

Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central

Felipe Leyton¹, Sergio Ruiz², Sergio A. Sepúlveda²

¹ *Escuela de Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Diego Portales, Ejército 441, Santiago, Chile.*
felipe.leyton@udp.cl

² *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.*
sruiz@ing.uchile.cl; sesepulv@ing.uchile.cl

RESUMEN. Chile es uno de los países más sísmicos del mundo, siendo testigo de terremotos que han ocasionado pérdidas tanto humanas como materiales. En ámbitos de la ingeniería, el peligro sísmico es una de las herramientas más utilizadas en la prevención de dichas pérdidas. El presente estudio revisa el estado del arte de la metodología probabilística, comparando tres aproximaciones para su cálculo y adaptándolas a Chile central. Se incorporan un conjunto de nuevos antecedentes, tales como la definición de las fuentes sismogénicas más importantes (interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y corticales), reestimación de las leyes de Gutenberg-Richter y el uso de leyes de atenuación específicas a cada una de ellas. Con estos nuevos datos se generan mapas que muestran la aceleración horizontal máxima (PGA) esperada para una cierta probabilidad en un determinado período de vida útil donde no solo influye la fuente interplaca, sino que también se observa el efecto de las fuentes intraplaca de profundidad intermedia y cortical. En la zona urbana de Santiago, se obtienen valores PGA de 55% de la aceleración de gravedad (g) para un período de retorno de 475 años y de 72% g para un período de retorno de 1950 años, siendo solo un 13% inferiores a los encontrados en la zona costera (63% g y 83% g, respectivamente).

Palabras clave: Peligro sísmico probabilístico, Ley de Gutenberg-Richter, Chile central.

ABSTRACT. Re-evaluation of probabilistic seismic hazard in central Chile. Chile is one of the most seismically active countries in the world, having witnessed several large earthquakes that produced human and material losses; seismic hazard estimation is one of the most used tools to prevent such losses. The present study reviews the state-of-the-art of the probabilistic seismic hazard, comparing 3 different approaches and adapting them to central Chile. We include a series of new findings, such as the definition of the main seismogenic sources (interplate, intermediate-depth intraplate, and crustal earthquakes), new estimations of Gutenberg-Richter laws, and the use of specific attenuation laws for each one of them. Considering this information, we compute maps showing the expected peak ground horizontal acceleration (PGA), given a certain probability and time period where is observed not only the influence of interplate earthquakes, but also the effect of intermediate-depth intraplate and crustal earthquakes. For the Santiago Metropolitan area we obtain values for PGA of 55% g for a return period of 475 years and 72% g for a return period of 1950 years; only 13% lower than those observed on the coast (63% g and 83% g, respectively).

Keywords: Probabilistic seismic hazard, Gutenberg-Richter law, Central Chile.

1. Introducción

Chile es uno de los países más sísmicos del mundo (Scholz, 2002), luego es imprescindible que toda obra civil de cierta envergadura (en general, con períodos de vida útil sobre 50 años) contemple un diseño que considere la sismogénesis de la subducción chilena. Nuestro país, entre los 18° y 47°S, se encuentra en el contacto de las placas de Nazca y Sudamericana, subduciendo la primera bajo la segunda. Bajo este ambiente tectónico, Chile es afectado principalmente por tres tipos de terremotos o fuentes sismogénicas: de contacto entre placas o interplaca, intraplaca de profundidad intermedia e intraplaca superficial o cortical, descritos en detalle más adelante (sección 2.2). 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, 2005a). Por otro lado, en las últimas décadas han quedado de manifiesto las diferencias sismotectónicas de los distintos contactos entre placas, mostrando las características peculiares que posee la sismicidad chilena (Uyeda, 1979; Ruff y Kanamori, 1980; Heaton y Kanamori, 1984; Houston y Kanamori, 1986).

En este trabajo se estudia el peligro sísmico probabilístico de la zona central de Chile, esto es, el área comprendida entre los 33° y 34°S, y entre los 69,6° y 72°W, incluyendo toda la Región Metropolitana y parte de la Región de Valparaíso (Fig. 1). En el presente estudio se define el peligro sísmico como la probabilidad de exceder un cierto parámetro sísmico (como intensidad de Mercalli modificada o aceleración horizontal máxima, PGA) durante un lapso de vida útil para una zona definida. En esta línea, existen dos metodologías importantes que permiten resolver este problema: determinística y probabilística. La primera de ellas busca definir el terremoto cuyas características producen la mayor amplitud del parámetro en cuestión (intensidad, aceleración, etc.) en el sitio de estudio, mientras que la segunda utiliza herramientas probabilísticas para estimar el efecto combinado de todas las posibles fuentes sobre el lugar.

Los primeros estudios realizados en Chile en este campo apuntaban a identificar regiones en las cuales la sismicidad pudiese ser considerada uniforme (Gajardo y Lomnitz, 1960; Welkner, 1964; Labbe, 1976). El primer antecedente relacionado con

el peligro sísmico en Chile es el trabajo de Greve (1948), quien determinó coeficientes de seguridad de la respuesta sísmica de estructuras para diferentes zonas en Chile. Lomnitz (1969) realizó los primeros cálculos probabilísticos, creando el primer mapa de peligro sísmico en Chile, considerando solo eventos con magnitud M_s superior a 7,5 y que la distribución temporal de la actividad sísmica sigue un comportamiento de Poisson. Posteriormente, se ha realizado una serie de estudios utilizándose la metodología probabilística para estimar el peligro sísmico para todo Chile (Barrientos, 1980; Villablanca y Riddell, 1985; Martín, 1990; Algermissen *et al.*, 1992; Álvarez *et al.*, 2002; Leyton *et al.*, 2009) y para la zona en estudio (Romanoff, 1999; Silva, 2008). La mayoría de estos trabajos han estudiado el peligro sísmico considerando la totalidad de los sismos, sin separar en forma precisa la influencia de cada uno de los tipos de terremotos o fuentes sismogénicas.

En el presente estudio, se busca entregar una primera aproximación en la determinación de las zonas que potencialmente pudiesen sufrir grandes daños producto de los distintos tipos de terremotos que afectan la zona central de Chile, por lo que se utiliza la metodología probabilística (Algermissen y Perkins, 1976; Algermissen *et al.*, 1982). De manera de lograr una mejor comprensión de los resultados, se describen tres procedimientos para el cálculo probabilístico, permitiendo la comparación de ellos. Por otro lado, independiente del procedimiento utilizado, la reevaluación del peligro sísmico en la zona central de Chile debería estar condicionada por las tres fuentes sismogénicas principales que afectan la zona en estudio; en otras palabras, el peligro sísmico en Chile central debe ser una combinación de la influencia de las fuentes interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y cortical. Ello hace imprescindible una adecuada caracterización de las fuentes sismogénicas mediante el uso de leyes de Gutenberg-Richter y de atenuación que representen las características particulares de cada una de ellas; es por ello que en el presente trabajo se proponen nuevas leyes de Gutenberg-Richter para la zona de estudio. Por otro lado, la necesidad de reevaluar el peligro sísmico empleando fórmulas de atenuación particulares para cada fuente ha surgido de antecedentes que muestran el comportamiento distintivo que ellas poseen (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003; Saragoni *et al.*, 2004; Ruiz y Saragoni, 2005a). Además, los resultados de Saragoni *et al.* (2004) y Sepúlveda *et al.* (2008) muestran que las

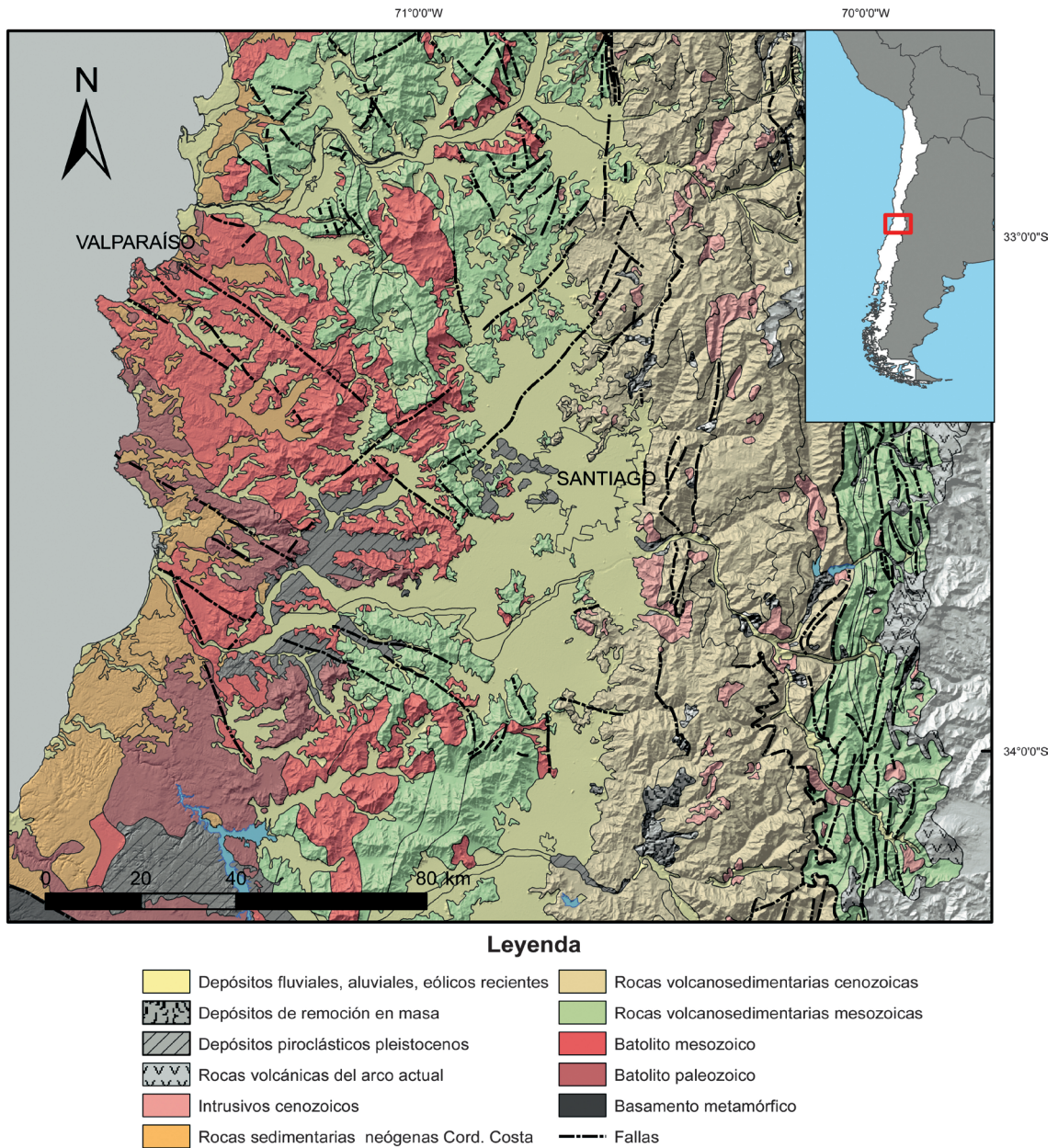


FIG. 1. Mapa geológico regional simplificado del área de estudio (base geológica: Sernageomin, 2003).

curvas de atenuación para datos chilenos siguen tendencias distintas a las otras zonas de subducción del mundo, reafirmando la necesidad de utilizar, en lo posible, exclusivamente datos locales. Cabe resaltar que en el presente trabajo, dado que se trata de una primera aproximación al peligro sísmico de Chile central, no se considera ningún tipo de efecto de amplificación producto de condiciones locales del

suelo (efecto de sitio), siendo este aspecto motivo de análisis más detallados y trabajos a futuro.

Este estudio permitirá mejorar el conocimiento del peligro sísmico asociado a cada tipo de fuente sísmica; como también reanalizar los estudios de zonificación sísmica desarrollados previamente, procurando una mejor preparación y prevención frente a eventuales desastres producto de grandes terremotos.

2. Área de estudio

2.1 Marco geológico regional

Como resultado de la configuración tectónica de Chile central y de la orogénesis de los Andes, el área de estudio presenta tres zonas morfoestructurales bien diferenciadas, que son, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal (Fig. 2).

La geología regional de la zona central de Chile (Fig. 1) puede describirse, a grandes rasgos, siguiendo las unidades morfoestructurales mencionadas. La Cordillera de la Costa está conformada principalmente por el batolito costero (de edad paleozoica), el batolito central (de edad mesozoica), además de afloramientos de basamento metamórfico paleozoico y formaciones sedimentarias y en menor medida volcánicas neógenas, mientras hacia el borde de la cuenca de Santiago dominan rocas volcanosedimentarias jurásicas y cretácicas (Thomas, 1958; Corvalán y Munizaga, 1972; Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001; Charrier *et al.*,

2007). La ciudad de Santiago se ubica en la cuenca del mismo nombre que forma parte de la Depresión Central y cuyo relleno consiste, fundamentalmente, en sedimentos aluviales y fluviales pleistocenos a holocenos (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001) y localmente depósitos piroclásticos pleistocenos de la unidad llamada Ignimbrita Pudahuel (Stern *et al.*, 1984; Wall *et al.*, 1999; Rebolledo *et al.*, 2006), además de algunos cerros isla. La Cordillera Principal está compuesta, en su borde occidental, por rocas volcánicas y volcanosedimentarias cenozoicas e intrusivos neógenos y, en su sector oriental dentro del área de estudio, por rocas marinas y continentales mesozoicas sedimentarias y volcánicas, altamente deformadas por fallas y pliegues de orientación norte-sur (Thiele, 1980; Wall *et al.*, 1999; Fock, 2005). El límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal en la zona de estudio es de origen tectónico, asociado a la presencia del sistema de fallas inversas de vergencia oeste (Charrier *et al.*, 2005; Fock, 2005; Rauld *et al.*, 2006; Farías, 2007). Las cordilleras de la Costa y Principal están disectadas por valles de orientación dominante este-oeste con rellenos de

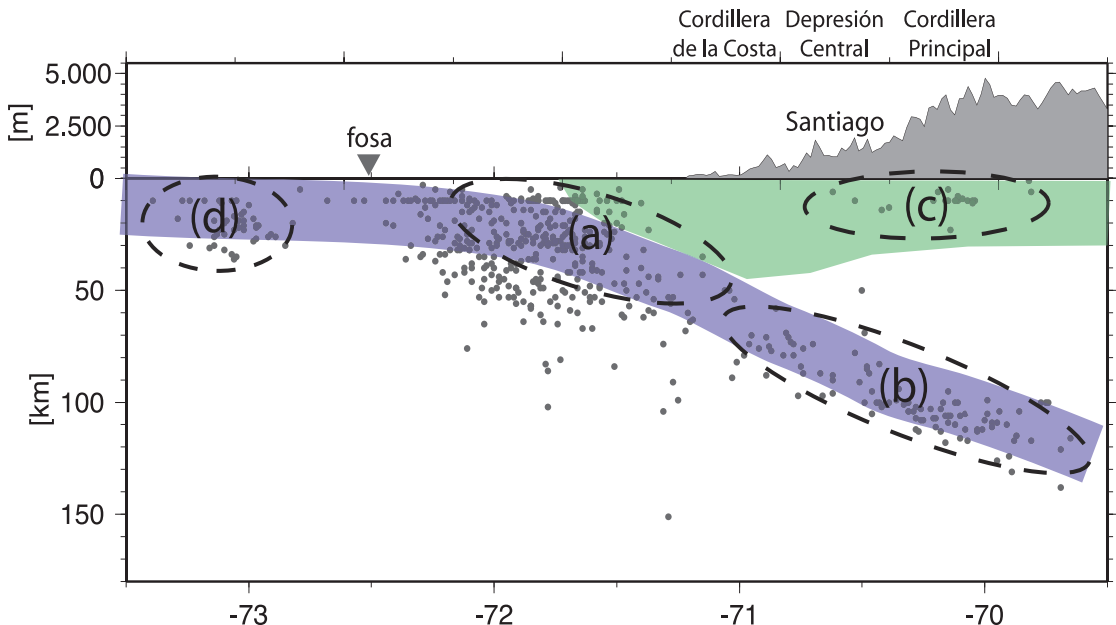


FIG. 2. Perfil esquemático con la sismicidad del catálogo NEIC, registrada entre 1973 y 2007 de la zona en la latitud 33,5°S (considerando 0,5° en dirección norte y sur), cada punto representa un sismo, independiente de su magnitud o fecha de ocurrencia. El color azulado representa la posición esquemática 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'.

sedimentos fluviales y aluviales de granulometría en general gruesa, tipo grava. Estos valles, en la zona de estudio, conforman, en su gran mayoría, las hoyas hidrográficas de los ríos Maipo y Aconcagua; nótese que la mayoría de los pueblos y ciudades de la zona se emplazan ya sea en la Depresión Central o en los valles que disectan ambas cordilleras. En los segmentos altos de los valles de la Cordillera Principal, se encuentran también depósitos glaciales, de avalancha volcánica y de remoción en masa de volúmenes importantes (Chiu, 1991; Sernageomin, 2003).

2.2 Fuentes sismogénicas

Actualmente, se estima la velocidad de convergencia entre las placas en 6-7 cm/año (Khazaradze y Klotz, 2003) produciendo la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, siendo este proceso el principal causante de la alta sismicidad observada en casi todo el oeste del continente Sudamericano. En la figura 2 se presenta un perfil de este a oeste, mostrando la sismicidad reportada por el catálogo National Earthquake Information Center (NEIC) en la latitud 33,5°S (ver detalles en el texto de la figura 2) y una representación esquemática de ambas placas; también se muestran las principales fuentes sismogénicas presentes en la zona:

a. Sismicidad interplaca: producida en el contacto de las placas Sudamericana y de Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50 a 60 km de profundidad (Tichelaar y Ruff, 1993; Suárez y Comte, 1993; Belmonte-Pool, 1997).

b. Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia: comprende aquella actividad que ocurre dentro de la placa de Nazca. Se extiende desde los 50 km y será considerada solo hasta una profundidad de 200 km debido a que históricamente no se han observado en Chile daños producidos por sismos de mayor profundidad.

c. Sismicidad cortical: es aquella sismicidad que ocurre en el interior de la placa Sudamericana, principalmente en los sectores precordilleranos y cordilleranos, ubicándose a una profundidad menor de 30 km.

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 la zona de estudio, no siendo considerada en el análisis. Existe una posibilidad de que este tipo de terremotos produzca tsunamis, pero este aspecto escapa al objetivo del presente trabajo.

Tal como se señaló, en el presente trabajo se analiza la zona comprendida entre 33° a 34°S y 69,6° a 72°W y, a modo de evitar el efecto de borde, se seleccionó toda la sismicidad reportada tres grados hacia el norte y hacia el sur, comprendiendo la zona mostrada en la figura 3. En esta figura se presentan los eventos del catálogo del NEIC que pertenecen a cada uno de los tipos de fuente, independiente de la magnitud (ver detalles en el texto de la figura 3). La clasificación de cada uno de los sismos en las distintas fuentes sismogénicas se hizo sobre la base de la descripción de cada una de ellas en subfuentes puntuales (ver sección 3.1): para cada sismo se busca aquella subfuente puntual que se encuentre más cercana, permitiendo un error máximo de 10 km en profundidad; los eventos que no cumplen ese requisito fueron descartados.

3. Metodología

A continuación se presentan los elementos a utilizar en la estimación del peligro sísmico y después se discuten las tres técnicas a emplear.

3.1. Análisis de fuentes sismogénicas

Tal como se señala en la sección anterior, si bien en la zona de estudio existen cuatro fuentes generadoras de terremotos, solo tres de ellas son relevantes en términos de la estimación del peligro sísmico. Cada tipo de fuente sismogénica fue dividida en subfuentes puntuales, permitiendo la descripción de superficies complejas. La descripción de las subfuentes de los dos primeros tipos se realizó sobre la base de la localización del borde superior de la placa de Nazca, obtenida de la inversión de modelos de velocidad en 3D (Gudmundsson y Sambridge, 1998). Se consideró que las propiedades de cada tipo eran constantes en toda la superficie, teniendo valores homogéneos de productividad sísmica y magnitud máxima. En este estudio se entiende por productividad sísmica la capacidad que tiene una determinada zona para generar terremotos midiéndose mediante el parámetro 'a' de la ley de Gutenberg-Richter (ver sección 3.2.1).

Por otro lado, la fuente cortical fue descrita sobre la base de la sismicidad reportada, asumiendo que ella seguiría ocurriendo en aquellos lugares donde se ha registrado, supuesto usual en este tipo de estudios (Algermissen y Perkins, 1976; Cao *et al.*, 1996). Dado que este tipo de fuente es producida por la presencia de fallas sísmicamente activas, su distribución no puede

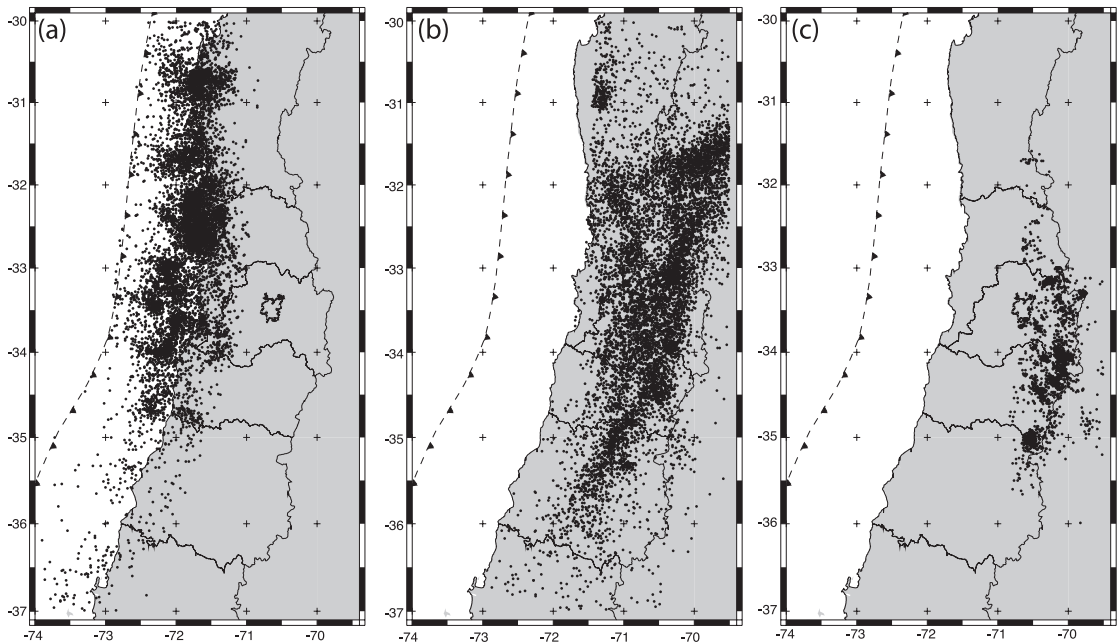


FIG. 3. Mapas con la sismicidad entregada por NEIC entre 1973 y 2007; cada punto representa el epicentro de un sismo independiente de su magnitud o profundidad. De izquierda a derecha, se presentan eventos de tipo: **a.** interplaca de tipo 'thrust'; **b.** intraplaca de profundidad intermedia y **c.** corticales.

ser homogénea, debiendo concentrarse en ciertas zonas. Así, siguiendo la metodología definida por Lapajne *et al.* (2003), se asigna una productividad sísmica en cada subfuente proporcional a la sismicidad registrada, considerando un filtro suavizante Gaussiano que da cuenta de posibles errores en la localización. Una metodología similar fue definida para determinar la magnitud máxima en cada subfuente (Fig. 4): se seleccionó el evento de mayor magnitud en las cercanías de cada subfuente y luego este valor fue aumentado, limitándose por la magnitud máxima de la fuente cortical ($M_{\max}=7,5$, ver sección 3.2.1).

Es importante resaltar que la metodología aquí utilizada no permite un análisis detallado y exhaustivo de la localización de anomalías sísmicas, como, por ejemplo, que permita asociar la sismicidad a posibles fallas geológicas. Ello se debe a las limitaciones que presentan los datos, principalmente por el sesgo que impone la geometría de las estaciones utilizadas en su localización, por lo cual se hizo uso del filtro suavizante, tal como se realiza en este tipo de situaciones (Cao *et al.*, 1996). Por lo tanto, las conclusiones obtenidas de los resultados presentados deben ser tomadas como estimadores generales de la situación sísmica local. Aun

teniendo en cuenta estas restricciones, de la figura 4 es posible ver que justo al oriente de la zona urbana de Santiago se encuentra un área con una productividad sísmica moderada, pero cuyos eventos no poseen gran magnitud ($M_{\max} \leq 6,7$). Mientras, la zona cordillerana de la región de O'Higgins presenta la más alta productividad sísmica, con magnitudes máximas entre 6,3 y 7,5, concordante con observaciones previas (Barrientos *et al.*, 2004). Cabe resaltar que la actividad sísmica asociada a las minas existentes en la región fue previamente eliminada de manera que no influya en los resultados.

3.2. Descripción de las fuentes sísmogénicas

La subducción chilena presenta características sísmogénicas particulares que la diferencian de otras zonas sísmicas (Uyeda y Kanamori, 1979; Ruff y Kanamori, 1980; Heaton y Kanamori, 1984; Houston y Kanamori, 1986); estas características se reflejan en diferentes leyes Gutenberg-Richter y fórmulas de atenuación (Saragoni *et al.*, 2004), de lo que se deriva la necesidad de desarrollar expresiones regionales para cada tipo de fuente sísmica. Por estos motivos es necesario reevaluar las leyes Gutenberg-Richter y revisar las fórmulas de

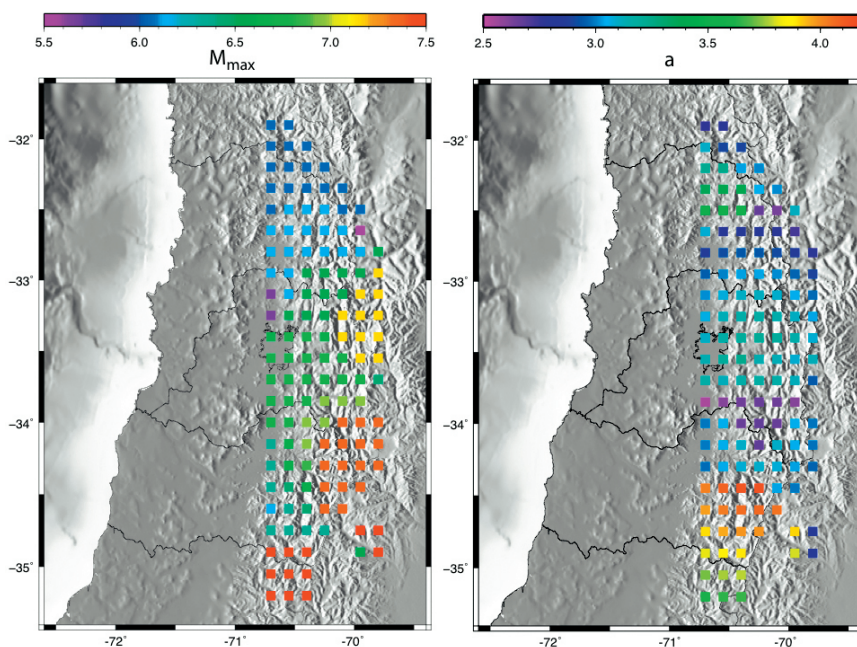


FIG. 4. Caracterización de las subfuentes que componen la fuente cortical. **Izquierda:** magnitud máxima, donde el color es proporcional a la magnitud máxima alcanzada por la subfuente, según la escala ubicada en el borde superior. **Derecha:** productividad sísmica, siendo el color proporcional al parámetro ‘a’ de la Ley de Gutenberg-Richter, según la escala del borde superior.

atenuación de PGA para estimar adecuadamente el peligro sísmico de la zona central de Chile.

3.2.1. Ley de Gutenberg-Richter

La productividad sísmica de una región es generalmente descrita en términos de una ley de potencia definida por Gutenberg y Richter (1944). Para su cálculo, se estimó la recta que mejor representa la relación $\text{Log}(N)=a-b \cdot M_s$ (N es el número acumulativo de eventos de magnitud de onda superficial igual o superior a M_s en 1 año), mediante mínimos cuadrados (Menke, 1989). Debido a que la base de datos de NEIC posee información solo desde 1973 (siendo completa hasta una magnitud $M_s \sim 7,8$), se complementó la información con el catálogo de sismicidad histórica (SISRA, Kausel *et al.*, 1985) que considera una ventana temporal de casi 100 años para magnitudes moderadas y más de 300 años para los grandes terremotos, siendo recientemente actualizado por Araya (2007). Para evitar el uso de datos con diferentes niveles de completitud del catálogo, se empleó la metodología descrita por Stepp (1971, 1972), la cual ha sido exitosamente aplicada a Chile (Labbe y Saragoni, 1976; Barrientos, 1980; Silva, 2008). Ella consiste, básicamente, en determinar la ventana tem-

poral en la cual cada rango de magnitud se encuentra descrito en forma completa en cierto catálogo. Los resultados se presentan en la tabla 1 y en la figura 5; de esta tabla es posible ver que se requiere una ventana temporal de 128 años para describir íntegramente el comportamiento de los terremotos interplaca de magnitud 8,0 y 64 años para describir los terremotos intraplaca de magnitud 7,0, ambos lapsos cubiertos por el catálogo SISRA. Por su parte, para conocer el comportamiento de los terremotos corticales de magnitud 6,0 es necesario tener un catálogo de 23 años, cubierto por NEIC. En todo caso, cabe resaltar que siempre existirá una ambigüedad en el uso de los datos del catálogo SISRA, debido a que ellos fueron determinados, principalmente, de datos de intensidades y distribución de daño (Kausel *et al.*, 1985). Esta información permite determinar las leyes de Gutenberg-Richter para cada una de las fuentes sismogénicas, las cuales se presentan a continuación y en la figura 6.

Fuente interplaca:

$$\text{Log}(N)=6,23-0,94 M_s \quad (1)$$

TABLA 1. VENTANAS TEMPORALES (T, EN AÑOS) REQUERIDAS PARA TENER COMPLETITUD DEL CATÁLOGO SÍSMICO, EN FUNCIÓN DE LA MAGNITUD Y FUENTE SISMOGÉNICA (VER DETALLES EN EL TEXTO); TAMBIÉN SE PRESENTA LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR EVALUADA EN AÑO 1 ($\sigma_1^2=\lambda/(T=1)$) (VER STEPP, 1971, 1972).

Magnitud	Interplaca		Intraplaca		Cortical	
	T	σ_1	T	σ_1	T	σ_1
3,0	16	41,00	16	37,00	16	17,70
3,5	16	33,00	16	25,00	23	12,10
4,0	23	21,00	16	13,00	23	5,65
4,5	23	11,00	16	7,70	23	3,03
5,0	23	5,10	16	3,70	23	1,20
5,5	23	3,20	16	2,15	23	0,78
6,0	32	1,10	32	1,17	23	0,63
6,5	45	0,61	45	0,67	-	-
7,0	64	0,43	64	0,36	-	-
7,5	64	0,45	-	-	-	-
8,0	128	0,23	-	-	-	-

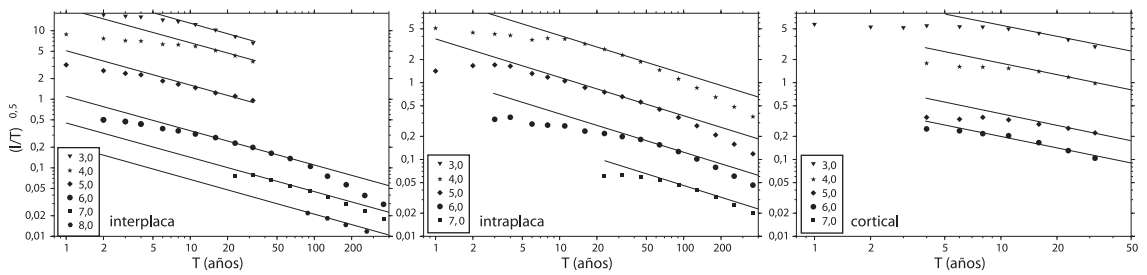


FIG. 5. Desviación estándar en función del largo de la ventana temporal considerada ($\sigma^2=\lambda/T$) (ver Stepp, 1971, 1972) para las distintas magnitudes; ver simbología en esquina inferior izquierda. Se muestran los resultados para, de izquierda a derecha, fuente interplaca, fuente intraplaca de profundidad intermedia y fuente cortical.

Fuente intraplaca de profundidad intermedia:

$$\text{Log}(N)=6,32-1,03 \text{ Ms } (2)$$

Fuente cortical:

$$\text{Log}(N)=5,71-1,06 \text{ Ms } (3)$$

En la tabla 2 se presenta un resumen con estos resultados, conjuntamente con la estimación de errores y los coeficientes de correlación obtenidos.

3.2.2. Magnitud máxima

Los trabajos de Barrientos (1980), Martin (1990), Algermissen *et al.* (1992), Romanoff (1999) y Silva

(2008), a partir de observaciones de terremotos históricos, han considerado como magnitudes máximas para las distintas fuentes los siguientes valores:

Interplaca: $M_{\text{max}}=8,5$

Intraplaca de profundidad intermedia: $M_{\text{max}}=8,0$

Cortical: $M_{\text{max}}=7,5$

Estos valores también son los utilizados en este trabajo por las razones que se detallan a continuación:

3.2.2.1. Terremotos interplaca. En la zona central de Chile se tienen registros de grandes terremotos interplaca los años 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985 (Comte *et al.*, 1986), siendo el mayor terremoto

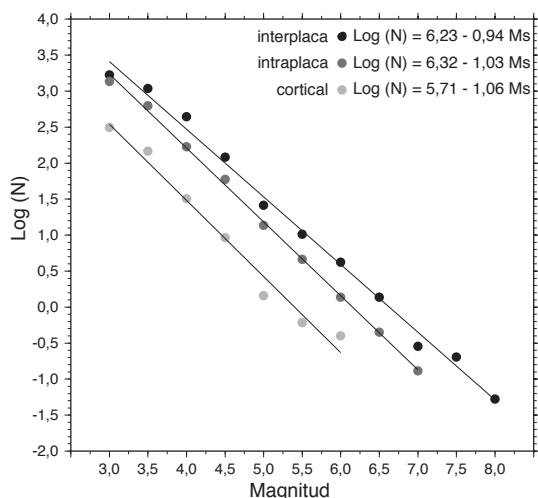


FIG. 6. Leyes de Gutenberg-Richter para cada una de las principales fuentes sísmicas presentes en la zona. También se presentan los datos de cada fuente sísmica, en negro para los eventos interplaca tipo 'thrust', en gris oscuro para los eventos intraplaca de profundidad intermedia, y en gris claro para los eventos corticales.

el de 1730 con una magnitud de $8\frac{3}{4}$, estimada a partir de intensidades de daño (Lomnitz, 1970, 2004). Pese a que la ventana de tiempo en la cual se tienen antecedentes históricos es pequeña y a la carencia de estudios paleosísmicos, tomando en cuenta las magnitudes de los grandes terremotos ocurridos en la zona, un buen estimador de la magnitud del máximo terremoto esperado sería entre $8,5$ y $8\frac{3}{4}$.

Por otro lado, magnitudes mayores para grandes terremotos interplaca ($M > 8,0$) no necesariamente se traducen en un aumento en el valor de la aceleración horizontal máxima (PGA) en un determinado sitio, debido a que se ha observado que el valor de la aceleración máxima es principalmente controlado por la distancia y tamaño de la aspereza dominantes y no por la magnitud (Ruiz y Saragoni, 2005b), aunque su

tamaño es desconocido también. Estudios detallados de la ruptura sísmica del terremoto de Chile central de 1985 han permitido confirmar que la energía liberada fue controlada por las asperezas dominantes (Barrientos, 1988; Mendoza *et al.*, 1994; Ruiz *et al.* (en prensa); Ruiz, 2008), situación que también ha sido observada en otros terremotos interplaca ocurridos en Chile. Por lo tanto, la potencial ocurrencia de un terremoto de magnitud mayor a $8,5$ en la zona central de Chile, se traduciría en un área de ruptura mayor, o sea, en una mayor cantidad de zonas de liberación de energía sísmica (asperezas) y no necesariamente en un aumento del valor del PGA para un determinado sitio. Sobre la base de estas observaciones se ha limitado la magnitud máxima de los terremotos interplaca a $M=8,5$.

3.2.2.2. Terremotos intraplaca de profundidad intermedia. Los terremotos intraplaca de mayor magnitud registrados en Chile corresponden a los ocurridos en Calama 1950, Chillán 1939 y Tarapacá 2005, todos ellos de magnitud cercana a $8,0$. En la zona central se tienen antecedentes de los terremotos de La Ligua 1927 y 1965 y de Santiago 1945, todos de magnitud sobre $7,0$ (Barrientos, 2007). Actualmente, se desconoce con certeza el proceso de ruptura de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia y por lo tanto la magnitud máxima que estos terremotos pueden alcanzar, pese a que se han propuesto algunos modelos (Astiz *et al.*, 1988). En todo caso, considerando que a nivel mundial no se observan terremotos de magnitudes mayores a $8,0$ en el rango de profundidades de 60 a 200 km (para una revisión entre 1904 y 1984, ver Astiz *et al.*, 1988; para información más reciente, revisar catálogo mundial elaborado NEIC), se considera para Chile central una magnitud máxima de $M=8,0$ de acuerdo a las observaciones históricas de los terremotos chilenos.

3.2.2.3. Terremotos superficiales. Los antecedentes de magnitudes máximas instrumentales de terremotos superficiales en Chile son menores a $7,0$, aunque en la

TABLA 2. RESULTADOS DE LA INVERSIÓN POR MÍNIMOS CUADRADOS DE LAS LEYES DE GUTENBERG-RICHTER ($\text{LOG } N=a-b M$), POR FUENTE. SE HAN AGREGADO POR ERRORES (σ_a Y σ_b) Y COEFICIENTES DE CORRELACIÓN (r) OBTENIDOS.

Fuente	a	b	σ_a	σ_b	r
Interplaca	6,229	0,940	0,215	0,011	-0,9969
Intraplaca	6,318	1,027	0,237	0,014	-0,9992
Cortical	5,710	1,057	0,316	0,022	-0,9897

zona central de Chile existen fallas activas que podrían generar eventos de magnitud mayor. Por ejemplo, Armijo *et al.* (2010) definen la magnitud máxima esperable para la Falla San Ramón entre 6,8 y 7,4. Dadas las incertezas en los períodos de retorno y actividad de estas fallas, se considera una magnitud máxima de 7,5, quedando por el lado seguro de las observaciones.

3.2.3. Leyes de atenuación en aceleración

Las fórmulas de atenuación utilizadas en este trabajo han sido obtenidas con datos de acelerogramas de grandes terremotos de Chile. Estas fórmulas consideran la atenuación de la aceleración horizontal máxima con la distancia para una magnitud superficial determinada por la siguiente relación:

$$PGA = \frac{A \cdot e^{C \cdot Ms}}{(r + D)^B} \quad (4)$$

donde A , B , C y D son constantes, Ms es magnitud y r la distancia hipocentral. El valor de D es usualmente escogido en forma arbitraria (para evitar que el denominador se acerque a cero, haciendo indefinido el valor) y A , B y C se obtienen mediante una regresión de mínimos cuadrados (Menke, 1989).

La base de datos de acelerogramas chilenos ha permitido el desarrollo de fórmulas de atenuación de terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia, que representan adecuadamente terremotos chilenos de la máxima magnitud esperada (Saragoni *et al.*, 2004; Ruiz y Saragoni, 2005a). Los datos empleados corresponden a registros de aceleración obtenidos en suelos con valores de velocidad de corte promedio (V_s) entre 360 m/s y 1.500 m/s, lo que corresponde según el UBC (1997) a roca o suelo duro. Lamentablemente, la carencia de acelerogramas de terremotos corticales en Chile no ha permitido generar fórmulas para este tipo de terremotos, por lo que en este trabajo se ha utilizado la fórmula propuesta por Sadigh *et al.* (1997) para sismos de California, EE.UU., y que también ha sido desarrollada para roca o suelo duro (360 m/s < V_s < 1.500 m/s). En la figura 7 se presentan las leyes de atenuación de PGA para cada tipo de fuente evaluada en el terremoto máximo creíble.

De la figura 7 es posible ver que, para distancias cortas (menores de 20 km), los eventos corticales producen un mayor efecto que las otras fuentes; posteriormente, para distancias epicentrales entre 50 y 150 km, son los eventos intraplaca de profundidad intermedia que poseen una mayor respuesta y, final-

mente, para distancias mayores a 150 km se tiene que los eventos interplaca tipo inversa o cabalgamiento son los que entregan una mayor PGA. La mayor influencia de los terremotos corticales en pequeñas distancias se debe a la cercanía a la fuente. Por su parte, los terremotos intraplaca de profundidad intermedia han demostrado poseer características muy particulares, como una mayor liberación de energía sísmica para un tamaño dado (Leyton *et al.*, 2002, 2009) y producir intensidades mayores en la zona epicentral que las producidas por los terremotos interplaca, pero con una mayor atenuación con la distancia (Astroza *et al.*, 2002, 2005; Saragoni *et al.*, 2004). Nótese que estas leyes de atenuación corresponden a fórmulas para suelos duros o roca (V_s entre 360 y 1.500 m/s), los cuales son representativos de los suelos donde se concentra gran parte de la población de Chile. Ello es debido a que, en la mayoría de los casos, los pueblos y ciudades de nuestro país se ubican en valles fértiles cerca de ríos, por lo tanto los terrenos de fundación corresponden principalmente a suelos gravosos asimilables a velocidades de onda de corte entre 360 y 1.500 m/s (Fig. 1). En todo caso, los valores de aceleración máxima esperado en roca dura $V_s > 1.500$ m/s pueden llegar a ser la mitad del valor obtenido para suelo duro o roca (Ruiz, 2002; Ruiz y Saragoni, 2005a).

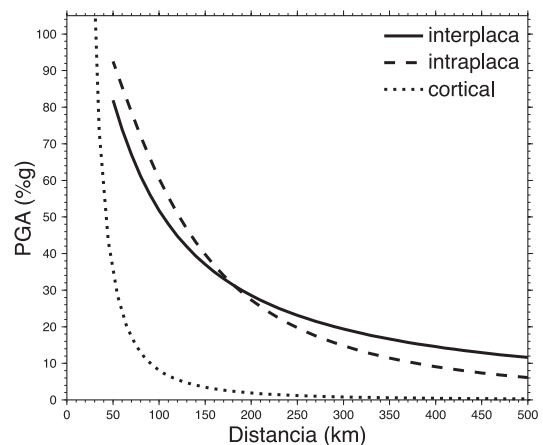


FIG. 7. Comparación de las leyes de atenuación en PGA utilizadas en este estudio. Cada una de ellas fue evaluada para el terremoto máximo creíble. Esto es, fuente interplaca (línea continua), magnitud 8,5 y profundidad de 30 km, fuente intraplaca de profundidad intermedia (línea discontinua), magnitud 8,0 y profundidad de 80 km y fuente cortical (línea punteada), magnitud 7,0 y profundidad de 10 km.

3.3. Métodos Probabilísticos

En el presente estudio, se utilizarán tres procedimientos para la estimación del peligro sísmico: el propuesto por Algermissen y Perkins (1976), por Anderson y Trifunac (1978) y, finalmente, el descrito por Reiter (1990), los cuales serán denominados por AP76, AT78 y R90, respectivamente.

La metodología AP76 es un estándar en este tipo de trabajos tanto a nivel nacional como mundial, y se basa en el trabajo de Cornell (1968). Ella utiliza todos los eventos dentro de una determinada grilla que no exceden un cierto umbral de algún parámetro específico, para luego determinar la probabilidad de no sobrepasar este umbral dividiendo el número de éxitos por el número total de eventos que las fuentes consideradas son capaces de generar ($F(i)$), esto es

$$F(i) = \frac{\phi(i, M)}{\Phi(M)} \tag{5}$$

donde $\phi(i, M)$ es el número de eventos que generan una intensidad de Mercalli Modificada menor o igual a i , con magnitudes M superiores a M_{\min} y $\Phi(M)$ el número total de eventos con magnitudes mayores que M_{\min} ; ambos consideran todas las fuentes sismogénicas existentes por un lapso de 1 año. Suponiendo que la ocurrencia de terremotos sigue una distribución probabilística de Poisson, se llega a la probabilidad de no exceder i en un lapso t

$$P(i, t) = \exp[-t\Phi(M_{\min})(1 - F(i))] \tag{6}$$

Otra aproximación muy similar a la anterior es AT78 en la cual, para poder evaluar si un cierto evento excede un umbral de PGA, considera que la aceleración producida por el sismo sigue una distribución normal; en el caso anterior, se suponía que un determinado evento producía solo una aceleración, sin error. Luego, la probabilidad de no exceder i en un lapso t

$$P(i, t) = \exp\left[-t \sum_{k=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_M} q_{kl} n_{kl}\right] \tag{7}$$

donde n_{kl} es el número de eventos con magnitud M_l para la fuente k -ésima y q_{kl} es la probabilidad de que un evento de magnitud M_l de la fuente k -ésima produzca una aceleración superior o igual a i ; considerando que sigue una distribución normal se llega a

$$n_{kl} = \frac{1}{2} \left[1 - \operatorname{erf}\left(\frac{I - i}{\sigma\sqrt{2}}\right) \right] \tag{8}$$

donde erf se refiere a la función error (Abramowitz y Stegun, 1972). Cabe resaltar que la metodología AP76 considera, además, una productividad sísmica igual para todas las fuentes, mientras que la AT78 pondera cada fuente por su productividad individual, dado que

$$\Phi(M_{\min}) = \sum_{k=1}^{N_f} \sum_{l=1}^{N_M} n_{kl} \tag{9}$$

En otras palabras, la metodología de AP76 se reduce a AT78 si

$$q_{kl} = \bar{q} = 1 - F(i) \forall k = 1, \dots, N_f, \forall l = 1, \dots, N_M \tag{10}$$

esto es, la probabilidad de todos los posibles eventos, en todas las posibles magnitudes, es la misma e igual al promedio. Finalmente, la metodología R90, mediante técnicas probabilísticas, utiliza una aproximación bayesiana del problema. En pocas palabras, considera el aporte de cada una de las fuentes e incluye todo el rango de magnitudes posibles, ponderando cada una de las mediciones por la probabilidad de ocurrencia de la determinada magnitud en la fuente analizada. Luego, suma el aporte de todas las fuentes, entregando un resultado combinado de ellas. Esto es

$$P(i, t) = \sum_{k=1}^{N_f} \Phi(M_{\min}) \int p[i > I | M, r] p(M) dM \tag{11}$$

En este trabajo se emplean las tres técnicas descritas para poder comparar sus resultados y lograr una mejor comprensión del peligro sísmico probabilístico de la zona de estudio.

4. Resultados

Se procedió a la estimación del peligro sísmico considerando dos periodos de vida útil: 50 y 100 años, cada uno con una probabilidad de excedencia¹ de 10% y 5%, respectivamente. Es importante resaltar que todas las metodologías aquí utilizadas consideran los tres tipos de fuentes antes descritos (interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y cortical), entregando resultados que combinan el efecto de cada una de ellas.

¹ Esto se refiere a la probabilidad de ser superado o excedido en un cierto lapso de tiempo.

Las figuras 8 y 9 presentan los resultados para cada una de las técnicas descritas. De izquierda a derecha, se muestra: Reiter (1990), Algermissen y Perkins (1976) y Anderson y Trifunac (1978), respectivamente. Para la evaluación de la primera (R90) se consideró una desviación estándar de 0,0001, es decir, prácticamente un error nulo en las predicciones hechas por las leyes de atenuación. Ello representa el mismo supuesto hecho en la metodología AP76, por lo que sus resultados debiesen ser similares.

En las figuras 10 y 11 se presentan los resultados utilizando la metodología de Algermissen y Perkins (1976) para un período retorno de 475 y 1.950 años, respectivamente, considerando las tres fuentes por separado; de izquierda a derecha: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y corticales. Es posible ver que la fuente que produce las aceleraciones horizontales mayores es la de tipo interplaca, pero tanto la fuente intraplaca de profundidad intermedia y la cortical poseen una mayor influencia en la zona centro-este de la zona en estudio. Ello causa un aumento del PGA esperado para Santiago y en zonas precordilleranas.

Dado que las leyes de atenuación provienen de datos de suelos con velocidad de ondas de corte entre $360 \text{ m/s} < V_s < 1.500 \text{ m/s}$, los resultados obtenidos son válidos para ese tipo de lugares, que corresponde a depósitos recientes (sedimentarios, volcánicos y remoción en masa, mostrados con gris claro en figura 1). Para unidades de roca, la validez de los resultados dependerá fuertemente de la litología local y las condiciones de meteorización y fracturamiento cercano a la superficie, ya que valores de V_s entre

1.000 y 1.500 m/s pueden ser encontrados en rocas blandas (como algunas rocas sedimentarias y volcánicas) o rocas más competentes con un fuerte grado de meteorización y/o fracturamiento.

5. Discusión y conclusiones

En este trabajo se han desarrollado nuevas leyes Gutenberg-Richter para cada una de las tres principales fuentes sismogénicas presentes en Chile central; estos nuevos antecedentes han permitido reevaluar el peligro sísmico en la zona. Cabe resaltar que, a pesar de que los estudios de completitud de Stepp (1971, 1972) avalan la base de datos usada en este trabajo, siempre quedará implícito el sesgo de la ubicación y magnitud de los terremotos históricos (catálogo SISRA), estimados sobre la base de datos de intensidad; como también el sesgo en la ubicación de los sismos superficiales del catálogo NEIC, por la carencia de una red sismológica con una distribución uniforme de instrumentos. Sin embargo, a pesar de estas limitaciones, los resultados muestran una coherencia global con la sismicidad de la zona por lo que pueden ser usados como estimadores de primer orden del peligro sísmico en Chile central.

Las figuras 8 y 9 presentan la aceleración horizontal máxima esperada para diversos períodos de retorno, obtenida mediante las tres metodologías probabilísticas. En general, es posible apreciar que los resultados siguen una tendencia norte-sur, igual a la presentada por las principales estructuras geológicas y geomorfológicas existentes en la zona (Fig. 1), producto del mencionado contacto convergente

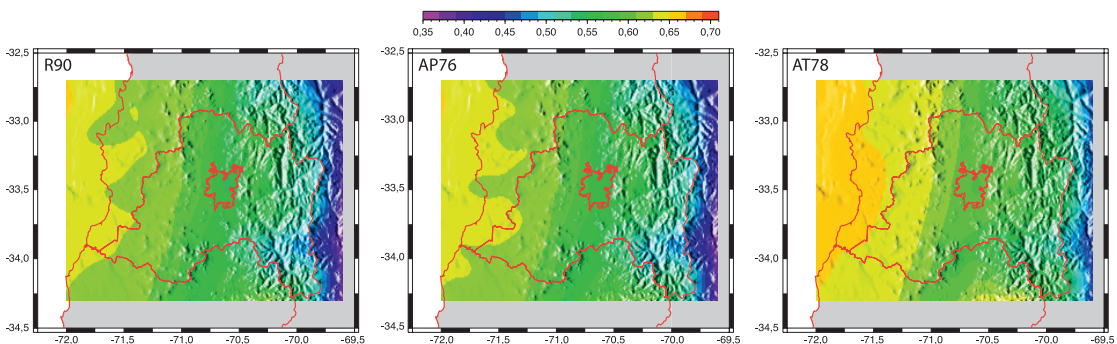


FIG. 8. Aceleración máxima en la horizontal esperada, para un período de vida útil de 50 años y una probabilidad de excedencia del 10% (equivalente a un período de retorno de 475 años). El color presentado es proporcional al PGA (en g), de acuerdo a la escala mostrada del borde superior. El mapa de la izquierda fue calculado utilizando la metodología R90, para el del centro se utilizó la descrita por AP76 y para el de la derecha la AT78.

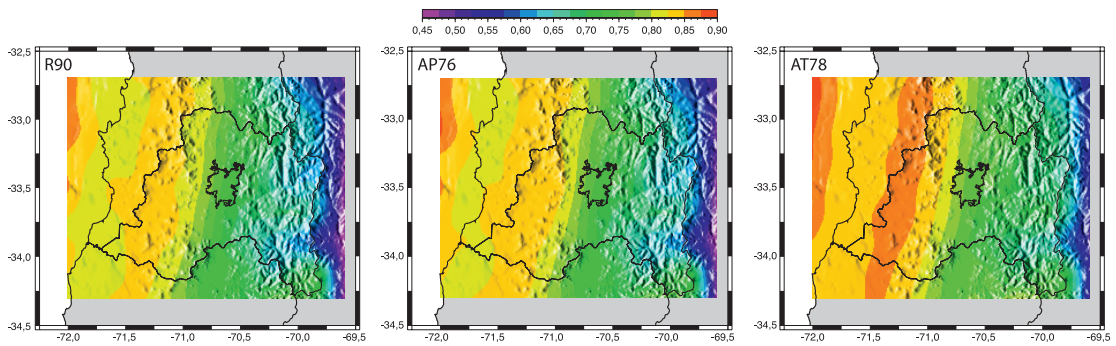


FIG. 9. PGA esperado, para un periodo de vida útil de 100 años y una probabilidad de excedencia del 5% (equivalente a un periodo de retorno de 1.950 años). Ver detalles en figura 8.

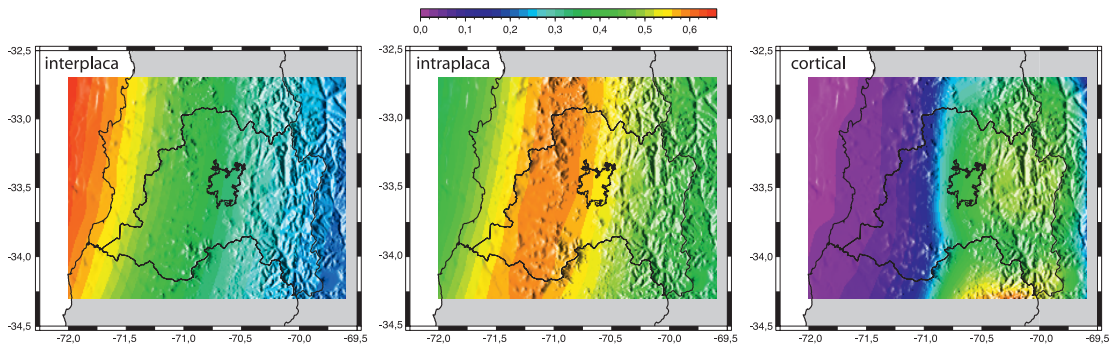


FIG. 10. Aceleración máxima en la horizontal (PGA) esperada para un periodo de retorno de 475 años; el color es proporcional al PGA (en g), de acuerdo a la escala mostrada del borde superior. Para su cálculo se utilizó la metodología AP76, considerando solo un tipo de fuente, de izquierda a derecha: fuente interplaca tipo 'thrust' (cabalgamiento), fuente intraplaca de profundidad intermedia y fuente cortical.

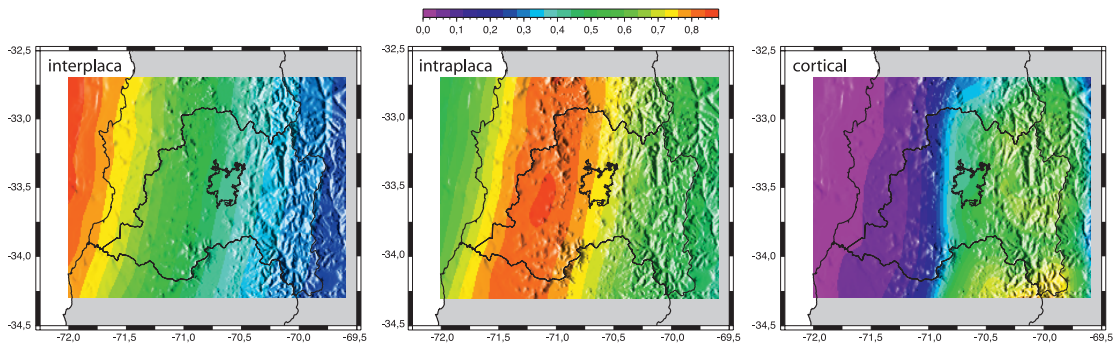


FIG. 11. PGA esperado para un periodo de retorno de 1.950 años. Ver detalles en figura 10.

de las placas de Nazca y Sudamericana. Además, se llega a mayores valores en la zona costera que hacia el interior de continente, debido al efecto de los terremotos interplaca. En segundo lugar se aprecian grandes valores en el borde cordillerano, efecto relacionado con la fuente cortical. Este efecto probablemente no fue considerado en la mayoría de los trabajos anteriores en forma adecuada al no considerar en forma independiente los diferentes tipos de sismos.

Al comparar los resultados con los presentados en los trabajos de Martin (1990) y Villablanca y Ridell (1985) es posible ver que ellos pueden ser explicados con solo considerar la fuente interplaca, pero esos trabajos obtuvieron mayores valores de aceleración. Ello se debe a que, en las leyes de atenuación consideradas por los autores antes mencionados, se mezclan observaciones de terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia, tendiendo estos últimos a aumentar las estimaciones de aceleración de los terremotos interplaca. En este estudio se utilizaron leyes que separan los datos por tipo de fuente (Ruiz y Saragoni, 2005a), pudiéndose por primera vez cuantificar en forma adecuada la influencia de cada tipo de fuente sismogénica.

De la figura 11 es posible verificar que la fuente interplaca es la que modula el peligro sísmico en Chile central, produciendo los mayores valores de la aceleración horizontal máxima en la costa. Pero, tanto la fuente intraplaca de profundidad intermedia como la cortical tienen una gran influencia en la zona de Santiago, lo que redundará en un aumento de los valores esperados en la zona del valle central y precordillerana de la Región Metropolitana. Cabe resaltar que, en el presente trabajo, se utilizaron leyes de atenuación especialmente definidas para Chile que separan los tipos de fuente sismogénica, salvo el caso de la fuente cortical. Recientes resultados muestran que las relaciones de atenuación para fuentes corticales de otros países subestimarían las observaciones de aceleraciones horizontales máximas en Chile (Ruiz y Saragoni, 2004; Campos *et al.* 2005; Sepúlveda *et al.*, 2008), lo que resultaría en una subestimación del PGA esperado en la zona precordillerana y Santiago.

Otro aspecto relevante es que los resultados entregados por la metodología AT78 son levemente mayores a los obtenidos por AP76. Ello probablemente porque la primera metodología considera que el proceso de observación dado un cierto evento

(con magnitud y distancia hipocentral fijas) sigue una distribución normal; en cambio, la descrita por Algermissen y Perkins (1976) no contempla este hecho. Además, los resultados entregados siguiendo el procedimiento R90 son virtualmente idénticos a los obtenidos mediante la metodología AP76, ratificando estos resultados, dado que en ambos cálculos se consideró un error nulo.

Hay que notar que los resultados obtenidos en el presente estudio son válidos solo para suelos o rocas blandas con velocidad de ondas de corte entre $360 \text{ m/s} < V_s < 1.500 \text{ m/s}$, que corresponde a un porcentaje menor de los presentes en la zona central de Chile (fundamentalmente depósitos sedimentarios, volcánicos y de remoción en masa en la figura 1), y no consideran de ninguna manera el efecto de amplificación o atenuación. En todo caso, este tipo de suelo representa el material más común de emplazamiento de ciudades presentes en la zona, pudiendo utilizarse los resultados presentados en este estudio para el diseño de estructuras. Para el resto de los lugares se tendría un valor menor que los aquí mostrados, siendo los resultados presentados en este trabajo valores conservadores. El grado de error de los resultados en formaciones rocosas dependerá fuertemente de las condiciones geológicas locales, las que deben ser evaluadas en cada caso particular.

Finalmente, es importante señalar que el presente estudio entrega estimaciones generales del peligro sísmico para Chile central, las cuales permiten determinar la amenaza sísmica incluyendo en forma adecuada los tres tipos de fuentes sismogénicas que afectan a la región y los últimos antecedentes metodológicos. Un estudio más acabado de amplificaciones producto de condiciones locales (conocido como efecto de sitio) escapa del estudio de primer orden que aquí se presenta y debería ser considerado en estudios específicos o en trabajos futuros.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio Sismológico de Chile por generosamente compartir sus datos y a los profesores M. Astroza y E. Kausel por su constante apoyo y constructivas sugerencias. También agradecen la valiosa y exhaustiva revisión hecha por S. Barrientos, G. Yáñez y un editor anónimo, las cuales mejoraron considerablemente este trabajo. Este estudio contó con el apoyo del Núcleo Milenio en Sismotectónica y Peligro Sísmico y fue financiado por los proyectos Fondecyt 11070030 y 1100551. Muchas figuras fueron elaboradas usando GMT (Wessel y Smith, 1991).

Referencias

- Abramowitz, M.; Stegun, I.A. 1972. Error Function and Fresnel Integrals. *In Handbook of Mathematical Functions*. Dover, Chapter 7: 297-309. New York.
- 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 p.
- 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 p.
- Algermissen, S.T.; Kausel, E.; Hanson, S.; Thenhaus, P.C. 1992. Earthquake hazard in Chile. *Revista Geofísica* 37: 195-218.
- Álvarez, M.; Fischer, T.; De la Llera, J.C.; Ridell, R. 2002. Un modelo integrado para el análisis del riesgo sísmico en edificios. *In Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No. 8. CD-ROM. Valparaíso.
- Anderson, J.G.; Trifunac, M.D. 1978. Uniform risk functional for characterization of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America* 68 (1): 205-218.
- Araya, P. 2007. Catálogo actualizado de intensidades sísmicas para Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 234 p.
- Armijo, R.; Rauld, R.; Thiele, R.; Vargas, G.; Campos, J.; Lacassin, R.; Kausel, E. 2010. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics*: 29, TC2007, doi:10.1029/2008TC002427.
- Astiz, L.; Lay, T.; Kanamori, H. 1988. Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 53: 80-166.
- 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. CD-ROM. 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. CD-ROM. Concepción.
- Atkinson, G.M.; Boore, D. 2003. Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93: 1703-1729.
- Barrientos, S. 1980. Regionalización sísmica de Chile. Tesis de Magíster en Ciencias (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geofísica: 72 p.
- Barrientos, S. 1988. Slip distribution of the 1985 central Chile earthquake. *Tectonophysics* 145: 225-241.
- Barrientos, S. 2007. Earthquakes in Chile. *In The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society of London: 263-287. London.
- Barrientos, S.; Vera, E.; Alvarado, P.; Monfret, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 759-768.
- Belmonte-Pool, J. 1997. Análisis del contacto sismogénico interplaca a lo largo de Chile. Tesis de Magíster en Ciencias (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geofísica: 148 p.
- Campos, J.; Ruiz, S.; Pérez, A.; Ruiz, J.; Kausel, E.; Thiele, R.; Saragoni, G.R.; Sepúlveda, S. 2005. Terremotos Corticales de las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004: Un Análisis Comparativo de los Terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995. Nuevos Antecedentes para el Peligro Sísmico en Chile. *In Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No. 9. CD-ROM. Concepción.
- Cao, T.; Petersen, M.D.; Reichle, M.S. 1996. Seismic hazard estimate from background seismicity in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86: 1372-1381.
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Iturra, N.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R. 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen* 236 (1-2): 43-47.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *In The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society of London: 21-114. London.
- Chiu, D. 1991. Geología del relleno cuaternario de las hoyas de los ríos Yeso, Volcán y Maipo, este último entre las localidades de Guayacán y Los Queltehues, Región Metropolitana. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 111 p.
- Comte, D.; Eisenberg, A.; Lorca, E.; Pardo, M.; Ponce, L.; Saragoni, R.; Singh, S.K.; Suárez, G. 1986. The 1985 central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region? *Science* 233: 393-500.
- Cornell, C.A. 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58: 1583-1606.

- Corvalán, J.; Munizaga, F. 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín: 28 p.
- Fariás, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de Los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis de Doctorado (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 194 p.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes en Chile central entre los 33° y 34°S. Tesis de Magister (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 179 p.
- Gajardo, E.; Lomnitz, C. 1960. Seismic provinces of Chile. *In* Proceedings of the Second World Conference on Earthquake Engineering 3: 1529-1540. Japan.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa Geológico del Área de Valparaíso-Curacaví. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 1.
- Greve, F. 1948. Determinación del coeficiente de seguridad antisísmico para diferentes zonas de Chile. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas* 5, Universidad de Chile: 18 p.
- Gudmundsson, O.; Sambridge, M. 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *Journal of Geophysical Research* B4: 7121-7136.
- Gutenberg, B.; Richter, Ch. 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 34: 185-188.
- Heaton, T.; Kanamori, H. 1984. Seismic potential associated with subduction in the northwestern United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74: 933-941.
- Houston, H.; Kanamori, H. 1986. Source spectra of great earthquakes: Teleseismic constraints on rupture process and strong motion. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76: 19-42.
- Kausel E.; Pardo, M.; Bannister, J.; Barrientos, S.; Alvear, L. 1985. Datos de hipocentros e intensidades, Chile. *In* Catálogo de terremotos para América del Sur (Askew, B.L.; Algermissen, S.T.; editor). Centro Regional de Sismología para América del Sur, Editorial Tarea, 5: 172 p. Lima.
- Khazaradze, G.; Klotz, J. 2003. Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the South-central Andes. *Journal of Geophysical Research* 108 (B4), doi: 10.1029/2002JB001879: 1-13.
- Labbe, J.C. 1976. Relaciones macrosísmicas para la evaluación del riesgo sísmico en Chile y California. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 35 p.
- Labbe, J.C.; Saragoni, G.R. 1976. Sismicidad de Chile. Publicación SES I 7/76, Sección Estructuras, Depto. Obras Civiles, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile: 68 p.
- Lapajne J.; Motnikar, B.S.; Zupancic, P. 2003. Probabilistic seismic hazard assessment methodology for distributed seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93: 2502-2515.
- Leyton, F.; Campos, J.; Kausel, E. 2002. Estudio comparativo de eventos inter e intraplaca desde el punto de vista sísmológico en Chile. *In* Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, No. 8. CD-ROM. Valparaíso.
- Leyton, F.; Ruiz, J.; Campos, J.; Kausel, E. 2009. Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75: 37-46.
- Leyton, F.; Ruiz, S.; Sepúlveda, S.A. 2009. Preliminary re-evaluation of probabilistic seismic hazard assessment in Chile: from Arica to Taitao Peninsula. *Advances in Geosciences* 22: 147-153.
- Lomnitz, C. 1969. An earthquake risk map of Chile. *In* Proceedings of the fourth World Conference on Earthquake Engineering 1: 161-171.
- Lomnitz, C. 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau* 59: 938-960.
- Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters* 75: 368-378.
- Martin, A. 1990. Hacia una nueva regionalización y cálculo del peligro sísmico en Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 132 p.
- Mendoza, C.; Hartzell, S.; Monfret, T. 1994. Wide-Band analysis of the 3 March 1985 central Chile Earthquake: Overall source process and rupture history. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84: 269-283.
- Menke, W. 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, International Geophysical series: 289 p. New York.
- NEIC, National Earthquake Information Center. <http://earthquake.usgs.gov/>
- 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. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2: 447-450. Antofagasta.
- Rebolledo, S.; Lagos, J.; Verdugo, R.; Lara, M. 2006. Geological and geotechnical characteristics of Pudahuel Ignimbrite, Santiago, Chile. *In* Proceedings of

- the International Association for Engineering Geology and the Environment International Congress, No. 10, paper 106. Nottingham.
- Reiter, L. 1990. *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*. Columbia University Press: 254 p. New York.
- Romanoff, F. 1999. *Estudio del Peligro Sísmico en la Región Metropolitana*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 85 p.
- Ruff, L.; Kanamori, H. 1980. Seismicity and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 23: 240-252.
- Ruiz, S. 2002. *Fórmulas de Atenuación para la Subducción de Chile considerando los dos Mecanismos Principales de Sismogénesis y el Efecto del Suelo y las Asperezas*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 511 p.
- Ruiz, S. 2008. *Caracterización de ondas sísmicas de campo cercano en alta frecuencia*. Tesis de Magister (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geofísica: 112 p.
- Ruiz, S.; Saragoni, G.R. 2004. *Características de los acelerogramas y terremotos Sudamericanos*. In *Jornadas Sudamericanas de Ingeniería Estructural*, No. 31. CD-ROM. Mendoza.
- Ruiz, S.; Saragoni, G.R. 2005a. *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. CD-ROM. Concepción.
- Ruiz, S.; Saragoni, G.R. 2005b. *Fórmulas de atenuación para la subducción de Chile de terremotos interplaca tipo thrust considerando los efectos del suelo y las asperezas*. In *Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No. 9. CD-ROM. Concepción.
- Ruiz, S.; Kausel, E.; Campos, J.; Saragoni, G.R.; Madariaga, R. (en prensa). *Identification of High Frequency Pulses from Earthquake Asperities Along Chilean Subduction Zone Using Strong Motion*. *Pure and Applied Geophysics*, doi: 10.1007/s00024-010-0117-x.
- Sadigh, K.; Chang, C.-Y.; Egan, J.A.; Makdisi, F.; Youngs, R.R. 1997. Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seismological Research Letters* 68: 180-189.
- Saragoni, G.R.; Astroza, M.; Ruiz, S. 2004. Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south America. In *Proceedings of the thirteenth World Conference on Earthquake Engineering*, Paper 104. CD-ROM. Vancouver.
- Scholz, C.H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press: 300-329. Cambridge.
- Sellés, D.; Gana, P. 2001. *Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 74: 30 p.
- 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.
- Sernageomin, 2003. *Mapa Geológico de Chile: Versión Digital*. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Publicación Geológica Digital* 4.
- Silva, N. 2008. *Caracterización y determinación del peligro sísmico en la Región Metropolitana*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 148 p.
- 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 (Unpublished), Pennsylvania State University, Department of Geosciences: 131 p.
- Stepp, J.C. 1972. *Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard*. In *Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction* 2: 897-910. Seattle, Washington.
- Stern, C.; Amini, H.; Charrier, R.; Godoy, E.; Hervé, F.; Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52.
- Suárez, G.; Comte, D. 1993. Comment on 'Seismic coupling along the Chilean subduction zone' by B.W. Tichelaar and L.R. Ruff. *Journal of Geophysical Research* 98: 15825-15828.
- Thiele, R. 1980. *Hoja Santiago, Región Metropolitana*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p., 1 mapa 1:250.000.
- Tichelaar, B.W.; Ruff, L.J. 1993. Depth of seismic coupling along the subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 98: 2017-2037.
- Thomas, H. 1958. *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín* 2: 86 p.

- Uniform Building Code, UBC. 1997. International Conference of Building Officials, Uniform Building Code, Whittier, California: 1411 p.
- Uyeda, S.; Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research* 80: 195-222.
- Villablanca, R.; Riddell, R. 1985. Evaluación del riesgo sísmico en Chile. Departamento de Ingeniería Estructural, Universidad Católica de Chile, DIE 85-4: 153 p.
- Youngs, R.R.; Chiou, S.-J.; Silva, W.J.; Humphrey, J.R. 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters* 68: 58-73.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa Geológico del Área de San Antonio-Melipilla. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 2: 19 p.
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Mapa Geológico del Área Til-Til-Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 11: 17 p.
- Welkner, P. 1964. Estudio de la sismicidad en Chile y su aplicación al cálculo antisísmico. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 67 p.
- Wessel, P.; Smith, W.H.F. 1991. Free software helps map and display data, *EOS Transcripts, American Geophysical Union* 72: p. 441.