las propiedades y efectos sobre la actividad económica debido a la ocurrencia de un desastre, es decir el producto del riesgo específico, y los elementos en riesgo.

Riesgo Aceptable:

Nivel de pérdidas, que una sociedad o comunidad considera aceptable, dadas sus existentes condiciones sociales, económicas, políticas, culturales y ambientales. *En términos de ingeniería, el concepto de riesgo aceptable se usa también para definir medidas estructurales y / o no estructurales, implementadas a fin de reducir posibles daños sin que la población y propiedades sean afectadas, de acuerdo a códigos o "prácticas aceptadas" basadas, entre otras variables, en una probabilidad conocida sobre la ocurrencia de una determinada amenaza.*

Sistemas estratégicos:

Para esta guía un sistema es estratégico porque su funcionamiento es crucial antes, durante y después de sucedido el desastre natural, porque su estructura proporciona seguridad, porque alberga alta densidad poblacional, porque en caso de sufrir alguna falla o deterioro el sistema generaría numerosas muertes o lesiones o genera grandes daños que implicaría el desvío de grandes cantidades de recursos públicos a su reposición, entre otras.

Severidad:

Daño causado por una amenaza generalmente relacionada a la intensidad del fenómeno.

Tasa de excedencia:

La tasa de excedencia corresponde al número de eventos por unidad de tiempo que sobrepasan un cierto nivel de intensidad y magnitud.

Tefra:

Es el material expulsado a través de la columna eruptiva tras una erupción volcánica. Se trata de magma que se fragmenta y se expulsa distribuyéndose por el viento en forma de material suelto. A estos fragmentos, sueltos o compactados, de los que se compone la Tefra se les denomina piroclastos, cuando su tamaño es mínimo, se convierten en ceniza.

Vulnerabilidad:

Es el grado de pérdida de un elemento o grupo de elementos bajo riesgo resultado de la probable ocurrencia de un suceso desastroso, expresada en una escala desde 0 a 1 o pérdida total.

Vulnerabilidad Física:

Corresponde a la propensión al daño de los sistemas y componentes basado en sus características tanto estructurales (vigas, cadenas, otros) como no estructurales (ventanas, puertas, etc.).

Vulnerabilidad Funcional:

Corresponde a la propensión al daño de los sistemas y componentes basado en sus características de organización como de prestación de servicios o bienes.

Valor actual del beneficio neto:

Definición proveniente de las finanzas que se asocia al Valor Actual Neto (VAN) pero en donde se le incorpora un valor adicional de contar con el beneficio de un bien o servicio. Para la gestión de riesgo se asume que el valor actual de un beneficio debe ser calculado en función a la probabilidad de pérdida de este beneficio en el futuro de esta manera, es posible asignar valores a las obras estructurales de mitigación o preparación ante la probabilidad de pérdida de dicho beneficio.

ANEXO V: INSTALACIÓN DE ESTACIÓN SISMOLÓGICA LAS MELOSAS

La instalación de la estación sismológica de Las Melosas fue realizada por el equipo de ingenieros y técnicos del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. El objetivo fue completar el dispositivo instrumental sismológico destinado a la observación y seguimiento de la actividad sísmica cordillerana cerca de Santiago para mejorar la información sísmica que eventualmente esté relacionada a la estructura en profundidad de la Falla San Ramón.

La instalación de esta estación sismológica tuvo varias etapas que consistieron en (a) detección del sitio y estudios de factibilidad, en especial para garantizar calidad de la roca, bajo nivel de ruido antropogénico, resguardo del vandalismo, visibilidad del satélite para asegurar transmisión en tiempo real por satélite, adecuado nivel de insolación para garantizar 100% de operatividad de los dispositivos de power-supply, facilidades para instalación; (b) diseño conceptual y diseño electrónico de los circuitos y sistemas de adquisición, digitalización y transmisión de datos en tiempo real; (c) desarrollo y pruebas de operación del sistema automático de detección de eventos sísmicos; (d) instalación de los equipos, baterías, paneles solares y construcción de los elementos estructurales que garanticen aislamiento térmico, seguridad de rodados, seguridad contra robo y/o vandalismo, etc.; (e) puesta en marcha y período de pruebas; (f) incorporación del flujo de datos al sistema centralizado de adquisición y análisis automático del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile.

Los trabajos fueron realizados desde Febrero 2011 y concluyeron en Noviembre 2011, momento a partir del cual las señales de la estación sismológica Las Melosas se incorpora al flujo de datos en tiempo real que analiza y procesa el Servicio Sismológico de la U. de Chile.

La Red sismológica en la zona cordillerana frente a Santiago había sufrido serios daños por rodados producidos por el terremoto del Maule del 27 de Febrero 2010.

La Figura A.1 muestra en rombos amarillos las estaciones sismológicas operando en la Región Metropolitana. La estación sismológica de Las Melosas, indicada por el nombre de MEL en la Figura A.1, fue re-instalada en su actual sitio luego que un rodado destruyera completamente la estación que originalmente se ubicada unos 5 km más hacia el Este, cerca del volcán Maipo.

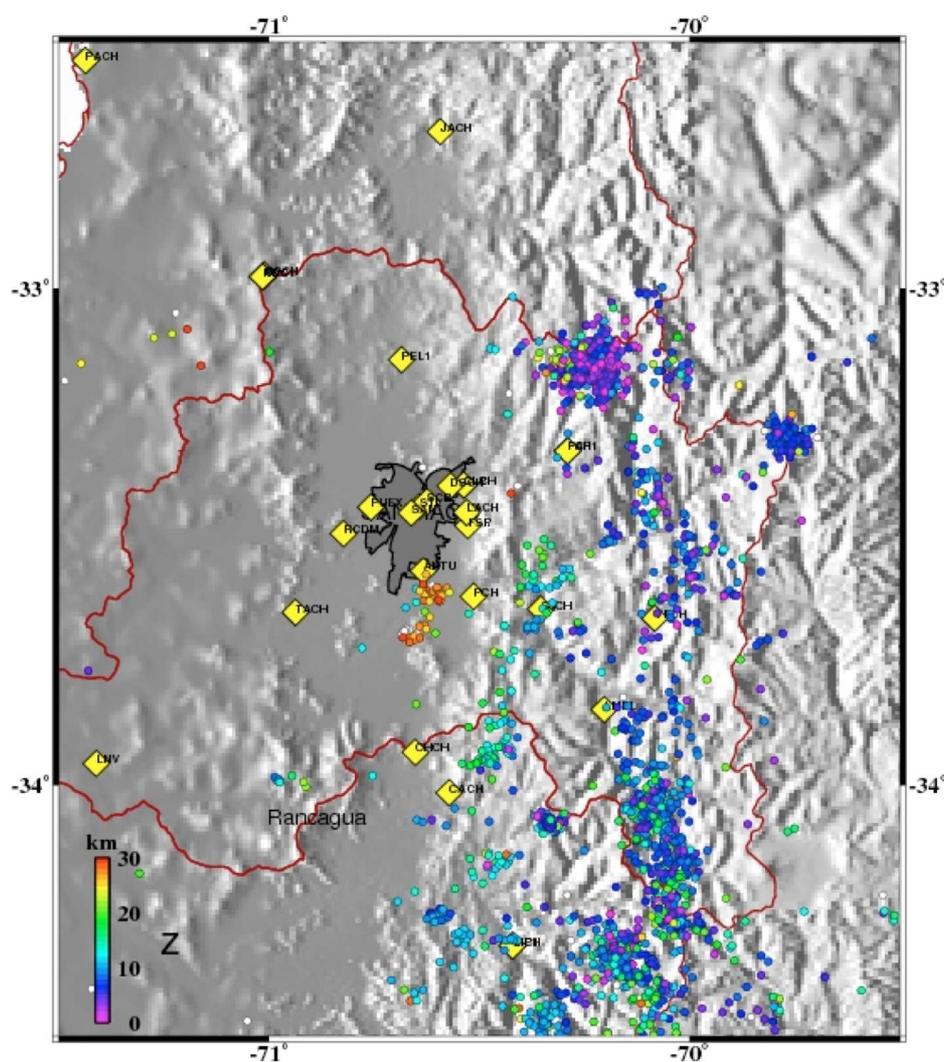


Figura A.1
Sismicidad en la zona cordillerana frente a Santiago y distribución de estaciones sismológicas existentes en la región.

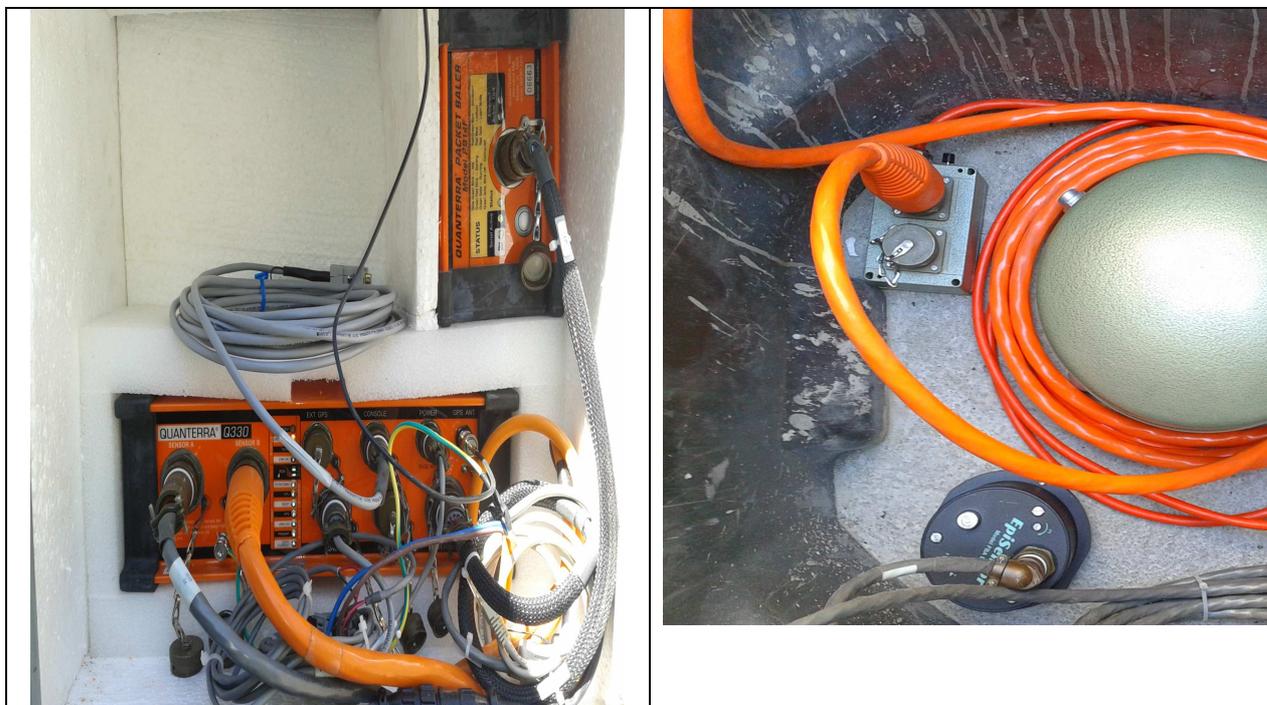
Instalación Estación Sismológica Las Melosas:



Estación sismológica Las Melosas: Construcción e instalación de la infraestructura de muros de contención contra rodados, estructura para los paneles solares, instalación de antena satelital.



Instalación de Estación Sismológica Las Melosas



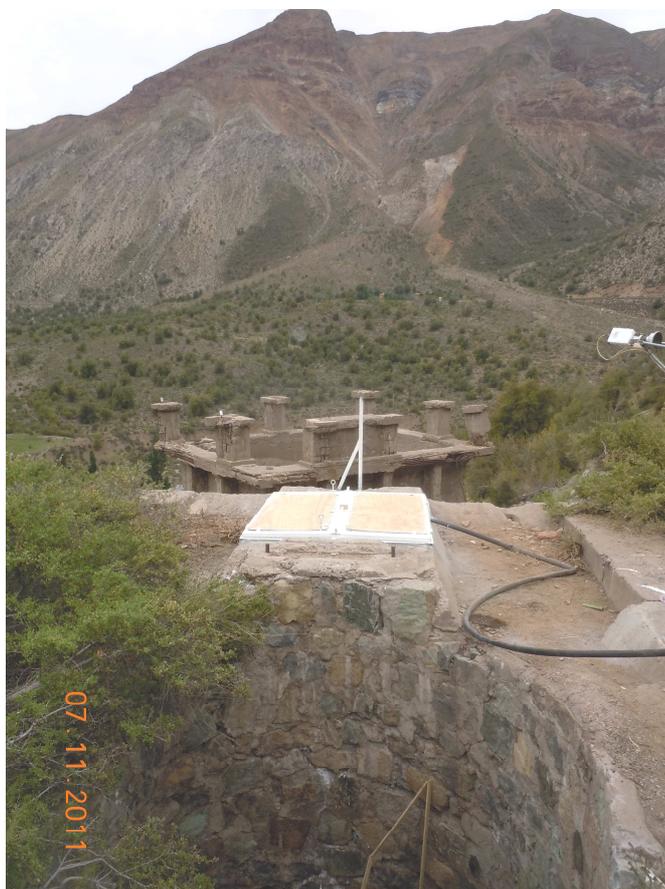
Digitalizador 24-bits (izq.) y sensor sísmico de banda ancha y gran rango dinámico (STS-2, Streikensen).



Bóveda de estación sismológica Las Melosas



Sistema power-supply (baterías) y paneles solares de la estación sismológica Las Melosas.



Vista panorámica de Estación Sismológica Las Melosas

Registro de señales estación Las Melosas Imagen capturada Online el 04-11-2011 a las 09:25hrs.

