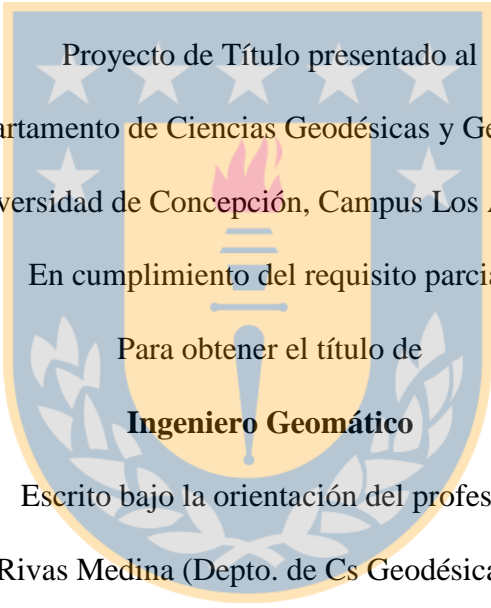


**EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA DEL CENTRO SUR DE
CHILE A PARTIR DE LA SIMULACIÓN DE UN TERREMOTO PROBABLE
MEDIANTE UN S.I.G.**

Pedro Andrés Acuña Cabezas



Proyecto de Título presentado al
Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática
Universidad de Concepción, Campus Los Ángeles
En cumplimiento del requisito parcial
Para obtener el título de
Ingeniero Geomático
Escrito bajo la orientación del profesor
Dra. Alicia Rivas Medina (Depto. de Cs Geodésicas y Geomática)

Aprobado por la comisión

M. Sc. Henry Montecino Castro (Depto. de Cs Geodésicas y Geomática)

Ing. Jaime Ravanal Poblete (Depto. de Cs Geodésicas y Geomática)

Los Ángeles

Julio, 2016

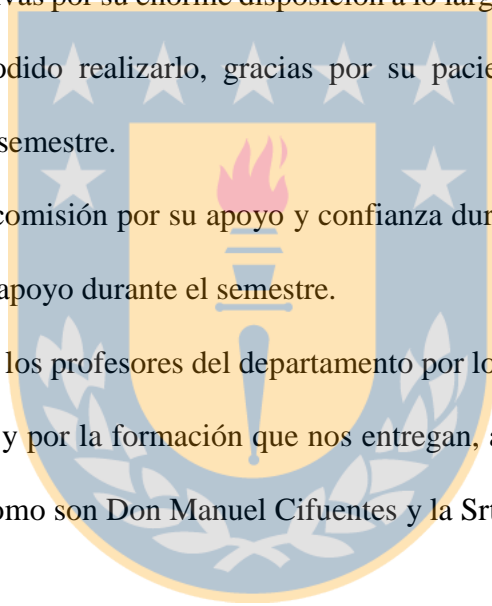
AGRADECIMIENTOS

Agradecer en primer lugar a mi madre por su sacrificio y esfuerzo para poder formarme durante todos estos años, sobre todo a los valores con los que me formó y que me hacen ser la persona que soy hoy en día. También agradecer al resto de mi familia por su apoyo constante a lo largo de estos años.

A la profesora Alicia Rivas por su enorme disposición a lo largo de este trabajo, puesto que sin ella no hubiese podido realizarlo, gracias por su paciencia, dedicación y tiempo otorgado a lo largo del semestre.

A los profesores de la comisión por su apoyo y confianza durante el trabajo y al profesor Gustavo Godoy por su apoyo durante el semestre.

Por último, agradecer a los profesores del departamento por los conocimientos entregados a lo largo de la carrera y por la formación que nos entregan, así como a las personas que trabajan junto a ellos como son Don Manuel Cifuentes y la Srta. Gabriela, muchas gracias a todos ustedes.



Índice

RESUMEN	2
1 INTRODUCCIÓN	3
1.1 Definición del problema.....	8
1.2 Descripción del área de estudio.....	10
1.3 Objetivos	13
1.3.1 Objetivo general.....	13
1.3.2 Objetivos específicos	13
2 MARCO TEÓRICO.....	14
2.1 Fenómeno	14
2.2 El riesgo y la peligrosidad sísmica.....	26
2.2.1 La estimación de la peligrosidad sísmica.....	26
2.2.2 Caracterización de las variables intervinientes en la peligrosidad.....	28
2.3 Planteamiento metodológico del estudio.....	35
2.4 Fases de trabajo diseñadas para su implementación	39
3 APLICACIÓN AL ÁREA DE ESTUDIO.....	41
3.1 Caracterización de la fuente sísmica	41
3.1.1 Información de Partida.....	41
3.1.2 Magnitud potencial	42
3.1.3 Plano de ruptura	42
3.2 Caracterización del movimiento fuerte	47
3.2.1 Pre-selección de Modelos	48
3.3 Caracterización del efecto de sitio	52
3.4 Aceleraciones predichas considerando en eFecto de sitio	55
3.4.1 Estimación de Aceleraciones por los tres modelos y diferencias	55
3.4.2 Clasificación del NEHRP 2009	63
3.4.3 Resultados. Mapas de Aceleración finales con efecto de Sitio.....	67
3.5 Espectros de respuesta.....	71
3.5.1 Selección de Ciudades	71
3.5.2 El diseño sismorresistente.....	73
3.5.3 Los espectros de diseño de la norma.....	78
3.5.4 Comparación de Espectros.....	80
CONCLUSIONES	85
REFERENCIAS.....	87
<i>Lista de Tablas.....</i>	<i>91</i>
<i>Lista de Figuras</i>	<i>92</i>

RESUMEN

En este trabajo se desarrolló un estudio de peligrosidad sísmica en términos de la aceleración pico (PGA) y varias aceleraciones espectrales en el Centro-Sur de Chile debido a un terremoto probable de subducción interfase siguiendo el método determinista.

La magnitud del terremoto se estimó a partir de la cantidad de esfuerzos que potencialmente han sido acumulados en la zona de subducción desde 1960, año en el que se registró la última liberación de energía de importancia, obteniendo que en la actualidad puede generarse un terremoto de 8.7 Mw. A partir de la magnitud y la geometría del plano de subducción se estimó un plano de ruptura en 3D a lo largo de la costa.

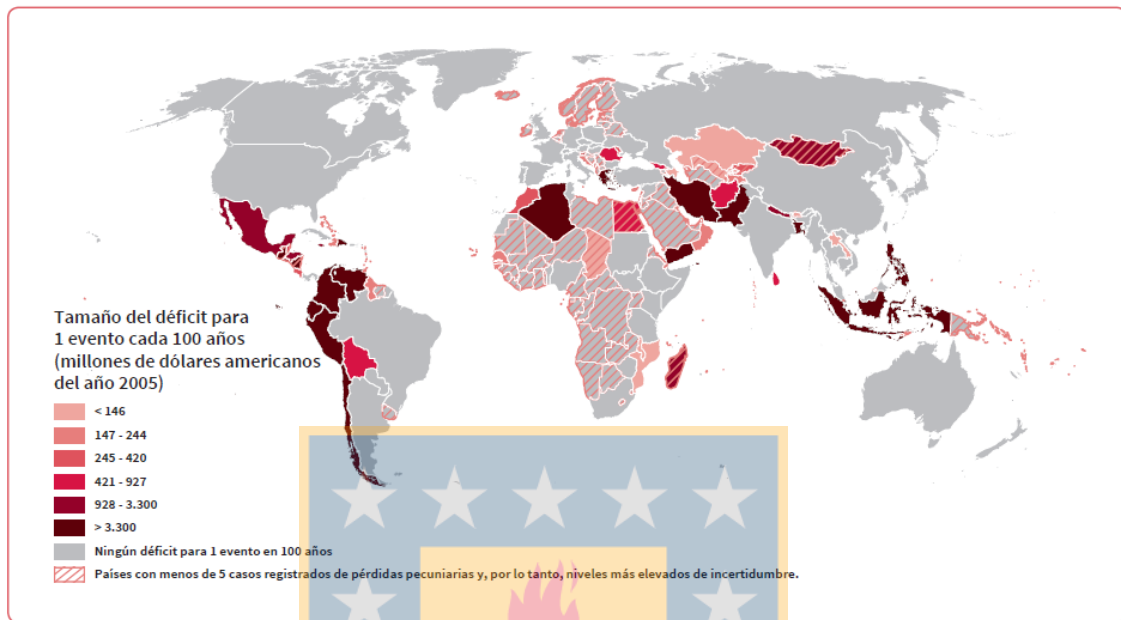
La propagación de la onda sísmica se modeló a partir de ecuaciones empíricas de predicción de movimiento fuerte desarrolladas con datos chilenos y el efecto de sitio a partir de los valores de la V_{s30} y la clasificación propuesta por el *National Earthquake Hazards Reduction Program* (NEHRP).

Como resultados se obtuvieron mapas de aceleración regional debidos al terremoto potencial y espectros de respuesta específica en 10 ciudades de la zona. Los espectros de respuesta fueron comparados con los espectros de diseño de la norma chilena de construcción. Obteniendo que en algunos casos, los espectros de diseño no cubren las aceleraciones espectrales predichas por los modelos para periodos cortos. Lo que evidencia un daño potencial en las estructuras bajas de algunas ciudades como Los Ángeles, Valdivia, Temuco y Pucón debido a un terremoto de características similares al modelado.

1 INTRODUCCIÓN

De acuerdo a lo concluido en el Informe bianual de Evaluación Global sobre la Reducción del Riesgo de Desastres en 2015 [GAR15] de Naciones Unidas (Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres UNISDR), **No se puede alcanzar un desarrollo sostenible si no se reduce el riesgo de desastres.** Este informe establece que, sólo teniendo en cuenta el marco económico, “las pérdidas anuales promedio mundiales esperadas por terremotos, tsunamis, ciclones tropicales e inundaciones fluviales se estiman actualmente en 314.000 millones de dólares americanos”. Las pérdidas anuales promedio están estimadas sobre una base de tiempo largo y pueden ser extrapolables a las pérdidas futuras anualizadas a largo plazo, por lo que cada país debería tener en cuenta una reserva económica anual que permitiera cubrir las futuras pérdidas generadas por los desastres. Que un país cuente con una buena resiliencia fiscal para gestionar las pérdidas esperadas por los desastres naturales futuros es fundamental para su desarrollo. En este sentido, son muchos los países que no aprobarían una prueba de resistencia, tal y como apunta el GAR15 (Figura 1), donde destacan por su escasa resiliencia fiscal ante estos desastres una gran parte de los países sudamericanos (costa oeste).

Figura 1: Países que enfrentan un déficit de financiamiento para 1 evento cada 100 años.

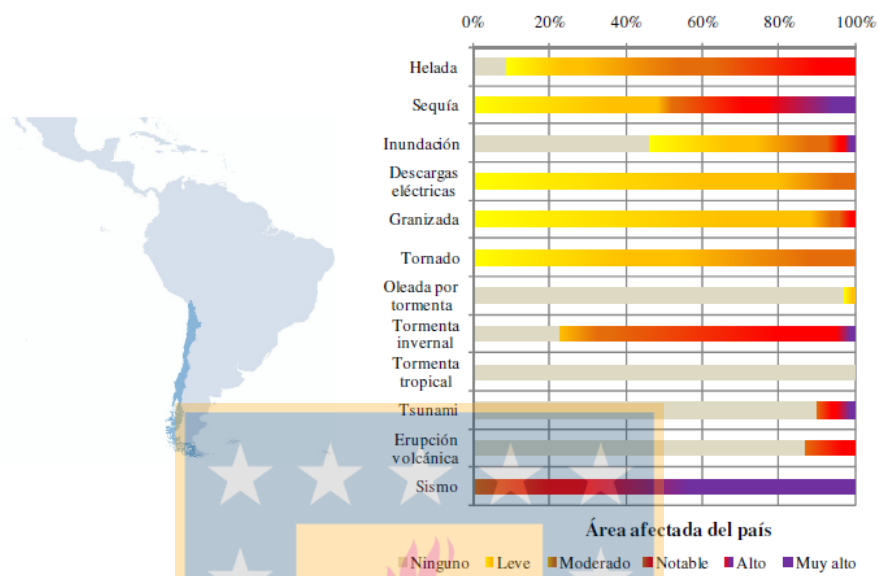


Fuente: Williges et al, 2014 (GAR15)

En cuanto a las pérdidas humanas asociadas a los riesgos naturales, los resultados que arrojan las Naciones Unidas no tienen discordancias con lo anterior, cuantificando en 600.000 el número de pérdidas humanas asociadas a los desastres naturales en el mundo en los últimos 20 años (UNISDR 2015).

Si nos centramos en los desastres naturales con mayor incidencia en Chile, a partir del informe de Indicadores de Riesgo de Desastre y de Gestión de Riesgos en Chile desarrollado por el Banco Interamericano de Desarrollo en el Programa para América Latina y el Caribe (BID, 2015), puede establecerse que, de todas las amenazas naturales a las que está expuesto el país, el riesgo asociado a los terremotos es la que afecta a una mayor parte del territorio, seguido de las sequías (Figura 2).

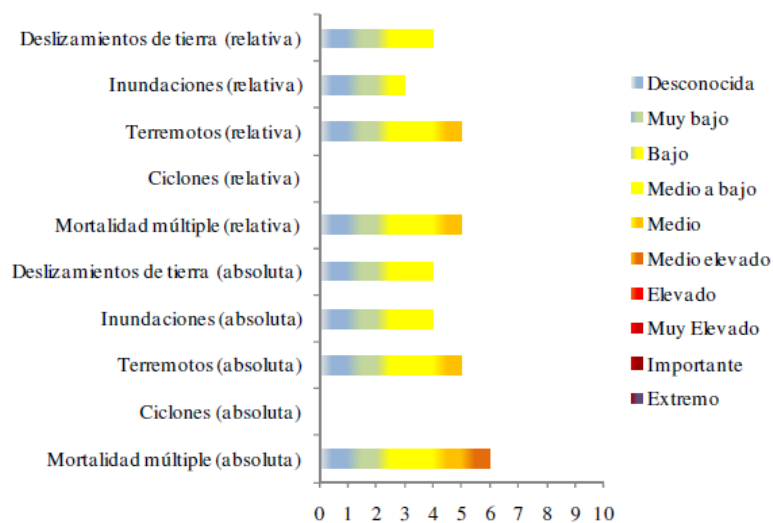
Figura 2: Porcentajes de área de influencia afectada por diferentes tipos de amenaza



Fuente: Munich Re (BID, 2015)

Resultados similares se obtienen al considerar como indicador del riesgo las víctimas mortales, siendo también el riesgo sísmico el que presenta un mayor nivel medio de mortalidad relativa (número de muertes por un millón de personas por año), seguido en este caso los de deslizamientos de tierra (Figura 3).

Figura 3: Clasificación de riesgo de mortalidad relativa y absoluta por tipo de amenaza



Fuente: EIRD, 2009 (BID, 2015)

Históricamente, los terremotos y tsunamis han sido los desastres naturales puntuales de más alto impacto desde el análisis económico (Tabla) y del número de personas afectadas en el país (Tabla 2).

Claro ejemplo de ello se vivió en 2010, donde un terremoto de magnitud estimada en 8,8 y su posterior Tsunami supuso para el país daños cuantificados en 30 mil millones de dólares, afectando a más de 2,5 millones de personas.

Tabla 1: 10 principales desastres naturales en Chile período 1900-2010 ordenados según daño económico.

N°	DESASTRE	FECHA	DAÑO EN MILLONES DE DÓLARES (US\$)
1	Terremoto y Tsunami	27-02-2010	30.000
2	Terremoto	03-03-1985	1.500
3	Terremoto	24-01-1939	920
4	Terremoto y Tsunami	22-05-1960	550
5	Terremoto	06-05-1953	500
6	Incendio Forestal	02-01-1999	280
7	Terremoto	08-07-1971	236
8	Terremoto	28-03-1965	235
9	Sequía	Enero-1991	200
10	Inundación	24-05-2002	200

Fuente: EM-DAT 2012

Tabla 2: 10 principales desastres naturales en Chile según número de afectados, período 1900-2010

N°	DESASTRE	FECHA	N° AFECTADOS
1	Terremoto y tsunami	27-02-2010	2.671.556
2	Terremoto	08-07-1971	2.348.973
3	Terremoto y tsunami	22-05-1960	2.003.000
4	Terremoto	03-03-1985	979.792
5	Inundación	Julio-1965	375.000
6	Tormenta	Julio-1984	242.345
7	Inundación	24-05-2002	221.842
8	Inundación	12-06-2000	139.667
9	Sequía	Agosto-1968	120.000
10	Inundación	17-07-1987	116.364

(Fuente: EM-DAT, ONEMI)

Para poder afrontar cualquier riesgo natural, incluido el riesgo asociado a los terremotos, los organismos gubernamentales deben desarrollar medidas de mitigación que ayuden a minimizar los efectos desastrosos que ocasionan la ocurrencia de estos fenómenos.

Estas medidas de mitigación se basan en un análisis previo del fenómeno de estudio y su impacto en los sistemas sociales y económicos que están expuestos. Concretamente, las medidas de mitigación más efectivas para el riesgo sísmico están basadas en la prevención del desastre, ya que la predicción resulta, a día de hoy, una labor de extrema dificultad.

Estas medidas de prevención se basan fundamentalmente en el desarrollo de planes de emergencia, para la gestión de potencial situación catastrófica, y la implementación de códigos sísmicos de construcción, que pretenden evitar el colapso de las estructuras durante un terremoto. En este sentido, Chile cuenta desde hace años con una normativa de construcción sísmica (actualmente la NCh 433.Of 96 Modificada en 2009, decreto N°61) de obligado cumplimiento, donde se establecen espectros de diseño (aceleración espectral en función del periodo de vibración) que deben ser incluidos en el diseño de una estructura. Para poder implementar estas medidas, antes se debe evaluar y estudiar las particularidades asociadas al fenómeno, para lo que se hace indispensable desarrollar estudios de peligrosidad y riesgo sísmico en las zonas que puedan ser afectadas por este fenómeno.

1.1 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

Atendiendo a los datos sismológicos registrados en Chile desde el pasado siglo (GUC-NEIC), las estadísticas muestran que aproximadamente, cada 10 años, se registra un megaterremoto ($M_w \geq 8,0$) que azota a alguna zona del país (Tabla y Figura 4). Comparando estas estadísticas con datos a nivel mundial, se refleja que Chile es uno de los países más sísmicos del mundo, habiendo ocurrido en su costa algunos de los terremotos más grandes registrados en el planeta, como el terremoto de Valdivia en 1960, con una magnitud estimada de 9,6; y el terremoto de Cobquecura en 2010, con una magnitud estimada de 8,8.

Tabla 3: Sismos Importantes y/o destructivos, período 1900-2014. T: Tsunami; TM: Tsunami Moderado; TD: Tsunami Destructor y mayor. (Fuente: GUC-NEIC)

FECHA	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD (M _W)	EFEECTO
16-08-1906	-33,000	-72,000	8,2	TM
04-12-1918	-26,000	-71,000	8,5	TM
10-11-1922	-28,500	-70,000	8,5	TM
21-11-1927	-44,500	-73,000	7,4	TM
01-12-1928	-35,000	-72,000	8,6	T
06-04-1943	-30,750	-72,000	8,2	T
19-04-1955	-30,000	-72,000	7,4	T
22-05-1960	-39,500	-74,500	9,5	TD
08-07-1971	-32,511	-71,207	7,8	TM
03-03-1985	-33,240	-71,850	8,0	T
05-03-1987	-24,388	-70,161	7,6	T
30-07-1995	-23,360	-70,310	8,0	T
27-02-2010	-36,290	-73,239	8,8	TD
01-04-2014	-19,572	-70,908	8,2	T

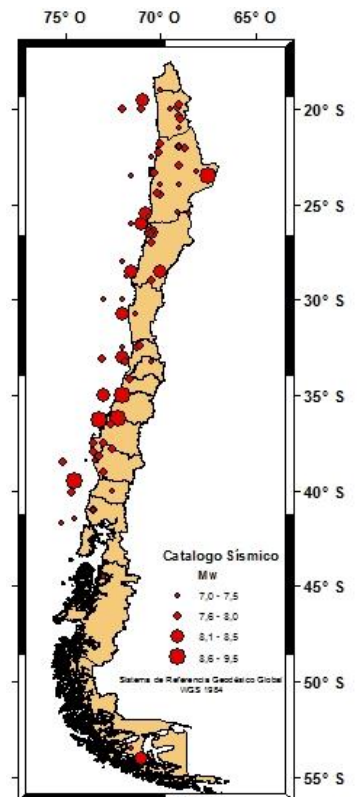
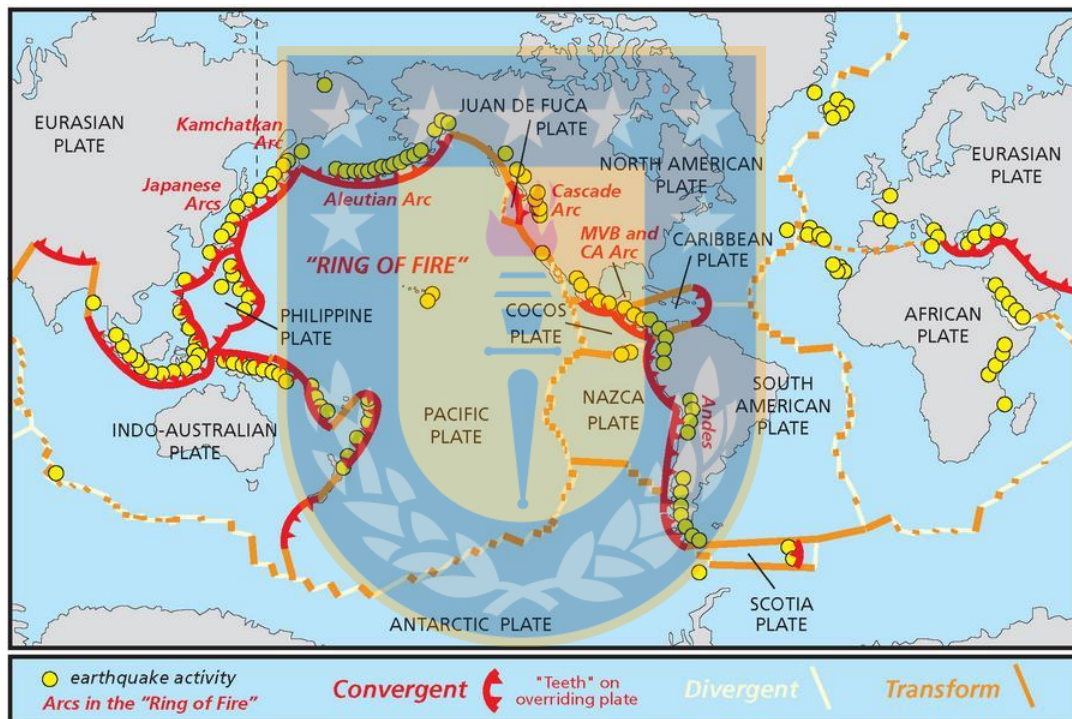


Figura 4: Sismicidad de Chile período 1900-2014 Sismos Importantes y/o Destructivos con magnitud M_w mayor o igual a 7,0 (Fuente Datos: GUC-NEIC)

Estas cifras son el reflejo de las especiales características tectónicas en las que se encuentra el país. Ya que Chile es un país costero ubicado en pleno cinturón de fuego del pacífico (Figura 5), caracterizado por su alta actividad sísmica y volcánica debido a que comprende el mayor régimen de subducción tectónica del planeta, produciéndose en dicho cinturón el 90% de todos los terremotos registrados en la Tierra.

Figura 5: Cinturón de Fuego del Pacífico (demarcado en rojo) y actividad sísmica mundial



Fuente: División de Recursos Geológicos del Servicio Nacional de Parques E.E.U.U. en modificación a un mapa base de Lillie (2005) con información extraída desde Simkin et al. (2006)

Este régimen tectónico está generado por la dinámica global del planeta, lo que representa un fenómeno prácticamente invariable a lo largo del tiempo. Esta cuestión, pone de manifiesto que la actividad sísmica pasada y presente puede reflejar la actividad sísmica que ocurrirá en el futuro, dada la recurrencia temporal de este fenómeno y, por lo tanto, la problemática futura a la que debe enfrentarse el país en los próximos años.

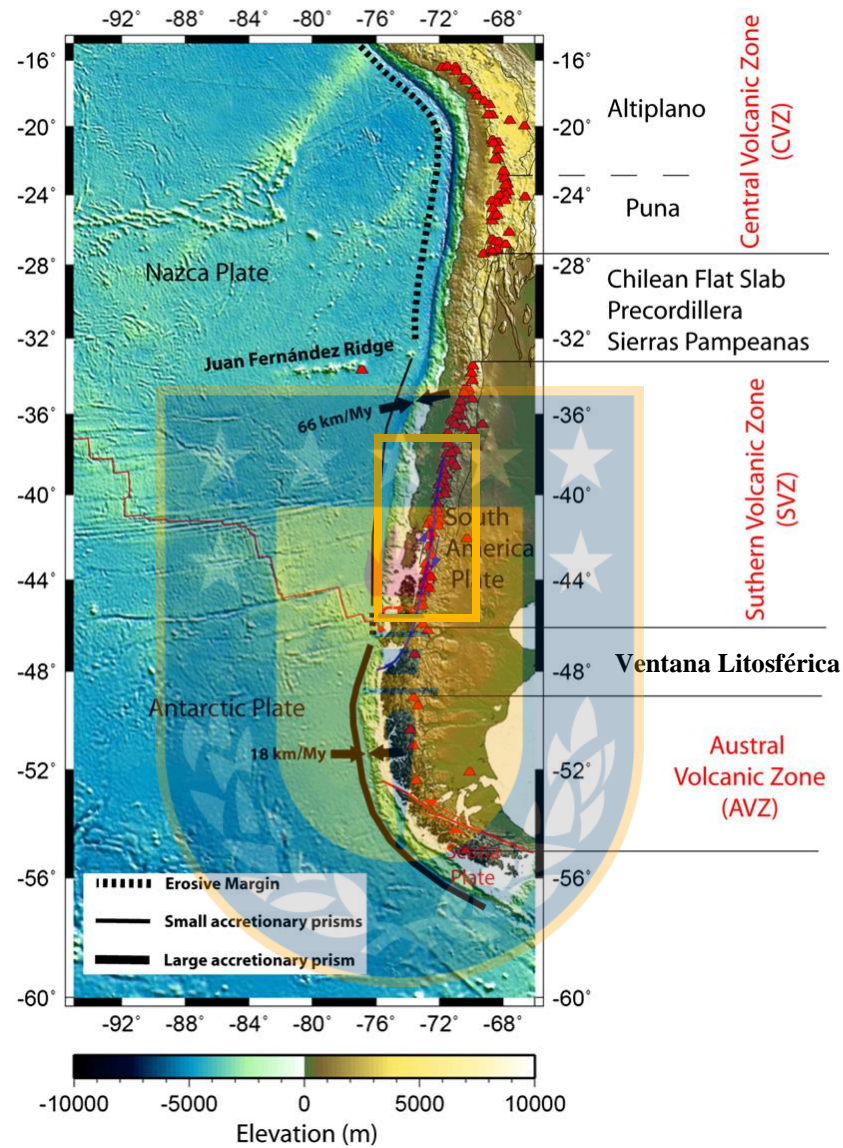
Concretamente, la problemática que se aborda en este estudio está centrada en la peligrosidad sísmica del centro-sur del país. En esta zona no se ha registrado ningún terremoto de importancia en los últimos 56 años, el último fue registrado en 1960 con una magnitud de 9,6, por lo que cabe suponer, que a lo largo de la costa centro-sur de Chile puede haberse acumulado suficiente energía como para generar un terremoto potencialmente destructor para la región.

1.2 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Como ya se ha mencionado anteriormente, Chile es parte del denominado cinturón de fuego del pacifico, más concretamente se ubica en el borde oeste de la placa Sudamericana (Figura 6).

En este borde se produce la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana generando un límite de subducción de alta velocidad (más de 66 mm/año, según Maksymowicz, 2015). Cabe destacar que, en el sur del país, se produce una convergencia entre las placas Antártica y Sudamericana, que genera también otro límite de subducción de menor velocidad que el anterior (18mm/año). Finalmente, la tectónica regional establece un último límite transformante entre la placa de Scotia y la placa Sudamericana.

Figura 6: Régimen Tectónico de Chile. El cuadro naranja marca la zona de estudio de este proyecto

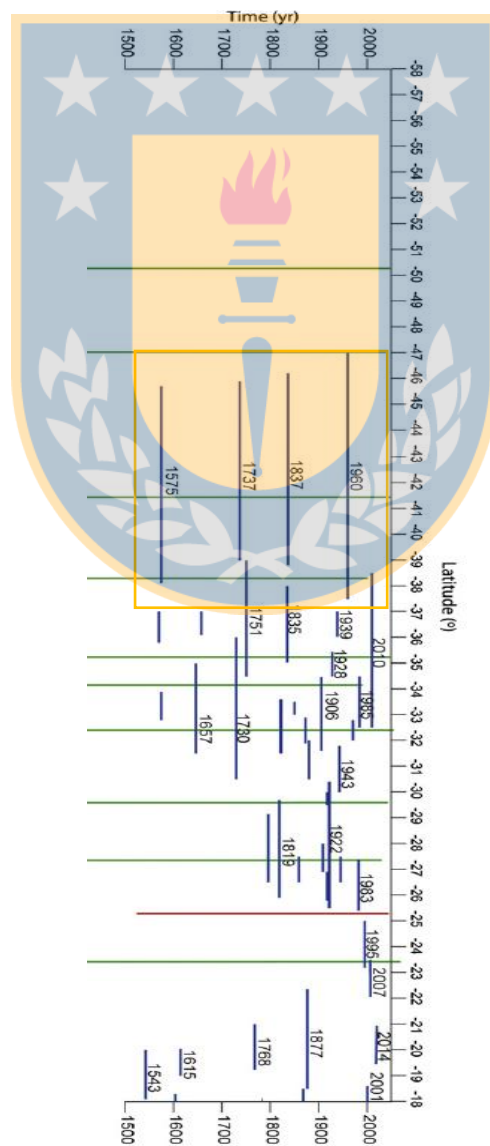


Fuente: Maksymowicz, 2015

Concretamente, la zona analizada en este estudio está delimitada entre los paralelos -37° y -47° entre el plano de ruptura del sismo de 2010 y la triple unión de placas entre Nazca, Antártica y Sudamericana. Las interacciones entre las placas anteriores producen grandes deformaciones de la corteza continental, especialmente en la interacción de la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Lo que se refleja en la alta actividad sísmica y volcánica asociadas a la convergencia de estas dos placas.

En la Figura 7 se aprecia la recurrencia y tamaño de los sismos ocurridos a lo largo del límite de Nazca y Sudamérica en los últimos 500 años, pudiendo observarse aquí que entre los paralelos de estudio (-37° y -47°), la sismicidad se caracteriza por generar grandes sismos cada aproximadamente 130 años. En los últimos 500 años han sido registrados 4 eventos de gran magnitud, en 1575, 1737, 1837 y 1960.

Figura 7: Longitud de ruptura de los grandes terremotos registrados en Chile desde hace 50 años. En el cuadro amarillo se enmarca la zona de estudio de este proyecto.



Fuente: Maksymowicz, 2015

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general

Evaluar la peligrosidad sísmica del centro-sur de Chile, en términos de aceleración del suelo, debido a un terremoto probable en la zona de subducción interfase.

1.3.2 Objetivos específicos

Caracterización de la Fuente Sísmica:

- Estudiar la acumulación de energía probable en la zona de subducción.
- Estimar la magnitud máxima que puede generarse actualmente.
- Determinar y modelar un plano de ruptura en 3D para ese terremoto.

Caracterización de la propagación de la onda y del Efecto de Sitio:

- Seleccionar las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPEs) más adecuadas para la zona de estudio.
- Estimar las aceleraciones predichas por los modelos en un emplazamiento genérico de roca.
- Cuantificar la amplificación de la onda a partir del efecto de sitio.

Resultados y Conclusiones:

- Estimar los espectros específicos de respuesta en diferentes ciudades de interés.
- Comparar dichos espectros con los espectros de diseño de la norma de construcción sísmica chilena actual.

2 MARCO TEÓRICO

2.1 FENÓMENO

Un terremoto o sismo es una liberación brusca de energía que se genera en la corteza terrestre debido a la acumulación continuada de esfuerzos asociada a grandes fuerzas tectónicas. La naturaleza semirrígida de la corteza terrestre hace que esta sea capaz de amortiguar una parte de dichos esfuerzos pero, una vez superado su coeficiente de rigidez, estos esfuerzos son liberados bruscamente en pocos segundos en las zonas más frágiles de la corteza terrestre (Rosero, 2015).

Para entender estos procesos de acumulación y liberación de esfuerzos debemos considerar la Teoría del Rebote Elástico de Reid 1910. Esta teoría considera que la generación de terremotos lleva asociada una primera fase de acumulación de esfuerzos que puede durar muchos años (dependiendo del valor de las fuerzas actuantes), posteriormente, esos esfuerzos son liberados súbitamente en pocos minutos hasta llegar a un estado de esfuerzos casi nulo, esta liberación de esfuerzos es lo que se conoce como terremoto (Figura 8).

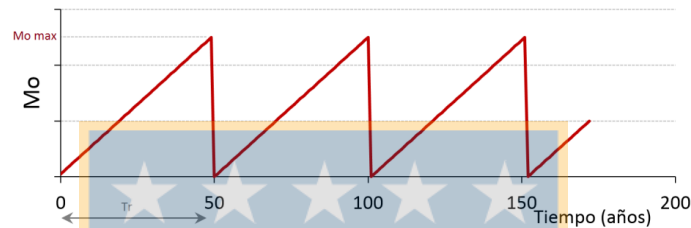
Figura 8: Ciclo de acumulación y liberación de esfuerzos. A) Reposo B) Deformación C) Relajación



Fuente: SERNAGEOMIN

Puesto que las fuerzas tectónicas siguen actuando de la misma manera, después de la ocurrencia del terremoto, se acumularán nuevamente esfuerzos hasta que éstos vuelvan a ser liberados súbitamente. Eso significa que la acumulación y liberación de energía sigue un proceso cíclico (Figura 9), pudiendo ser este estudiado y caracterizado.

Figura 9: Diagrama simplificado del proceso cíclico de acumulación y liberación de esfuerzos en el tiempo.

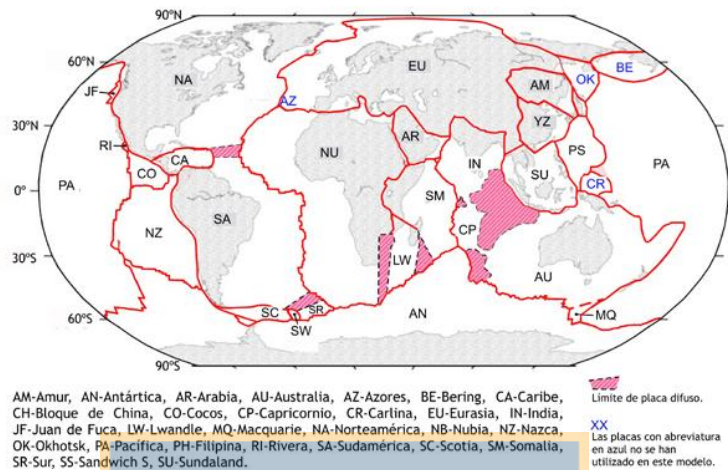


Fuente: Rivas-Medina et al. 2014.

Al tiempo transcurrido entre eventos, tiempo de acumulación de esfuerzos, se lo denomina Tiempo de Recurrencia (T_r), y la magnitud o tamaño de los terremotos que se generen dependerán de ese tiempo, del tamaño del área en el que se acumulan dichos esfuerzos y del valor de las fuerzas que los generan.

Debido a la relación que existe entre las fuerzas que generan la acumulación de esfuerzos y la tectónica del planeta, los terremotos se localizan en los límites de placas y zonas adyacentes en dichos límites, generando en algunos casos amplias zonas de amortiguamiento (Figura 10).

Figura 10: Mapa de placas litosféricas.



Fuente: Alfaro, 2013

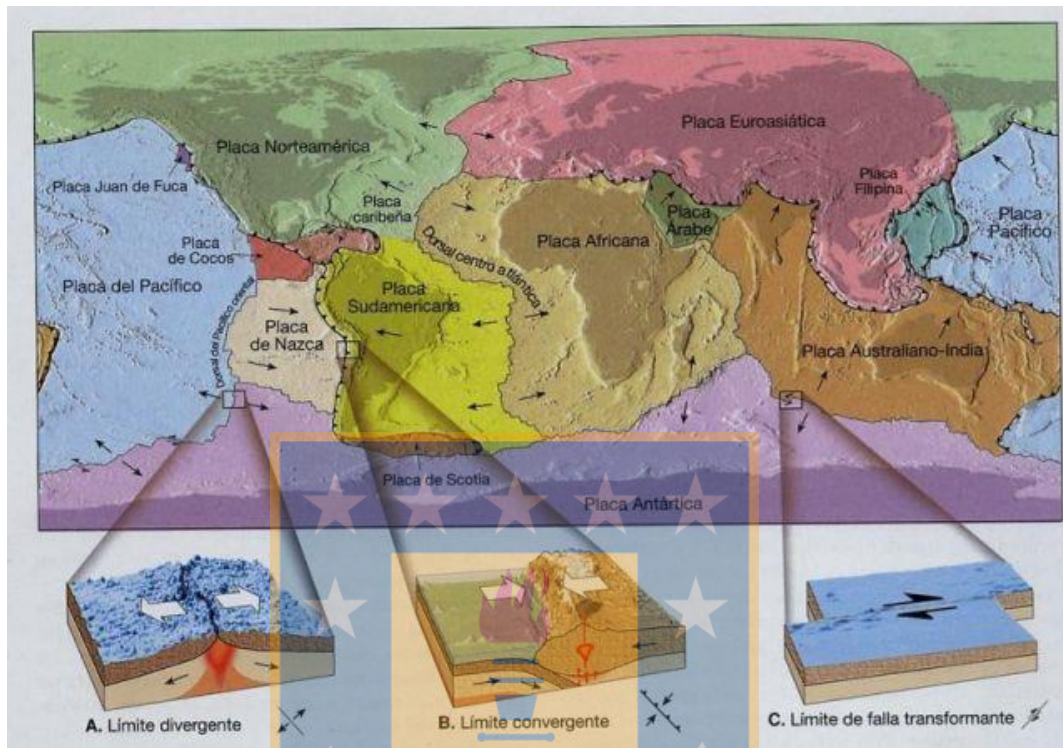
Estas grandes placas se encuentran en constante movimiento relativo debido al dinamismo del interior de la tierra asociado a las corrientes de convección que produce la energía geotérmica. Este fenómeno genera en las placas movimientos asociados a fuerzas con sentidos opuestos, en función de dichos sentidos los bordes de las placas pueden clasificarse en tres tipos:

- **Borde Divergente o constructivos**, se denominan así porque las fuerzas tectónicas en estos bordes tienen sentido divergente, generando así la separación de las placas y la ascensión del magma hasta la superficie terrestre. Este tipo de límites construyen litosfera y suelen encontrarse en mitad de los océanos, donde se crea suelo oceánico. Un ejemplo de este borde es la dorsal atlántica, que separa la placa Norteamericana y la placa Euroasiática en el hemisferio norte y la placa Sudamericana y la placa Africana en el hemisferio sur.
- **Borde Convergente o destructivos**, se denominan así porque las fuerzas tectónicas en estos bordes tienen sentido convergente, generando así el choque de

las placas tectónicas. En función del tipo de placas tectónicas que choquen (continentales u oceánicas) estos bordes actuarán de diferente modo.

- **Choque de placas Continental – Continental.** En estos casos las dos placas se pliegan entre sí, generando una gran cordillera que aumenta en altitud constantemente. En este tipo de límites no hay actividad volcánica, pero si una actividad sísmica importante. Un ejemplo de este tipo de borde es el Himalaya, donde chocan las placas Euroasiática e Indoaustraliana.
- **Choque de placas Continental-Oceánica.** En estos casos, la placa oceánica, al ser más densa, subduce con respecto a la placa continental. Este tipo de límites suele generar una gran fosa oceánica en las proximidades de la costa y una cordillera volcánica en la placa continental. Un ejemplo de este tipo de borde lo encontramos en la costa oeste de Sudamérica, cuya evidencia más clara se muestra en la cordillera volcánica de Los Andes.
- **Choque de placas Oceánica-Oceánica.** En estos casos, una de las placas oceánicas (la más densa) subduce con respecto a la otra placa. Este tipo de límites, como ocurría en el caso anterior, suele generar una gran fosa oceánica en las proximidades de la costa y una hilera de islas volcánicas en la placa oceánica que no subduce. Un ejemplo de este tipo de borde lo encontramos en Japón.
- **Borde de desgarre o transformante:** Se generan cuando el movimiento entre dos placas es paralelo y opuesto entre sí. En este tipo de bordes no se crea ni destruye litósfera, por lo que no llevan asociado actividad volcánica pero sí sísmica. Esto ocurre en la Falla de San Andrés, en California.

Figura 11: Mosaico de Placas con sus bordes.



Fuente: W.B. Hamilton, USGS

Dentro de la clasificación anterior, la naturaleza tectónica de la zona de interés en este estudio se enmarca dentro de un borde convergente entre una placa oceánica (placa de Nazca) y una placa Continental (la placa Sudamericana), lo que corresponde con un límite de subducción que lleva asociado una alta actividad sísmica y volcánica.

Los sismos tectónicos que se pueden desarrollar en esta zona tienen 3 naturalezas distintas:

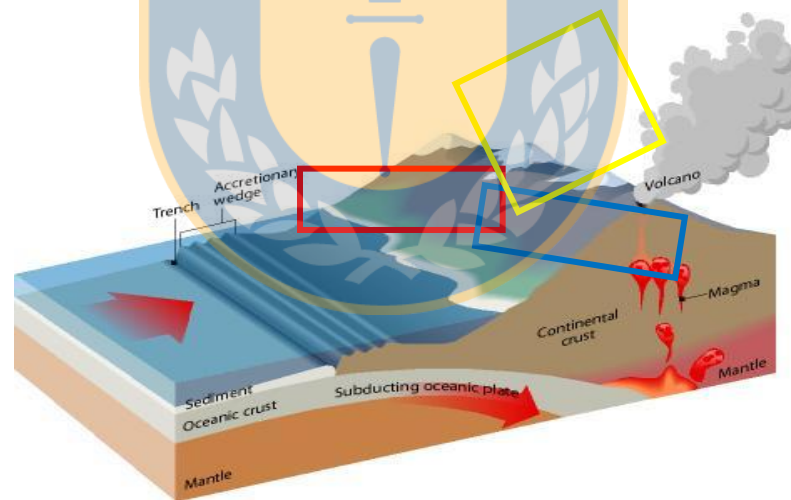
- **Sismos de subducción interfase**, que se generan en la zona más superficial de la subducción (con una profundidad máxima de entre 40 y 60 km) y que genera los terremotos de mayor magnitud registrada en el planeta acompañados en muchos casos de tsunamis.
- **Sismos de subducción intraplaca**, que se generan en la zona de subducción más profunda, los que suelen alcanzar también magnitudes grandes (aunque no tan altas

como en interfase), aun así, pese a su magnitud elevada, no suelen presentar un gran riesgo para la población, ya que su hipocentro suele estar a gran profundidad.

- **Sismos de Cortical**, que se generan en las fracturas de la corteza de la placa continental. Estos sismos, al generarse en fallas dentro de la corteza, no suelen alcanzar grandes magnitudes, pero, en contraposición de lo anterior, pueden ubicarse muy cerca de las poblaciones, lo que puede generar un gran riesgo.

En la Figura 12 se muestran las zonas sísmicas asociadas a los tres regímenes tectónicos antes enumerados de una zona de subducción.

Figura 12: Regiones tectónicas asociadas a la zona de subducción. Rojo: Interfase, Azul: Intraplaca y Amarillo: Cortical



Fuente: USGS.

En cuanto a la liberación de energía que ocurre, podemos plantear la situación en la que un objeto se rompe, éste emite un chasquido u ondas sonoras las cuales se desplazan por el aire. De igual forma, al momento de arrojar una piedra a un depósito con agua se producen ondas, en este caso con forma de pequeñas olas que se propagan desde el lugar donde cae la piedra hasta las orillas del depósito. Situación similar ocurre con los terremotos, puesto

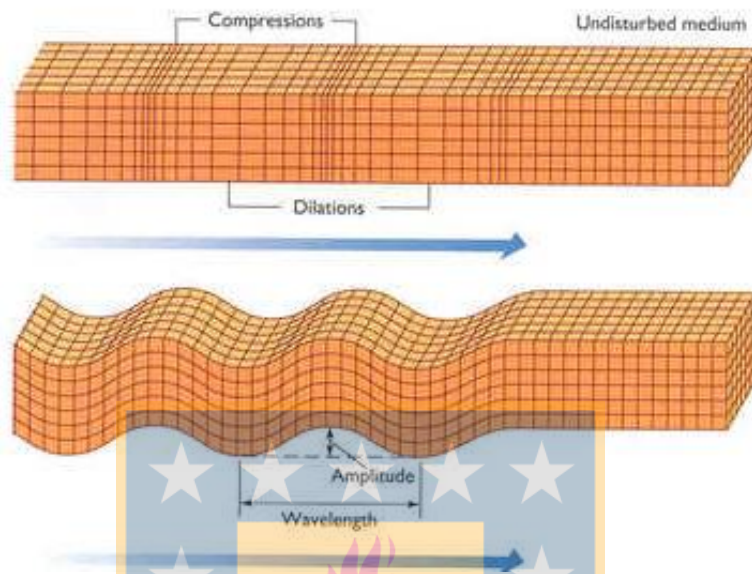
que al romperse la roca una vez que la acumulación de esfuerzos supera el coeficiente de rigidez de la corteza, se generan una perturbación que se propaga por el interior y superficie de la Tierra por medio de ondas sísmicas.

De manera elemental podemos distinguir entre dos tipos de ondas, las que se propagan por el interior de la Tierra (Figura 13) y las que se propagan por la superficie de la Tierra (Figura 14).

Dentro de las ondas que se propagan por el interior de la Tierra encontramos las llamadas onda P. Estas son las que se viajan con mayor velocidad, de aquí nace su nombre que deriva de la palabra “primarias”, puesto que son las primeras que se registran en los sismógrafos. Estas ondas presentan además la característica de que puedan propagarse por cualquier medio, sea líquido o sólido. Las ondas P generan un movimiento de empuje y tracción lo cual provoca que las partículas de roca se muevan hacia atrás y hacia adelante en su posición.

Otro tipo de ondas que se propagan por el interior de la Tierra son las denominadas ondas S. Estas ondas viajan a una menor velocidad que las ondas P, de ahí su nombre derivado de la palabra “secundarias”. Estas ondas a diferencia de las ondas P no se propagan por medios líquidos y son ondas transversales o de corte donde las partículas se mueven en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la perturbación. Usualmente estas ondas S tienen mayor amplitud que las ondas P y se sienten con más intensidad que las ondas P.

Figura 13: Ondas que se propagan por el interior de la Tierra y su comportamiento



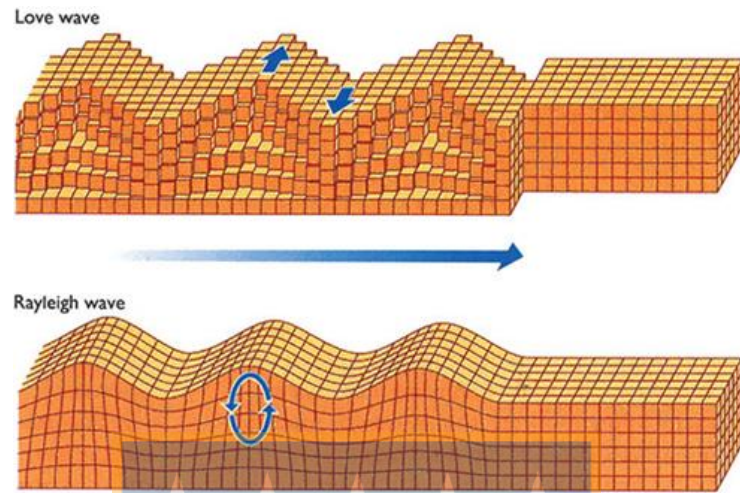
Fuente: USGS

Por otra parte, encontramos a las denominadas ondas superficiales puesto que sólo se propagan por las capas más superficiales de la Tierra. Esto hace que su amplitud decrezca con la profundidad. Acá, podemos encontrar dos tipos o modalidades de onda, denominadas ondas Rayleigh y ondas Love, nombres en honor a los científicos que demostraron teóricamente su existencia.

Las ondas Rayleigh u ondas R, se forman en la superficie de la Tierra y hacen que las partículas del medio se propaguen según una trayectoria elíptica retrograda, siendo este movimiento en el plano de propagación de la onda definiendo un movimiento que puede ser de arriba hacia abajo o de un costado a otro, definido por la misma dirección que sigue el movimiento de la onda.

Las ondas Love o ondas L, son ondas que provocan cortes horizontales en la superficie de la Tierra. Debido a esto es que son las mayores causantes de efectos durante el terremoto. Se propagan desde el epicentro. El movimiento de estas ondas es similar al de las ondas S pero con la diferencia de que sólo ocurren en el plano de la superficie terrestre.

Figura 14: Ondas superficiales Love y Rayleigh y su comportamiento



Fuente: USGS

Los sismógrafos (actualmente acelerómetros) son instrumentos capaces de registrar estas ondas en el emplazamiento en el que se encuentra dicho instrumento, pudiéndose identificar en sus señales la llegada de cada una de ellas (Figura 15).

Figura 15: Registro en un sismograma de la llegada de las ondas internas y superficiales a un emplazamiento



Fuente: Modificado de Kuský (2008) y Gates & Ritchie (2009)

En el lugar donde se encuentra el instrumento es posible registrar el desplazamiento, la velocidad o la aceleración del movimiento generado por el terremoto en función del

tiempo. De los tres parámetros anteriores, el que suele ser empleado en ingeniería sísmica es la aceleración horizontal del movimiento, medido en cm/s^2 o en unidades de g.

A partir de dichos registros, lo usual es procesar esas señales sísmicas y estimar las aceleraciones esperadas en el emplazamiento suponiendo una serie de estructuras de un grado de libertad (u osciladores simples) con diferentes periodos de vibración (T) y con igual factor de amortiguamiento (usualmente se emplea un 5% de amortiguamiento), obteniendo así espectros elásticos de respuesta.

El concepto de los espectros, tal y como indica Crisafulli and Villafañe 2002, comenzó a desarrollarse en 1920 por Kyoji Suyehiro, Director del Instituto de Investigaciones de la Universidad de Tokyo, quien ideó un instrumento de medición formado por 6 péndulos con diferentes periodos de vibración, con el objeto registrar la respuesta de los mismos ante la ocurrencia de un terremoto. En la Figura 16 se muestra un esquema de este procedimiento.

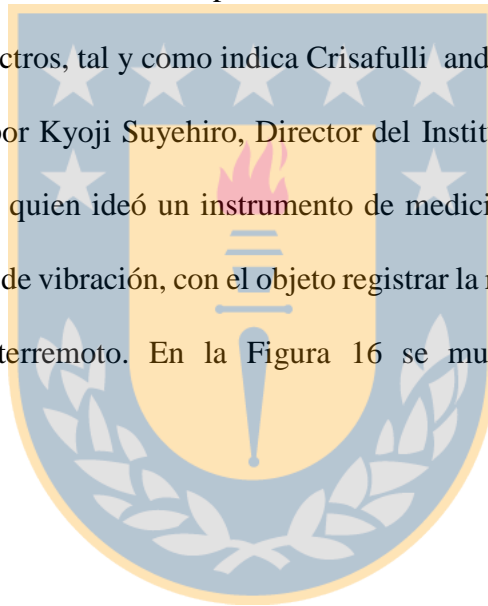
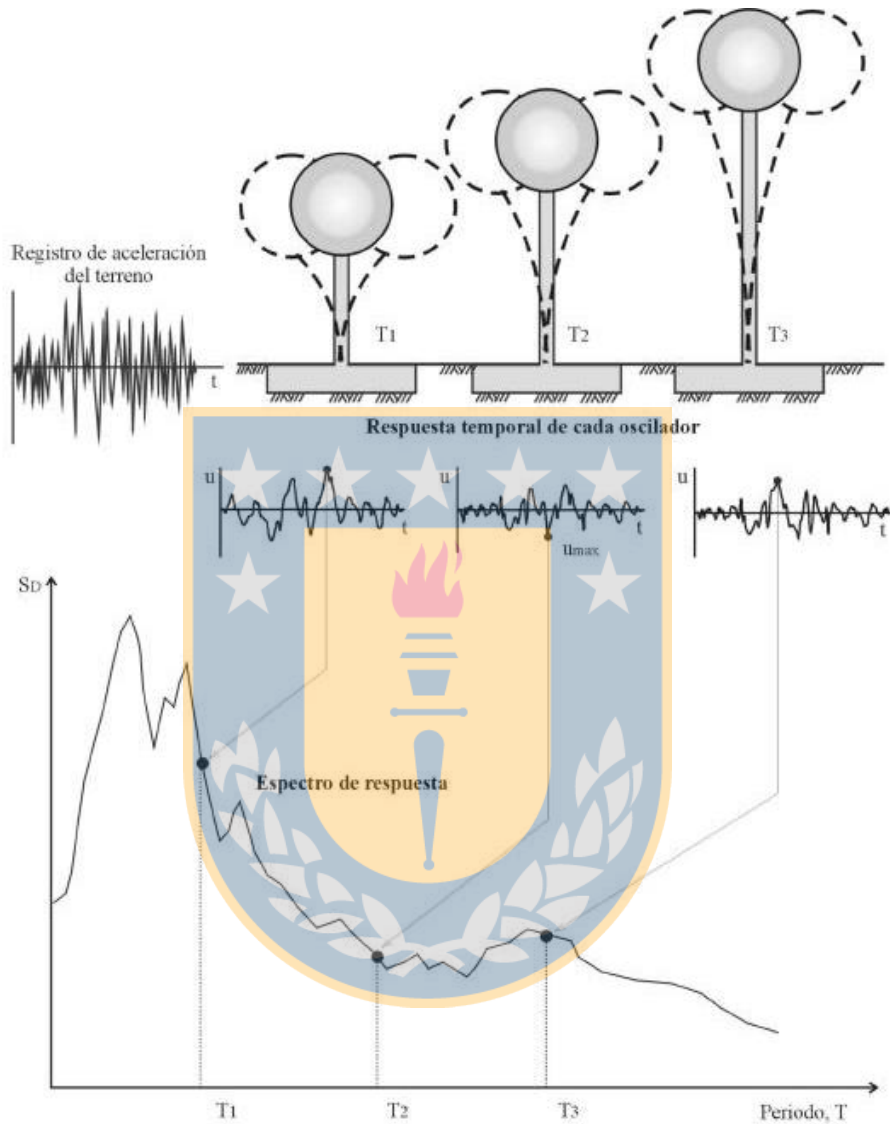


Figura 16: Esquema de obtención de un espectro de respuesta en función del periodo de vibración de la estructura a partir del registro acelerométrico.

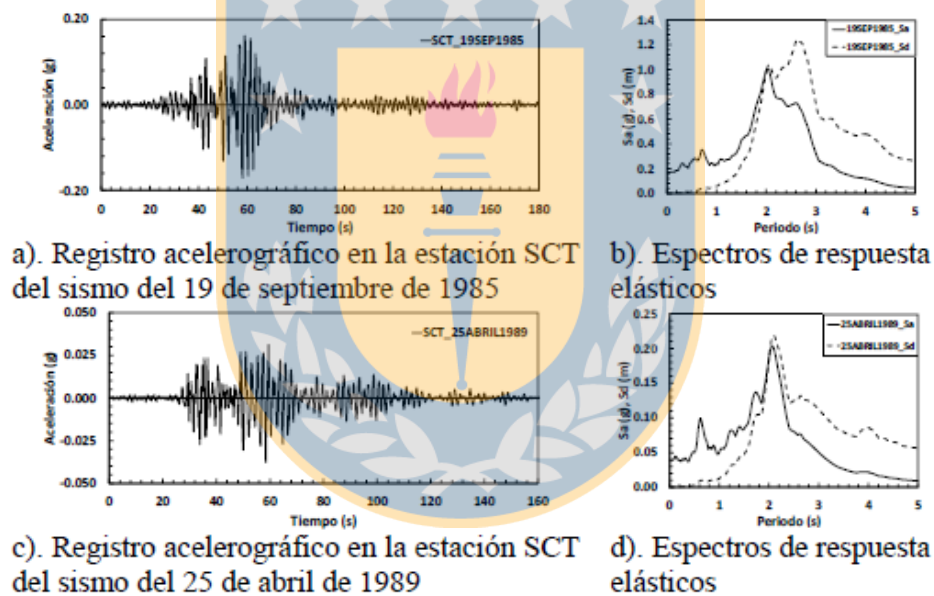


Fuente. Crisafulli and Villafañe 2002

En estos espectros a la aceleración registrada para un periodo de vibración de 0 segundos, se la denomina PGA (o aceleración pico) y equivale a la aceleración que se registraría en el suelo de la estructura. A las aceleraciones registradas para otros periodos de vibración se las denomina aceleraciones espectrales SA (T) (donde T corresponde al período) y corresponden con las aceleraciones que se registrarían a distintas alturas del edificio.

En el ejemplo mostrado en la Figura 17, puede observarse que el terremoto registrado generó las mayores aceleraciones SA (T) para un periodo de 2.0 segundos, lo que refleja que previsiblemente, los edificios que más pueden verse afectados por ese terremoto sean las edificaciones de 20 plantas (empleando la aproximación de que el aumento de 0.1 segundos en el periodo de vibración corresponde con el aumento de un piso en una estructura).

Figura 17: Registros acelerográficos y correspondientes espectros de respuesta elásticos de los niveles de diseño sísmico considerados en la estación SCT del Valle de México.



Fuente: Barradas and Ayala 2014.

Los espectros de diseño que utilizan las normativas sísmicas (como la normativa de construcción sísmica chilena - NCh433.Of96 Modificada en 2009, decreto N°61), emplean este mismo concepto para diseñar la estructura sismorresistente, por lo que es posible comparar un espectro asociado a un terremoto concreto y el espectro de diseño de una normativa.

2.2 EL RIESGO Y LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

Según la Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres, UNISDR, debemos de entender en primer lugar que el riesgo es la probabilidad de que una amenaza se convierta en desastre. De esta forma, una amenaza o una vulnerabilidad, no representan un peligro. Pero, si ambas se juntan, se convierten en un riesgo, o sea, la posibilidad de que ocurra un desastre.

$$Riesgo = Peligrosidad (o Amenaza) * Vulnerabilidad \quad [1]$$

Debe entenderse aquí la vulnerabilidad como la cuantificación de los elementos o personas expuestas ante una amenaza (exposición) y la susceptibilidad de dichos elementos o sociedad a sufrir un cierto daño.

En este estudio se considera que la amenaza para una determinada zona estará ligada a la cuantificación del movimiento que se espera para ésta. Esta cantidad de movimiento no sólo depende de las características del sismo, sino también de la propagación de las ondas sísmicas durante el trayecto entre la fuente y el área de estudio, así como las características del suelo donde se encuentran emplazadas las edificaciones.

2.2.1 La estimación de la peligrosidad sísmica

La peligrosidad o amenaza sísmica puede definirse como la probabilidad de excedencia de un cierto valor de la intensidad del movimiento del suelo producido por terremotos, en un determinado emplazamiento y durante un periodo de tiempo dado (Benito y Jiménez 2009).

La definición comúnmente más aceptada fue dada por la Organización de desastres de Naciones Unidas - *United Nations Disaster Relief Organization* (UNDRO 1980), según la cual la peligrosidad H (de *Hazard*) se representa por medio de una función de probabilidad

del parámetro indicativo de la intensidad de movimiento x , en un emplazamiento s , mediante la ecuación [2].

$$H = P[x(s) > X_0, t] \quad [2]$$

Donde P representa entonces la probabilidad de superación de un valor umbral X_0 del parámetro elegido durante un tiempo t .

La peligrosidad sísmica es una característica innata del terreno, no siendo posible evitarla o reducirla, tan solo estimarla.

Benito y Jimenez 2009, consideran que los métodos de evaluación de la peligrosidad se clasifican en dos grandes grupos, quedando definidos por los autores del siguiente modo:

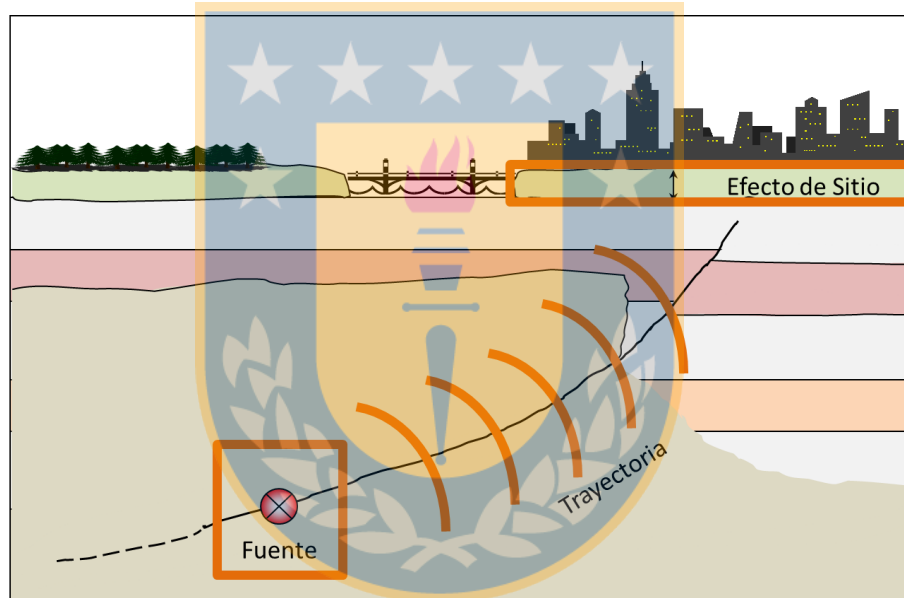
- **Métodos Deterministas.** “Asumen la hipótesis de estacionariedad de la sismicidad, considerando que los terremotos en el futuro se producirán de forma análoga a como lo hicieron en el pasado y conducen a la estimación de los límites superiores del movimiento, expresados por los valores máximos del parámetro empleado para su descripción.”
- **Métodos Probabilistas.** “Deducen las relaciones de recurrencia de los fenómenos sísmicos de una zona a partir de la información existente en la misma y con ellas obtienen las funciones de probabilidad de los parámetros buscados. Estas funciones asocian a cada valor del parámetro una probabilidad anual de excedencia, o bien un periodo de retomo, que se define como el valor inverso de esa probabilidad.”

2.2.2 Caracterización de las variables intervinientes en la peligrosidad

Tanto si se consideran métodos probabilistas como deterministas en la estimación de la peligrosidad sísmica, para poder estimar dicha peligrosidad o amenaza, antes es necesario caracterizar las variables intervinientes en esta amenaza, siendo éstas: la fuente sísmica, trayectoria o propagación de la onda sísmica y el efecto de sitio (Figura 18).

Movimiento del suelo: Fuente + Trayectoria + Efecto de sitio

Figura 18: Variables intervinientes en la estimación de la peligrosidad sísmica.



Fuente: Rosero, 2015

2.2.2.1 Caracterización de la Fuente Sísmica

En primer lugar se desarrollará una aproximación geológica de la fuente sísmica. Según lo señalado por J. Valenzuela (2007) se ha manifestado antes que la estructura que genera los terremotos es la denominada falla geológica. Esta falla la podemos entender como un plano que corta en dos a un bloque. Las zonas de subducción, deben ser entendidas como grandes zonas de fallamiento de la litósfera, con capacidad de generar terremotos de gran magnitud.

De acuerdo a la inclinación del plano y al movimiento relativo de los bloques, se establecen distintos tipos de fallamiento.

- **Fallamiento tipo normal**, cuando al moverse los bloques, estos tiendan a la separación.
- **Fallamiento tipo inverso**, cuando al moverse los bloques, estos tiendan a juntarse.
- **Fallamiento tipo desgarré** (strike-slip), cuando al moverse los bloques, éstos tiendan a desplazarse horizontalmente uno respecto del otro, el cual puede ser derecho o izquierdo, dependiendo de si el bloque que se acerca es el de la derecha o el de la izquierda, respectivamente.

De forma general, los movimientos relativos entre los bloques pueden tener una orientación cualquiera, por lo que el tipo de fallamiento es una combinación de fallamientos inversos o normales con fallamientos de desgarré, tal como se muestra en la Figura 19.

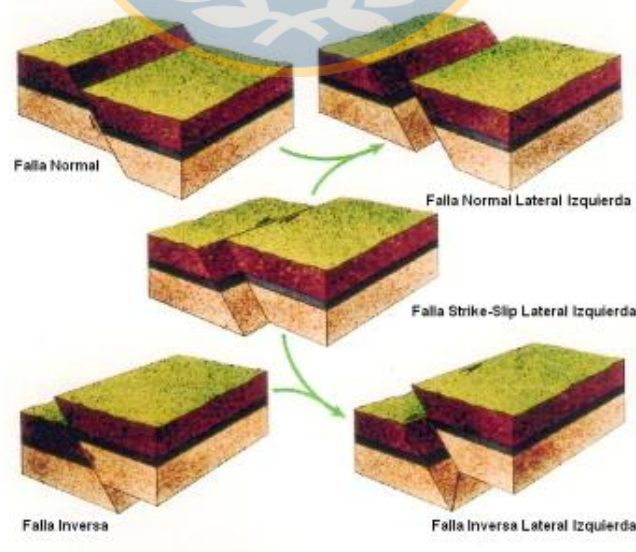
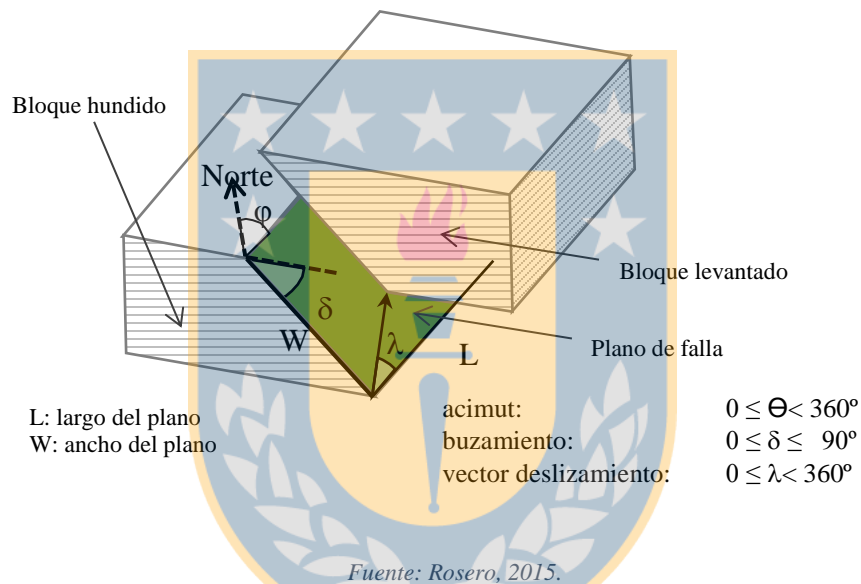


Figura 19: Tipos de Fallamientos.

Fuente: J. Valenzuela, 2007

La geometría de una falla o zona de subducción, queda definida por tres direcciones fundamentales: el acimut de la traza de la falla “strike”, que indica la orientación de la misma con respecto al norte geográfico, el buzamiento “dip”, que indica el ángulo de inclinación del plano de falla con respecto a la horizontal y la dirección del desplazamiento “rake” (Figura 20).

Figura 20: Geometría y parámetros de la falla



Debe entenderse que un terremoto es la ruptura irregular dentro del plano de falla o de subducción, por lo tanto, cuando se considera una zona de subducción como la fuente sísmica activa, se debe modelizar dicho plano de subducción como superficie contenedora del plano de ruptura, de acuerdo a los tres ángulos identificados anteriormente.

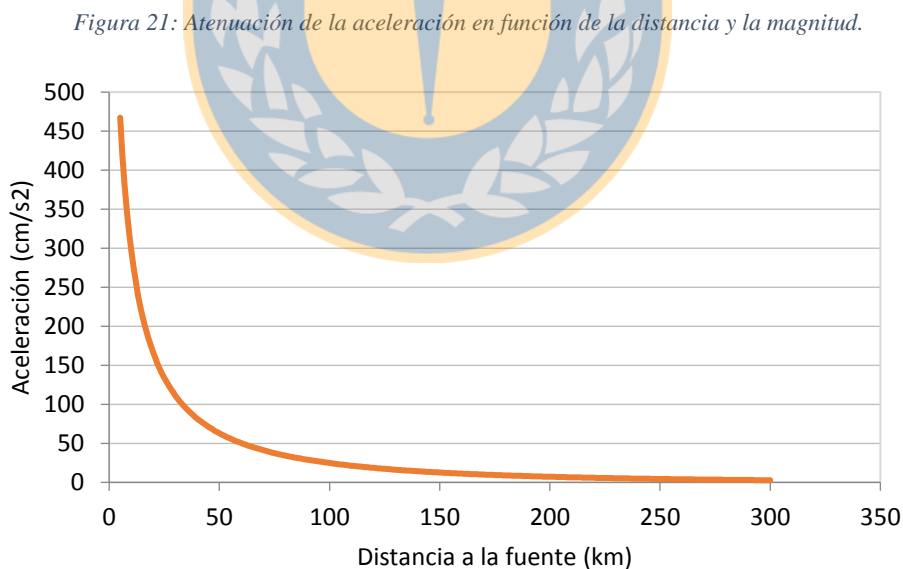
Por otra parte, otro factor esencial al momento de entender el comportamiento de una fuente sísmica es la recurrencia entre sismos o tasa de sismos. Este parámetro varía de acuerdo a la velocidad de acumulación de esfuerzos y de la capacidad de la corteza a resistir dichos esfuerzos (G. Vinueza, 2015). Eso significa que si los bloques de las fallas (en sismos de cortical) o las placas tectónicas (en sismos de subducción) tienen una alta

velocidad de deslizamiento, la acumulación de esfuerzos será alta y la tasa de sismos (número de sismos al año) será también alta.

2.2.2.2 Caracterización de la propagación de la onda

En cuanto a la trayectoria o propagación de la onda, se estudia la atenuación de ésta en el medio, desde la fuente sísmica hasta las zonas de interés. Esto se realiza mediante modelos matemáticos denominados modelos o ecuaciones de predicción de movimiento fuerte o leyes de atenuación (*Ground motion prediction equations - GMPEs*).

A través de estos modelos se puede expresar la energía liberada en un evento sísmico como la aceleración esperada para una zona de interés situada a una determinada distancia. Cabe destacar que la aceleración se atenúa al alejarnos de la fuente sísmica (Figura 21), siendo este efecto muy pronunciado en las proximidades a la fuente sísmica.



Fuente: G. Vinueza, 2015.

La onda se atenúa (disminuye su amplitud) al alejarse del foco sísmico por dos motivos, el primero por amplitud del frente de onda, al hacer más grande dicho frente, el valor puntual de la onda en cada punto va disminuyendo (atenuación geométrica) y el segundo por la

anelasticidad del medio, que absorbe parte de la energía que se propaga por el mismo, y para lo que es necesario un conocimiento detallado de la estructura que separa la fuente del emplazamiento.

Este efecto suele ser modelado en la práctica a partir de modelos empíricos, utilizando bases de datos de aceleraciones registradas por sismos reales de diferente magnitud y a distinta distancia. En este caso, lo ideal es poder desarrollar un modelo propio de cada zona de estudio con una base de datos de registros acelerométricos instrumentales. En regiones donde no se dispone de suficientes datos como para obtener un modelo con suficiente robustez, lo usual es emplear un modelo desarrollado para otra zona con afinidad tectónica y sísmica al área de estudio.

En la actualidad, la literatura científica ofrece un gran número de estos modelos empíricos, de amplia robustez, para ser aplicados en estudios de peligrosidad sísmica, destacando para las zonas de subducción los modelos de Kanno et al. (2006), Lin and Lee (2008), Youngs et al. (1997), Zhao et al. (2006), Atkinson and Macias (2009) y García et al. (2005) entre otros). La selección del modelo más idóneo para emplear en un estudio depende de las características de cada región y el régimen tectónico asociado.

Con la cantidad de modelos disponibles, es importante contar con criterios para la selección de modelos apropiados para la evaluación de la peligrosidad sísmica de una región determinada.

Otro procedimiento habitual cuando se disponen de registros acelerométricos de la zona de estudio, aunque no suficientes como para desarrollar un modelo propio, es confeccionar una base de datos con dichas aceleraciones y calibrar los modelos existentes con los registros locales. En éste sentido, algunas metodologías como las publicadas en

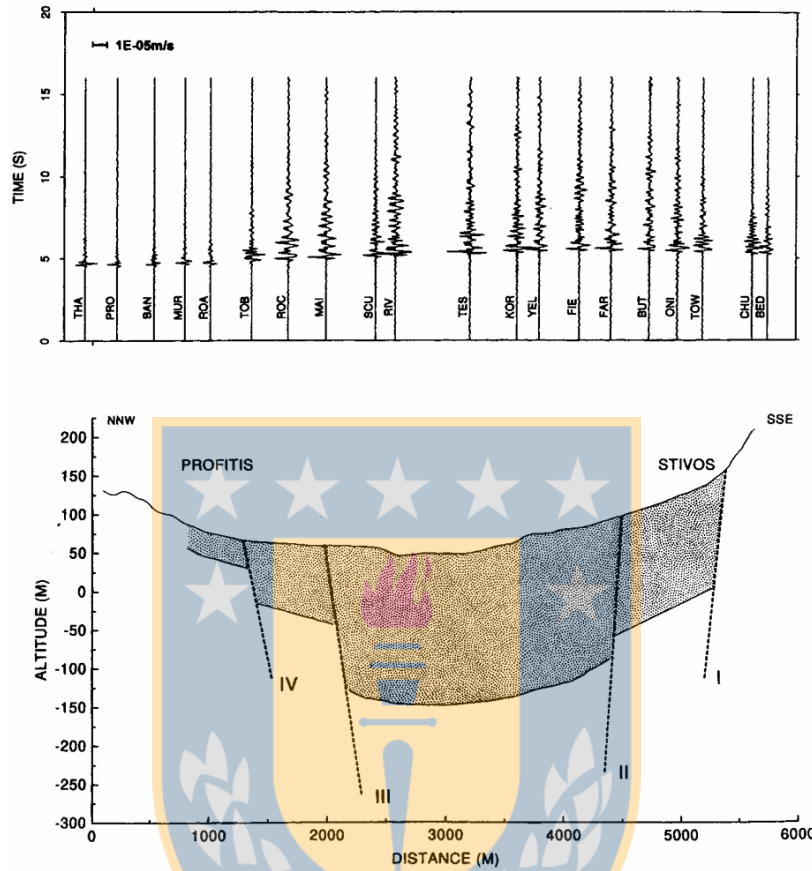
(Scherbaum et al. 2004a, 2009; Kale and Akkar 2013) ofrecen criterios de selección de modelos basadas en parámetros estadísticos que evalúan los residuos de esos modelos con los datos locales, un ejemplos de aplicación los encontramos en Stewart et al. 2013 para el proyecto GEM.

2.2.2.3 Caracterización del Efecto de Sitio

Se denomina efecto de sitio o efecto local a la modificación de la amplitud, duración y contenido frecuencial de la onda sísmica debido al tipo de suelo que hay en un emplazamiento de estudio. Esta variación en la onda dependerá de las características geotécnicas del suelo, un suelo duro (tipo roca) generará poco efecto de sitio, mientras que un suelo blando (tipo arcillas o limos) generará un mayor efecto. La estimación de este efecto es de gran relevancia sobre todo cuando tenemos zonas con grandes cuencas sedimentarias.

Este efecto ha sido documentado y cuantificado en muchos trabajos, en la Figura 22 se muestra un ejemplo de este efecto en la cuenca del Volvi (Grecia), donde se tomaron registros acelerométricos en diferentes puntos de la cuenca con diferente espesor de sedimentos.

Figura 22: Ejemplo de amplificación local.



Fuente: Extraída de EURO-SEISTEC (Jongmans et al., 1998) perteneciente a un estudio de la cuenca de Volvi.

El parámetro que suele emplearse para caracterizar la dureza o no del suelo es la V_{s30} , (Velocidad de la onda de cizalla en los 30 m primeros de suelo), cuanto más duro sea el suelo mayor será la velocidad y, viceversa, cuanto más blando sea el suelo menor será la velocidad a la que viaja dicha onda. En la Figura 23 se muestra una relación de las velocidades de la onda y una descripción del tipo de suelo del proyecto RISMUR (Benito et al., 2008)

Figura 23: Clasificación del tipo de suelo en función de las características geotécnicas y el valor de la Vs30

CLASIFICACIÓN RISMUR	DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA	DESCRIPCIÓN GEOTÉCNICA	VALOR APROXIMADO Vs (m/s)
I NULA	Rocas ígneas, basalto, andesita y diabasa, etc. Rocas metamórficas; cuarcitas Rocas sedimentarias, dolomía, Paleozoico y Jurásico.	Rocas muy duras y poco fracturadas	>1500
IIa MUY BAJA	Rocas sedimentarias y cobertura Intercalación dolomitas y calizas, filitas y areniscas, Jurásico.	Roca dura y fracturada. Intercalación de rocas muy duras y duras	1500-800
IIb BAJA	Rocas sedimentarias, calizas margosas, calizas eolíticas y calizas calcáreas, Cretácico y Terciario.	Roca dura-media muy fracturada e intercaladas	750-450
IIIa MEDIA	Rocas sedimentarias, calizas margosas, calizas eolíticas y calizas calcáreas, Cretácico y Terciario.	Roca de resistencia media muy fracturada y con abundantes intercalaciones de rocas más blandas (margas y arcillas)	450-350
IIIb MEDIA	Rocas fundamentalmente triásicas del Keuper. Arcillas abigarradas y yeso y sedimentos terciario. Areniscas turbidíticas y arcillas verdes oscuras, Conglomerados y areniscas.	Roca blanda con arcillas expansivas Suelos no cohesivos poco cementados	350-250
IV ALTA	Sedimentos cuaternarios de origen fluvial y coluviales, pie de monte, etc.	Suelos no cohesivos inestables, gravas y arenas, cantos y costras	250-180
V ALTA	Sedimentos cuaternarios de origen fluvial y coluvial, dunas sedimentos eólicos. Depósitos expansivos de margas diatomíticas.	Suelos cohesivos blandos, Arcillas, Limos y Arenas, y No Cohesivos Poco Compactos Arenas, Arenas y Conchas	180-150
VI MUY ALTA	Depósitos de playa y cauces del río, marismas, fangos, limos y limos arcillas.	Suelos muy blandos	< 150

Fuente: RISMUR, 2004.

A partir del valor de la Vs30 o una clasificación posterior que se haga del tipo de suelo, se deben asignar factores de amplificación para cada aceleración espectral.

De todas las clasificaciones y factores de amplificación propuestos en la literatura, la clasificación del *National Earthquake Hazards Reduction Program* (NEHRP 2003, NEHRP 2009) son las más utilizadas y ampliamente valoradas.

2.3 PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO DEL ESTUDIO

En este trabajo se escogió un **método determinista** para el estudio de la peligrosidad sísmica. Sobre estos métodos cabe indicar que fueron usados en los primeros estudios sobre peligrosidad sísmica. Para la aplicación de esta metodología se requiere de una gran precisión respecto de la localización de los eventos sísmicos que acontecieron en el pasado, en el caso de que no se consideren zonas o estructuras sismogénicas, y en las dimensiones

de éstas en el caso de que sí se consideren zonas o estructuras sismogénicas (Muñoz, 1989).

Según lo señalado por Rivas Medina 2014, el método determinista es el método más sencillo ya que solamente considera un terremoto específico como el causante del mayor movimiento posible en el área de estudio, lo que conlleva al abandono de la componente probabilista de la ocurrencia de terremotos con sus respectivas pautas de recurrencia. También, en este caso, habitualmente se selecciona el terremoto que potencialmente generaría el movimiento fuerte de mayor severidad en el área de estudio, siguiendo un criterio conservador. Este terremoto suele ser el de mayor magnitud, situado a la menor distancia fuente-área de estudio y que ocurre con baja frecuencia. Además, el método determinista no establece ningún nivel de probabilidad en relación a la excedencia del movimiento fuerte en el área de estudio en un periodo dado.

Por último, respecto a la metodología determinista se puede mencionar lo establecido por Muñoz (1999) en relación a que este método presenta algunos inconvenientes señalados por otros autores. Uno de estos inconvenientes es la hipótesis de partida, la cual establece que la sismicidad futura será igual a la pasada lo cual supone admitir que el mayor terremoto registrado en el catálogo de una determinada área no será sobrepasado en el futuro. Esto no tiene por qué ser cierto, aún si se conociese toda la historia sísmica del área estudiada.

Para implementar esta metodología antes se deben caracterizar las variables de la peligrosidad antes identificadas: Fuente, Propagación y Trayectoria.

La Fuente sísmica se caracteriza por medio de la definición de un plano de ruptura potencialmente probable de acuerdo a la energía acumulada en la zona de subducción interfase desde 1960. Para ello se debe tener en cuenta la tasa de deslizamiento, \dot{u} , de la placa de Nazca (mm/año), empleando una aproximación del coeficiente de rigidez μ de la corteza y el tamaño del área de acumulación A , a partir de la expresión propuesta por Brune, (1968) [3], obteniéndose la tasa de momento sísmico \dot{M}_0 acumulada anualmente en la zona y, teniendo en cuenta los años transcurridos desde el último gran evento de la zona, es posible estimar el momento sísmico actual acumulado y que podrá ser liberado en la actualidad.

$$\dot{M}_0 = \mu \cdot \dot{u} \cdot A \quad [3]$$

Por medio de la expresión de Hanks y Kanamori (1979) [4], se puede establecer una relación entre el Momento sísmico M_0 (co-sísmico) que se liberaría en ese posible terremoto y la magnitud de dicho terremoto, expresada en Magnitud momento M_w . Estimando de este modo la Magnitud momento del evento potencial.

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_0) - 10.7 \quad [4]$$

El tamaño del plano de ruptura está relacionado con la magnitud del evento potencial existiendo modelos empíricos en la literatura científica que relacionan ambos parámetros, como Wells y Coppersmith (1994); Stirling et al. (2002), Leonard (2010), Strasser (2010) y Blaser (2010) entre otras, alguno de estas relaciones pueden ser empleadas para definir el tamaño de dicho plano.

Finalmente, queda ubicar geográficamente el plano, esto puede hacer teniendo en cuenta la geometría del plano de subducción en la zona de estudio para profundidades inferiores

a 40-60 km (zona de interfase). Concretamente, en Sudamérica puede emplearse el modelo propuesto por Hayes et al, 2012.

La propagación de la onda, en este caso, donde no hay grandes bases de datos de registros acelerométricos, se puede estudiar a partir de los modelos empíricos de movimiento fuerte (GMPEs) desarrollados en la literatura en regiones próximas o afines tectónicamente a la zona de estudio de este proyecto.

Concretamente, en Chile se han definido algunos GMPEs en términos de aceleración en los últimos años, como Ruiz and Saragoni 2005, Contreras and Boroschek 2012 o Haendel et al. 2015, este último con una base de datos de 1094 registros horizontales. También cabe señalar el análisis de GMPEs para la zona centro-sur de subducción chilena de Bastías et al. 2015 empleando datos locales, donde se calibraron diferentes modelos de la literatura y estableciendo el modelo de Zhao et al. (2006); era un buen modelo de aproximación para los cortos periodos del espectro, no así para periodos largos.

A partir de un análisis de los trabajos anteriores pueden seleccionarse los modelos más idóneos y utilizarlos dentro de un SIG para obtener las aceleraciones esperadas en el territorio chileno en función de la distancia de cualquier emplazamiento al plano de ruptura (distancia 3D) y la magnitud del evento.

El efecto de sitio puede ser incorporado por medio de la clasificación de suelos en función de la Vs30 que propone la USGS para el centro-sur de Chile, a partir de dicha clasificación es posible asignar los factores de amplificación que propone el NEHRP, 2009 para diferentes aceleraciones espectrales en función del valor esperado en la aceleración en suelo firme. Las aceleraciones considerando el tipo de suelo que hay debajo de las

estructuras pueden obtenerse multiplicando dicho factor de amplificación con las aceleraciones predichas por los modelos seleccionados.

Finalmente, al haber estimado las aceleraciones esperadas en tierra firme por medio de **espectros específicos de respuesta** asociadas a un evento probable, estos espectros pueden ser comparados con los espectros de diseño que propone la Normativa de construcción chilena actual, valorando así la resistencia potencial de las estructuras de la región.

2.4 FASES DE TRABAJO DISEÑADAS PARA SU IMPLEMENTACIÓN

De acuerdo a lo expuesto en el apartado anterior, en este estudio se ha desarrollado una estimación de la peligrosidad sísmica y térmica de aceleración esperada en el suelo siguiendo la metodología determinista, para lo que se debe estimar las tres variables que intervienen en dicha aceleración: fuente, propagación de la onda y efecto de sitio.

En la Figura 24 se muestra el esquema metodológico completo que se plantea en este estudio.

Figura 24: Fases de trabajo diseñadas para implementar el estudio. En rojo claro, las fases desarrolladas con el SIG, en rojo oscuro los resultados parciales obtenidos (hitos del trabajo).



3 APLICACIÓN AL ÁREA DE ESTUDIO

En este apartado se muestra la aplicación de la metodología determinista antes descrita al Centro-Sur de Chile. Se detallan los datos de entrada, los procesos ejecutados y los resultados obtenidos.

3.1 CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA

El objetivo de esta fase, dada la naturaleza determinista del estudio, es modelar el terremoto potencial que puede suceder en la costa (subducción interfase) de acuerdo a la energía acumulada desde 1960 hasta ahora.

3.1.1 Información de Partida

A continuación se listan los datos de partida utilizados en esta fase:

- Tasa de deslizamiento de la falla (Maksymowicz, 2015). Para estimar la acumulación de esfuerzos.
- Relaciones Magnitud – Plano de ruptura (Strasser et al. 2010). Para estimar el tamaño del potencial plano de ruptura que puede generarse.
- Plano de ruptura del sismo de 2010 (USGS). Para delimitar la zona de subducción en la que aún no se ha liberado energía importante desde 1960.
- Geometría del plano de subducción (Hayes et al. 2012). Para modelar la geometría del plano de ruptura.

3.1.2 Magnitud potencial

Suponiendo que en todo el plano de subducción se está acumulando energía uniformemente y empleando la expresión de Brune (1968) [5], se estimó la tasa de momento sísmico que se acumula en la zona anualmente a partir de la tasa de deslizamiento de 66 mm/año (Maksymowicz, 2015), el coeficiente de rigidez de la corteza expresado en dinas ($3E+15$ dyn) y el tamaño de la zona de subducción ($1,05E+11$ m²), obteniendo una tasa de acumulación de energía $\dot{M}_o = 2,04E+27$ dyn·cm/año.

$$\dot{M}_o = \mu \cdot \dot{u} \cdot A \quad [5]$$

Teniendo en cuenta que la última liberación de energía importante en la zona ocurrió hace 56 años (en 1960), se estimó la energía que se ha debido acumular hasta la fecha ($M_o = \dot{M}_o \cdot \text{años}$), obteniendo un total de $M_o = 1,14E+29$ dyn·cm, por lo que puede suponerse que en la actualidad puede ser liberada esa energía.

Por medio de la expresión propuesta por Hanks and Kanamori (1979) [6], se puede establecer una relación entre la Magnitud (M_w) de un terremoto y la energía liberada.

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_o) - 10,7 \quad [6]$$

Por lo tanto, a día de hoy, los resultados reflejan que puede generarse en el centro-sur de Chile un sismo de magnitud aproximada de **8.7 M_w** .

3.1.3 Plano de ruptura

Una vez establecida la magnitud del evento potencial, el siguiente paso es determinar el tamaño del plano de ruptura y su localización.

3.1.3.1 Tamaño del plano

Para ello, como se indicó en el apartado metodológico, hay varias relaciones empíricas propuestas en la literatura, de todas ellas, la propuesta por Strasser et al. (2010) es la que mejor se ajuste a este caso, ya que fue desarrollada con 95 eventos de subducción interfase con magnitudes desde los 6,3 a los 9,4 Mw, lo que la hace especialmente apta para ser empleada en grandes terremotos de subducción interfase, como es el caso que nos ocupa.

Los autores establecen dos relaciones para estimar el área (A) [7] y la longitud (L) [8] del plano de ruptura, permitiendo de este modo estimar el ancho (W).

$$M_w = 4,441 + 0,846 \log_{10}(A) \quad [7]$$

$$M_w = 4,868 + 1,392 \log_{10}(L) \quad [8]$$

En la Tabla se muestran las dimensiones del plano de ruptura.

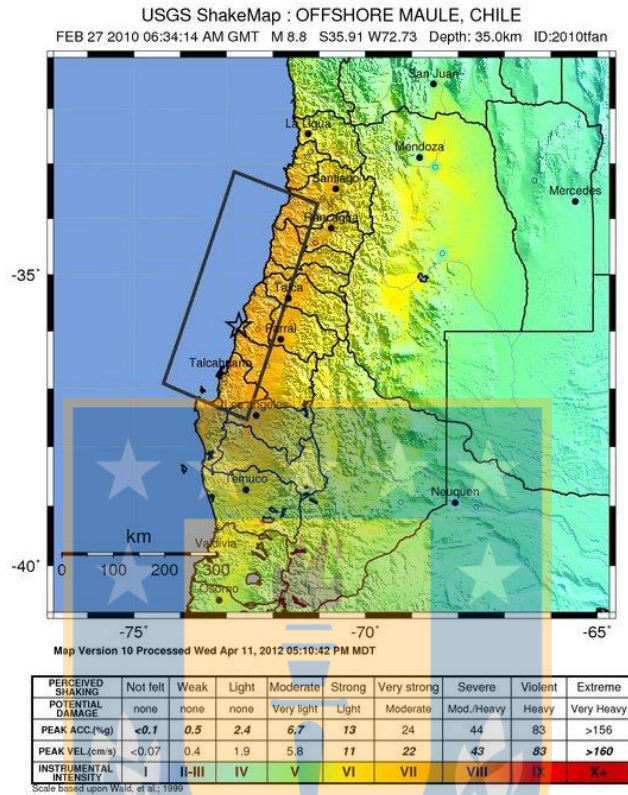
Tabla 4: Dimensiones del plano de ruptura estimadas para el terremoto potencial a partir de las relaciones propuestas por Strasser et al. (2010).

	VALOR
A	108.213 km ²
L	566 km
W	191 km

3.1.3.2 Modelo 3D del Plano

La posición geográfica del plano de ruptura vendrá definida por la posición del plano que rompió en el terremoto de Cobquecura de 2010. El sismo de 2010 generó una liberación de esfuerzos hasta la ciudad de Concepción (Figura 25), por lo que a partir de dicha ciudad, la zona de subducción no ha liberado esfuerzos. El plano de ruptura de este estudio se ha ubicado justo debajo del plano anterior.

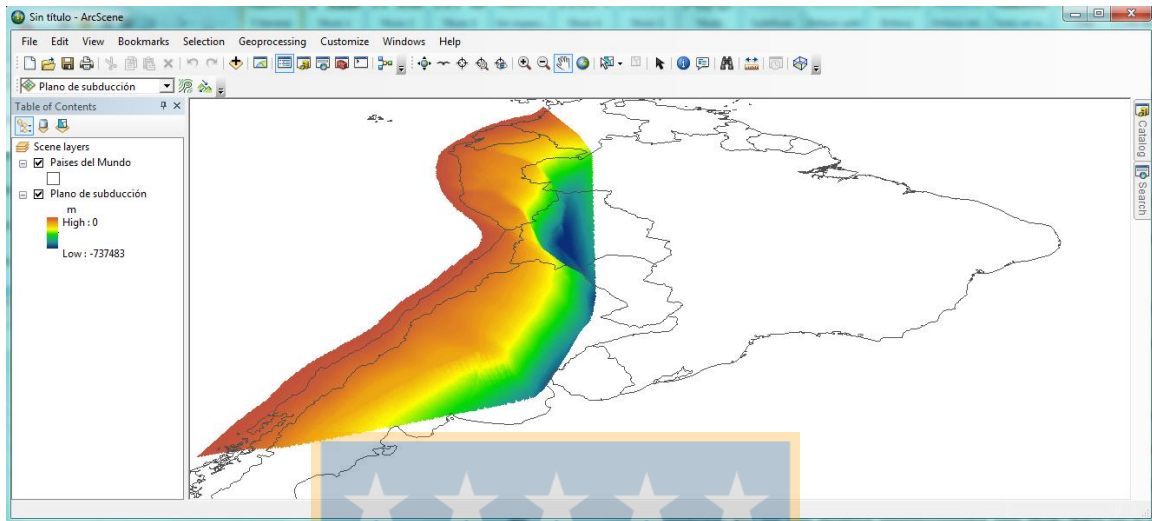
Figura 25: Plano de falla terremoto 2010.



Fuente: USGS.

A su vez, la geometría del plano de ruptura (profundidad, acimut y buzamiento) fue estimada a partir de la geometría del plano de subducción propuesto por Hayes et al, 2012 (Figura 26). Este modelo de subducción se basa en un ajuste no lineal probabilística a los datos de un catálogo que consta de varios conjuntos independientes de datos - catálogos terremoto histórico, con las soluciones de Global Centro idMomento Tensor (CMT), perfiles sísmicos activos, límites de placas globales, la batimetría e información acerca del grosor de sedimentos.

Figura 26: Imagen del plano de subducción propuesto por Hayes et al, 2012 en la zona de estudio.

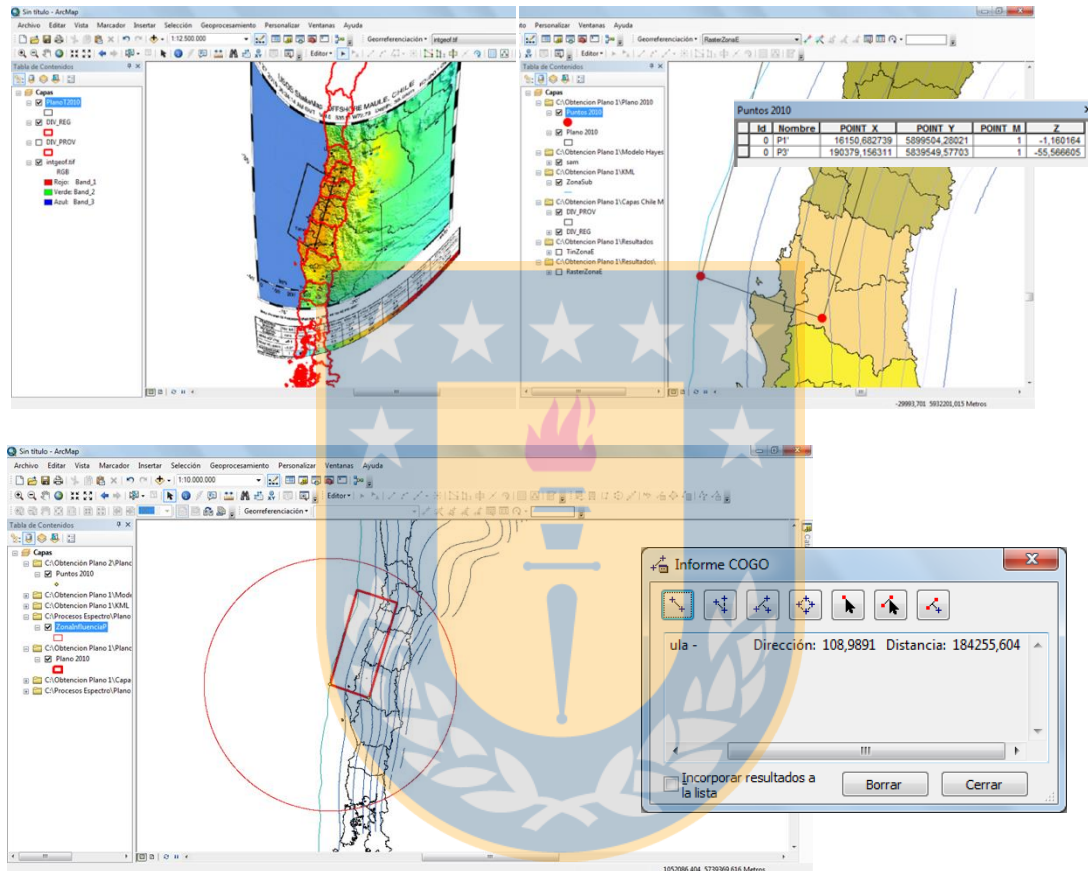


A partir de estos dos datos de partida, y empleando un SIG, es posible estimar la posición del nuevo plano de ruptura. Los pasos seguidos fueron los siguientes:

- Paso 1. Georreferenciación del mapa mostrado en la Figura 25.
- Paso 2. Estimación de las coordenadas de los puntos que fijan el extremo sur del plano de ruptura de 2010.
- Paso 3. Estimación de la profundidad y buzamiento del plano de subducción en esa zona del plano de subducción.
- Paso 4. Extracción de las coordenadas de los cuatro puntos del nuevo plano de subducción a partir de las coordenadas de esos puntos, los datos obtenidos en el paso anterior y la longitud y ancho del nuevo plano de ruptura.

En la Figura 27 se muestran algunas imágenes de los pasos anteriores.

Figura 27: Imágenes de los procesos desarrollados para obtener las coordenadas del plano de ruptura con ArcGIS.



3.1.4 Resultados

Como resultado de esta fase se obtuvo el plano de ruptura potencial que se generaría en un terremoto de magnitud 8,7, este plano tiene un acimut de $18,98^\circ$ y un buzamiento de $17,42^\circ$.

En la Figura 28 y Tabla se muestran las coordenadas y localización de dicho plano.

Figura 28: Plano de ruptura modelado para el terremoto

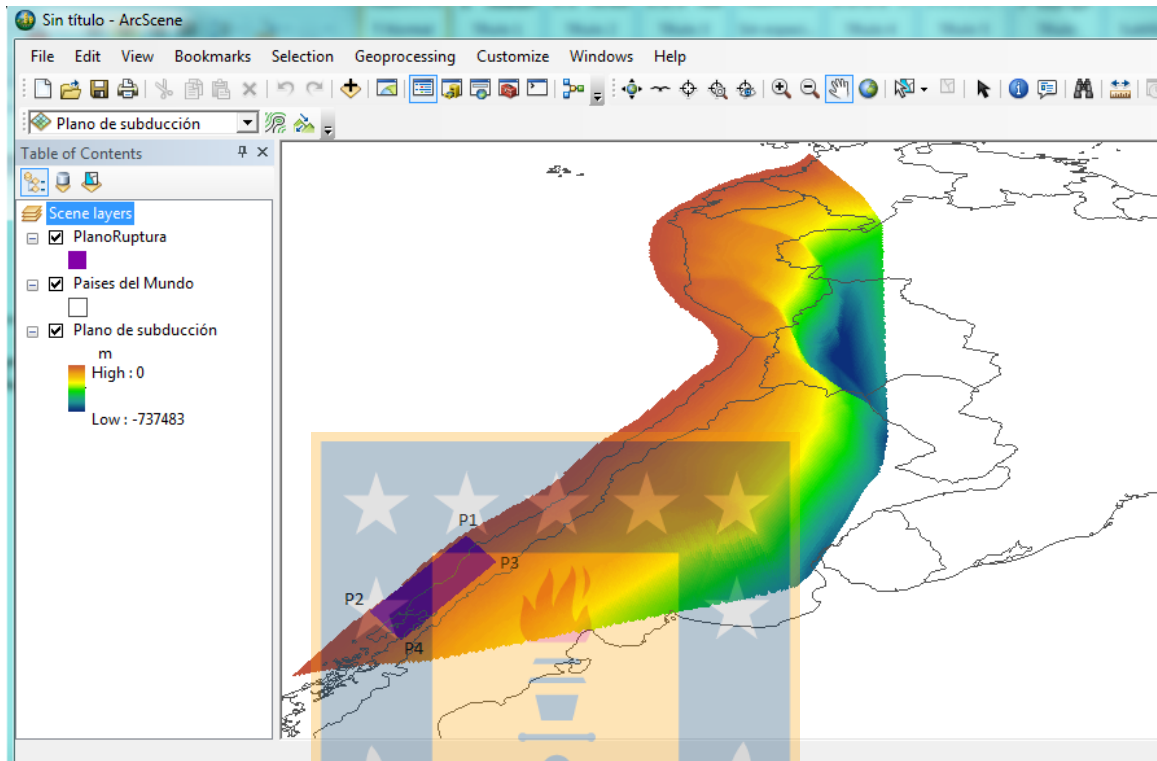


Tabla 5: Coordenadas del plano de ruptura modelado en metros. WGS84, UTM 19S

	X	Y	Z
P1	16.150	5.899.504	0
P2	-30.377	5.335.420	0
P3	188.466	5.840.207	-58.364
P4	141.938	5.276.123	-57.204

3.2 CARACTERIZACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE

Una vez definida la fuente sísmica, el siguiente paso es caracterizar la propagación o atenuación de la onda sísmica desde dicho plano a cualquier punto de la región. Esto, como ya se indicó en el apartado metodológico, se ha llevado a cabo por medio de ecuaciones empíricas propuestas en la literatura. En estos casos lo habitual es contrastar los modelos

que hay en la literatura con registros acelerométricos de la región (Opción A) o emplear modelos desarrollados con datos de la propia región (Opción B).

Con respecto a la Opción A, Bastías et al. 2015, desarrolló un análisis de este tipo con 988 registros acelerométricos de 246 terremotos ocurridos en Chile y sus proximidades, en este trabajo se chequearon los modelos de Abrahamson et al. 2015, Ruiz and Saragoni 2005, Atkinson and Boore 2003, Boroscheck and Contreras 2012 y Zhao et al. 2006, todos ellos adecuados para ser empleados en sismos de subducción interfase. El calibrado de los modelos se hizo con la metodología propuesta por Scherbaum et al. 2009. Los resultados del estudio establecen que ningún modelo se ajusta de forma óptima a los registros, no obstante, el modelo de Zhao et al, 2006 si presenta un buen ajuste para los registros acelerométricos de corto periodo, no siendo así para los de largos periodos.

Con respecto a la Opción B, en los últimos años han sido dos modelos los que se han desarrollado en términos de aceleración con datos Chilenos, Contreras and Boroschek (2012) y Haendel et al. (2014), por lo que fueron dos modelos tenidos en cuenta.

3.2.1 Pre-selección de Modelos

De acuerdo a lo anterior, finalmente se preseleccionaron tres modelos para desarrollar las estimaciones de aceleración, estos son: Zhao et al, 2006 [Z06], Contreras and Boroschek (2012) [CB12] y Haendel et al. (2014) [H14].

Z06

Este modelo fue desarrollado a partir de 269 terremotos y 4.518 registros obtenidos en Japón. Dentro de sus limitaciones, se encuentra el rango de magnitudes de aplicabilidad del modelo, de 5,0 a 8,3 Mw, lo que a priori no cubre las necesidades de este estudio completamente.

$$\ln Y = aMw + bx - \ln r + e(h - hc)\delta h + Fr + Si + Ss + Ssl \ln x + Ck + \sigma \quad [9]$$

$$r = x + c^{dMw} \quad [10]$$

Donde, Y corresponde con la aceleración estimada, expresada en cm/s^2 , Mw es la magnitud momento, x es la distancia del emplazamiento al plano de ruptura, h es la profundidad del plano de ruptura, hc es una profundidad fija del modelo, estimada en 15 km, δh toma el valor de 0 si $h < hc$ y 1 al contrario, Fr es una contante que debe introducirse para sismos de cortical y mecanismo inverso, Si para sismos de subducción interfase, Ss y Ssl para sismos de subducción superficial, Ck es un parámetro referente al tipo de suelo, a , b , c , d y e son coeficientes de ajuste del modelo y σ es la desviación estándar de la aceleración. En la Tabla se muestran los coeficientes ajustados en el modelo para PGA y SA de perdidos entre 0.05s y 5.00 segundos.

Tabla 6: Coeficientes ajustados en el modelo Z06. Fuente: Zhao et al. 2006

Coefficients for Source and Path Terms of the Models in the Present Study									
Period (sec)	a	b	c	d	e	S_g	S_i	S_s	S_{sl}
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.080	0.01412	0.251	0.000	2.607	-0.528
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.060	0.01463	0.251	0.000	2.764	-0.551
0.10	1.118	-0.00787	0.0090	1.083	0.01423	0.240	0.000	2.156	-0.420
0.15	1.134	-0.00722	0.0100	1.053	0.01509	0.251	0.000	2.161	-0.431
0.20	1.147	-0.00659	0.0120	1.014	0.01462	0.260	0.000	1.901	-0.372
0.25	1.149	-0.00590	0.0140	0.966	0.01459	0.269	0.000	1.814	-0.360
0.30	1.163	-0.00520	0.0150	0.934	0.01458	0.259	0.000	2.181	-0.450
0.40	1.200	-0.00422	0.0100	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506
0.50	1.250	-0.00338	0.0060	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554
0.60	1.293	-0.00282	0.0030	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575
0.70	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.220	-0.146	2.654	-0.572
0.80	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.480	-0.540
0.90	1.433	-0.00232	0.0020	1.109	0.00972	0.220	-0.206	2.332	-0.522
1.00	1.479	-0.00220	0.0020	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509
1.25	1.551	-0.00207	0.0020	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469
1.50	1.621	-0.00224	0.0020	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379
2.00	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248
2.50	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221
3.00	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263
4.00	1.826	-0.00195	0.0040	1.044	0.00590	0.353	-0.390	0.561	-0.169
5.00	1.825	-0.00237	0.0050	1.065	0.00510	0.248	-0.498	0.225	-0.120

CB12

Este modelo fue desarrollado a partir de 13 terremotos y 117 registros obtenidos en Chile, incluyendo el sismo de 2010, cubriendo así el rango de magnitud necesarias para este estudio (de 6,5 a 8,8 Mw).

$$\log_{10}(Y) = C1 + C2Mw + C3H + C4R - g \log_{10}(R) + C5Z \quad [11]$$

Donde Y corresponde con la aceleración estimada, expresada en g (981 cm/s^2). Mw es la magnitud momento del evento sísmico, H es la profundidad del plano de ruptura, R es la distancia del emplazamiento al plano de ruptura, Z un parámetro referente al tipo de suelo y $C1$, $C2$, $C3$, $C4$ y $C5$ son coeficientes de ajuste del modelo.

En la Tabla 7 se muestran los coeficientes ajustados en el modelo para PGA y SA de periodos entre 0.04s y 2.00 segundos.

Tabla 7: Coeficientes ajustados en el modelo CB12. Contreras and Boroschek (2012)

Period (sec)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	σ
PGA	-1.8559	0.2549	0.0111	-0.0013	0.3061	0.2137
0.04	-1.7342	0.2567	0.0111	-0.0016	0.2865	0.2311
0.10	-1.4240	0.2597	0.0081	-0.0019	0.2766	0.2557
0.15	-1.1244	0.2373	0.0062	-0.0017	0.2811	0.2594
0.20	-1.0028	0.2375	0.0023	-0.0014	0.2699	0.2469
0.25	-1.0232	0.2405	0.0014	-0.0011	0.2690	0.2349
0.30	-1.2836	0.2519	0.0044	-0.0009	0.2977	0.2434
0.35	-1.2239	0.2430	0.0031	-0.0007	0.3097	0.2495
0.40	-1.4161	0.2568	0.0049	-0.0008	0.3150	0.2414
0.45	-1.8610	0.2943	0.0084	-0.0008	0.3093	0.2322
0.50	-2.1228	0.3208	0.0094	-0.0008	0.2834	0.2272
0.60	-2.7134	0.3668	0.0141	-0.0008	0.2824	0.2174
0.70	-2.9001	0.3795	0.0152	-0.0009	0.2969	0.2221
0.80	-3.0909	0.4005	0.0147	-0.0009	0.2834	0.2279
0.90	-3.1439	0.3952	0.0163	-0.0010	0.2730	0.2260
1.00	-3.3352	0.4013	0.0186	-0.0010	0.2839	0.2351
1.10	-3.5092	0.4093	0.0202	-0.0011	0.2849	0.2379
1.20	-3.5599	0.4079	0.0211	-0.0011	0.2700	0.2374
1.30	-3.6365	0.4090	0.0218	-0.0010	0.2631	0.2429
1.40	-3.7061	0.4096	0.0225	-0.0010	0.2555	0.2425
1.50	-3.7750	0.4089	0.0228	-0.0010	0.2528	0.2459
1.60	-3.7924	0.4047	0.0226	-0.0009	0.2406	0.2483
1.70	-3.8670	0.4045	0.0234	-0.0008	0.2355	0.2498
2.00	-3.9051	0.4079	0.0215	-0.0008	0.2057	0.2592

H14

Este modelo fue desarrollado a partir de 138 terremotos y 1.094 registros obtenidos en el norte de Chile. Cubriendo un rango de magnitudes entre 5,0 hasta 8,1 Mw. Su expresión matemática está basada en el modelo de Zhao et al. (2006) con algunas modificaciones.

$$\ln Y = aMw + bR - (c + dMw) \ln R + eH + qi(Mw - 6,3)^2 + Si + x \quad [12]$$

Donde Y corresponde con la aceleración estimada, expresada en cm/s^2 , Mw es la magnitud momento, R es la distancia del emplazamiento al plano de ruptura, H es la profundidad del plano de ruptura y $a, b, c, d, e, qi, si,$ y x son coeficientes de ajuste del modelo.

En la Tabla se muestran los coeficientes ajustados en el modelo para PGA y SA de periodos entre 0.03s y 3.00 segundos.

Tabla 8: Coeficientes ajustados en el modelo H14. Haendel et al. 2014

Period[s]	a	b	c	d	e	Si	Ss	Ssl	x	qi	qs	Φ	T	σ _{tot}
0.00	0.7401	-0.0098	1.0273	-0.1099	0.0071	0.2841	4.1648	-0.6199	0.4998	-0.0662	-0.1807	0.3745	0.1568	0.7289
0.03	0.6705	-0.0091	1.2395	-0.1161	0.0082	1.4474	5.1601	-0.5782	0.6268	-0.0688	-0.1934	0.3708	0.1720	0.7367
0.05	0.7702	-0.0090	1.3255	-0.1055	0.0083	1.7109	5.0176	-0.4598	0.3452	-0.0059	-0.1294	0.4131	0.1870	0.7746
0.10	1.1981	-0.0128	0.3231	-0.0171	0.0066	-2.0628	0.4953	-0.2977	0.3238	-0.0243	-0.1352	0.4413	0.1854	0.7916
0.20	1.1514	-0.0115	0.2009	-0.0197	0.0063	-2.3766	0.8320	-0.5038	0.6891	-0.1150	-0.2745	0.4019	0.1424	0.7378
0.30	1.1851	-0.0108	0.1132	-0.0253	0.0033	-3.2995	0.7593	-0.6676	0.7220	-0.1294	-0.3320	0.4073	0.1392	0.7392
0.50	0.9312	-0.0084	0.6730	-0.0937	0.0026	-1.6475	2.7501	-0.7935	0.7786	-0.2236	-0.3403	0.3807	0.1418	0.7229
1.00	1.0526	-0.0047	1.0174	-0.1027	0.0027	-2.3731	3.0927	-1.0475	0.6917	-0.2363	-0.3231	0.2995	0.1105	0.6403
2.00	1.2670	-0.0040	1.0513	-0.0900	0.0031	-4.4886	0.5335	-0.9444	0.7777	-0.2641	-0.3362	0.2660	0.0938	0.5999
3.00	1.1306	-0.0043	1.3145	-0.1383	0.0040	-4.3997	0.2381	-0.9130	0.8795	-0.3722	-0.3407	0.2436	0.0884	0.5762

Si se analizan los modelos anteriores puede observarse que, a priori, el que refleja una mayor robustez es el modelo Z06, debido a la amplia base de datos empleada para su ajuste, por el contrario, el modelo de CB12 fue estimado con información de solo 13 terremotos, lo que supone una muestra algo insuficiente. En cuanto al rango de magnitudes de aplicabilidad de los modelos, sólo el de CB12 cubre la magnitud de 8.7 Mw, debiendo extrapolar el resto de modelos Z06 y H14 con las incertidumbres que ello conlleva.

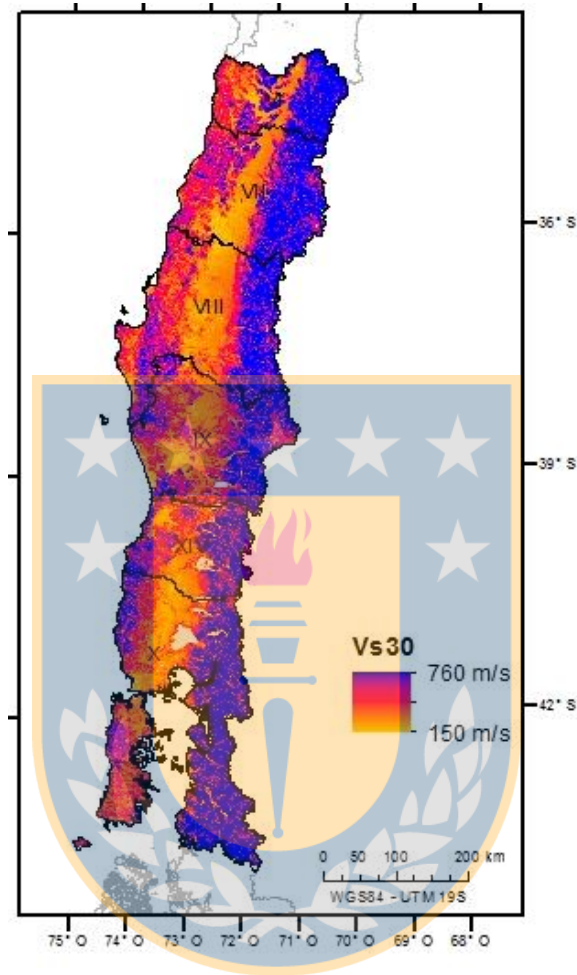
3.3 CARACTERIZACIÓN DEL EFECTO DE SITIO

Como ya se indicó en apartado metodológico, caracterizar el tipo de suelo y estimar su factor de amplificación en las aceleraciones de llegada es vital para estimar aceleraciones realistas en cualquier emplazamiento de interés. Esto debe hacerse clasificando el terreno en función de sus características geotécnicas, por medio del valor de V_{s30} , y posteriormente aplicando un factor de amplificación.

Para este trabajo se partió de los **valores de V_{s30} publicados en la USGS** por medio de capas ráster para diferentes partes del planeta, incluida el área de estudio. Esta capa clasifica el suelo firme del área de interés a partir de valores de V_{s30} que oscilan entre 150 y 750 m/s y que son mostrados en la Figura 29.

Como puede observarse, los valores de V_{s30} más bajos (en amarillo) corresponden con suelos blandos y se ubican cerca de la costa y en la depresión intermedia. Los valores azules corresponden a suelos firmes o duros y están ubicados en las cordilleras.

Figura 29: Valores VS30 estimados en la USGS para la zona de estudio.



La mayoría de modelos de movimiento fuerte (GMPEs) llevan integrado este efecto en su función, cuantificándolo a partir de clasificaciones y coeficientes de ajuste del modelo.

El modelo Z06 implementa ese efecto a partir de una clasificación propia considerando el valor de la Vs30 y estableciendo 5 clases de suelo (Figura 30). Para cada tipo de suelo el modelo propone unos coeficientes de ajuste diferentes.

Figura 30: Clasificación de suelo del modelo Z06 a partir del valor de V_{s30} .

Site Class Definitions Used in the Present Study and the Approximately Corresponding NEHRP Site Classes

Site Class	Description	Natural Period	V_{30} Calculated from Site Period	NEHRP Site Classes
Hard rock			$V_{30} > 1100$	A
SC I	Rock	$T < 0.2$ sec	$V_{30} > 600$	A + B
SC II	Hard soil	$0.2 = T < 0.4$ sec	$300 < V_{30} = 600$	C
SC III	Medium soil	$0.4 = T < 0.6$ sec	$200 < V_{30} = 300$	D
SC IV	Soft soil	$T = 0.6$ sec	$V_{30} = 200$	E + F

Fuente: Zhao et al. 2006

En el modelo de H14 se considera una distinción entre suelo duro ($760 \text{ m/s} \leq V_{s30} < 1500 \text{ m/s}$) y suelo blando ($V_{s30} < 760 \text{ m/s}$). Esto lo incorpora por medio del coeficiente x de ajuste del modelo, que sólo será considerado si el emplazamiento tiene un suelo blando. El suelo duro de esta clasificación corresponde con un suelo tipo B del NEHRP y, de acuerdo a los tipos de suelo encontrados en la región, este modelo se implementará mayoritariamente considerando un suelo blando.

En el modelo de CB12 se considera una distinción entre suelo duro ($V_{s30} \geq 900 \text{ m/s}$) y suelo blando ($V_{s30} < 900 \text{ m/s}$). Esto lo incorpora por medio del coeficiente Z de ajuste del modelo, que sólo será considerado si el emplazamiento tiene un suelo blando. El suelo duro de esta clasificación corresponde con un suelo tipo A de la norma de construcción chilena y, de acuerdo a los tipos de suelo encontrados en la región, este modelo se implementó únicamente considerando un suelo blando.

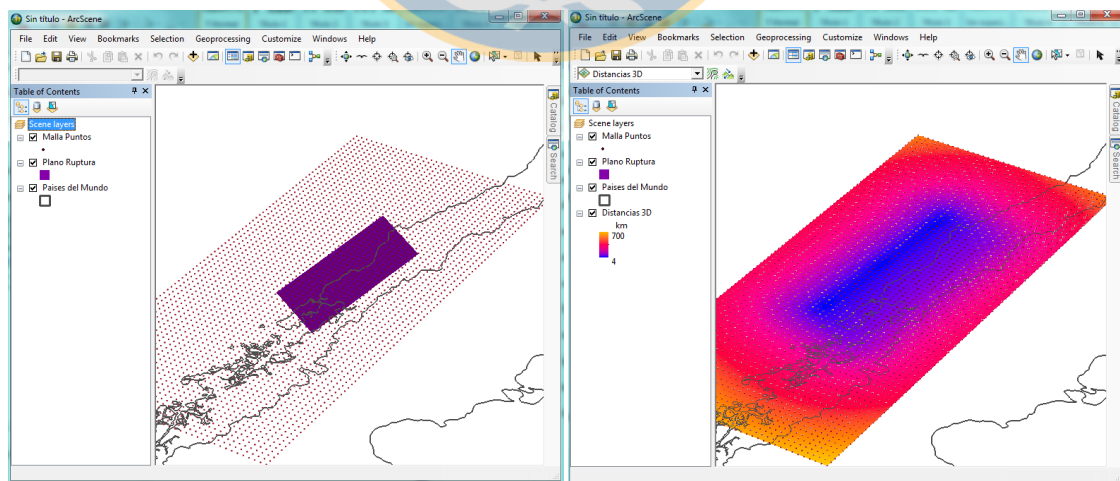
3.4 ACELERACIONES PREDICHAS CONSIDERANDO EL EFECTO DE SITIO

3.4.1 Estimación de Aceleraciones por los tres modelos y diferencias

Todos los modelos preseleccionados emplean la distancia del emplazamiento al plano de ruptura (también llamada Rrup), lo que conlleva calcular las distancias 3D de cualquier punto de la región hasta el plano de ruptura modelado.

Para ello, con la ayuda del SIG, se diseñó una malla regular de puntos en todo el territorio y se calculó la distancia de cada uno de esos puntos al plano de ruptura. Una vez estimadas las distancias se realizó una interpolación entre el valor de las distancias de cada punto de la malla y se generó una capa ráster con dicho valor, disponiendo así de una información continua en el espacio. En la Figura 31 se muestran algunas ilustraciones de los pasos desarrollados.

Figura 31: Imágenes de los procesos desarrollados para obtener una capa de distancias hasta el plano de ruptura con ArcGIS



Otro factor a tener en cuenta es el tipo de suelo considerado por cada modelo, para incorporarlo en el cálculo, a partir de la capa ráster de Vs30 se realizaron tres

clasificaciones, una por cada modelo, de acuerdo a la clasificación de suelo que hace cada GMPEs y los valores de los coeficientes de cada modelo.

Una vez identificada la distancia que hay desde cada punto del territorio al plano de ruptura, por medio de una capa ráster, y los tipos de suelo de acuerdo a cada modelo, es posible incorporar las ecuaciones [9],[10],[11] y [12] en el SIG por medio de una operación local (Calculadora ráster), generando capas de aceleración por cada modelo.

Los modelos predicen aceleraciones en diferentes unidades, por lo que se unificaron las soluciones a unidades de cm/s^2 y se recortaron las capas de aceleraciones para analizar los resultados en el territorio chileno.

Para poder analizar previamente los resultados y tener una idea de como se comportan los modelos, se estimaron las aceleraciones de PGA y 2 aceleraciones espectrales, las correspondientes a 0.1 y 1.0 segundos. Lo que permite analizar puntos alejados del espectro.

En la Figura 32, Figura 33, Figura 34 se muestran las aceleraciones predichas por los tres modelos preseleccionados para PGA, SA(0.1s) y SA(1.0 s), respectivamente, en cm/s^2 y en la Figura 35 y Figura 36 se muestra una comparativa de las aceleraciones predichas por los tres modelos preseleccionados para PGA y SA(1.0 s), respectivamente, mostrando la discrepancias que hay entre ellos.

Figura 32: Valores de aceleración predichos por los modelos preseleccionados para PGA en cm/s^2 .

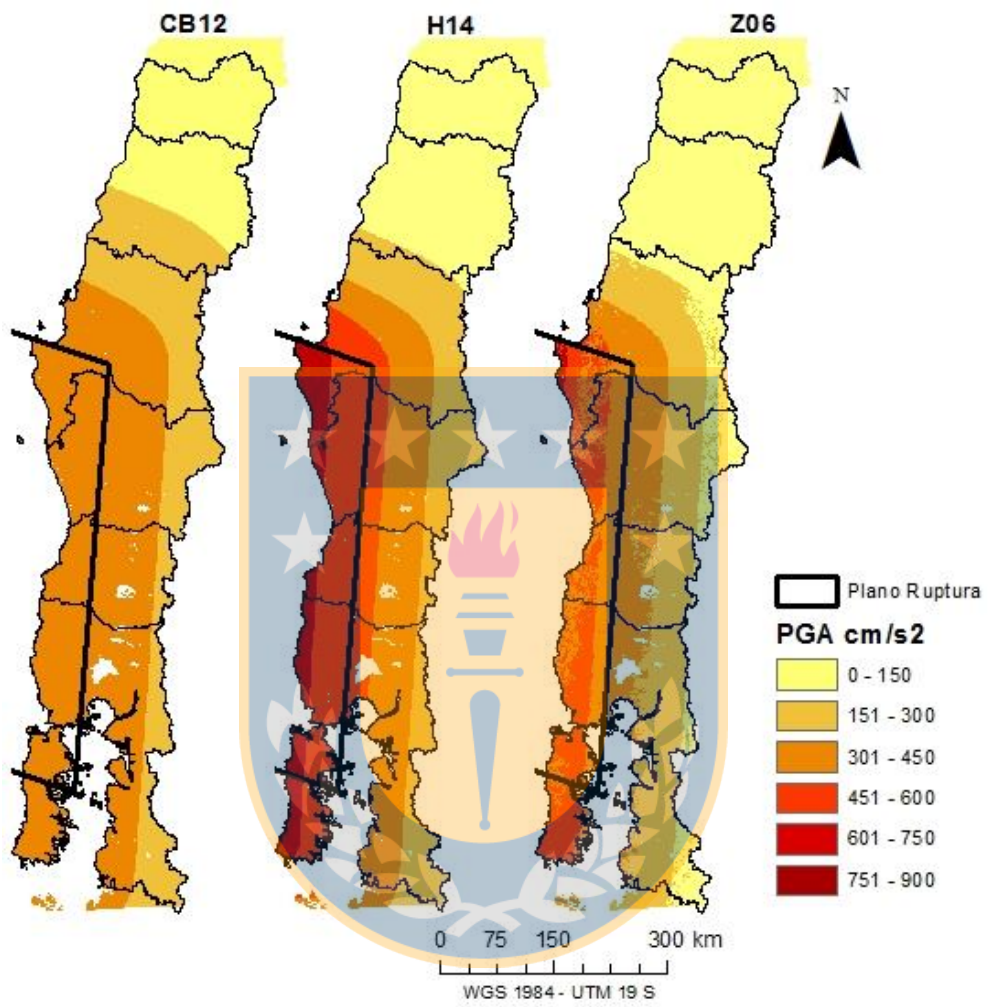


Figura 33: Valores de aceleración predichos por los modelos preseleccionados para SA (0.1 s) en cm/s^2

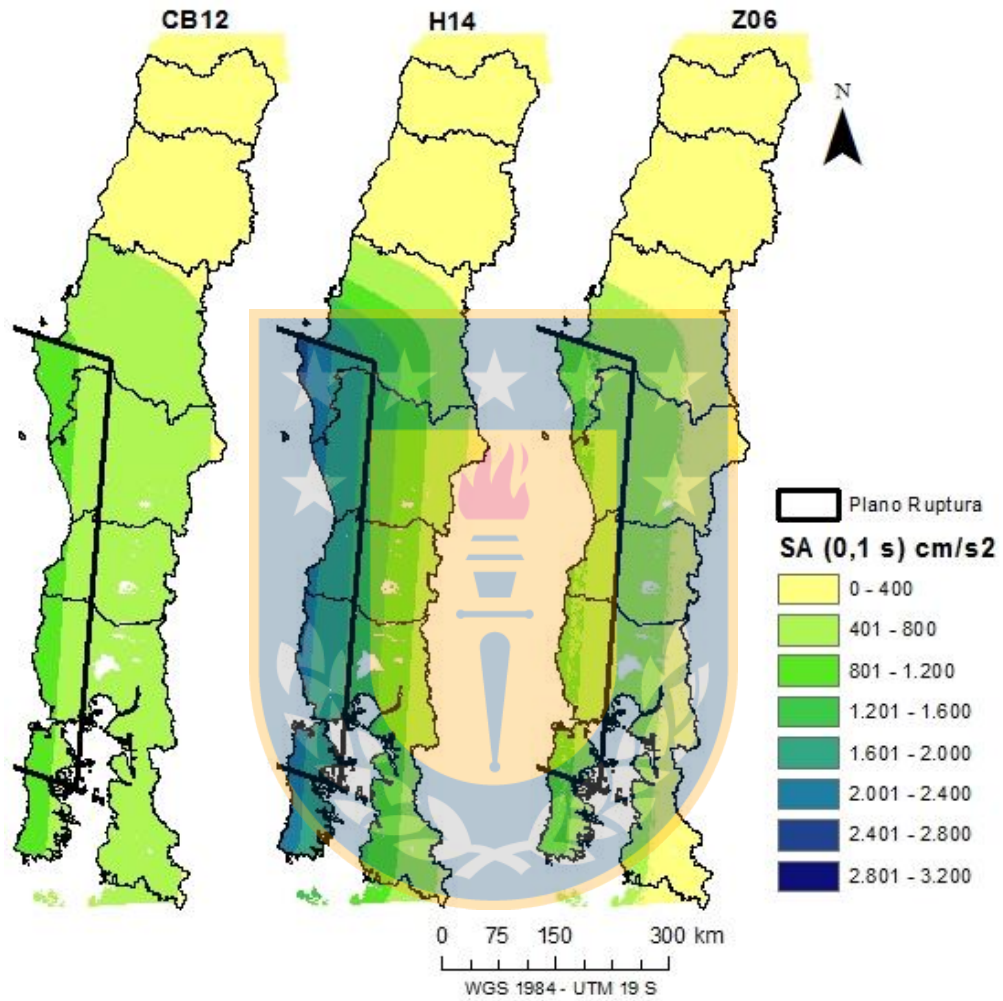


Figura 34: Valores de aceleración predichos por los modelos preseleccionados para SA (1.0 s) en cm/s^2

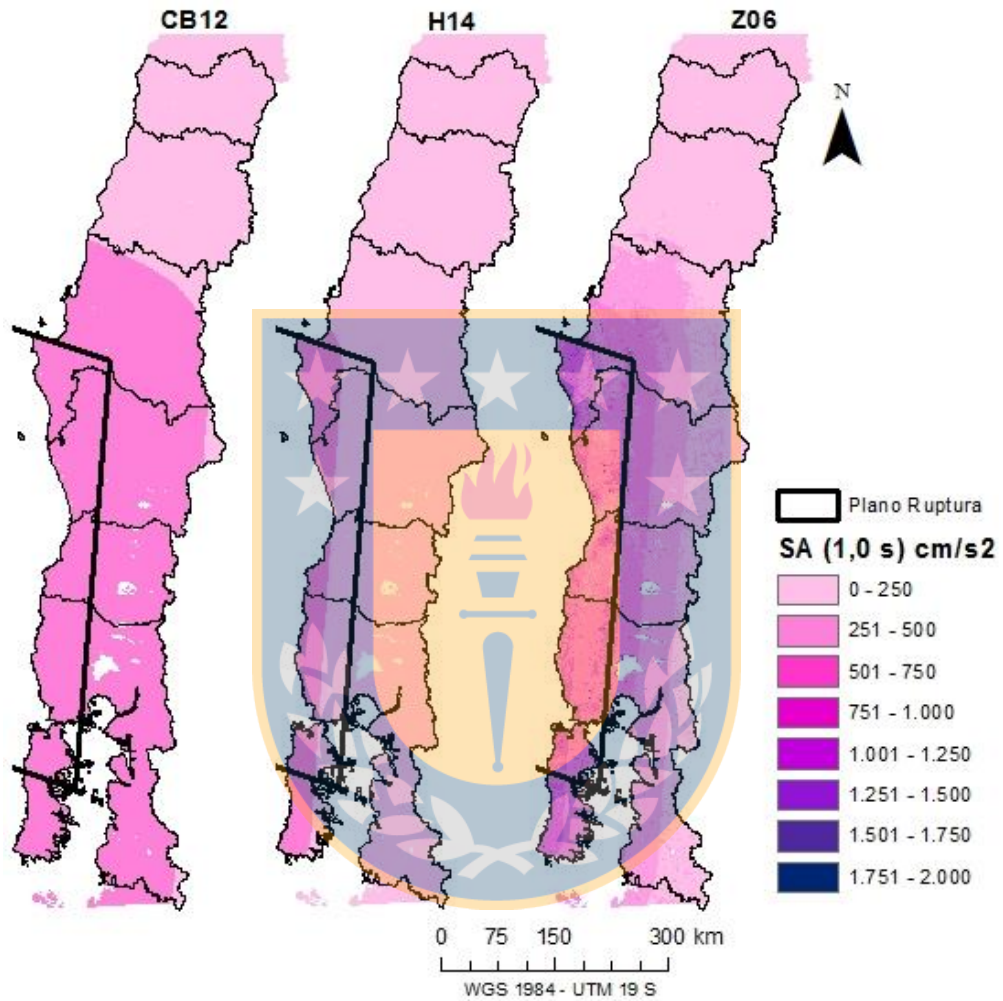


Figura 35: Comparativa de los valores predichos entre los tres modelos PGA

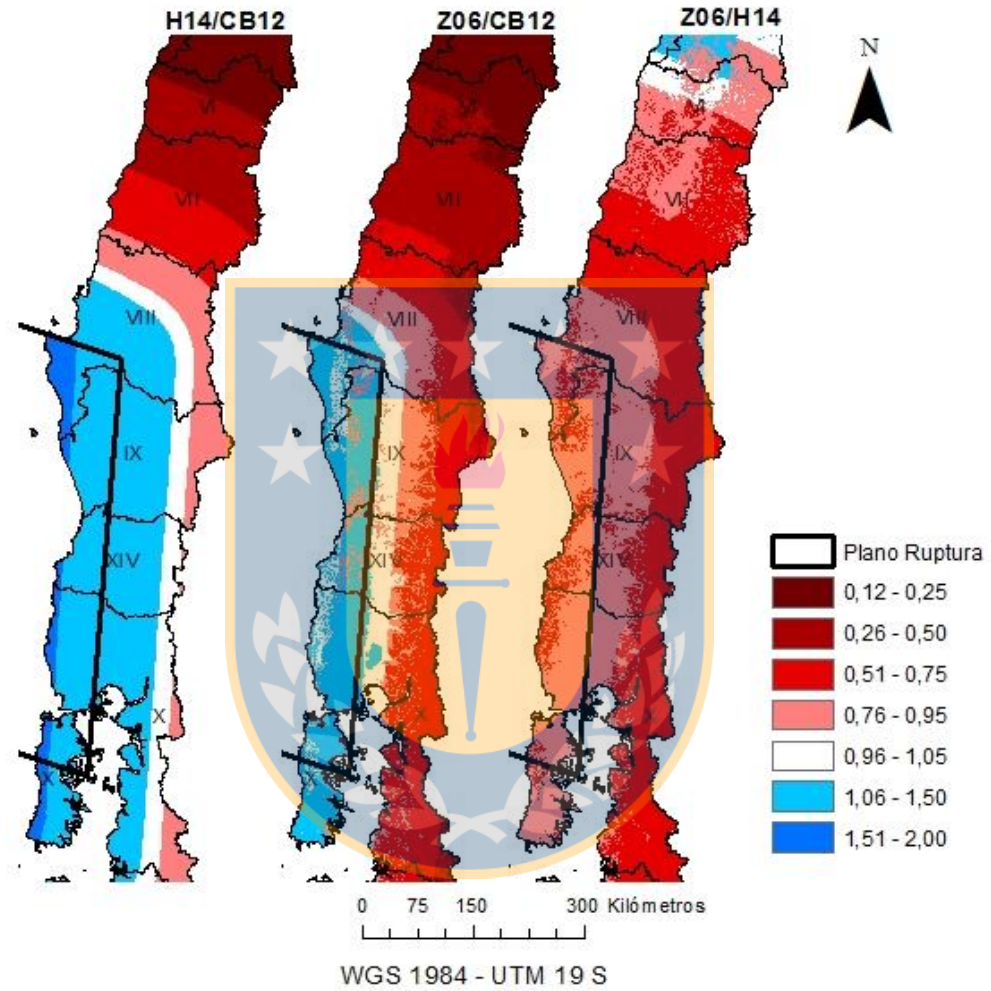
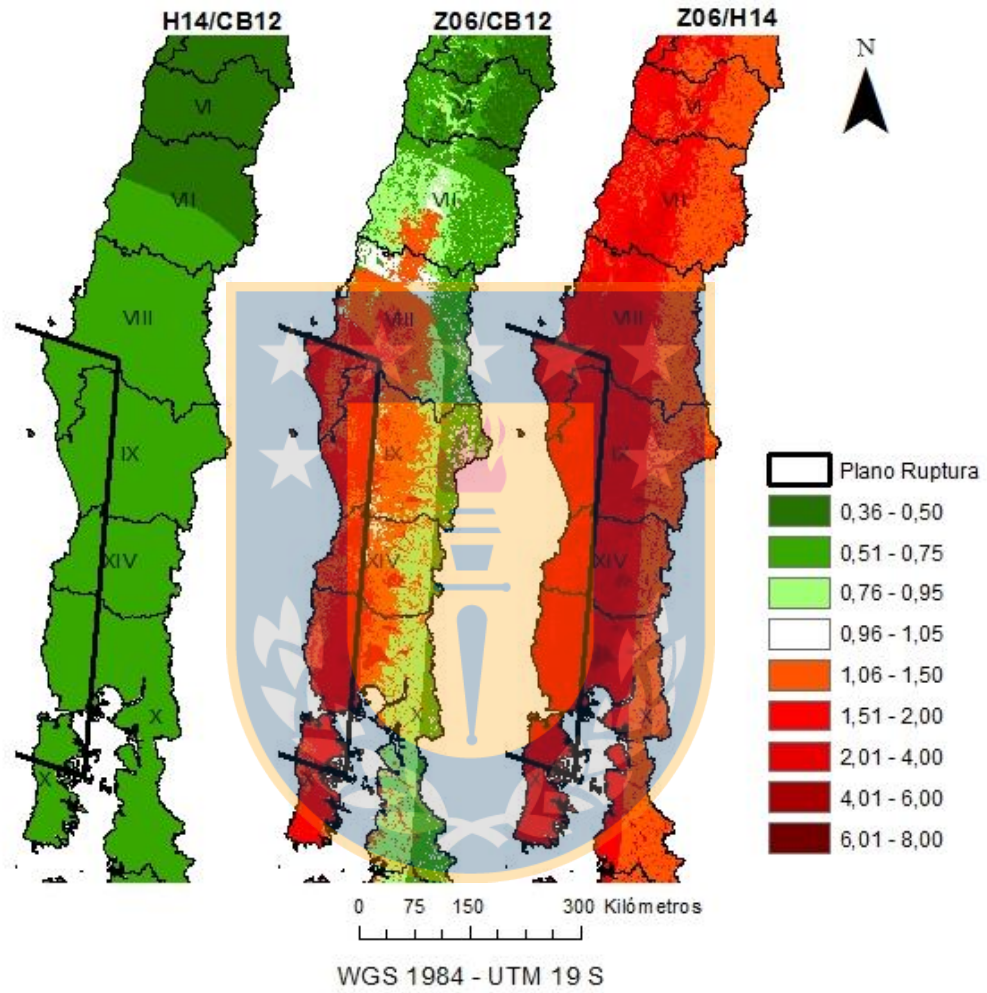


Figura 36: Comparativa de los valores predichos entre los tres modelos SA (1.0 s)



Si se analizan los resultados obtenidos, puede observarse que el modelo de Z06 predice valores que discrepan mucho de los otros dos modelos, en especial para aceleraciones espectrales como SA (1,0 s), donde dichos valores en algunos caso pueden llegar a ser hasta 8 veces superiores a los predichos por los otros modelos. Si se estudian las aceleraciones predichas por este modelo en los periodos largos, puede observarse que para SA (1.0 s) los valores en algunos casos superan los 1000cm/s^2 , lo que excede considerablemente los límites razonables y observados en la realidad. El comportamiento anómalo de este modelo para esos periodos puede ser debido a la extrapolación en magnitud que se hizo del modelo. No obstante, esta cuestión ya fue reflejada en el trabajo de Bastías et al. 2015, donde este modelo no se ajustó bien a las aceleraciones registradas en la base de datos chilena para los largos periodos.

En vista de lo anterior, finalmente se decidió descartar el modelo de Z06 del cálculo final de este estudio.

Si analizamos los resultados predichos por los otros dos modelos CB12 y H14, puede observarse que para periodos cortos (PGA y SA (0.1s)), el modelo de H14 predice valores más altos a distancias cortas, cerca del plano de ruptura, decayendo luego esas aceleraciones rápidamente, mientras que el modelo de CB12 parece tener una menor atenuación con la distancia, no prediciendo para distancias cortas aceleraciones tan altas como H14 pero si mayores aceleraciones a largas distancias.

Estos dos modelos reflejan comportamientos diferentes de la aceleración en función de la distancia al emplazamiento y, dada la falta de conocimiento del modelo de atenuación real, en realidad estas discrepancias evidencian la alta incertidumbre epistemológica asociada a este tipo de fenómenos. No obstante, la inclusión de ambos modelos en la estimación final

de las aceleraciones con igual peso puede reflejar un modelo más próximo al comportamiento real de la atenuación.

Una de las deficiencias que si comparten los dos modelos es la simplificación que hacen en sus parámetros de ajuste del efecto de sitio; este efecto sólo es integrado en los modelos a partir de dos clases (suelo duro y suelo blando), lo que aleja mucho a las aceleraciones predichas de lo que se refleja en las observaciones de campo.

Con el fin de implementar más detalladamente este efecto en las aceleraciones finales, se decidió implementar los modelos con un suelo duro y, posteriormente, incorporarle el efecto de amplificación del suelo de acuerdo a la clasificación y valores propuestos por el NEHRP 2009.

3.4.2 Clasificación del NEHRP 2009

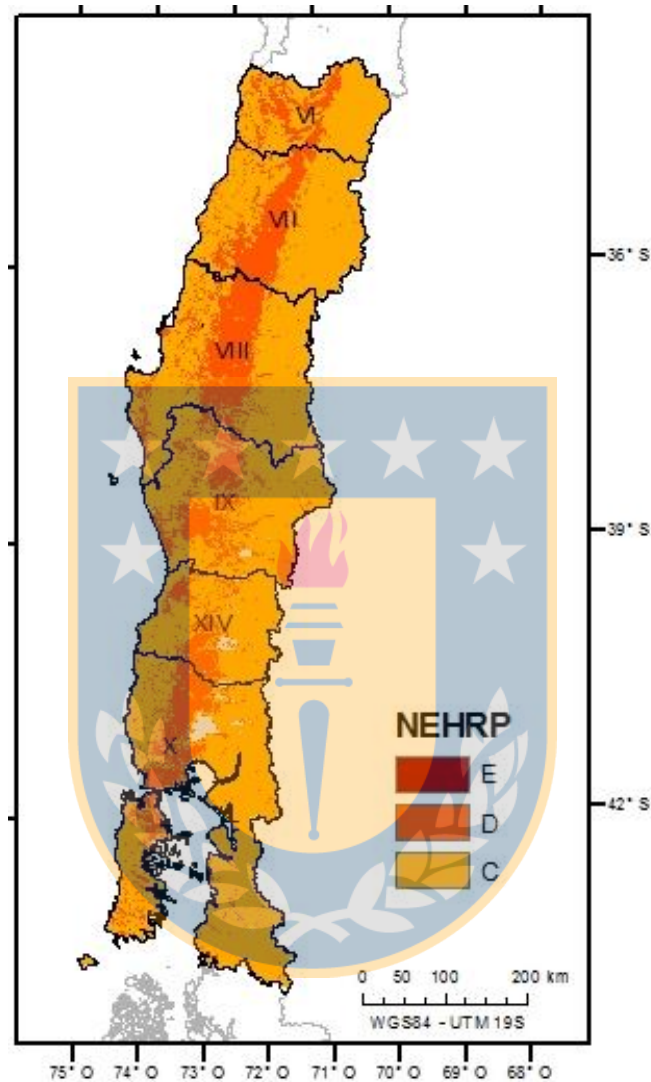
Este estudio propone la clasificación del suelo en 5 tipos diferentes, que oscilan desde roca dura (A), con velocidades de V_{s30} superiores a 1500 m/s, hasta suelos muy blandos (E), con velocidades de V_{s30} inferiores a 180 m/s (Tabla).

Tabla 9: Clasificación de suelos del NEHRP, 2009 a partir de los valores de V_{s30}

	TIPO DE SUELO	VS30
A	Roca dura	$V_{s30} > 1500 \text{ m/s}$
B	Roca	$760 \text{ m/s} < V_{s30} \leq 1500 \text{ m/s}$
C	Suelo duro	$360 \text{ m/s} < V_{s30} \leq 760 \text{ m/s}$
D	Suelo blando	$180 \text{ m/s} < V_{s30} \leq 360 \text{ m/s}$
E	Suelo muy blandos	$V_{s30} \leq 180 \text{ m/s}$

Para identificar que tipos de suelo hay en la región a partir de la clasificación del NEHRP 2009 se reclasificó la capa de V_{s30} a partir de los valores de la Tabla , obteniendo 3 tipos de suelo C, D y E.

Figura 37: Clasificación de suelos de la región según NEHRP.



Una vez clasificados los suelos se debe estimar su grado de amplificación relativa al movimiento sísmico. El NEHRP, 2009 cuantifica dichos factores de amplificación para PGA así como para largos y cortos periodos del movimiento para cada tipo de suelo definido. Estos factores son mostrados en las Tabla , respectivamente.

Tabla 10: Factores de amplificación para diferentes tipos de suelo, periodos estructurales y valores de aceleración base en g

FACTORES DE AMPLIFICACIÓN PARA PGA					
	PGA ≤ 0,1 G	PGA = 0,2 G	PGA = 0,3 G	PGA = 0,4 G	PGA ≥ 0,5 G
A	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
B	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
C	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0
D	1,6	1,4	1,2	1,1	1,0
E	2,5	1,7	1,2	0,9	0,9

FACTORES DE AMPLIFICACIÓN PARA CORTOS PERIODOS					
	SA ≤ 0,25 G	SA = 0,5 G	SA = 0,75	SA = 1,0 G	SA ≥ 1,25 G
A	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
B	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
C	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0
D	1,6	1,4	1,2	1,1	1,0
E	2,5	1,7	1,2	0,9	0,9

FACTORES DE AMPLIFICACIÓN PARA LARGOS PERIODOS					
	SA ≤ 0,1 G	SA = 0,2 G	SA = 0,3 G	SA = 0,4 G	SA ≥ 0,5 G
A	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
B	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
C	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3
D	2,4	2,0	1,8	1,6	1,5
E	3,5	3,2	2,8	2,4	2,4

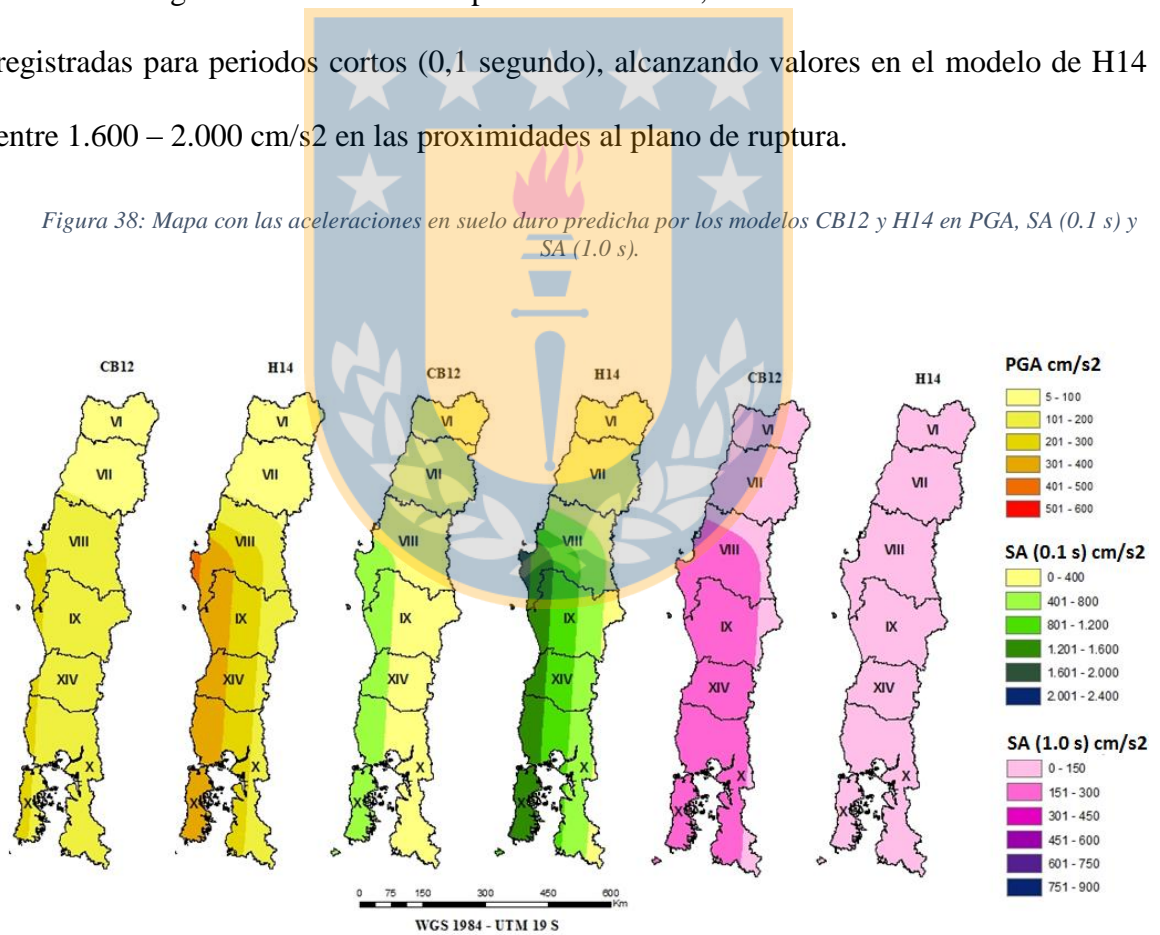
Como puede observarse, el factor de amplificación para cada tipo de suelo (tanto para cortos como largos periodos) depende del valor de aceleración de entrada (sin aplicar el efecto de sitio), de forma que el factor de amplificación varía en función de este valor de aceleración de entrada. Para aquellos valores de aceleración intermedios, se propone una interpolación lineal para la obtención del factor de amplificación.

Para el caso de PGA y movimientos de cortos periodos el factor de amplificación varía de 0,8 a 2,5, siendo este valor máximo de 2,5 la amplificación que sufriría el tipo de suelo más

blando para un movimiento con una baja aceleración. Para el caso de periodos largos, los factores de amplificación oscilan de 0,8 a 3,5.

Estos factores de amplificación se aplicaron sobre los valores de aceleración obtenidos en los modelos, suponiendo un suelo tipo B del NEHRP en H14 y un suelo tipo A de la norma chilena para CB12.

En la Figura 38 se muestra una imagen con las aceleraciones predichas por CB12 y H14 en un suelo genérico duro. Como puede observarse, las aceleraciones más altas son registradas para periodos cortos (0,1 segundo), alcanzando valores en el modelo de H14 entre 1.600 – 2.000 cm/s² en las proximidades al plano de ruptura.



3.4.3 Resultados. Mapas de Aceleración finales con efecto de Sitio

Fueron obtenidas diferentes capas ráster que permitieron caracterizar la peligrosidad por medio de las aceleraciones de PGA y 6 aceleraciones espectrales, SA (T) de 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 1.0 y 2.0 segundos en cm/s².

Se estimaron, para cada modelo (CB12 y H14) la media del movimiento y ± 1 desviación estándar ($\mu \pm \sigma$), de ese modo se tuvo en cuenta la incertidumbre asociada al ajuste del modelo. Es decir, se estimaron para las 7 aceleraciones, por cada modelo, la media ± 1 desviación típica [(PGA + 7 aceleraciones espectrales) x 3 aceleraciones x 2 modelos = 42 capas ráster de aceleraciones].

En la Figura 39, Figura 40, Figura 41 se muestran algunos resultados finales del estudio (PGA, SA (0.1 s) y SA (1.0 s)) de las aceleraciones medias predichas con los modelos de CB12 y H14, así como la media de las aceleraciones esperadas de los dos modelos.

Como puede observarse, las aceleraciones máximas esperadas para PGA muestran máximos de 500 cm/s² en las zonas próximas a las costas del área de estudio. En esta comparación puede ver como las aceleraciones predichas por H14 se disparan en comparación con CB12.

En tanto, las aceleraciones para SA (0,1 s) llegan a alcanzar máximos de 2.100 cm/s² para las zonas costeras. En este caso, siguen predominando las aceleraciones máximas esperadas según el modelo de H14 lo cual termina incidiendo en la media del movimiento.

Por último, para SA (1,0 s) se llegan a máximos de 700 cm/s². Siendo en este caso las aceleración predichas por el modelo de CB12 las que ofrecen valores mayores.

Figura 39: Valores de aceleración predichos por los modelos CB12 y H14. A la izquierda de la aparecen las aceleraciones medias esperadas (AME) para PGA en cm/s^2

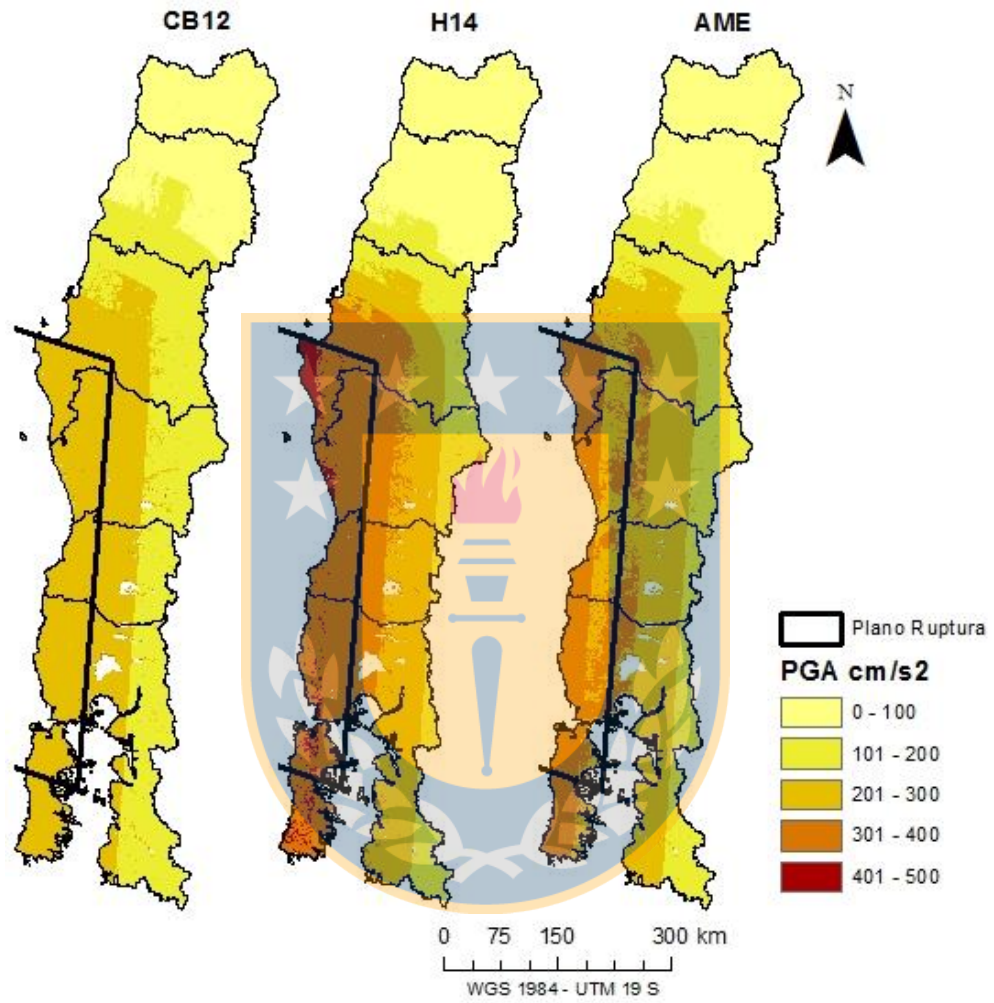


Figura 40: Valores de aceleración predichos por los modelos CB12 y H14. A la izquierda de la aparecen las aceleraciones esperadas medias (AEM) para SA (0.1s) en cm/s^2

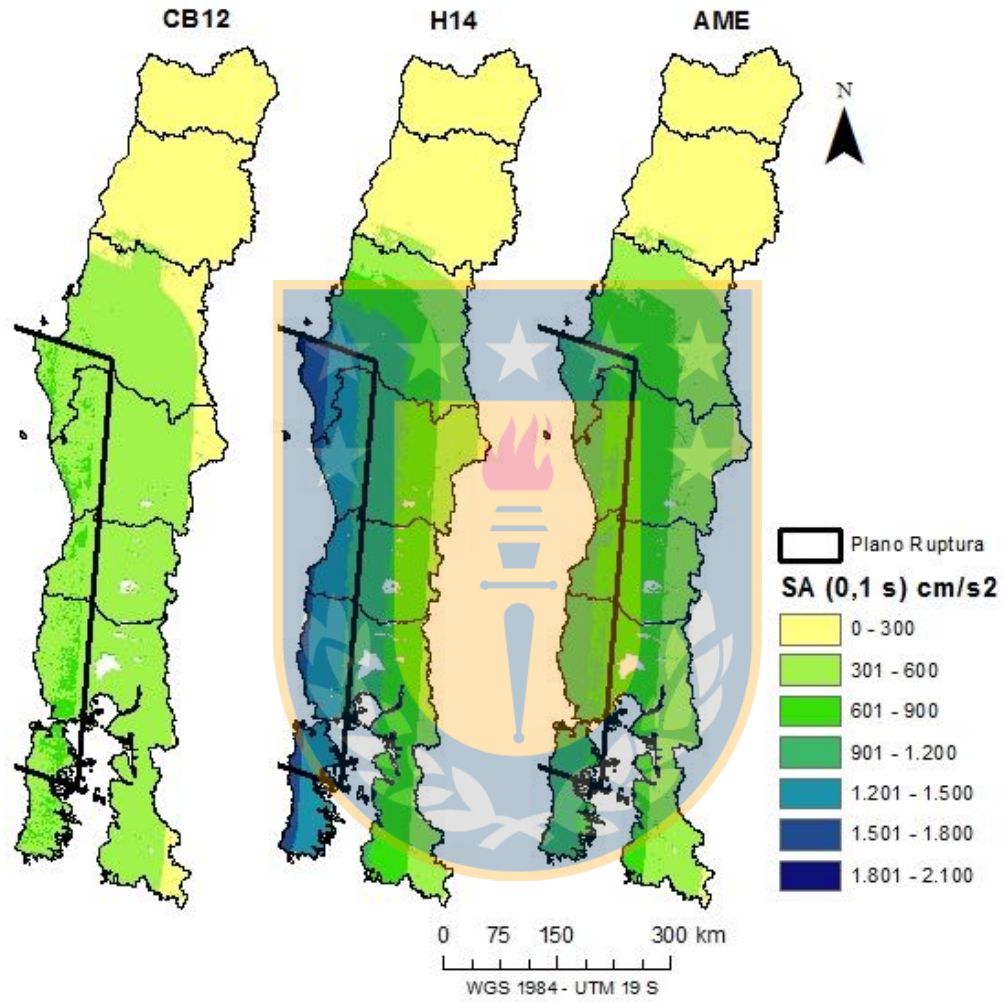
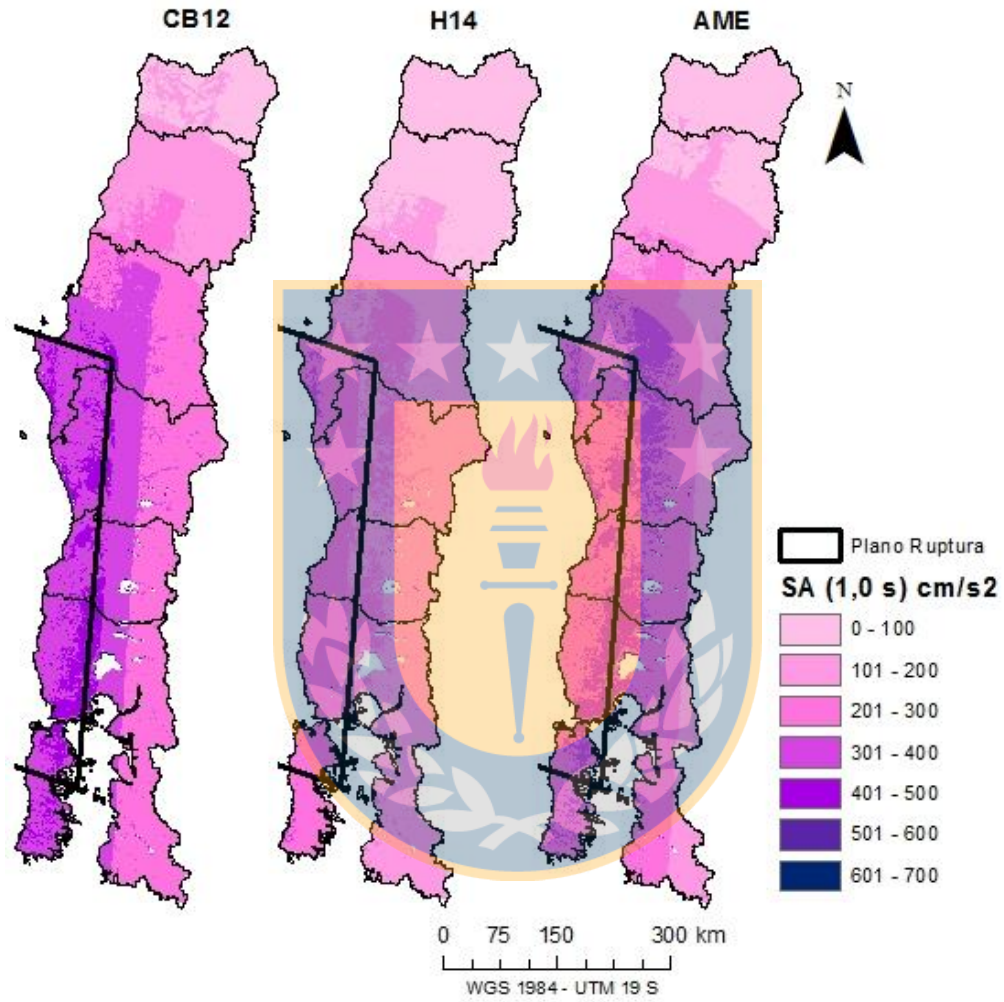


Figura 41: Valores de aceleración predichos por los modelos CB12 y H14. A la izquierda de la aparecen las aceleraciones esperadas medias (AEM) para SA (1.0s) en cm/s^2



3.5 ESPECTROS DE RESPUESTA

Una vez estimadas las aceleraciones para diferentes ordenadas espectrales en todo el territorio por medio de capas ráster es posible establecer los espectros de aceleración que se generarán debido al terremoto modelado para diferentes ciudades de interés.

A partir de las capas ráster y una capa puntual con la ubicación de dichas ciudades se extrajeron los valores de las 42 capas ráster en cada ciudad, estimando así los espectros específicos de cada una (por medio de una operación local dentro del SIG).

La cuestión que se quiere evaluar en este caso es si los espectros de respuesta que se esperan en estas ciudades, debido al terremoto de magnitud 8.7, exceden los espectros de diseño de la norma de construcción chilena.

Para ello, previamente hay que seleccionar las ciudades de estudio y estudiar qué espectros ofrece para dichas ciudades la norma.

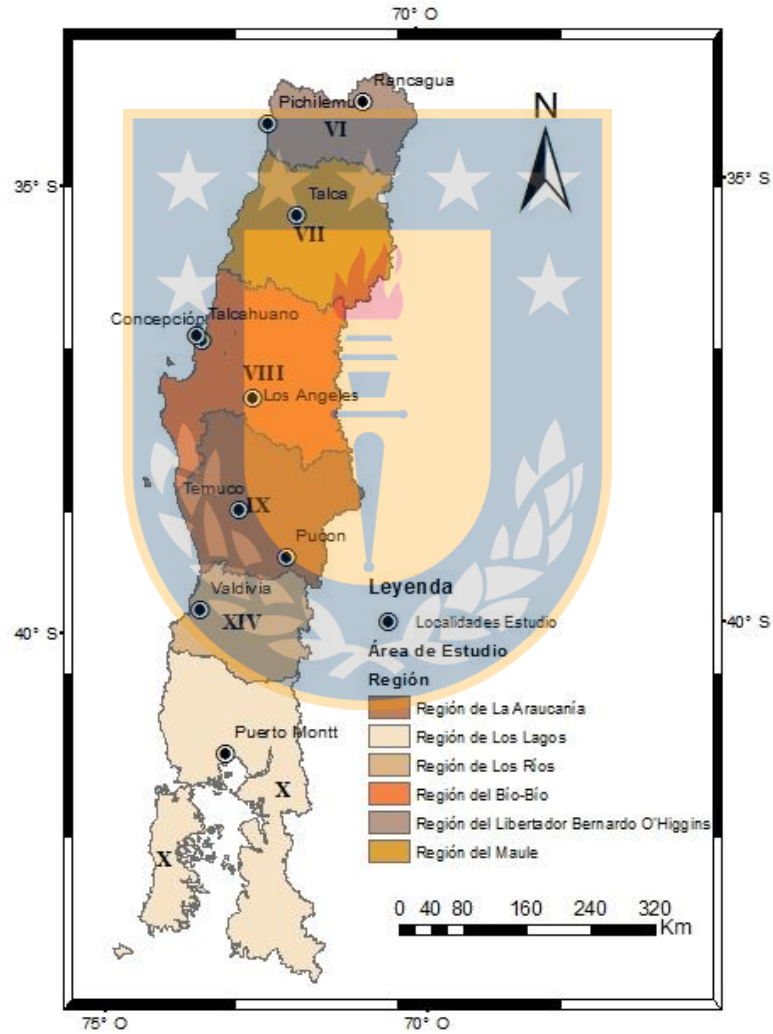
3.5.1 Selección de Ciudades

Las ciudades elegidas (Figura 42) para estudiar sus espectros fueron las siguientes:

- **Capitales Regionales:** Debido a que son consideradas el principal foco urbano de la región, concentran las principales actividades económicas y la mayor concentración de población en la región.
- **Ciudades Costeras:** Ciudades que están expuestas en mayor proporción los efectos de los tsunamis generados por los terremotos de subducción. Algunas de ellas, como Talcahuano representan un motor económico e industrial debido a que albergan puertos comerciales.
- **Otras ciudades:** En este caso se escogió la ciudad de Los Ángeles por ser la ciudad que alberga nuestro campus universitario por lo cual nos permitirá determinar el

nivel de exposición de la ciudad frente a una amenaza sísmica. Por otra parte, una ciudad como Pucón fue incluida debido a ser un gran foco turístico además de presentar una categorización de suelo distinta a las demás ciudades en estudio.

Figura 42: Ciudades de interés en área de estudio.



3.5.2 El diseño sismorresistente

El diseño sismorresistente de las construcciones se realiza de acuerdo a un conjunto de disposiciones, las cuales reciben el nombre de normas.

La teoría sobre diseño aceptada en la mayoría de los países sísmicos establece por una parte que los edificios deben diseñarse de modo que éstos no sufran daños de ninguna índole durante los eventos sísmicos que frecuentemente los azotan, esto durante la vida útil del edificio (50 a 70 años). Pero, por otra parte, también establece que estas estructuras pueden sufrir daños teniendo que ser incluso demolidas de forma posterior al evento sísmico, esto ante la eventualidad de que pueda ocurrir un sismo más severo para determinado lugar. Esta teoría encuentra justificación desde el punto de vista económico, puesto que diseñar una estructura para impedir la ocurrencia de daños durante un evento sísmico de gran magnitud incurriría en costos demasiado elevados. Sin embargo, la sola aplicación de este concepto de forma adecuada garantiza la preservación de las vidas humanas frente a cualquier evento.

Cabe destacar que no basta sólo con tener una buena norma sísmica la cual asegura que las construcciones se comporten de buena forma frente a un evento sísmico sino que también se debe de incorporar la conciencia sísmica a la práctica de la arquitectura, puesto que es ésta quien define el sistema estructural que tendrán las construcciones.

3.5.2.1 El diseño sismorresistente en Chile

En Chile, el terremoto de Valparaíso, en 1906, fue el evento sísmico que motivo el inicio del estudio de los fenómenos catastróficos. Sin embargo, fue el terremoto de Talca, en 1928, el que dio origen a la Ordenanza General de Construcciones y Urbanismo en el año 1931. Esta ordenanza fue un documento muy útil siendo su propósito fundamental

“reglamentar las construcciones desde el punto de vista de la estabilidad”, estableciendo además los organismos técnicos que debían intervenir en el examen y aprobación de los proyectos de edificación. Esta ordenanza sigue vigente hasta el día de hoy con diversas modificaciones que han sido introducidas durante distintos años.

Es el terremoto de Valdivia en 1960 junto con los diversos estudios que generó esta catástrofe los que llevaron finalmente a plasmar una norma que controla el diseño sísmico de las construcciones, conocida como NCh 433.

Esta norma inicial ha sufrido diversas versiones oficiales que serán analizadas a continuación:

NORMA NCh. 433, CÁLCULO ANTISÍSMICO DE EDIFICIOS. 1966

Primera aproximación a la norma antisísmica chilena, la cual luego se materializó en una reglamentación.

Aquí se señala que las normas producen la estandarización tanto de las metodologías como de los procesos, lo cual hace que los usuarios de los productos generados a partir de normas dispongan de garantías para el uso de éstos de forma confiable. Por otra parte, las normas implementadas en nuestro país se encuentran a un nivel de desarrollo similar al de otros países desarrollados en estas materias, sin embargo, Chile tiene la ventaja de haberlas podido probar y mejorar a consecuencia de los eventos sísmicos que azotaron al país.

Finalizando, las disposiciones internacionales señalan que la norma técnica es totalmente voluntaria, pero, ésta se transforma en obligatoria en el momento en que la autoridad le confiere este carácter, lo que termina por sancionar en el caso en que ésta no se cumpla.

NORMA NCh. 433, CALCULO ANTISISMICO DE EDIFICIOS OF. 72

Es finalmente en 1972 que se aprueba la primera norma sísmica chilena, la cual a pesar de tener una data moderna, contemplaba entre otros aspectos las alternativas de un análisis estático o dinámico, considerando los efectos del suelo, la forma estructural y la importancia del uso del edificio. En esta versión en que ya se limitaba la altura sísmica de las edificaciones.

NORMA NCh. 433, CÁLCULO ANTISÍSMICO DE EDIFICIOS. 1993

Esta norma por sí sola carece de teorías o principios que permitan completar el diseño sísmico, por lo cual, se debe recurrir a normas de diseño específicas según sea el material de la estructura.

ACTUALIZACIÓN DE LA NORMA DEL AÑO 1972, SE CREA LA NORMA NCh. 433. DE 1996

En esta actualización se plantea la certificación de requisitos mínimos para que una edificación cumpla sísmicamente, entregando además disposiciones que definen la zonificación que tiene nuestro país en cuanto a eventos sísmicos. De esta forma, establece para cada lugar de nuestro país un nivel de peligrosidad sísmica.

A pesar de lo anterior, se insiste en que esta norma no es suficiente para completar el diseño sísmico de estructuras por lo que para determinados materiales y estructuras surgen normas. En específico para albañilería, hormigón armado y acero se presentan distintas disposiciones.

NORMA NCh. 2745, ANÁLISIS Y DISEÑO SÍSMICO DE EDIFICIOS CON AISLACIÓN SÍSMICA. 2003

Normativa que convierte a Chile en uno de los países pioneros en el mundo en contar con tecnologías de regulación asísmica en su norma.

NORMA NCh 433.OF. 96 (MODIFICACIÓN 2009)

En el año 2009 se oficializa la nueva norma sísmica chilena tras años de estudios.

Esta norma presenta cambios mínimos como por ejemplo, agregar tipos de estructuración que permiten agregar mayores definiciones de factores de modificación de respuesta R^* y R_o . Sin embargo, mantiene el espectro de diseño, la clasificación de zonas sísmicas y el tipo de suelo, entre otras.

Debido al terremoto del 27F de 2010 esta norma termina por pasar desapercibida.

NORMAS DE EMERGENCIA POSTERIOR AL 27F 2010.

Posterior al terremoto de 2010 se re-estudia la norma sísmica existente. Estos resultados no estarían listos antes de dos años.

Es debido a lo anterior y a los efectos que ocasionó el terremoto en distintas edificaciones que se establece una norma de emergencia dando origen así al decreto N°117, que se termina aprobando en noviembre de 2010.

Los cambios claves que introduce este decreto son:

- Se define un nuevo estudio de suelos, el que consiste en evaluar la rigidez de los suelos para bajas deformaciones para todos los estratos de suelos en los primeros 30 metros de terreno.
- Se modifica totalmente el espectro de diseño, principalmente para las estructuras más flexibles ($T > 0.8 \text{seg}$).

- Se define el espectro elástico de desplazamientos, con el fin de aportar al desarrollo del diseño de muros de hormigón armado (NCh430) en base a la demanda de desplazamiento de techos.

3.5.2.2 La norma sísmica en la actualidad

En noviembre del 2011 se aprobó el *decreto N°61* el cual deroga al N°117. Este decreto aprobado en 2011 junto con la *NCh433.Of. 96 Modificada en 2009* conforman la actual y vigente norma sísmica chilena.

Entre las principales modificaciones que se introdujeron en el decreto antes mencionado podemos indicar que:

- Se crea un nuevo tipo de suelos entre los suelos II y III, ahora definidos como B y D respectivamente. Con esto se busca aminorar la diferencia que entregan los diseños basados en los suelos tipo II o tipo III, los que a veces presentan hasta un 50% de diferencia en las armaduras de una estructura.
- Se elimina el espectro del decreto N°117 y se vuelve al espectro original de la NCh433.Of96. Esta conclusión se toma con los resultados obtenidos del 27F, donde la mayoría de los edificios que sufrieron daños de importancia, fueron víctimas de la clasificación de los suelos contenida en las normas anteriores al sismo.

3.5.3 Los espectros de diseño de la norma

La norma chilena, como es habitual en las normas sismorresistentes, específica en su reglamento cómo debe ser construido el espectro de diseño y que parámetros y valores deben tenerse en cuenta en función de la localización y el tipo de suelo que se encuentra en el emplazamiento.

La expresión [13] muestra cómo obtener las aceleraciones espectrales para reconstruir el espectro de diseño en función del periodo de vibración.

$$Sa = \frac{S A_0 \alpha}{R^*/I} \quad [13]$$

Donde Sa corresponde con el valor de la aceleración espectral de diseño, S es un parámetro que depende del tipo de suelo, A_0 es la aceleración efectiva máxima del suelo y se emplea como aceleración de base, α es un parámetro dependiente del periodo que da forma al espectro y el tipo de suelo, R^* es un factor de modificación de la respuesta estructural e I es un coeficiente relativo a la importancia y uso del edificio.

El parámetro S de la norma es similar al factor de amplificación que se introduce en los estudios de peligrosidad sísmica para considerar el efecto de sitio, en la Tabla se muestran los valores propuestos por la norma en función del tipo de suelo.

Tabla 11: Tipos de suelo de la norma chilena y parámetros asociados al tipo de suelo

TIPO DE SUELO	VS30	S	To	T'	N	P
A	> 900	0,90	0,15	0,20	1,00	2,0
B	>500	1,00	0,30	0,35	1,33	1,5
C	>350	1,05	0,40	0,45	1,40	1,6
D	>180	1,20	0,75	0,85	1,80	1,0
E	<180	1,30	1,20	1,35	1,80	1,0
F	Especial	---	---	---	---	---

El parámetro A_0 corresponde con la aceleración de entrada que se le dará al espectro, depende de la localización del emplazamiento dentro del país, estableciendo tres zonas diferentes con tres valores de A_0 diferentes. La Zona I ($A_0=0.2g$), de menor peligrosidad, para las construcciones que se encuentran más alejadas de la costa, la Zona II ($A_0=0.3g$), para construcciones que se encuentran en la zona central del país y la Zona III ($A_0=0.4g$), de mayor peligrosidad, para las construcciones que se encuentran cerca de la costa. La normativa ofrece un mapa con la división de cada zona.

El parámetro α depende del periodo de vibración de entrada y es el que da forma al espectro, obtenido a partir de la expresión [14].

$$\alpha = \frac{1+4.5\left(\frac{T_n}{T_0}\right)^p}{1+\left(\frac{T_n}{T_0}\right)^3} \quad [14]$$

Donde T_n es el periodo de vibración de entrada, y T_0 y p son parámetros que dependen del tipo de suelo (Tabla), esta expresión aumenta el valor de S_a cuando los suelos son blandos y desplaza el valor máximo de las aceleraciones S_a hacia la derecha, es decir, hacia los largos periodos.

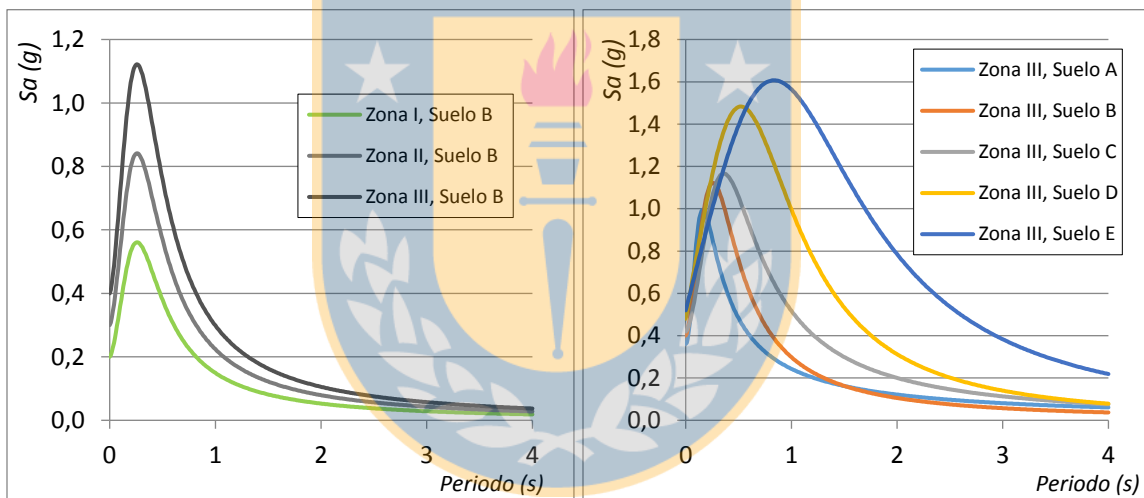
Por último, los parámetros R^* e I , son propios de la estructura que se desee construir, R^* está asociado al tipo de construcción, donde interviene por ejemplo el material de construcción, para este estudio se tomará el valor de 1, lo que equivale a modelar la aceleración de entrada sin tener en cuenta la respuesta estructural.

I depende de la categoría e importancia del edificio, tomando valores de 0.6 para edificios y otras estructuras aisladas o provisionales no destinadas a habitación, 1 para edificaciones normales destinadas a la habitabilidad, 1.2 para edificios y otras estructuras cuyo contenido

es de gran valor (como museos y bibliotecas entre otros) y 1.2 para edificios y otras estructuras clasificadas como edificios gubernamentales o instalaciones cuyo uso es de especial importancia en caso de catástrofe, como hospitales, refugios de emergencia y cuarteles de bomberos entre otros.

En la Figura 43; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestran los espectros de diseño de la norma en función de la zona sísmica y del tipo de suelo.

Figura 43: Espectros de diseño de la norma chilena, a la izquierda se muestra la variación del espectro en función de la zona sísmica (A_0) y a la derecha la variación del espectro en función del tipo de suelo.



3.5.4 Comparación de Espectros.

En función de las localización y tipo de suelo de las 10 ciudades seleccionadas (Tabla) se fueron programando los espectros de diseño correspondientes, tal y como establece la norma.

Tabla 12: Parámetros relativos a la norma chilena de las ciudades seleccionadas para el estudio

CIUDADES	Ao	TIPO SUELO	VS30	S	To	P
Rancagua	0,3 g	D	317 m/s	1,20	0,75	1,0
Pichilemu	0,4 g	C	454 m/s	1,05	0,40	1,6
Talca	0,3 g	D	270 m/s	1,20	0,75	1,0
Talcahuano	0,4 g	D	349 m/s	1,20	0,75	1,0
Concepción	0,4 g	D	227 m/s	1,20	0,75	1,0
Los Ángeles	0,3 g	D	309 m/s	1,20	0,75	1,0
Temuco	0,3 g	D	295 m/s	1,20	0,75	1,0
Pucón	0,2 g	C	492 m/s	1,05	0,40	1,6
Valdivia	0,4 g	D	252 m/s	1,20	0,75	1,0
Pto, Montt	0,3 g	C	382 m/s	1,05	0,40	1,6

Estos espectros fueron superpuestos a los espectros de respuesta promedio obtenidos en este estudio ($\mu \pm \alpha$) y la comparación de ambos espectros mostró lo conservadora o no que es la norma chilena para un escenario como el reproducido en este estudio.

En la Figura 44, Figura 45 y Figura 46 se muestran los espectros de respuesta y diseño obtenidos para las 10 ciudades.

Figura 44: Espectros de respuesta ($\mu \pm \alpha$) [azul] y espectros de diseño [rojo] para las ciudades seleccionadas de la región VI y VII

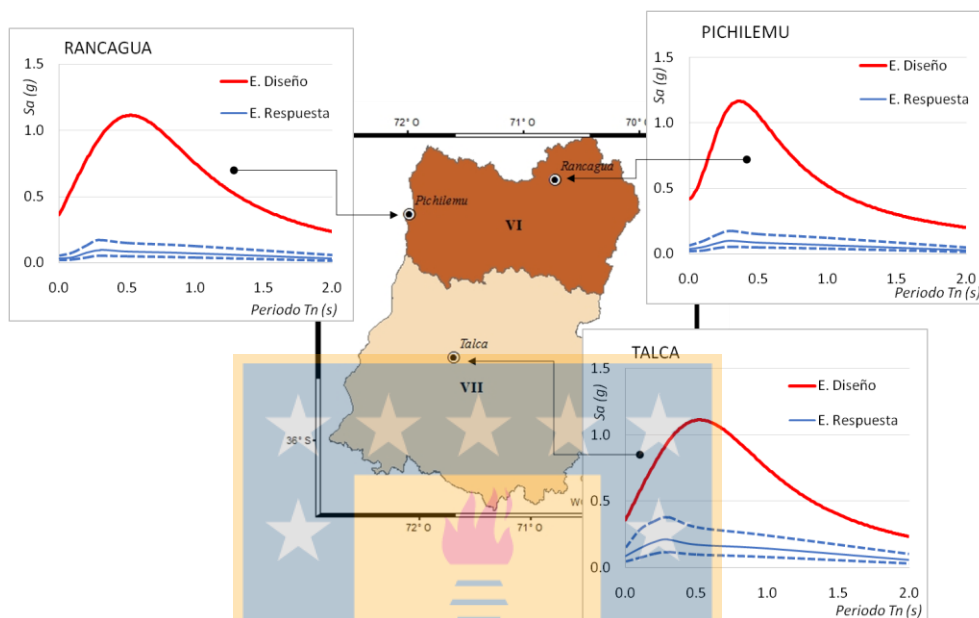


Figura 45: Espectros de respuesta ($\mu \pm \alpha$) [azul] y espectros de diseño [rojo] para las ciudades seleccionadas de la región VIII y IX.

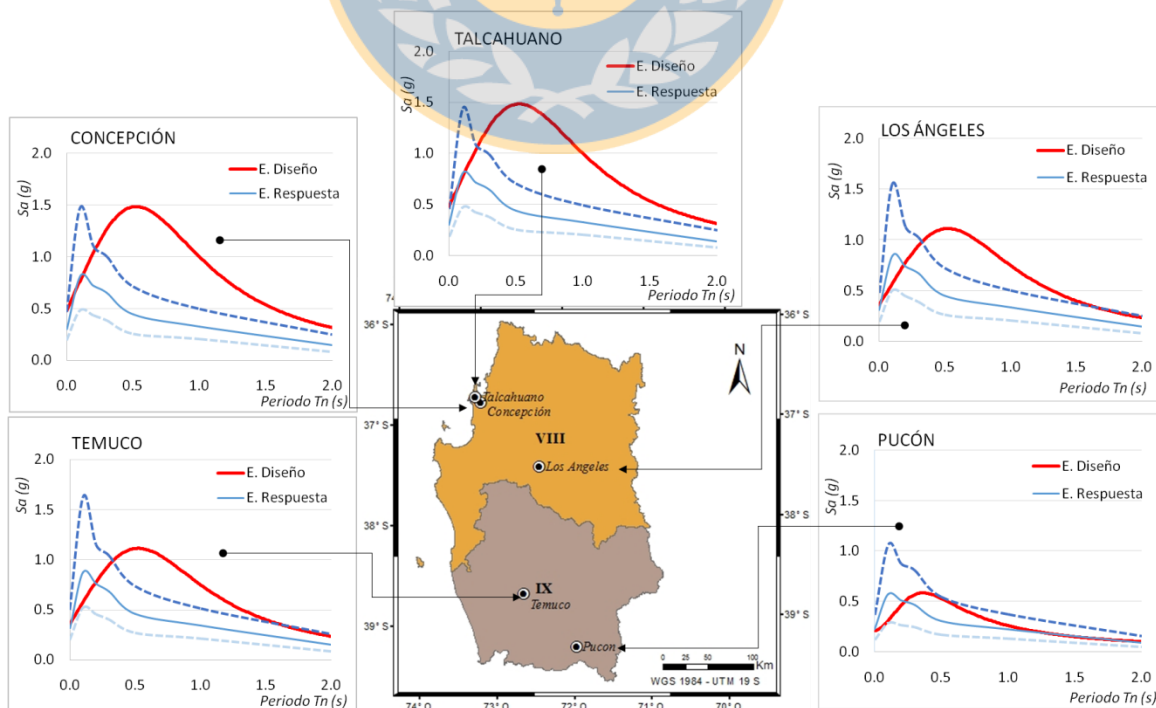
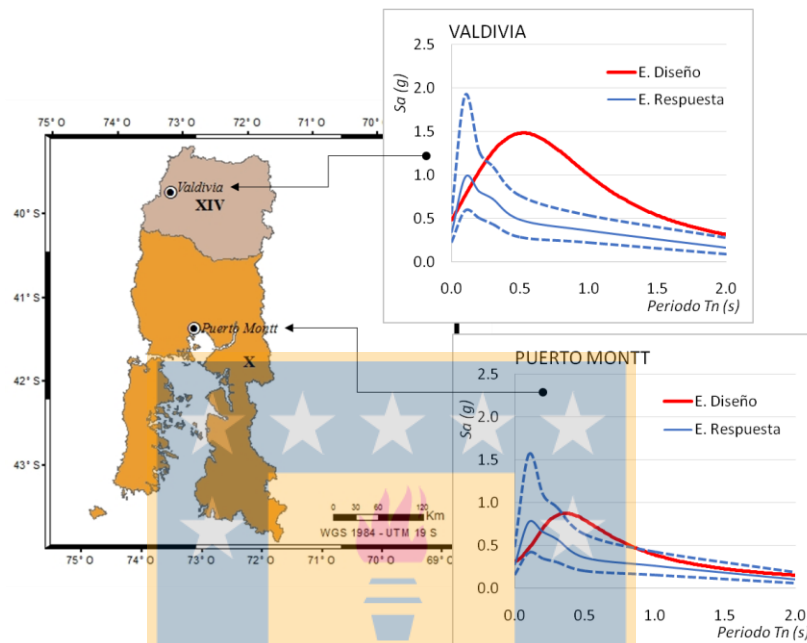


Figura 46: Espectros de respuesta ($\mu \pm \alpha$) [azul] y espectros de diseño [rojo] para las ciudades seleccionadas de la región X y XIV.



Como puede observarse en los resultados, de acuerdo a los parámetros modelados y valores considerados, no todas las estructuras de las ciudades seleccionadas tendrían la misma respuesta o sufrirían el mismo tipo de daño.

Las estructuras habitacionales de las ciudades de las regiones VI y VII (Figura 44) no quedarían afectadas por el terremoto, ya que el espectro de diseño (rojo) supera en todas las ordenadas espectrales al espectro de respuesta (azul).

Por el contrario, en las regiones VIII y IX (Figura 45) si encontramos algunas situaciones críticas, En Concepción y Talcahuano, si se registrasen aceleraciones ($\mu + \alpha$), estas superan las aceleraciones de diseño en los periodos cortos, más crítica sería la situación de Los Ángeles, Temuco y Pucón, donde las aceleraciones de diseño serían superadas por la media del espectro de respuesta (μ) también para esos periodos cortos, Este caso, pone de manifiesto que las edificaciones con periodos de vibración inferiores a 0,4s (estructuras

bajas, con menos de 4 pisos) pueden verse afectadas seriamente por el terremoto, mientras que las estructuras con mayor número de pisos, a priori, quedarían cubiertas por el espectro de diseño.

Situación similar se encuentra en las regiones X y XIV (Figura 46), donde el espectro de diseño no cubriría las aceleraciones esperadas para los cortos periodos, en el caso de Puerto Montt además (como ocurre en Pucón), el espectro de diseño apenas cubre a la aceleración ($\mu+\alpha$) en todo el espectro.



CONCLUSIONES

Con respecto a la fuente sísmica, cabe destacar que, pese a que sólo han pasado 56 años desde la liberación de energía del terremoto de Valdivia de 9,6Mw, la alta velocidad de la subducción de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana (66 mm/año según Maksymowicz, 2015) y la amplia zona de acumulación de esfuerzos, reflejan que puede haberse acumulado suficiente energía en la zona como para generar un terremoto de magnitud 8,7Mw en la actualidad, muy similar al sismo que ocurrió en 2010, pero localizado a una latitud menor.

Este terremoto puede generar un amplio plano de ruptura de 566 km de largo por 191 km de ancho, lo que evidencia la gran región de Chile que puede verse expuesta.

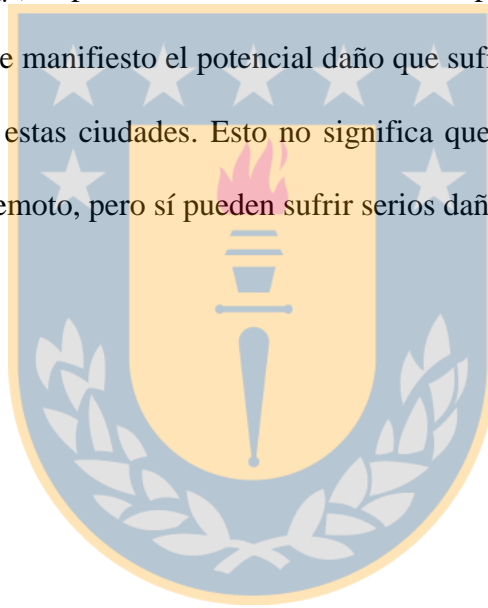
Los modelos de movimiento fuerte (GMPEs) empleados para el estudio, CB12 y H14, pese a haber sido desarrollados con datos de Chile, reflejan una gran discrepancia en las aceleraciones predichas, especialmente en los periodos cortos de vibración y cerca del plano de ruptura, donde el modelo de H14 predice aceleraciones que duplican las estimadas por CB12. Esto refleja la gran incertidumbre asociada al modelar la propagación de la onda sísmica.

Con respecto al efecto de sitio, los dos GMPEs ofrecen una pobre clasificación geotécnica, por este motivo se incorporó en el estudio la clasificación propuesta por el NEHRP, 2009 y sus factores de amplificación de la aceleración. Modelando de este modo la variable más detalladamente.

Para generar una solución adaptada a las incertidumbres de los GMPEs, finalmente se estimó la aceleración media de los dos modelos calculados teniendo en cuenta su propia

desviación del movimiento ($\mu \pm \sigma$), tal y como se muestran en los espectros de respuesta de las 10 ciudades analizadas.

Los espectros de respuesta de esas ciudades fueron comparados con los espectros de diseño de la norma sismorresistente chilena, como ya se evidenció, los espectros de diseño de estas ciudades no siempre cubren el total de las aceleraciones predichas por los modelos. Concretamente, en las ciudades de Los Ángeles, Temuco, Pucón y Valdivia la media del movimiento esperado (μ) supera a las aceleraciones del espectro de diseño para cortos periodos, lo que pone de manifiesto el potencial daño que sufrirían las edificaciones bajas (menos de 4 pisos) en estas ciudades. Esto no significa que esas edificaciones vayan a colapsar durante el terremoto, pero sí pueden sufrir serios daños.



REFERENCIAS

1. Abrahamson, N., Gregor, N., & Addo, K, (2015), BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes, *Earthquake Spectra*, 32(1), 23-44,
1. Atkinson G, M., and Boore, D, M, (2003), Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull, Seismol, Soc, Am*, , 93, 1703–1729
2. Atkinson, G, M., and Macias, M, (2009), Predicted ground motions for great interface earthquakes in the Cascadia subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1552-1578,
3. Barradas Hernández, J, E., and Ayala Milián, A, G, (2014), Procedimiento de diseño sísmico multinivel basado en desplazamiento para estructuras a base de marcos de concreto reforzado, *Ingeniería sísmica*, (91), 75-101,
4. Bastías, N., Gonzalo, A,M., Leyton, F., Saez, E., Ruzd, F, and Troncoso, P, Evaluation of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) for Chile Subduction Zone,
2. Benito, B., and Jiménez, E, (1999), Peligrosidad sísmica, *Física de la Tierra*, (11), 13-47,
3. Benito, B., Gaspar-Escribano, J, M., Martínez-Díaz, J, J., García Rodríguez, M, J., Jiménez Peña, E., Canora, C., & Álvarez-Gómez, J, A, (2008), The RISMUR project: seismic risk assessment of the Murcia province (SE Spain), *Bolletino di Geofisica, Teroica e Applicata*, 49(1), 3-15,
4. BID 2015, Indicadores de Riesgo de Desastre y de Gestión de Riesgos, Programa para América Latina y el Caribe, Banco Interamericano de Desarrollo
5. Bommer, J., Douglas, J., Scherbaum, F., Cotton, F., Bungum,H, and Fäh, D, (2010),On the selection of ground-motion prediction equations for seismic hazard analysis, *Seismological Research Letters*, 81(5), 783-793,
6. Boroschek, R, and Contreras, V, (2012), Strong ground motion from the 2010 Mw 8,8 Maule Chile earthquake and attenuation relations for Chilean subduction zone interface earthquakes, *International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, March 1-4, Tokyo, Japan,
7. Brune J,N, (1968), Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones, *Journal of Geophysical Research*, 73: 777–784,
1. Contreras,V, and Boroschek, R, (2012),Strong ground motion attenuation relations for Chilean subduction zone interface earthquakes, In *Proceedings of Fifteenth World Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, Portugal,
2. Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer,J, and Bungum, H, (2006),Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions: Application to central Europe and rock sites, *Journal of Seismology*, 10(2), 137156,
3. Crisafulli, F., Villafaña, E, (2002), “Espectros de Respuesta y de Diseño”, Facultad de Ingeniería,, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina,
4. D, Muñoz, 1989, Conceptos Básicos en Riesgo Sísmico, Cátedra de Geofísica Facultad de Ciencias Físicas Universidad Complutense de Madrid,

5. EIRD, (2009), Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction (GAR), International Strategy for Disaster Reduction, Geneva,
6. EM-DAT 2012, Información en base a The International Disaster Database año 2012,
7. EM-DAT, ONEMI, Información extraída en The International Disaster Data Base y de la Oficina Nacional de Emergencias (ONEMI) año 2009, en documento País 2010,
8. García D, Singh SK, Herráiz M, Ordaz M, Pacheco JF (2005) Inslab earthquakes of central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra, *Bull Seismol Soc Am* 95(6):2272–2282
9. Gates, A, E., & Ritchie, D, (2009), *Encyclopedia of earthquakes and volcanoes*, Infobase Publishing,
10. GUC-NEIC, Geofísica de la Universidad de Chile & National Earthquake Information Center (USA)
11. Haendel, A., Specht, S., Kuehn, N, M., and Scherbaum, F, (2015), Mixtures of ground-motion prediction equations as backbone models for a logic tree: an application to the subduction zone in Northern Chile, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13(2), 483-501,
12. Hanks, T, and Kanamori, H, (1979), A moment magnitude scale, *J, Geophys, Res*, 84, 2348–2350,
13. Hayes, G, P., Wald, D, J., & Johnson, R, L, (2012), Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B1),
14. Jongmans, D.; Ptilakis, K.; Demanet, D.; Raptakis, D.; Riel, J.; Horrent, C.; Tsokas, G.; Lontzetidis, K; Bard, P, Y., 1998, EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Basin and Validation of the Basin Response, *BSSA*, Vol 88, No 2, pp 473-487,
15. Kale, O, and Akkar, S, (2013) A new procedure for selecting and ranking ground-motion prediction equations (GMPEs): the Euclidean distance-based ranking (EDR) method, *Bull Seismol Soc Am* 103(2A):1069– 1084
16. Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., & Fukushima, Y, A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3): 879 - 897,
17. Kusky, T., & Kusky, T, M, (2008), *Earthquakes: Plate tectonics and earthquake hazards*, Infobase Publishing,
18. Leonard, M., (2010), *Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release*, *Seismological Society of America*, 100 (5A), 1971 – 1988,
19. Lillie, R, J, 2005, *Parks and plates: the geology of our national parks, monuments, and seashores*, W, W, Norton and Company., New York, New York, USA
20. Lin, P, and Lee, T, (2008), Ground-motion attenuation relationships for subduction-zone earthquakes in northeastern Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1):220 - 240,
21. Maksymowicz, A, (2015), The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile, *Tectonophysics*, 659, 183-196,
22. Munich RE, Nathan World Map of Natural Hazards, 2011 version,
23. NEHRP (2009), Council, B, S, S, (2009), *NEHRP recommended seismic provisions for new buildings and other structures*, Federal Emergency Management Agency,

24. Oficial, N, C, (1996), Diseño sísmico de edificios, Instituto Nacional de Normalización INN-Chile, NCh433, Of96,
25. Reid, H, F, (1910), The mechanics of the earthquake (Vol, 2), Carnegie institution of Washington,
26. Rivas-Medina, A, (2014), Contribución metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente dirigida a estimaciones de peligrosidad sísmica, Aplicación al sur de España (tesis doctoral), Universidad Politécnica de Madrid, España,
27. Rivas-Medina, A., Aguiar, R., Benito, M. B., Escribano, J, M, G., & Parra, H, (2014), Determinación del período de recurrencia y magnitud máxima para el control de las estructuras en el rango elástico ante un sismo asociado a las fallas inversas de Quito,
28. Rosero, D, 2015, Escenarios de riesgo sísmico del cantón Rumiñahui debido a dos sismos probables con la ayuda de un sistema de información geográfica, Tesis de Grado en Ingeniería Geográfica y del Medio Ambiente, Universidad de las Fuerzas Armadas – ESPE
29. Ruiz, S., and Saragoni, G, (2005), Attenuation equations for subduction-zone earthquakes in Chile considering two seismogenic mechanisms and site effects, Proceedings, IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile, 16-19,
30. Scherbaum, F., Cotton, F, and Smit, P, (2004) On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity: the case of rock motion, *Bull Seismol Soc Am* 94(6):2164–2185
31. Scherbaum, F., Delavaud, E, and Riggelsen, C, (2009) Model selection in seismic hazard analysis: an informationtheoretic perspective, *Bull Seismol Soc Am* 99(6):3234–3247
32. SERNAGEOMIN, Servicio Nacional Geología y Minería, www.sernageomin.cl
33. Simkin, T., R, I, Tilling, P, R, Vogt, S, H, Kirby, P, Kimberly, and D, B, Stewart, 2006, This dynamic planet: world map of volcanoes, earthquakes, impact craters and plate tectonics, Geologic investigations map I-2800, US Geological Survey,
34. Stirling M,W., McVerry G,H, and Berryman K,R, (2002),A new seismic hazard model of New Zealand,Bulletin of the Seismological Society of America,92: 1878-1903,
35. Stirling, M, W., M, C, Gerstenberger, N, J, Litchfield, G, H, McVerry, W, D, Smith, J, Pettinga, and P, Barnes (2008), Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology, Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake, Engineering, 41: 51–67,
36. Strasser, F, O., Arango, M, C., & Bommer, J, J, (2010), Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude, *Seismological Research Letters*, 81(6), 941-950,
37. UNDRO, 1980, Natural disasters aud vulnerability analysis, Report Expert Group Meeting, Geneva, 49 Pp
38. UNISDR (2012), Análisis de Riesgos de Desastres en Chile, VII Plan de Acción DIPECHO en Sudamérica 2011-2012,
39. UNISDR (2015), El GAR de bolsillo 2015, Hacia el desarrollo sostenible: El futuro de la gestión del riesgo de desastres, Ginebra, Suiza: Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres (UNISDR),
40. USGS, United States Geological Servives, www.usgs.gov,

41. Valenzuela JG (2007), Diseño sísmico de estructuras, www.u-cursos.cl
42. Vinueza G, 2015, Estimación y modelación espacial de la peligrosidad sísmica asociada a grandes terremotos de subducción interfase mediante modelos con dependencia temporal en la costa oeste de Sudamérica, Tesis de Grado en Ingeniería Geográfica y del Medio Ambiente, Universidad de las Fuerzas Armadas – ESPE
43. Wells D,L, and 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: 974-1002,
44. Williges, Keith, Stefan Hochrainer-Stigler, Junko Mochizuki and Reinhard Mechler, 2014, Modeling the indirect and fiscal risks from natural disasters: Emphasizing resilience and “building back better”, Background Paper prepared for the 2015 Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction, Geneva, Switzerland: UNISDR,
45. Youngs, R., Chiou, S., Silva,W.,&Humphrey,J, (1997),Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seismological Research Letters*, 68(1):58 - 73,
46. Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi,T.,Takahashi,T., Ogawa, H.,, H., Somerville, P., Fukushima, Y.,& Fukushima, Y, (2006),Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3): 898 - 913,



Lista de Tablas

Tabla 1. 10 principales desastres naturales en Chile período 1900-2010 ordenados según daño económico.	6
Tabla 2: 10 principales desastres naturales en Chile según número de afectados, período 1900-2010	6
Tabla 3. Sismos Importantes y/o destructivos, período 1900-2014. T: Tsunami; TM: Tsunami Moderado; TD: Tsunami Destructor y mayor. (Fuente: GUC-NEIC).....	8
Tabla 4: Dimensiones del plano de ruptura estimadas para el terremoto potencial a partir de las relaciones propuestas por Strasser et al. (2010).....	43
Tabla 5: Coordenadas del plano de ruptura modelado en metros. WGS84, UTM 19S	47
Tabla 6: Coeficientes ajustados en el modelo Z06.Fuente: Zhao et al. 2006	49
Tabla 7: Coeficientes ajustados en el modelo CB12.Contreras and Boroschek (2012) ...	50
Tabla 8: Coeficientes ajustados en el modelo H14.Haendel et al. 2014.....	51
Tabla 9: Clasificación de suelos del NHERP, 2009 a partir del valores de Vs30	63
Tabla 10: Factores de amplificación para diferentes tipos de suelo, periodos estructurales y valores de aceleración base en g	65
Tabla 11: Tipos de suelo de la norma chilena y parámetros asociados al tipo de suelo ...	78
Tabla 12: Parámetros relativos a la norma chilena de las ciudades seleccionadas para el estudio	81

Lista de Figuras

Figura 1: Países que enfrentan un déficit de financiamiento para 1 evento cada 100 años.

Figura 2: Porcentajes de área de influencia afectada por diferentes tipos de amenaza.

Figura 3: Clasificación de riesgo de mortalidad relativa y absoluta por tipo de amenaza.

Figura 4: Sismicidad de Chile período 1900-2014 Sismos Importantes y/o Destructivos con magnitud M_w mayor o igual a 7,0.

Figura 5: Cinturón de Fuego del Pacífico (demarcado en rojo) y actividad sísmica mundial.

Figura 6: Régimen Tectónico de Chile. El cuadro naranja marca la zona de estudio de este proyecto.

Figura 7: Longitud de ruptura de los grandes terremotos registrados en Chile desde hace 50 años. En el cuadro amarillo se enmarca la zona de estudio de este proyecto.

Figura 8: Ciclo de acumulación y liberación de esfuerzos. A) Reposo B) Deformación C) Relajación.

Figura 9: Diagrama simplificado del proceso cíclico de acumulación y liberación de esfuerzos en el tiempo.

Figura 10: Mapa de placas litosféricas.

Figura 11: Mosaico de Placas con sus bordes.

Figura 12: Regiones tectónicas asociadas a la zona de subducción. Rojo: Interfase, Azul: Intraplaca y Amarillo: Cortical.

Figura 13: Ondas que se propagan por el interior de la Tierra y su comportamiento.

Figura 14: Ondas superficiales Love y Rayleigh y su comportamiento.

Figura 15: Registro en un sismograma de la llegada de las ondas internas y superficiales a un emplazamiento.

Figura 16: Esquema de obtención de un espectro de respuesta en función del periodo de vibración de la estructura a partir del registro acelerométrico.

Figura 17: Registros acelerográficos y correspondientes espectros de respuesta elásticos de los niveles de diseño sísmico considerados en la estación SCT del Valle de México.

Figura 18: Variables intervinientes en la estimación de la peligrosidad sísmica.

Figura 19: Tipos de Fallamientos.

Figura 20: Geometría y parámetros de la falla.

Figura 21: Atenuación de la aceleración en función de la distancia y la magnitud.

Figura 22: Ejemplo de amplificación local.

Figura 23: Clasificación del tipo de suelo en función de las características geotécnicas y el valor de la V_{s30} .

Figura 24: Fases de trabajo diseñadas para implementar el estudio. En rojo claro, las fases desarrolladas con el SIG, en rojo oscuro los resultados parciales obtenidos (hitos del trabajo).

Figura 25: Plano de falla terremoto 2010.

Figura 26: Imagen del plano de subducción propuesto por Hayes et al, 2012 en la zona de estudio.

Figura 27: Imágenes de los procesos desarrollados para obtener las coordenadas del plano de ruptura con ArcGIS.

Figura 28: Plano de ruptura modelado para el terremoto.

Figura 29: Valores V_{s30} estimados en la USGS para la zona de estudio.

Figura 30: Clasificación de suelo del modelo Z06 a partir del valor de V_{s30} .

Figura 31: Imágenes de los procesos desarrollados para obtener una capa de distancias hasta el plano de ruptura con ArcGIS.

Figura 32: Valores de aceleración predichos por los modelos preseleccionados para PGA en cm/s^2 .

Figura 33: Valores de aceleración predichos por los modelos preseleccionados para SA (0.1 s) en cm/s^2 .

Figura 34: Valores de aceleración predichos por los modelos preseleccionados para SA (1.0 s) en cm/s^2 .

Figura 35: Comparativa de los valores predichos entre los tres modelos PGA.

Figura 36: Comparativa de los valores predichos entre los tres modelos SA (1.0 s).

Figura 37: Clasificación de suelos de la región según NEHRP.

Figura 38: Mapa con las aceleraciones en suelo duro predicha por los modelos CB12 y H14 en PGA, SA (0.1 s) y SA (1.0 s).

Figura 39: Valores de aceleración predichos por los modelos CB12 y H14. A la izquierda de la aparecen las aceleraciones medias esperadas (AME) para PGA en cm/s^2 .

Figura 40: Valores de aceleración predichos por los modelos CB12 y H14. A la izquierda de la aparecen las aceleraciones esperadas medias (AEM) para SA (0.1s) en cm/s^2 .

Figura 41: Valores de aceleración predichos por los modelos CB12 y H14. A la izquierda de la aparecen las aceleraciones esperadas medias (AEM) para SA (1.0s) en cm/s^2 .

Figura 42: Ciudades de interés en área de estudio.

Figura 43: Espectros de diseño de la norma chilena, a la izquierda se muestra la variación del espectro en función de la zona sísmica (A_o) y a la derecha la variación del espectro en función del tipo de suelo.

Figura 44: Espectros de respuesta ($\mu \pm \alpha$) [azul] y espectros de diseño [rojo] para las ciudades seleccionadas de la región VI y VII.

Figura 45: Espectros de respuesta ($\mu \pm \alpha$) [azul] y espectros de diseño [rojo] para las ciudades seleccionadas de la región VIII y IX.

Figura 46: Espectros de respuesta ($\mu \pm \alpha$) [azul] y espectros de diseño [rojo] para las ciudades seleccionadas de la región X y XIV.

