



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ingeniería - Programa de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con
mención en Ingeniería Civil

Modelo Predictivo Para Intensidades Sísmicas Superficiales en Chile



Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con
mención en Ingeniería Civil

NICOLÁS ENRIQUE BASTIAS TEJOS
CONCEPCIÓN-CHILE
2016

Profesor Guía: Gonzalo Montalva Alvarado
Dpto. de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería
Universidad de Concepción

RESUMEN

Chile, al estar emplazado cerca de la zona de subducción de las placas de Nazca y Sudamericana, se encuentra en un ambiente sísmico activo, por lo cual, está propenso a sufrir los efectos de terremotos de mediana y gran magnitud. Es por esto, que los terremotos representan una gran amenaza para el país. Debido a lo anteriormente expuesto, y con la intención de reducir los niveles de daño provocados por los terremotos en las estructuras, es necesario mejorar la predicción de los parámetros de intensidad sísmica que dominan el diseño y el comportamiento estructural, como lo son las aceleraciones máximas del suelo y espectrales.

Un modelo predictivo de intensidades sísmicas busca cuantificar la intensidad sísmica en superficie (*e.g.* PGA o aceleraciones espectrales) y su incertidumbre. Modelando el fenómeno a través de variables explicativas tales como; la magnitud, la distancia desde la fuente sísmica al sitio de estudio, el mecanismo de falla, el efecto de sitio, entre otras.

En este trabajo se desarrolla una robusta base de datos de registros sísmicos chilenos, distribuidos entre los años 1985 hasta el 2015, incluyendo los terremotos de Valparaíso (7.9Mw), Maule (8.8Mw), Iquique (8.1Mw), Illapel (8.3Mw), entre otros. Se procesan a través de un esquema estandarizado por componente, con el fin de homologar el nivel de ruido entre los distintos registros sísmicos. Finalmente, se ajustan los datos a través de una regresión de un modelo no lineal de efectos mixtos.

El desarrollo de estos modelos predictivos se vuelve relevante para el análisis de la peligrosidad sísmica, que tiene por objetivo determinar las cargas sísmicas de diseño para ciertos proyectos de Ingeniería Civil (*e.g.* centrales nucleares, hidroeléctricas, estructuras mineras). Además, permite el desarrollo de mapas de peligro sísmico, los cuales son una herramienta para la planificación demográfica de grandes urbes, y la consecuente asignación de recursos a zonas probablemente más riesgosas frente la acción de un terremoto. Todo esto con el fin de reducir el riesgo a las personas y a la estructuras.

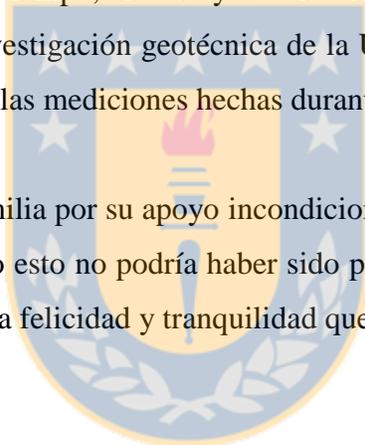


AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto FONDECYT 11121404 “*Site Terms as a Tool for Better Seismic Intensity Prediction*”, además de recibir el apoyo y colaboración de la fundación FUCHIGE, a través de Ruz y Vukasovic, de la Facultad de Ingeniería y dirección de postgrado de la Universidad de Concepción, y del Centro Sismológico Nacional, por proporcionar los registros sísmicos y su respectiva información.

Agradecer las contribuciones a este trabajo de investigación del Dr. Felipe Leyton, Dr. Adrian Rodriguez-Marek y del grupo de trabajo N°6 de GEM-SARA. A mi profesor patrocinante, Dr. Gonzalo Montalva, por su tiempo, ideas y dedicación en este proyecto. Un especial agradecimiento al grupo de investigación geotécnica de la Universidad de Concepción, su apoyo ha sido de vital importancia en las mediciones hechas durante esta tesis.

Finalmente, agradecer a mi familia por su apoyo incondicional y por los valores entregados en mi formación como persona. Todo esto no podría haber sido posible sin el apoyo y compañía de mi novia, Ana María, gracias por la felicidad y tranquilidad que me has entregado.



ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación	1
1.2 Hipótesis de trabajo	1
1.3 Objetivos	2
1.4 Metodología de trabajo	2
1.5 Organización de la tesis	3
CAPÍTULO 2 MODELOS PREDICTIVOS DE INTENSIDADES SÍSMICAS.....	4
2.1 Introducción	4
2.2 Caracterización de la respuesta sísmica en superficie	4
2.3 Parámetros de intensidad sísmica	8
2.4 Análisis de peligro sísmico	10
2.5 Modelos predictivos de intensidades sísmicas superficiales (GMPE).....	12
2.6 Conclusiones	13
CAPÍTULO 3 BASE DE DATOS DE REGISTROS SISMICOS CHILENOS.....	14
3.1 Introducción	14
3.2 Base de datos de eventos sísmicos.....	14
3.3 Base de datos de estaciones acelerográficas	17
3.4 Procesamiento de registros sísmicos.....	22
3.5 Base de datos final	26
3.6 Conclusiones	31
CAPÍTULO 4 FORMA FUNCIONAL Y METODOLOGÍA DE REGRESIÓN	32
4.1 Introducción	32
4.2 Forma funcional y modelamiento de los residuales.....	32
4.3 Metodología de regresión	36
4.4 Eliminación de datos atípicos	38
4.5 Análisis cualitativo del modelo predictivo	39
4.6 Conclusiones	41

CAPÍTULO 5	MODELO PREDICTIVO DE INTENSIDADES SISMICAS PARA CHILE...	43
5.1	Introducción	43
5.2	Modelo predictivo de intensidades sísmicas para Chile	43
5.3	Análisis de residuales.....	47
5.4	Comparación de mediana con otros modelos aplicables a la región tectónica	58
5.5	Desviaciones del modelo	61
5.6	Análisis de sensibilidad de los coeficientes de la regresión	66
5.7	Conclusiones	72
CAPÍTULO 6	CONCLUSIONES	73
REFERENCIAS	77
ANEXO 1.	Parámetros de intensidad sísmica	84
A1.1	Parámetros de amplitud en el dominio del tiempo: PGA, PGV y PGD.....	84
A1.2	Parámetros en el dominio de la frecuencia: pseudo-aceleraciones espectrales	85
A1.3	Parámetros de duración sísmica.....	85
A1.4	Parámetros de energía sísmica	86
ANEXO 2.	Ejemplo de procesamiento de registros sísmico.....	88
ANEXO 3.	Ranking basado en la distancia euclidiana (EDR).....	91
ANEXO 4.	Ajustes del modelo para los datos observados	93
ANEXO 5.	Análisis de residuales para variables explicativas omitidas	97
ANEXO 6.	Coefficientes del modelo predictivo con respecto a los periodos espectrales	103
ANEXO 7.	Respuestas espectrales del modelo predictivo para diferentes simulaciones de terremotos	111

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Orden de preferencia para la utilización de catálogos sísmicos.	14
Tabla 3.2 Relaciones entre frecuencia fundamental (f_0) y velocidad de onda de corte promedio a los 30 metros (V_{s30})	19
Tabla 3.3 Pesos utilizados para predecir V_{s30}	20
Tabla 4.1 Cantidad de eventos por unidades de magnitud.	41
Tabla 4.2 Cantidad de registros por cada 100 km de distancia.	41
Tabla 5.1. Coeficientes de la regresión	46
Tabla 5.2. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual interveno y magnitud.....	48
Tabla 5.3. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual interveno y profundidad focal.	49
Tabla 5.4. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual intraveno corregido por sitio y distancia entre la fuente y el sitio.....	50
Tabla 5.5. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual <i>site-to-site</i> y velocidad de ondas de corte promedio a los 30 metros.....	51
Tabla 5.6 Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual interveno y profundidad focal sin profundidad limite en el modelo.	52
Tabla 5.7. Tabla comparativa entre modelos predictivos aplicables en Chile	56
Tabla 5.8. Valores de log-verosimilitud (LLH) y ranking basado en la distancia euclidiana (EDR) para diferentes modelos predictivos, y evaluación para grupo de datos segregados por sismogénesis.	57
Tabla 5.9. Intervalos superiores e inferiores de los coeficientes del modelo con un 95% de confianza.....	69
Tabla 5.10. Intervalos superiores e inferiores de los coeficientes del modelo con un 95% de confianza	70
Tabla A5.1 Resumen de las pendientes e intercepto de los ajustes a los residuales, con sus respectivos valores p	100

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Segregación de los tres factores que dan origen a la respuesta en superficie	5
Figura 2.2 Caracterización de la fuente sísmica y trayectoria de ondas sísmicas.	6
Figura 2.3 Construcción de un espectro de desplazamiento.....	9
Figura 2.4. Resumen esquemático de los 5 pasos utilizados en análisis probabilístico de peligro sísmico, PSHA.....	11
Figura 3.1 Diferentes mecanismos focales a través de las “pelotas de playa”.	16
Figura 3.2 Plano de falla definido por tres ángulos; el ángulo de inclinación de falla (<i>dip</i>), el rumbo (<i>strike</i>) y el ángulo de deslizamiento (<i>slip</i>).	17
Figura 3.3 Esquema de procesamiento para la obtención de la frecuencia fundamental para la estación Copiapó Hospital utilizando registros sísmicos..	19
Figura 3.4 Esquema de obtención de perfil de velocidad de onda de corte mediante medición de microvibraciones para la estación acelerográfica de 2da comisaria Pozo Almonte (T07A).....	21
Figura 3.5 Diagrama de flujo para el procesamiento de registros sísmicos chilenos.....	23
Figura 3.6 Esquema con las diferentes ventanas de un registro sísmico	24
Figura 3.7. Distribución de registros de la base de datos.	26
Figura 3.8. Distribución de registros segregando por magnitud de momento (M_w) y distancia de la fuente al sitio (R_{rup} para eventos interplaca y R_{hyp} para eventos intraplaca).	27
Figura 3.9. Distribución de registros segregando por magnitud de momento (M_w) y profundidad focal (H o Z_h).	27
Figura 3.10. Distribución de la inclinación de la falla (<i>dip</i>) versus ángulo de deslizamiento para los eventos chilenos.	28
Figura 3.11. Distribución geográfica de los eventos incluidos en la base de datos.....	29
Figura 3.12. Distribución geográfica de las estaciones acelerográficas incluidas en la base de datos de registros sísmicos chilenos	30
Figura 4.1. Representación gráfica del error total del modelo	34
Figura 4.2. Componentes intra-evento e inter-evento de la variabilidad del modelo.....	35
Figura 5.1. Comparación de la mediana del modelo ajustado con la data medida del terremoto del Maule (2010).	44

Figura 5.2. Comparación de la mediana del modelo ajustado con la data medida en el terremoto del Iquique (2014).	45
Figura 5.3. Residuales interevento versus magnitud de momento.	48
Figura 5.4. Residuales interevento versus profundidad focal.....	49
Figura 5.5. Residuales intraevento corregido por sitio versus distancia fuente al sitio.....	50
Figura 5.6. Residuales entre sitios versus V_{s30}	51
Figura 5.7. Residuales interevento versus profundidad focal sin profundidad limite (120 km). ..	52
Figura 5.8. Distribución de errores entre-evento y residual para los eventos segregados en interplaca e intraplaca.	53
Figura 5.9. Variación de parámetros de evaluación de modelos predictivos (<i>i.e.</i> LLH y EDR) con respecto al periodo de análisis.	55
Figura 5.10. Aceleraciones espectrales para un evento interplaca y un sitio con V_{s30} igual a 300 m/s.	58
Figura 5.11. Aceleraciones espectrales para un evento intraplaca con una profundidad hipocentral de 100 km y en un sitio con V_{s30} igual a 300 m/s.....	59
Figura 5.12. Comparación de la mediana del modelo para Chile con otros modelos aplicables a la región tectónica, para un sitio con $V_{s30} = 300$ m/s.	60
Figura 5.13. Comparación de la mediana del modelo para Chile con otros modelos aplicables a la región tectónica, para un sitio con $V_{s30} = 600$ m/s.	61
Figura 5.14. Efecto en las desviaciones al usar M_w reportada por catálogo de Harvard (CMT). .	62
Figura 5.15. Efecto en las desviaciones al usar estaciones con V_{s30} medido.....	63
Figura 5.16. Efecto en las desviaciones estándar del modelo, al utilizar datos de alta calidad.....	63
Figura 5.17. Análisis de las desviaciones de subgrupos de observaciones que contengan un mínimo de registros por estación para el catálogo <i>high-quality</i>	64
Figura 5.18. Análisis de las desviaciones de subgrupos de observaciones que contengan un mínimo de registros por estación para el catálogo <i>full</i>	65
Figura 5.19. Comparación de las desviaciones <i>single-station</i> para diferentes regiones tectónicas estudiadas por Rodriguez-Marek <i>et al.</i> (2013) con las desviaciones del modelo chileno.....	65
Figura 5.20 Ejemplo de análisis <i>bootstrap</i> para el coeficiente θ_1 y θ_2 para PGA, y de θ_{13} para un periodo de 5 segundos.	67

Figura 5.21. Ejemplo de análisis <i>bootstrap</i> para el coeficiente θ_{14} y θ_{12} en el periodo 3 y 10 segundos, respectivamente.	68
Figura 5.22. Análisis de sensibilidad del coeficiente θ_1 versus cantidad de registros incluidos en el subgrupo para la estimación de PGA.	71
Figura 5.23. Análisis de estabilidad del coeficientes θ_2 versus cantidad de registros incluidos en el subgrupo para la estimación de PGA.	71
Figura A1.1 Parámetros de amplitud en el tiempo. A la izquierda, valores de PGA, PGV y PGD en un registro. A la derecha, registros con igual valor de PGA y distinta duración.....	84
Figura A1.2 Representación gráfica de cómo obtener un espectro de respuesta.	85
Figura A1.3 Definición de la duración efectiva.	86
Figura A2.1 Identificación del evento, la estación y el plano de falla asociado al evento.	88
Figura A2.2 Identificación de las ventanas de un registro.	88
Figura A2.3 Razones Señal-Ruido.	89
Figura A2.4 Espectros de Fourier de las distintas ventanas del registro	89
Figura A2.5 Trazas de aceleración y desplazamiento procesados y brutos.....	90
Figura A4.1 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el <i>bin</i> de magnitud 5.0-5.1.93	
Figura A4.2 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el <i>bines</i> de magnitud 5.2-5.3, y 5.5-5.6.....	94
Figura A4.3 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el <i>bines</i> de magnitud 6.5-6.6, y 7.1-7.2.....	95
Figura A4.4 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el <i>bines</i> de magnitud 7.9-8.0, y 8.8-8.9.....	96
Figura A5.1 Análisis de residuales para eventos principales y replicas obtenidos por el algoritmo GK1974.	98
Figura A5.2 Análisis de residuales para eventos principales y replicas obtenidos por el algoritmo RS1985.	99
Figura A5.3 Ajustes de los residuales de sitio para las frecuencias predominantes de los sitios incluidos en el modelo para PGA, y los periodos de análisis 0.1 y 1 segundos.....	101
Figura A5.4 Evolución de los valores “p” versus periodo de análisis.....	102
Figura A6.1 Variación del coeficiente θ_1 con respecto al periodo de análisis.	103
Figura A6.2 Variación del coeficiente θ_2 con respecto al periodo de análisis.	104

Figura A6.3 Variación del coeficiente θ_3 con respecto al periodo de análisis.	104
Figura A6.4 Variación del coeficiente θ_4 con respecto al periodo de análisis	105
Figura A6.5 Variación del coeficiente θ_5 con respecto al periodo de análisis.	105
Figura A6.6 Variación del coeficiente θ_6 con respecto al periodo de análisis	106
Figura A6.7 Variación del coeficiente θ_{10} con respecto al periodo de análisis.	106
Figura A6.8 Variación del coeficiente θ_{11} con respecto al periodo de análisis	107
Figura A6.9 Variación del coeficiente θ_{12} con respecto al periodo de análisis.	107
Figura A6.10 Variación del coeficiente θ_{13} con respecto al periodo de análisis	108
Figura A6.11 Variación del coeficiente θ_{14} con respecto al periodo de análisis.	108
Figura A6.12 Variación de la desviación <i>single-station</i> ϕ_{SS} con respecto al periodo de análisis	109
Figura A6.13 Variación de la desviación entre-eventos τ con respecto al periodo de análisis. ..	109
Figura A6.14 Variación de la desviación entre-sitios ϕ_{S2S} con respecto al periodo de análisis ..	110
Figura A6.15 Variación de la desviación total del modelo σ con respecto al periodo de análisis.	110
Figura A7.1 Aceleraciones espectrales para un evento interplaca y un $V_{s30} = 300$ m/s.....	111
Figura A7.2 Aceleraciones espectrales para un evento intraplaca y un $V_{s30} = 300$ m/s.....	112
Figura A7.3 Comparación de eventos interplaca e intraplaca para un misma magnitud ($M_w 7.0$) y sitio ($V_{s30}=300$ m/s).	113
Figura A7.4 Aceleraciones espectrales para un evento interplaca y cuatro sitios con distintas velocidades de onda de corte promedio a los 30 metros; 300, 500, 700 y 1200 m/s.	113
Figura A7.5 Aceleraciones espectrales para un evento intraplaca y cuatro sitios con distintas velocidades de onda de corte promedio a los 30 metros; 300, 500, 700 y 1200 m/s.	114

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

Chile, al estar emplazado cerca de la zona de subducción de las placas de Nazca y Sudamericana, se encuentra en un ambiente sísmico activo, por lo cual, está propenso a sufrir con frecuencia los efectos de terremotos de mediana y gran magnitud ($M > 8$). En consecuencia, estos fenómenos naturales representan una gran amenaza para el país.

Debido a lo anteriormente expuesto, y con la intención de reducir los niveles de daño provocados por los terremotos en las estructuras, es necesario mejorar la predicción de los parámetros de intensidad sísmica que dominan el diseño y el comportamiento estructural, como lo son las aceleraciones máximas del suelo (PGA) y espectrales. Un modelo predictivo de intensidades sísmicas busca cuantificar estas intensidades sísmicas en superficie (e.g. PGA o aceleraciones espectrales) y su incertidumbre. Lo anterior, modelando el fenómeno a través de variables explicativas tales como; la magnitud, la distancia desde la fuente sísmica al sitio de estudio, el mecanismo de falla, el efecto de sitio, entre otras.

Estos modelos son un *input* importante para el análisis de la peligrosidad sísmica, que tiene por objetivo determinar las cargas sísmicas de diseño para ciertos proyectos de Ingeniería Civil (e.g. centrales nucleares, hidroeléctricas, estructuras mineras). Además, su desarrollo permitiría el desarrollo de mapas de peligro sísmico, los cuales son una herramienta importante para la planificación demográfica de grandes urbes, y la consecuente asignación de recursos a zonas probablemente más riesgosas frente a la acción de un terremoto. Todo esto con el fin de reducir el riesgo a las personas y a las estructuras.

1.2 Hipótesis de trabajo

La hipótesis de trabajo para esta investigación es la siguiente: “Una mejor caracterización e inclusión de los parámetros dinámicos geotécnicos del sitio (e.g. velocidad de onda de corte y/o frecuencia fundamental), permitirán una mejor estimación de la intensidad sísmica en superficie, cuantificada a través de parámetros como PGA, intensidad de Arias o aceleraciones espectrales”.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Postular un nuevo modelo predictivo para la zona de subducción chilena, incluyendo un parámetro continuo para caracterizar el efecto de sitio, como lo es la velocidad de onda de corte promedio a los 30 metros (V_{s30}).

1.3.2 Objetivos específicos

- Generar una base de datos de registros sísmicos en Chile, caracterizando apropiadamente la sismogénesis del evento, la magnitud de momento asociada, el plano de falla y las distancias entre la fuente y el sitio.
- Estudiar el efecto de sitio, de trayectoria y de la fuente en las intensidades sísmicas superficiales registradas en Chile.
- Caracterizar las estaciones acelerográficas a través de parámetros geofísicos como la velocidad de onda de corte promedio a los 30 metros (V_{s30}) y la frecuencia fundamental del suelo (f_0).
- Estudiar e implementar un *script* para realizar regresiones utilizando modelos de efectos mixtos no lineales.

1.4 Metodología de trabajo

Para el cumplimiento de los objetivos, se realizó en una primera instancia una completa revisión del estado del arte sobre modelos predictivos de intensidades sísmicas superficiales.

Posteriormente, se creó una base de datos de eventos sísmicos de los cuales se poseía registros sísmicos. La información a compilar de los eventos sísmicos son su ubicación temporal y espacial, la magnitud del evento y la sismogénesis. En paralelo, se confeccionó una base de datos de las estaciones acelerográficas, para la cual se les debió localizar geográficamente, a qué tipo de instrumento corresponde, las características propias de los instrumentos (e.g. amortiguamiento y frecuencia propia), entre otras características. Parte importante de esta última base de datos es la caracterización de las estaciones acelerográficas a través de parámetros de sitio, tales como, la

frecuencia fundamental del suelo (f_0), obtenida a través de razones espectrales H/V de ruido ambiental o eventos sísmicos, y velocidad de onda de corte promedio en los 30 primeros metros de suelo (V_{s30}), a través de mediciones de ondas superficiales o, utilizando *proxies* para inferir un valor de V_{s30} a través de relaciones con f_0 y la pendiente topográfica.

Combinando la información obtenida para cada evento y para cada estación se confeccionó la base de datos de registros sísmicos, estos se obtuvieron de los respectivos servicios sismológicos dueños de los instrumentos que registraron. Cada registro fue procesado según una metodología de procesamiento y filtrado de frecuencias basada en la razón señal-ruido (SNR; *Signal Noise Ratio*, según sus iniciales en inglés) de cada registro. Finalmente, con los registros corregidos se calcula las pseudo-aceleraciones espectrales de cada señal.

Finalmente, se realizaron las regresiones en el *software* estadístico “R” utilizando un modelo no lineal de efectos mixtos, con diferentes subgrupos de datos para asegurar la estabilidad del modelo. Para finalizar con las conclusiones y recomendaciones obtenidas del trabajo.

1.5 Organización de la tesis

La memoria está compuesta de cinco capítulos, además del capítulo introductorio y el de comentarios finales. En el capítulo 2, se introducen terminologías y el contexto en el cual está envuelta la tesis, es decir, se habla sobre Ingeniería Geotécnica Sísmica, y se profundiza acerca de los modelos predictivos de intensidades sísmicas. En el capítulo 3, se desarrolla una base de datos de registros sísmicos chilenos, para la cual es importante caracterizar la fuente sísmica, la trayectoria por donde se propaga la onda sísmica y el sitio en donde se emplaza la estación acelerográfica, además de detallar el procedimiento desarrollado para corregir registros sísmicos. Durante el capítulo 4 se realiza una descripción de la forma funcional adoptada describiendo sus términos, y cómo se distribuye el error, por otro lado se describe la metodología de regresión utilizada destacando sus fortalezas. Finalmente, en el capítulo 5 se detalla el modelo predictivo obtenido a partir de la base de datos desarrollado en el capítulo 3, comparando la mediana del modelo con modelos aplicables al régimen tectónico subductivo.

CAPÍTULO 2 MODELOS PREDICTIVOS DE INTENSIDADES SÍSMICAS

2.1 Introducción

Los terremotos se producen por la liberación de energía elástica acumulada en el contacto entre placas, debido a un movimiento abrupto en una falla geológica. La Ingeniería Sísmica estudia los efectos de los terremotos en construcciones y el medio ambiente, una de las disciplinas que la componen es la Ingeniería Geotécnica Sísmica (IGS). La IGS estudia el diseño antisísmico de fundaciones, presas de relaves, muros de contención, entre otras estructuras geotécnicas, además de estudiar fenómenos geotécnicos; como la licuación, efectos de sitio, interacción suelo-estructura y la predicción de movimientos del terreno. Dentro de este último tópico se encuentran los modelos predictivos de intensidades sísmicas superficiales (GMPE: *Ground Motion Prediction Equations*, por sus siglas en inglés), estas relacionan las intensidades sísmicas medidas en el suelo con variables explicativas del fenómeno, típicamente segregando el efecto de la fuente, trayectoria y sitio.

En el presente capítulo se presentan nociones básicas sobre la Ingeniería Geotécnica Sísmica y en particular sobre los modelos predictivos de intensidades superficiales y las variables explicativas que se utilizan para modelar el fenómeno.

2.2 Caracterización de la respuesta sísmica en superficie

Las intensidades sísmicas experimentadas en la superficie terrestre son producto de una convolución de tres factores: la fuente en donde se origina el terremoto, la trayectoria por donde se propagan las ondas sísmicas y los efectos de sitio en el cual se mide la intensidad sísmica. La segregación de los tres factores se aprecia en la Figura 2.1.

A continuación se estudian las variables explicativas que se utilizan comúnmente para caracterizar tanto la fuente, la trayectoria, como el sitio de una intensidad sísmica producida por un terremoto.

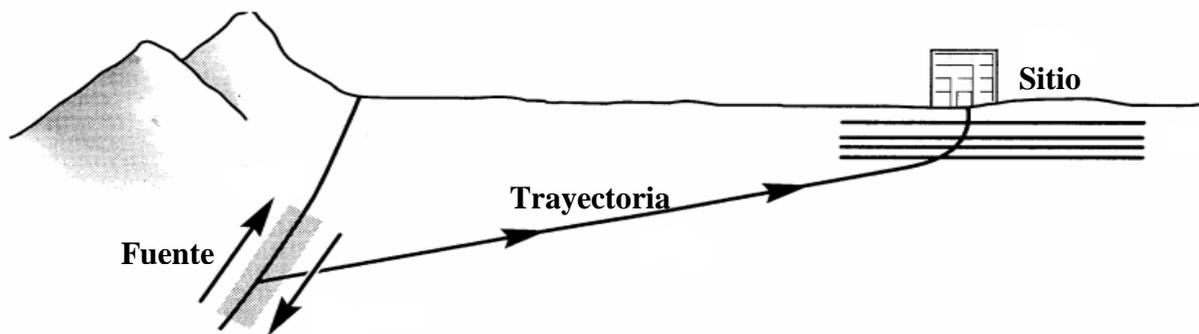


Figura 2.1 Segregación de los tres factores que dan origen a la respuesta en superficie
(Kramer. 1996)

2.2.1 Caracterización de la fuente sísmica

Los terremotos se originan debido a las placas tectónicas y sus movimientos relativos. Según la teoría de la Tectónica de Placas la superficie de la Tierra está dividida en grandes placas que se mueven debido a un movimiento convectivo generando diferentes tipos de contacto entre los bordes de las placas tectónicas; existen zonas divergentes, que corresponden a la separación relativa entre las placas, las zonas de contacto transcurrente, que corresponden al movimiento en una dirección paralela a la zona de contacto, y finalmente las zonas convergentes, en las cuales ocurre una colisión de las placas. Dentro de estas últimas destaca las zonas subductivas, que consiste en el hundimiento de una placa más densa bajo una más nueva (*i.e.* menos densa).

El ambiente tectónico dominante en Chile es la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, esta convergencia, que se produce a una velocidad de ~ 9 cm/año, se extiende a lo largo de gran parte de Chile continental y es la principal fuente de sismos que afectan al territorio nacional. En la Figura 2.2 se muestra un corte transversal de la zona de subducción chilena en donde se identifican los principales mecanismos de falla; (a) interplaca, (b) intraplaca de profundidad intermedia, (c) cortical y (d) los que ocurren más al oeste de la fosa de subducción (*e.g.* "Outer-rise"). Los modelos evaluados en este trabajo utilizan dos fuentes sismogénicas; evento interplaca, es decir, ocurren en la superficie de contacto entre la placa Nazca y la Sudamericana, y los eventos intraplaca, que ocurren dentro de la placa Nazca que está subduciéndose por debajo de la placa Sudamericana.

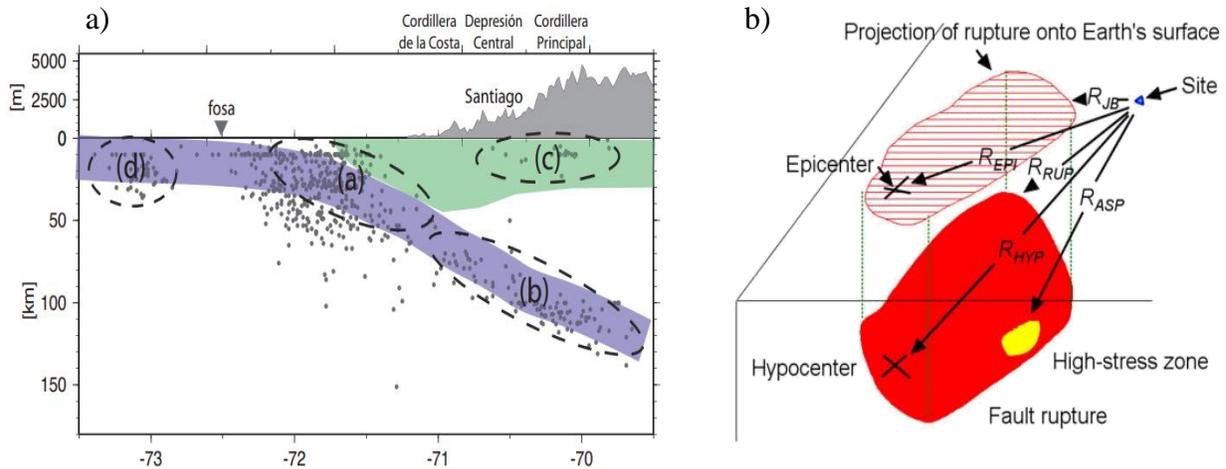


Figura 2.2 Caracterización de la fuente sísmica y trayectoria de ondas sísmicas. En a) un perfil esquemático de la zona de subducción chilena (Leyton *et al.*, 2010), mientras que en b) distancias típicas entre la fuente y el sitio (Boore, 2014).

Otra variable común para caracterizar la fuente sísmica es la magnitud del evento. Es una medida cuantitativa, basada en la amplitud de ondas sísmicas, como es el caso de la Magnitud Local (o de Richter, M_L) o de la Magnitud de Ondas Superficiales (M_s), o también, puede corresponder a la energía liberada en la zona de ruptura de las placas en la corteza terrestre, como es el caso de la Magnitud de Momento (M_w). Típicamente, los modelos predictivos utilizan M_w como escala de magnitud, pues no presenta problemas de saturación (Idriss, 1985). La magnitud tiene un efecto de primer orden en las intensidades de ondas sísmicas y en la duración de los eventos (*i.e.* mayor magnitud se traduce generalmente en mayores intensidades y mayor duración).

Finalmente, se puede considerar la profundidad focal, esta corresponde a la profundidad en donde se origina el evento sísmico, es decir, la distancia entre el hipocentro y la proyección del hipocentro en la superficie terrestre (epicentro), como se observa en la Figura 2.2. Profundidades focales del orden de 100 km están asociadas a eventos intraplaca, mientras que profundidades del orden de 30 a 50 km a eventos interplaca. Eventos sísmicos más someros provocaran normalmente mayores intensidades en superficie.

2.2.2 Caracterización de la trayectoria de las ondas sísmicas

Existen diferentes formas de incluir la distancia como parámetro que caracterice la trayectoria entre la fuente sísmica y el sitio en el cual se estudia la intensidad sísmica. Las más utilizadas son las siguientes; la distancia más corta entre el sitio y el plano de falla de ruptura (R_{rup} ; Abrahamson y Silva, 1997), la distancia Joyner y Boore (R_{jb}), que representa la distancia más corta entre el sitio y la proyección del plano de falla en la superficie, la distancia hipocentral (R_{hyp}), que representa la distancia desde el hipocentro del evento al sitio. Cabe destacar que la distancia al plano de ruptura es prácticamente equivalente a la distancia hipocentral para eventos de magnitud pequeña. Las distancias sitio-fuente más utilizadas en los modelos predictivos de intensidades superficiales a evaluar son R_{rup} y R_{hyp} , las cuales se pueden apreciar gráficamente en la Figura 2.2.

La intensidad sísmicas registradas en superficie normalmente se atenúan con la distancia y la duración del evento aumenta con la distancia (debido al desfase en el arribo de las ondas sísmicas).

2.2.3 Caracterización del sitio

La caracterización del suelo en donde se registra el movimiento fuerte es quizás el parámetro más influyente dentro de la predicción de una intensidad para cierto lugar, aun así, es uno de los parámetros que más incertidumbre y error produce al resultado final. El efecto de sitio se podría definir como las modificaciones que sufre el movimiento sísmico debido a las heterogeneidades del subsuelo o la geometría irregular de la superficie del terreno (Chávez-García y Montalva, 2014), estos efectos pueden ser positivos (amplificación) como negativos (atenuación) sobre las ondas sísmicas, y dependen directamente de las propiedades de los suelos.

Para caracterizar estas propiedades de los suelos los modelos predictivos estudiados incluyen dos principales esquemas de clasificación; de forma discreta (clasificando el sitio entre suelo y roca, o por categorías; con letras, números, etc.) y de forma continua (a través de la velocidad de onda de corte promedio asociado a los 30 metros, V_{s30}).

Existen otras propiedades dinámicas de los suelos que podrían tener igual o mayor capacidad predictiva que V_{s30} , como lo es la frecuencia fundamental del suelo (f_0) o la atenuación en alta frecuencia (conocida como *kappa*, κ).

2.3 Parámetros de intensidad sísmica

Los parámetros de intensidad sísmica son esenciales para describir las características de cada registro sísmico de una forma cuantitativa. Estos parámetros pueden ser agrupados dentro de tres categorías; parámetros de amplitud, parámetros de contenido de frecuencias y parámetros de duración.

Los parámetros de intensidad sísmica basados en la amplitud se obtienen directamente de los registros en el tiempo de los movimientos del suelo, ya sea a partir de las trazas de aceleración, velocidad o desplazamiento. En este contexto, el parámetro más utilizado es la aceleración máxima del suelo (PGA; por sus siglas en inglés *Peak Ground Acceleration*), este se obtiene calculando el máximo valor absoluto de las trazas de aceleración, este parámetro muestra correlación solamente con estructuras de periodo bajo (*i.e.* muy rígidas) y está controlado por el contenido de alta frecuencia del registro, además presenta problemas para registros de corta duración que podrían contener piquetes de gran amplitud con poco significado ingenieril. Otros parámetros de amplitud son la velocidad máxima del suelo (PGV; por sus siglas en inglés *Peak Ground Velocity*) y su análogo para desplazamiento (PGD; por sus siglas en inglés *Peak Ground Displacement*).

Por otro lado, es sabido que la respuesta dinámica de las estructuras está fuertemente influenciada por el contenido de frecuencias en el cual son cargadas. Los terremotos contienen variados y complejos rangos de frecuencias. Los parámetros basados en el contenido de frecuencia describen la amplitud de cada frecuencia contenida en un terremoto. Una forma de evaluar el contenido de frecuencia de un evento sísmico es a través de un espectro de respuesta elástico, este muestra la respuesta de una estructura de un grado de libertad con un determinado periodo (T_n) y una razón de amortiguamiento (ξ) sometida a una excitación sísmica, tal como se muestra en la Figura 2.3.

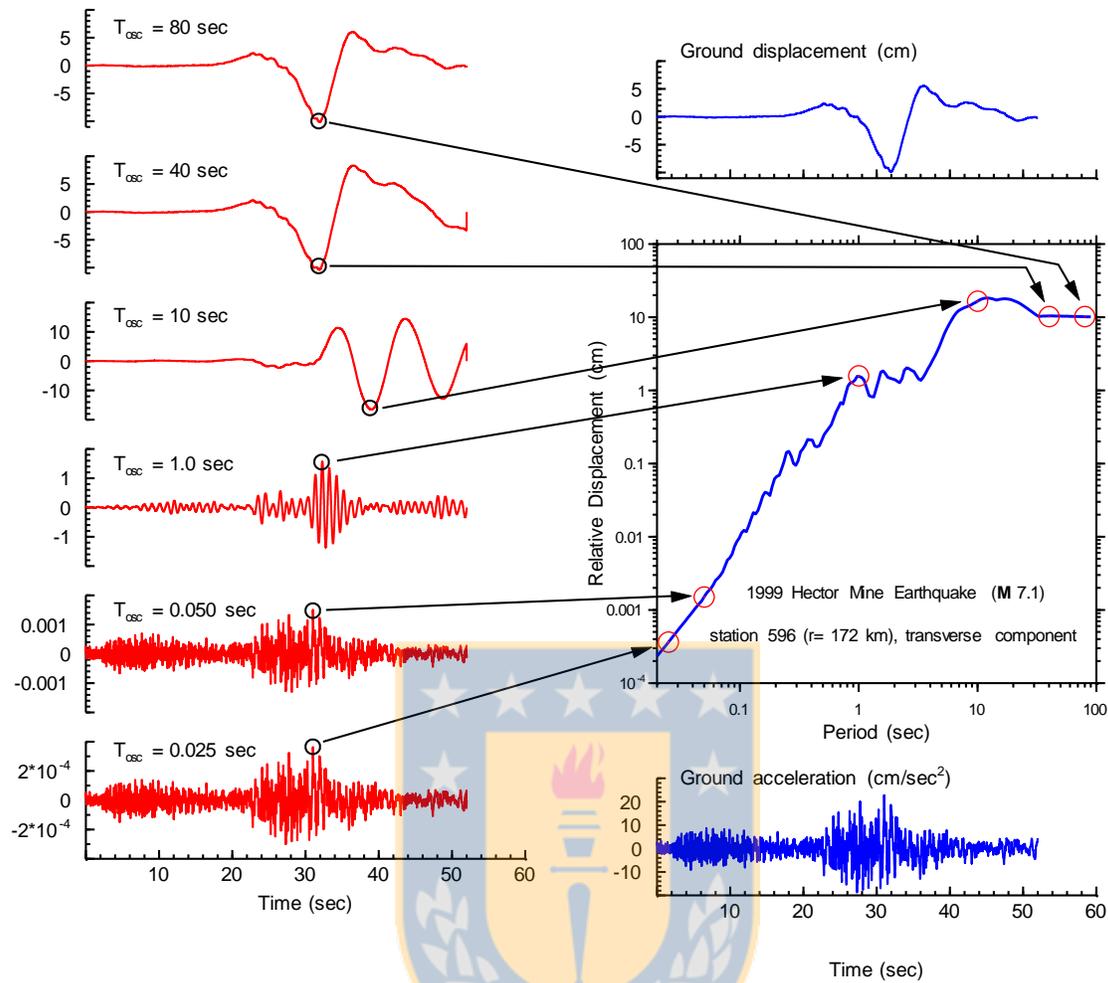


Figura 2.3 Construcción de un espectro de desplazamiento (Akkar y Boore, 2013)

Para convertir el espectro de desplazamiento en el espectro de pseudo-aceleraciones se debe multiplicar por $(2\pi/T_0)^2$. El espectro de pseudo-aceleraciones es usualmente utilizado en la ingeniería civil.

Además existen otros parámetros de intensidad sísmica como por ejemplo; la Intensidad de Arias (Arias *et al.*, 1969), la velocidad absoluta acumulada (CAV, por sus siglas en inglés Cumulative absolute velocity) y la valor cuadrático medio de la aceleración. Estas últimas junto con los parámetros de duración son discutidos en el Anexo 1.

2.4 Análisis de peligro sísmico

El objetivo de los análisis de peligro sísmico es predecir las intensidades con la que se mueve el suelo, las cuales son necesarias para el diseño sísmico de una estructura. Como es sabido, toda construcción emplazada en Chile sufre el peligro de recibir los embates de un evento telúrico, por lo tanto, el ingeniero debe diseñar una estructura que cumpla con un desempeño objetivo frente a un sismo. El concepto detrás de esta visión es el de “riesgo aceptable”, que en el código de construcción de EE.UU contempla que se debe prevenir el derrumbamiento de una estructura ante un sismo de recurrencia 2500 años, mientras que se debe diseñar para que no sufra daños para un sismo con recurrencia 500 años.

Para cuantificar el peligro sísmico existen dos tipos de análisis; el determinístico (DSHA, *Deterministic Seismic Hazard Analysis*) y el probabilístico (PSHA, *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*), este último tiene la ventaja considerable de incorporar de una manera racional la probabilidad temporal (*e.g.* recurrencia para cierta magnitud) y espacial (*e.g.* inclusión de todas las fallas que rodean la estructura) de que ocurra un evento sísmico. De forma muy sencilla, un análisis PSHA está compuesto por cinco pasos (Baker, 2008 y Figura 2.4);

1. Identificar todas las fuentes sísmicas capaces de desarrollar intensidades sísmicas que puedan producir daño a la estructura.
2. Caracterizar la distribución de ocurrencia de los terremotos según magnitud (*i.e.* la razón con la cual terremotos de varias magnitudes se espera que ocurran). Típicamente esto queda descrito a través de una ley de recurrencia.
3. Caracterizar la distribución de distancias entre la fuente y el sitio que se emplaza la estructura.
4. Predecir la distribución de intensidades sísmicas que generan los terremotos, en función de la magnitud, distancia y otras variables explicativas. Típicamente a través de un modelo predictivo de intensidades sísmicas superficiales.
5. Combinar las incertidumbres en el tamaño del terremoto, ubicación e intensidad sísmica que generaría, utilizando el teorema de probabilidad total.

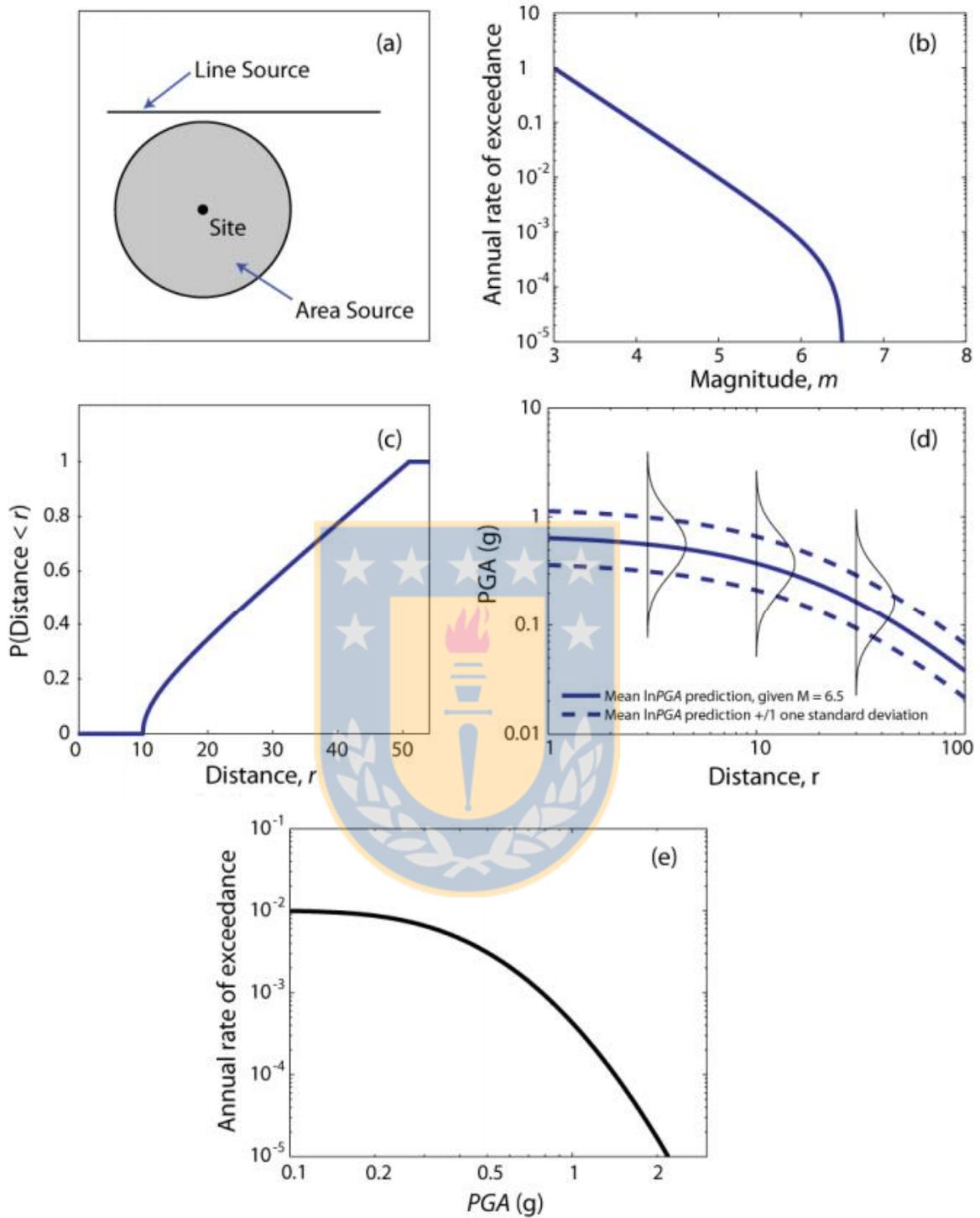


Figura 2.4. Resumen esquemático de los 5 pasos utilizados en análisis probabilístico de peligro sísmico, PSHA (Baker, 2008)

Para finalizar, toda la información es combinada utilizando el teorema de probabilidad total dada por la siguiente ecuación;

$$P(IM > x) = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \int_0^{r_{\max}} P(IM > x | m, r) f_m(m) f_r(r) dr dm, \quad (2.1)$$

En donde $P(IM > x | m, r)$ proviene del modelo predictivo de intensidades sísmicas, f_m y f_r son las funciones de densidad de probabilidad para la magnitud y distancia. La ecuación se debe integrar considerando todas las magnitudes y distancias pertinentes. En la práctica se utilizan funciones discretas de las distribuciones de magnitud y distancia, por lo que la Ecuación 2.1 se convierte en una sumatoria.

2.5 Modelos predictivos de intensidades sísmicas superficiales (GMPE)

Los modelos predictivos de intensidades sísmicas son un *input* relevante para un análisis PSHA (Ecuación 2.1 y Figura 2.4), y lo que buscan, dentro de este esquema, es predecir la distribución de probabilidad para una intensidad sísmica (*e.g.* PGA y pseudo aceleraciones espectrales).

Aunque la traducción directa de GMPE es “ecuaciones predictivas de movimiento de suelo” se prefiere hablar de un “modelo predictivo” por sobre “ecuaciones predictivas”. Lo anterior porque un GMPE es más que un conjunto de ecuaciones obtenidas de una regresión, sino más bien, un modelo que busca ajustar un fenómeno complejo como son los terremotos. En rigor, un GMPE es un modelo estadístico que buscan predecir la intensidad en superficie y son desarrollados para diferentes regiones tectónicas (regiones corticales activas, zonas de subducción, entre otras). Tradicionalmente, las GMPE poseen un término de fuente, trayectoria, sitio y uno, o más, de error. Cada uno de estos términos se modelan a través de variables explicativas como lo son la profundidad focal, la sismogénesis del evento, el V_{s30} , la distancia hipocentral, entre otras, mientras que la variable dependiente son típicamente el logaritmo de las intensidades sísmicas observadas.

Un modelo predictivo de intensidades superficiales (GMPE) es una evolución de las leyes de atenuación, que mantiene la misma esencia y forma. La diferencia radica en la consideración de

gran número de efectos (*e.g.* en los términos de sitio, directividad) que no siempre van de la mano con la lógica de la atenuación por distancia, que sería solo uno de estos.

2.6 Conclusiones

Parte importante en la creación y evaluación de los modelos predictivos es el entendimiento de la fenomenología detrás de los terremotos, es por esto que en este capítulo se mostraron variables explicativas del fenómeno segregadas por fuente, trayectoria y el sitio. La conjugación de estas variables permite calcular los parámetros de intensidad deseados. Estos parámetros comúnmente son PGA y las pseudo-aceleraciones espectrales.

Para la realización de un análisis probabilístico de peligro sísmico, es necesario considerar y combinar la distribución de magnitudes y distancias para fuentes sísmicas relevantes, además de la probabilidad y valor de las intensidades generadas por tales fuentes sísmicas, y son los modelos predictivos quienes aportan tal información. Los modelos predictivos de intensidades superficiales sísmicas son desarrollados por análisis de regresión de base de datos de registros sísmicos, es por esta razón que durante el próximo capítulo se detalla la elaboración de una base de datos para registros chilenos desde 1985 hasta 2015, esta gran banda temporal da la oportunidad de formar una base de datos robusta que le da mayor validez a la elaboración de un modelo predictivo para Chile.

CAPÍTULO 3 BASE DE DATOS DE REGISTROS SISMICOS CHILENOS

3.1 Introducción

Parte importante en el desarrollo de los modelos predictivos de intensidades sísmicas superficiales es la formulación de una base de datos de registros sísmicos. Para esto es necesario desarrollar y entrelazar la información de una base de datos de eventos sísmicos y otra de estaciones acelerográficas chilenas. En este capítulo se detalla cómo se desarrolló cada una de las base de datos mencionadas y se finaliza describiendo la distribución de datos de la base de datos final.

3.2 Base de datos de eventos sísmicos

3.2.1 Compilación de datos sobre eventos sísmicos

La primera parte en la creación de la base de datos de eventos consiste en recopilar información referente a la magnitud, la localización temporal, es decir, el año, mes, día, hora, min y segundo en que ocurrió el terremoto, y la localización espacial, es decir, la latitud, longitud y profundidad focal del terremoto. Para lo anterior se recurre a catálogos sísmicos del Centro Sismológico Nacional (CSN), y de organizaciones internacionales; como el catálogo de Harvard (CMT; *Centroid Moment Tensor* por sus siglas en ingles) y el Centro Sismológico International (ISC; *International Seismological Centre* por sus siglas en ingles). La información fue recolectada según el orden de preferencia mostrado en Tabla 3.1.

Tabla 3.1 Orden de preferencia para la utilización de catálogos sísmicos.

Preferencia	Información recolectada		
	Magnitud	Ubicación temporal	Ubicación espacial
Primera preferencia	CMT ^[1]	CSN	CSN
Segunda preferencia	CSN ^[2]	ISC	ISC
Tercera preferencia	ISC ^[2]	CMT	CMT ^[3]

^[1]La escala de magnitud reportada es la magnitud de momento (M_w)

^[2]La escala de magnitud reportada es magnitud local (M_L) y la magnitud de ondas de cuerpo (m_b)

^[3]La latitud, longitud y profundidad reportada es referente al centroide de la ruptura.

Para los terremotos en los que se recurrió al CSN se utilizaron ecuaciones de homologación de escalas para transformar las magnitudes en M_L a M_w , esto se realizó según las ecuaciones de conversión de Bastías y Montalva (2015), en el cual se empleó una regresión por máxima verosimilitud, segregando para eventos de foco profundo (>50 km; Ecuación 3.1) y en eventos de foco somero (<50 km; Ecuación 3.2)

$$M_w = 0.847 * M_L + 0.694 \quad (\sigma = 0.25), \quad (3.1)$$

$$M_w = 0.915 * M_L + 0.491 \quad (\sigma = 0.26), \quad (3.2)$$

3.2.2 Determinación de la sismogénesis del evento sísmicos

Para determinar la sismogénesis (*i.e.*, interplaca, intraplaca, corticales y ‘outer-rise’) de los eventos se implementaron dos metodologías complementarias. Una de ellas basada en la solución del mecanismo focal y otra en la profundidad focal del evento.

La solución del mecanismo focal es el resultado de los análisis de las formas de onda generados por un terremoto registradas por acelerógrafos comúnmente de campo lejano. Esta solución nos entrega información sobre el momento sísmico, el hipocentro, el momento tensor, entre otros. El momento tensor es representado a través de una esfera con forma de “pelota de playa”, en donde se indican las compresiones y dilataciones producidas por un terremoto, estas “pelotas de playa” nos permiten identificar el mecanismo focal del evento, es decir si es un tipo de falla transcurrente, inversa, normal u oblicua, por ejemplo, la Figura 3.1c corresponde a falla reversa, la b) a falla normal y la a) a falla transcurrente. El momento tensor para algunos eventos es reportado por el catálogo CMT, los eventos interplaca están asociados a falla reversa y los eventos intraplaca son comúnmente de falla normal (Figura 3.10).

En ausencia de momento tensor o dudas sobre la sismogénesis deducida por la metodología anterior se utilizó la profundidad focal del evento sísmico. Tal como se muestra en la Figura 2.2 en el perfil esquemático de la zona de subducción se espera que los eventos interplaca estén localizados entre la fosa de subducción y la costa de Chile continental hasta unos 40-50 km de profundidad, en otro caso, eventos corticales están ubicados hasta unos 30 km de profundidad de

Chile continental, es decir, de costa a cordillera, los eventos intraplaca están asociados a profundidades intermedias (~75-150 km), y finalmente, los ‘*outer-rise*’ son eventos que se posicionan más al oeste de la fosa de subducción.

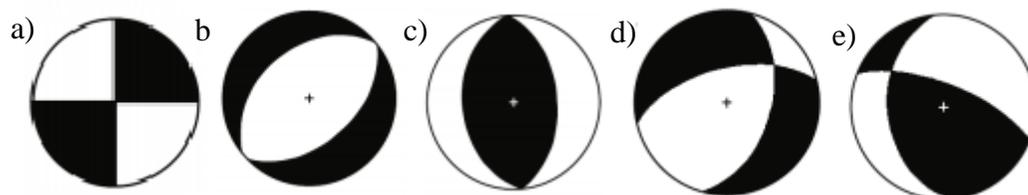


Figura 3.1 Diferentes mecanismos focales a través de las “pelotas de playa”. En las figuras a) falla transcurrente, b) falla normal, c) falla reversa, d) falla oblicua con componente normal y e) falla oblicua con componente reversa.

3.2.3 Estimación de los planos de falla de los eventos sísmicos

Para estimar los planos de falla se recurrió en primera instancia la literatura existente, en ella se encuentran diferentes soluciones finitas de los planos de falla para distintos terremotos, todos estos modelos de solución finita han sido compilados por el sitio web SRCMOD (Mai y Thingbaijam, 2014).

Por otro lado, los eventos que no tienen solución finita publicada se utilizaron las relaciones empíricas entre la magnitud y las dimensiones de falla para definir el ancho y largo de la falla desarrolladas por Strasser *et al.* (2010) en regímenes tectónicos subductivos, además el centro del plano de falla se ubicó en el centroide sísmico reportado por el catálogo CMT.

La orientación de los ejes del tensor de momento sísmico es de gran interés debido a que el plano de falla se desarrolla a lo largo de este y queda definido por los ejes nulos (líneas que separan los sectores de dilatación y compresión de las “pelotas de playa”), por lo cual se pueden identificar dos posibles planos de falla; uno auxiliar y el plano de falla real. Para reconocer cual es el plano auxiliar y cual es plano de falla se utiliza información geológica, en este caso, se conoce como es la orientación en la cual la placa de Nazca subducta, por lo tanto, el plano que esté acorde con esta condición se considera como el plano de falla. El plano de falla queda descrito por tres

ángulos (Figura 3.2); el ángulo de inclinación de falla (*dip*), que rota el plano con respecto al plano x_1 - x_2 , el rumbo (*strike*), que orienta el plano con respecto al Norte real, y el ángulo de deslizamiento (*slip*), que indica la dirección en que plano de falla se desliza dentro del mismo plano. Entonces, el plano de falla dimensionado se rota de acuerdo al *dip* y *strike* dado por el mecanismo focal.

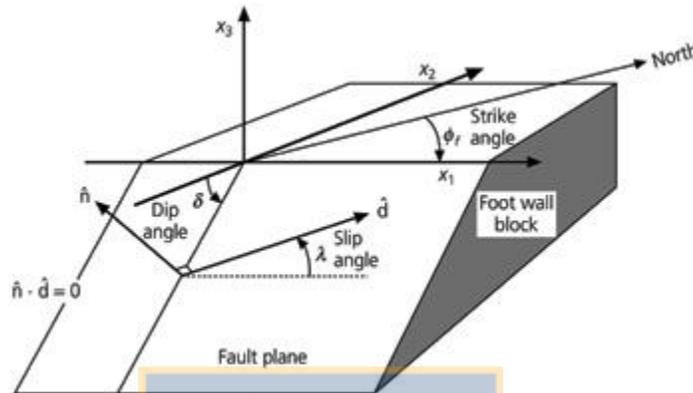


Figura 3.2 Plano de falla definido por tres ángulos; el ángulo de inclinación de falla (*dip*), el rumbo (*strike*) y el ángulo de deslizamiento (*slip*).

3.3 Base de datos de estaciones acelerográficas

3.3.1 Compilación de datos sobre las estaciones acelerográficas chilenas

La información referente a las estaciones acelerográficas que se recopiló corresponde a la ubicación espacial (*i.e.* latitud, longitud y altitud), el tipo de instrumento (*i.e.* análogo o digital) y características propias de los instrumentos (*e.g.* amortiguamiento y frecuencia natural por componentes), esta información es proporcionada por los respectivos servicios sismológicos propietarios de los instrumentos (RENADIC; Red Nacional de Acelerógrafos del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile y el Centro Sismológico Nacional).

El parámetro de sitio más utilizado en los modelos predictivos es velocidad de onda de corte promedio a los 30 metros (V_{s30}), para obtener este parámetro se recurrió en primera instancia a publicaciones o trabajos anteriores que hayan calculado este parámetro para las estaciones acelerográficas de las cuales se posean registros (Rodríguez-Marek *et al.* (2010), Kayen *et al.* (2014), Riddell *et al.* (1992) y Midorikawa *et al.* (2014)). Para los sitios en los cuales la profundidad de exploración no alcanza a ser 30 metros, se utiliza la metodología de Wang y

Wang (2015) que consiste en una extrapolación en el espacio logarítmico de la profundidad (z) y el tiempo promedio de velocidad de ondas de corte a la profundidad “ z ” (V_{sz}). La relación queda definida por la Ecuación 3.3.

$$\log V_{s30} = \log V_{sz2} + \frac{\log 30 - \log z_2}{\log z_2 - \log z_1} [\log V_{sz2} - \log V_{sz1}], \quad (3.3)$$

Además, para algunas estaciones se realizaron mediciones geofísicas que permitieron caracterizar la estación a través de parámetros como V_{s30} y f_0 , el detalle de esto se discute en la próxima sección. Para las estaciones que no disponían de un valor de V_{s30} publicado en bibliografía confiable ni que se hayan medido geofísicamente, se utilizó una metodología basada en dos *proxies* para predecir V_{s30} . El primer *proxy* es la frecuencia fundamental (f_0) del sitio calculada según la metodología propuesta en Leyton *et al.* (2012), que consiste en primero para cada registro calcular la transformada S (Stockwell *et al.*, 1996) por componente y obtener la media geométrica de las componentes horizontales, luego, se suavizan las componentes horizontales y verticales para realizar el cálculo de la razón espectral horizontal-vertical (razón espectral H/V o HVSR; por sus siglas en inglés *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*) para cada registro de cada estación. El rango de frecuencias de análisis es desde los 0.1 Hz hasta los 25 Hz, y la frecuencia fundamental es la frecuencia asociada al *peak* de la razón espectral H/V. Para estaciones que cuenten con más de un registro se considera como que cada registro es una ventana de tiempo independiente de medición, por lo cual se vuelve a calcular una media geométrica para cada frecuencia de análisis. Finalmente, para obtener un valor inferido de V_{s30} se utiliza la Tabla 3.2 (adaptado de Zhao *et al.*, 2006) en donde se asocia un valor de frecuencia fundamental con uno de V_{s30} .

El segundo *proxy* es la pendiente topográfica desarrollada por Wald y Allen (2007). Finalmente se ponderan cada uno de los *proxies* para una estimación de V_{s30} en el sitio, para calcular los pesos de cada uno de los *proxies* se utilizan los residuales de la estimación de cada *proxy* con los sitios con V_{s30} medido, utilizando las Ecuaciones 3.4, 3.5 y 3.6 (Seyhan *et al.*, 2014).

Tabla 3.2 Relaciones entre frecuencia fundamental (f_0) y velocidad de onda de corte promedio a los 30 metros (V_{s30})

Descripción geológica	Frecuencia fundamental (f_0)	Rango de V_{s30} para el sitio
	(Hz)	(m/s)
Roca dura	---	$V_{s30} > 1100$
Roca	$f_0 > 5$	$V_{s30} > 600$
Suelo duro	$2.5 \leq f_0 < 5$	$300 < V_{s30} \leq 600$
Suelo medio	$1.67 \leq f_0 < 2.5$	$200 < V_{s30} \leq 300$
Suelo blando	$f_0 < 1.67$	$V_{s30} = 200$

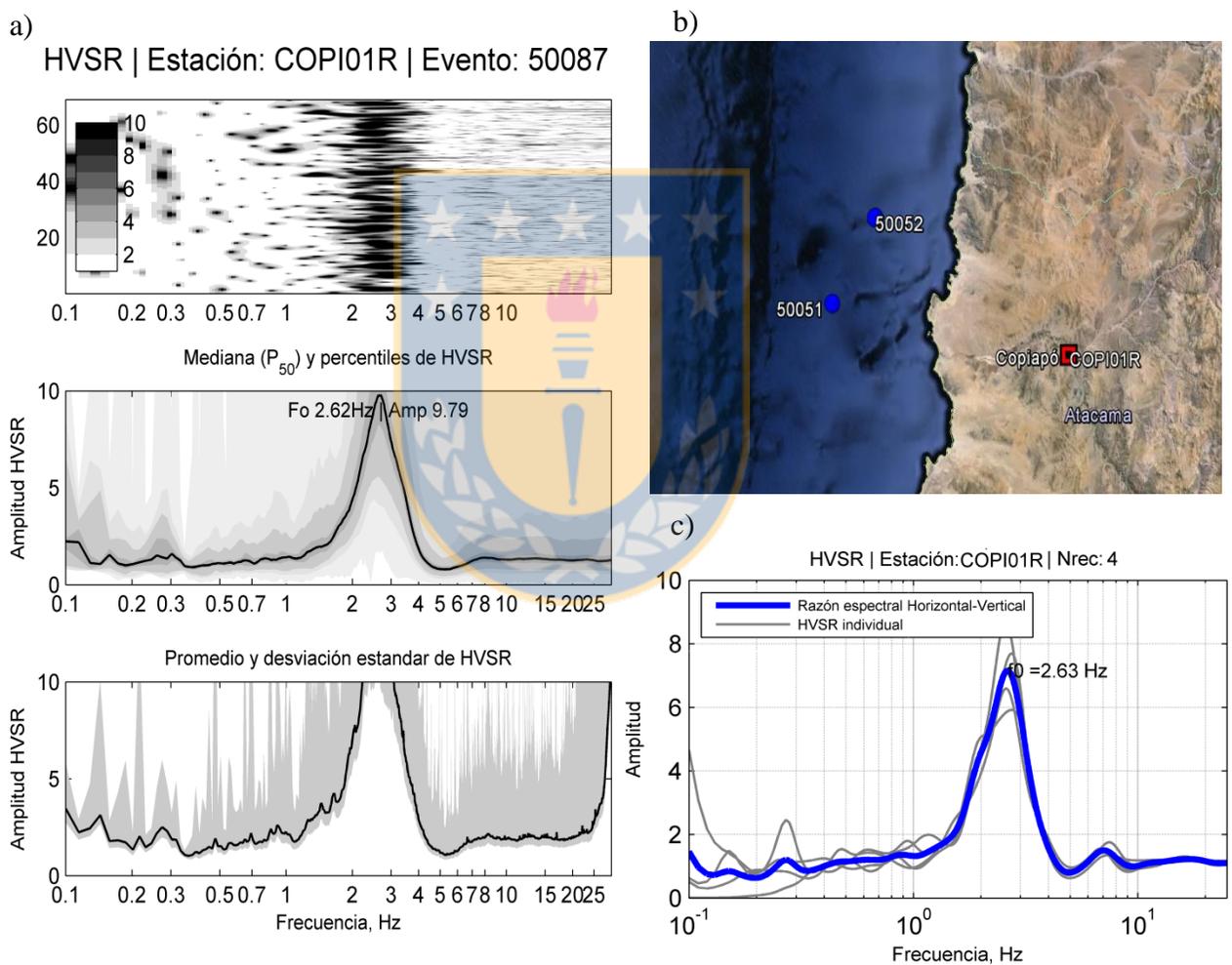


Figura 3.3 Esquema de procesamiento para la obtención de la frecuencia fundamental para la estación Copiapó Hospital utilizando registros sísmicos. En a) se observa el análisis para un evento en particular (código 50087, Terremoto del Maule), b) la ubicación geográfica de la estación y dos eventos más registrados por la estación en análisis, y en c) se visualiza el cálculo de la media geométrica considerando todos los registros disponibles de la estación, para luego la identificación de la frecuencia predominante.

$$R = \ln(\text{medido } V_{s30}) - \ln(\text{predicho } V_{s30}) , \tag{3.4}$$

$$w_i = \frac{1}{\mu_{Ri}^2 + \sigma_{Ri}^2} , \tag{3.5}$$

$$\overline{w_{proxy i}} = \frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} , \tag{3.6}$$

En donde, μ_{Ri} es la media del residual R y σ_{Ri} es la desviación estándar de los residuales, ambos para el proxy “ i ”, w_i y $\overline{w_{proxy i}}$ son el peso y el peso normalizado de cada *proxy*. La Tabla 3.3 resumen los pesos calculados para predecir V_{s30} . Se distinguen dos casos, debido a las limitaciones de la razón H/V de convertir f_0 en V_{s30} cuando el sitio presenta una razón espectral plano o su frecuencia predominante es menor que 1.6 Hz.

Tabla 3.3 Pesos utilizados para predecir V_{s30}

Estimador	Espectro H/V “plano” o $f_0 < 1.6$ Hz			En otro caso		
	μ_{Ri}	σ_{Ri}	$\overline{w_{proxy i}}$	μ_{Ri}	σ_{Ri}	$\overline{w_{proxy i}}$
1: HVSR	0.9066	0.4672	0.1611	0.2327	0.3334	0.6641
2: Pendiente topografica	-0.1019	0.4552	0.8389	0.0243	0.5712	0.3359

3.3.2 Mediciones geofísicas en estaciones acelerográficas chilenas

Como se mencionó en la sección anterior se desarrollaron mediciones de ruido ambiente con geófonos triaxiales de 4.5Hz (Tromino®) realizando arreglos bidimensionales (triángulos equiláteros de lado 40 metros) y unidimensionales de longitud total igual a 140 metros (Chávez-García *et al.*, 2005), ambos de fuente pasiva (Figura 3.4a). La señal se procesó a través de SPAC, *SPatial AutoCorrelation* (Aki, 1957), utilizando la componente vertical (compuesta principalmente por ondas de tipo Rayleigh) de las mediciones de ruido ambiental (Bettig *et al.*, 2001 y Köhler *et al.*, 2007), obteniendo el perfil de velocidad de onda de corte a través de una inversión a partir de curvas de autocorrelación mediante el Algoritmo del Vecindario (Sambridge,

1999), esta no requiere de un modelo inicial y explora muy bien las posibles combinaciones de parámetros.

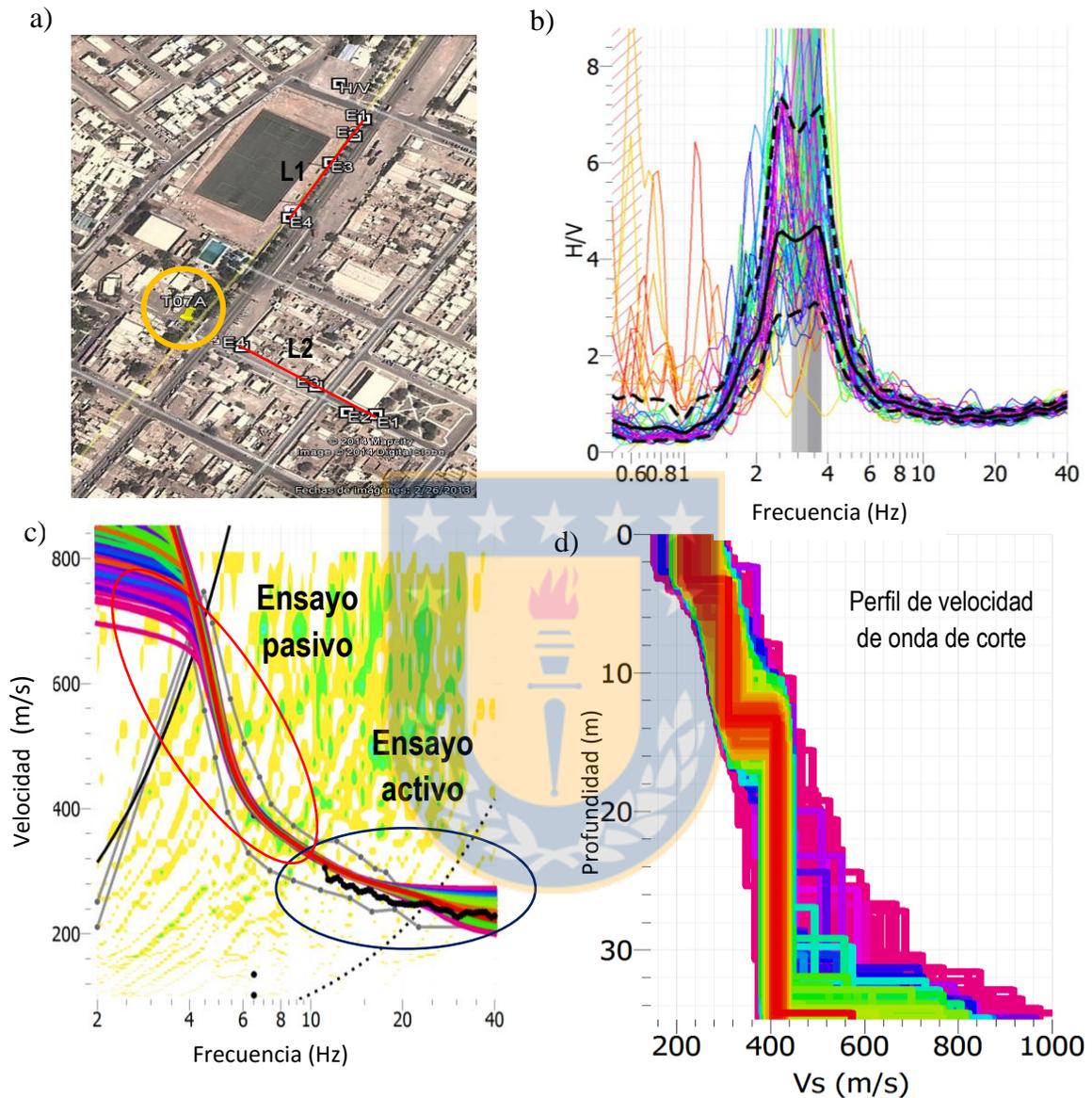


Figura 3.4 Esquema de obtención de perfil de velocidad de onda de corte mediante medición de microvibraciones para la estación acelerográfica de 2da comisaria Pozo Almonte (T07A). En la parte a) se muestra los arreglos de trominos realizados en terreno. Con las mediciones de ruido ambiental es posible la obtención de frecuencia fundamental (b) mediante el cálculo de la razón espectral H/V . Es posible traslapar la información (c) obteniendo la curva de dispersión, para finalmente encontrar un perfil de velocidad de onda de corte mediante la inversión del problema.

El método SPAC, al utilizar ruido ambiente como señal, presenta ventajas sobre otros métodos en la obtención de propiedades dinámicas de suelo (*e.g.* down-hole, up-hole, refracción, reflexión) por su aplicabilidad en zonas urbanas. Además se realizaron mediciones de fuente activa a través del golpe de un martillo al suelo para generar artificialmente el frente de onda que se dispersa en el suelo, procesado con F-K activo (Kværna y Ringdahl 1986). Las señales fueron procesada con el software GEOPSY, mientras que la inversión se realizó a través de un módulo de GEOPSY llamado DINVER (Wathelet, 2008). Con las señales de microvibraciones medidas en terreno es posible calcular la frecuencia predominante del suelo, a través de la razón espectral (Figura 3.4b). Finalmente, con el perfil de velocidad de onda de corte (Figura 3.4d), se realiza el cálculo de V_{s30} según lo propuesto por Dobry *et al.* (2000).

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{si}}}, \quad (3.7)$$

Donde, V_{si} es la velocidad de ondas de corte del estrato “i” en m/s, h_i el espesor del estrato “i” en metros y “n” la cantidad de estratos existentes entre la cota de terreno y los 30 metros superficiales. Las mediciones fueron hechas en conjunto con grupos de trabajo de la Pontificia Universidad Católica y la Universidad Diego Portales, con el apoyo de la Fundación Chilena de Investigación Geotécnica (FUCHIGE, www.fuchige.cl).

3.4 Procesamiento de registros sísmicos

Los registros de terremotos son de fundamental importancia para la ingeniería sísmica, pues forman la base para la caracterización de las intensidades superficiales, como PGA o pseudo-aceleraciones espectrales, que son claves en el diseño sísmico. Para su uso en la ingeniería es importante ser capaz de estimar el nivel de ruido presente en cada acelerograma y en qué magnitud este nivel de ruido podría afectar a las intensidades calculadas o conducir a valores de velocidad, desplazamiento o aceleración sin sentido físico alguno. Todos los registros fueron procesados componente por componente siguiendo el diagrama de flujo de la Figura 3.5 (Bastías y Montalva, 2015). Se prefiere el análisis por componente para no castigar una por sobre la otra (*e.g.* típicamente la componente vertical posee razones señal-ruido menores que las componentes horizontales).

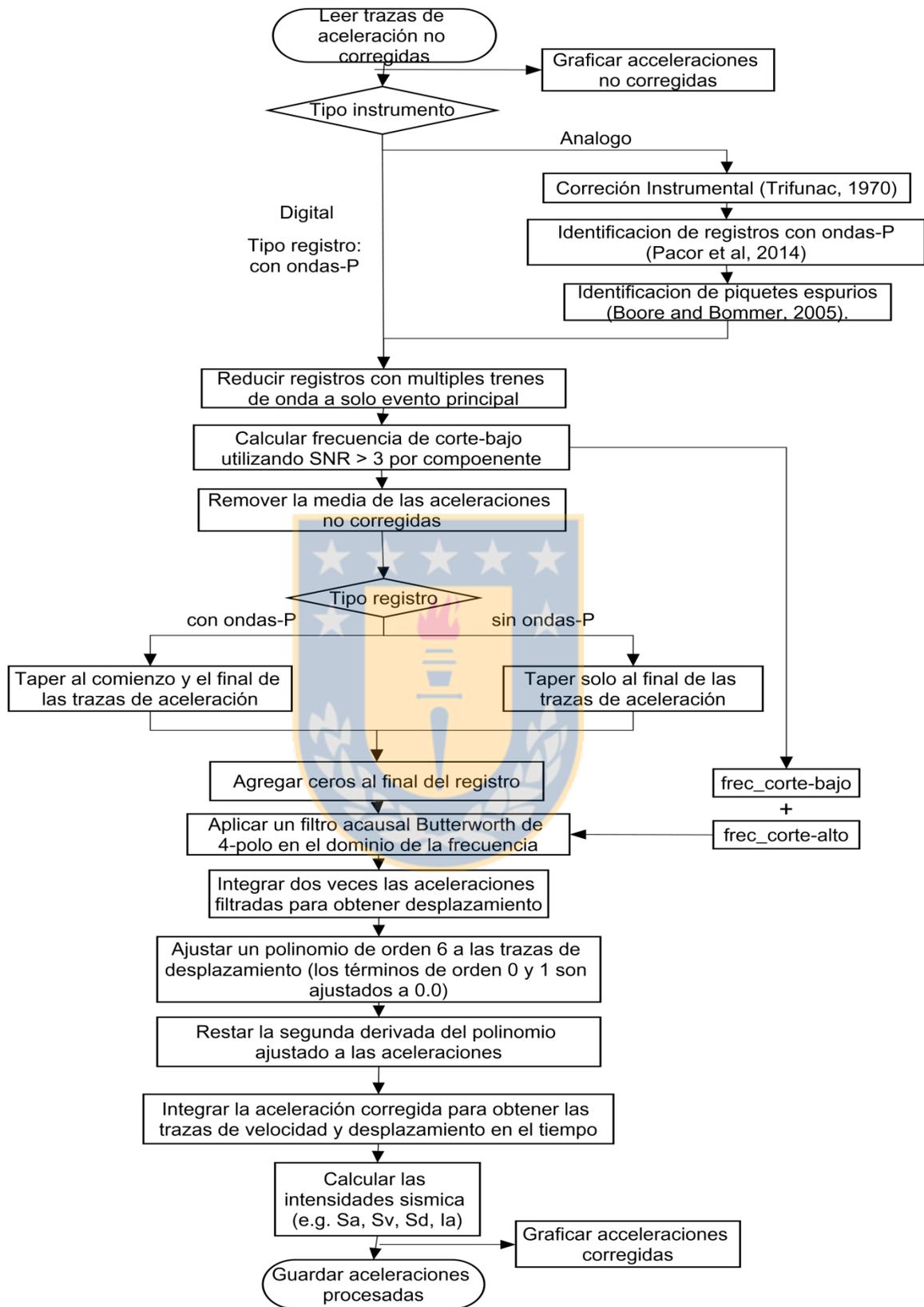


Figura 3.5 Diagrama de flujo para el procesamiento de registros sísmicos chilenos

El tratamiento de los registros comienza con un pre-procesamiento para registro análogos; primero se les realiza una corrección instrumental según Trifunac (1970), posteriormente los registros análogos se clasifican como *late triggered event*, cuando no posea una porción pre-evento, o como *normal triggered event*, cuando se ha registrado correctamente el evento utilizando el criterio desarrollado por Pacor *et al.* (2011) y el último tratamiento consiste en la identificación de “piquetes” falsos, la aparición de estos “piquetes” falsos no tiene una naturaleza cierta, pero comúnmente ocurren debido al desajuste de los puntos decimales en la digitalización de registros análogos. Para su corrección se reemplaza el valor de aceleración del “piquete” espurio por un promedio de los datos de aceleración colindante al dato.

Con posterioridad, tanto para registros digitales como análogos, se seleccionan los registros con múltiples trenes de ondas y se corta el registro para solamente incluir el tren de onda del evento principal, incluyendo desde una ventana de ruido hasta el fin de las ondas de coda. El tiempo de arribo de las ondas P (t_P) y S (t_S) son seleccionadas por inspección visual, mientras que el fin de las ondas S (t_{S-fin}) corresponde al 80% del CAV en el registro, definiendo el tiempo de duración de las ondas S ($D_S = t_{S-fin} - t_S$), luego, es posible determinar los otros tiempos de las distintas ventanas (Figura 3.6) que componen el registro según Kishida *et al.* (2014). El tiempo de comienzo de la ventana de ruido (t_N) se define entre el valor máximo del tiempo de inicio del registro y el tiempo de arribo de la onda P menos una duración de las ondas S ($t_N = \max(0, t_P - D_S)$), mientras que el tiempo de fin de las ondas de coda queda definida entre el mínimo del tiempo final del registro (t_{END}) y el comienzo de las ondas S más tres veces la duración de las ondas S ($t_{c-fin} = \min(t_{END}, t_S + 3D_S)$) y finalmente, el comienzo de la ventana de coda queda definido por el tiempo máximo entre el fin de las ondas S y el tiempo final de la coda menos una duración de las ondas S ($t_c = \max(t_{S-fin}, t_{c-fin} - D_S)$).

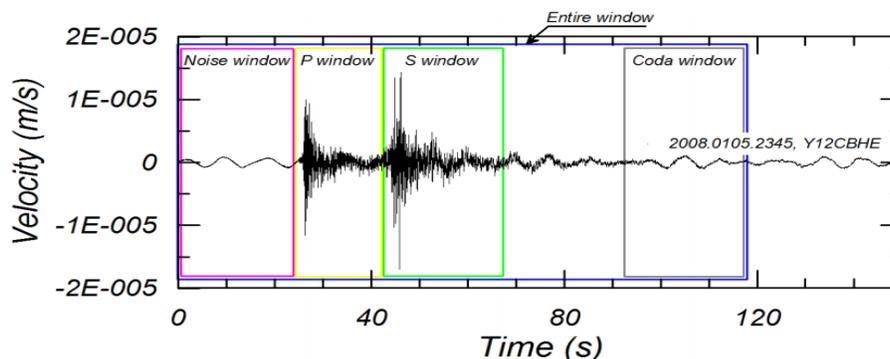


Figura 3.6 Esquema con las diferentes ventanas de un registro sísmico (Kishida et al., 2014)

Parte importante del procesamiento de los registros sísmicos corresponde a un filtro acausal pasa-banda del tipo Butterworth de 4-polos en el dominio de la frecuencia en donde se busca sacar el ruido del registro eliminando todo el rango de frecuencias fuera de la banda definida por una frecuencia de corte bajo ($f_{\text{low-cut}}$) y una frecuencia de corte alto ($f_{\text{high-cut}}$). El objetivo del filtro pasa-alta es remover la parte de señal que pareciera estar contaminada con ruido de periodo largo, entonces, la clave está en tomar la frecuencia en la cual la razón señal- ruido (SNR; por sus siglas en inglés *Signal-Noise Ratio*) es inaceptablemente bajo. Para estos efectos se asumió que la señal es lo suficientemente confiable para una SNR mayor a tres. La razón ruido señal se calcula utilizando las ventanas de ruido y de ondas S definidas por los tiempos descritos anteriormente, a ambas ventanas se les calculó el espectro de Fourier, el cual se suavizó utilizando el filtro propuesto por Konno-Ohmachi (1998) con un parámetro “b” igual a 20, luego de suavizados ambos espectros se procedió a calcular la razón espectral entre ambos. La frecuencia de corte alto queda definida en primera aproximación como la frecuencia de Nyquist, esta frecuencia proviene del teorema de muestreo de Nyquist-Shannon en el cual se propone que para poder detallar la forma de una onda es necesario que la frecuencia de muestreo (F_s) sea superior al doble de la máxima frecuencia de la onda a muestrear, entonces, la frecuencia de Nyquist queda definida por $F_s/2$, en donde F_s es la frecuencia de muestreo. Además, se calcula la frecuencia para la cual el registro se vuelve plano según lo propuesto por Akkar *et al* (2011).

Uno de los principales problemas encontrados, tanto en registros análogos como digitales, son distorsiones y desplazamiento de la línea base del registro, que resulta en velocidades y desplazamientos con poco sentido físico. Hay muchos procedimientos para ajustes de línea base, incluyendo polinomios de diferentes órdenes. El procedimiento utilizado consiste en integrar el registro filtrado, dos veces para obtener las trazas de desplazamiento, a estas trazas se le ajusta un polinomio de orden seis. Este se deriva dos veces y se resta a las trazas de aceleración para completar la corrección por línea base. Notar que el aplicar un ajuste de línea base es análogo a realizar un filtro pasa-alta de características desconocidas (no se sabe cuál es la frecuencia de corte bajo asociada) y que al aplicarse se remueve parte del ruido y probablemente parte de señal también. Un ejemplo del procesamiento empleado para la corrección de registros se presenta en el Anexo 2.

3.5 Base de datos final

La base de datos final corresponde a 3572 registros provenientes de 477 terremotos. Segregados por sismogénesis corresponden a 2229 registros de 279 eventos interplaca, 43 registros de siete eventos corticales y 1300 registros de 191 eventos intraplaca. El rango de magnitud es de 5.0-8.8 M_w y la distancia al plano de falla (R_{rup}) va desde los 20 hasta los 650 kilómetros.

En la Figura 3.7 se observa como el grupo de datos esta fuertemente dominado por la sismogenesis interplaca. Por otro lado se observa como la profundida focal tiene directa relación con la sismogenesis del evento ratificando lo observado en el perfil esquemático de la zona de subducción Chilena (Figura 2.2).

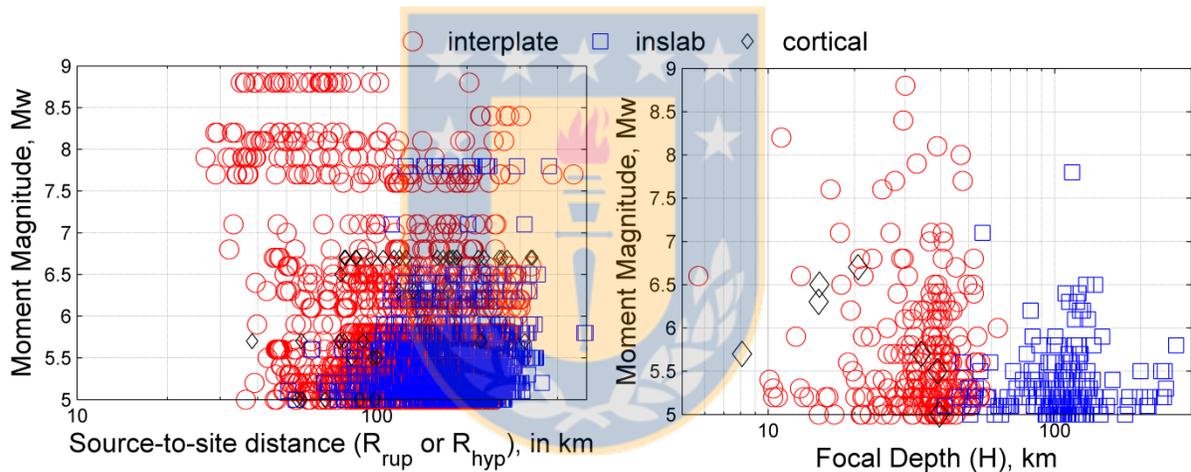


Figura 3.7. Distribución de registros de la base de datos. A la izquierda se encuentra la distribución de los eventos según su magnitud y distancia más cercana al plano de falla, mientras que a la derecha se encuentra la distribución de eventos según su magnitud y profundidad focal.

(Bastías y Montalva, 2015)

Luego, para completar la base de datos de registros sísmicos, se calculan las distancias entre el sitio que se emplaza la estación acelerográfica y la fuente sísmica, es decir, la distancia hipocentral (R_{hyp}), epicentral (R_{epi}) y al plano de falla (R_{rup}). Además se calcularon los azimut entre el evento y la estación que lo midió.

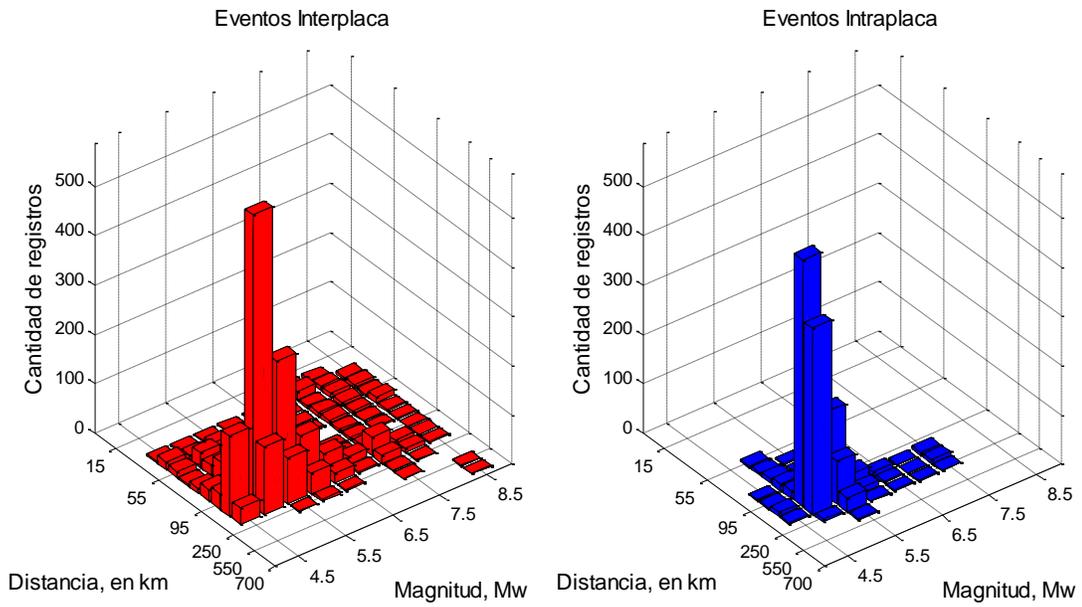


Figura 3.8. Distribución de registros segregando por magnitud de momento (M_w) y distancia de la fuente al sitio (R_{rup} para eventos interplaca y R_{hyp} para eventos intraplaca).

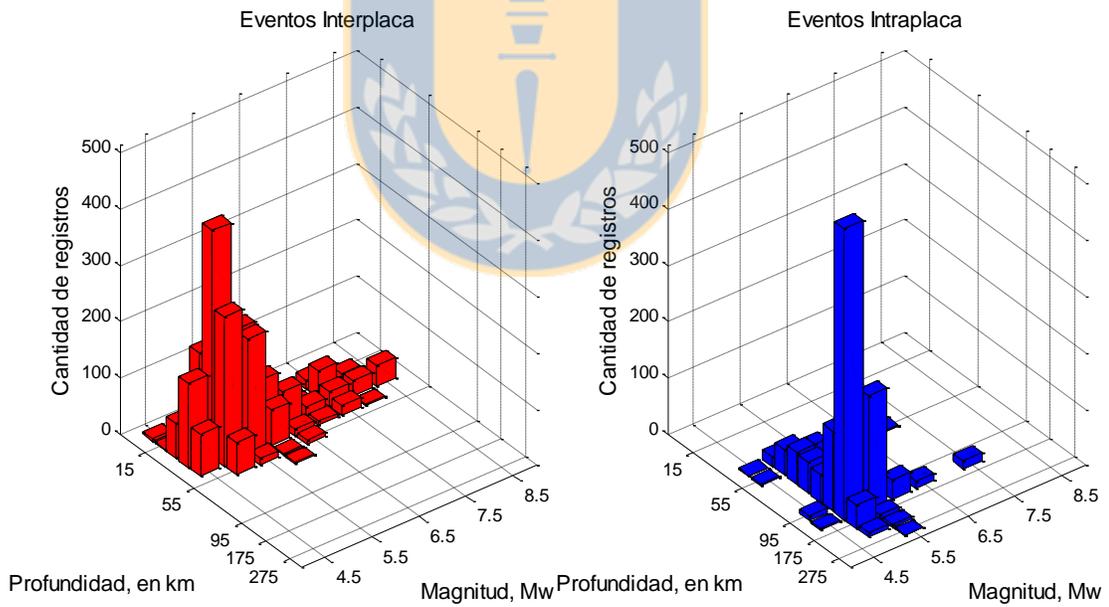


Figura 3.9. Distribución de registros segregando por magnitud de momento (M_w) y profundidad focal (H o Z_h).

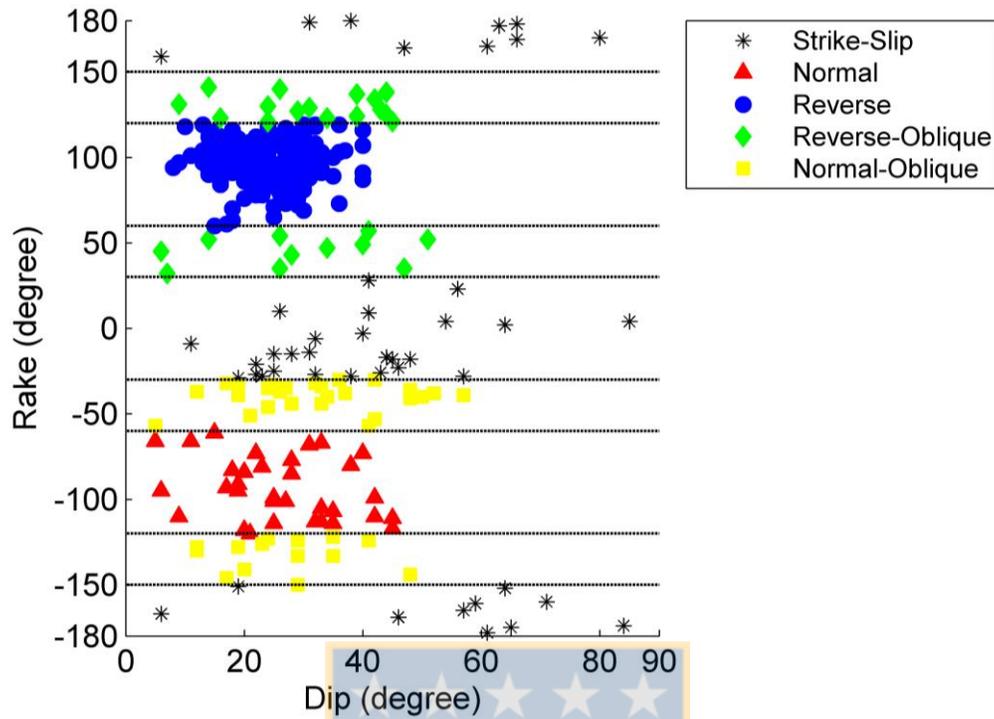


Figura 3.10. Distribución de la inclinación de la falla (*dip*) versus ángulo de deslizamiento para los eventos chilenos (Bastías y Montalva, 2015).

Finalmente, los registros deben ser procesados para eliminar el ruido en exceso de los registros, y así permitir el cálculo de los parámetros de intensidad sísmica que interesan, en este caso las aceleraciones *peak* y espectrales. El cálculo se realiza en primera instancia por componente ($S_{a,EO}$ es la respuesta espectral para la componente Este-Oeste asociado a un periodo “T”, análogamente para $S_{a,NS}$), luego se calcula la media geométrica según la Ec. 3.8 para obtener la pseudo-aceleración espectral ($S_{a, horizontal}$) asociado al periodo “T”, que varía entre 0.01 y 10 segundos.

$$S_{a, horizontal, T} = \sqrt{S_{a,EO} * S_{a,NS}} \tag{3.8}$$

Además de las aceleraciones *peak* y espectrales se calcularon las Intensidades de Arias, las duraciones entre umbrales y efectivas, y la velocidad *peak* del suelo (PGV).

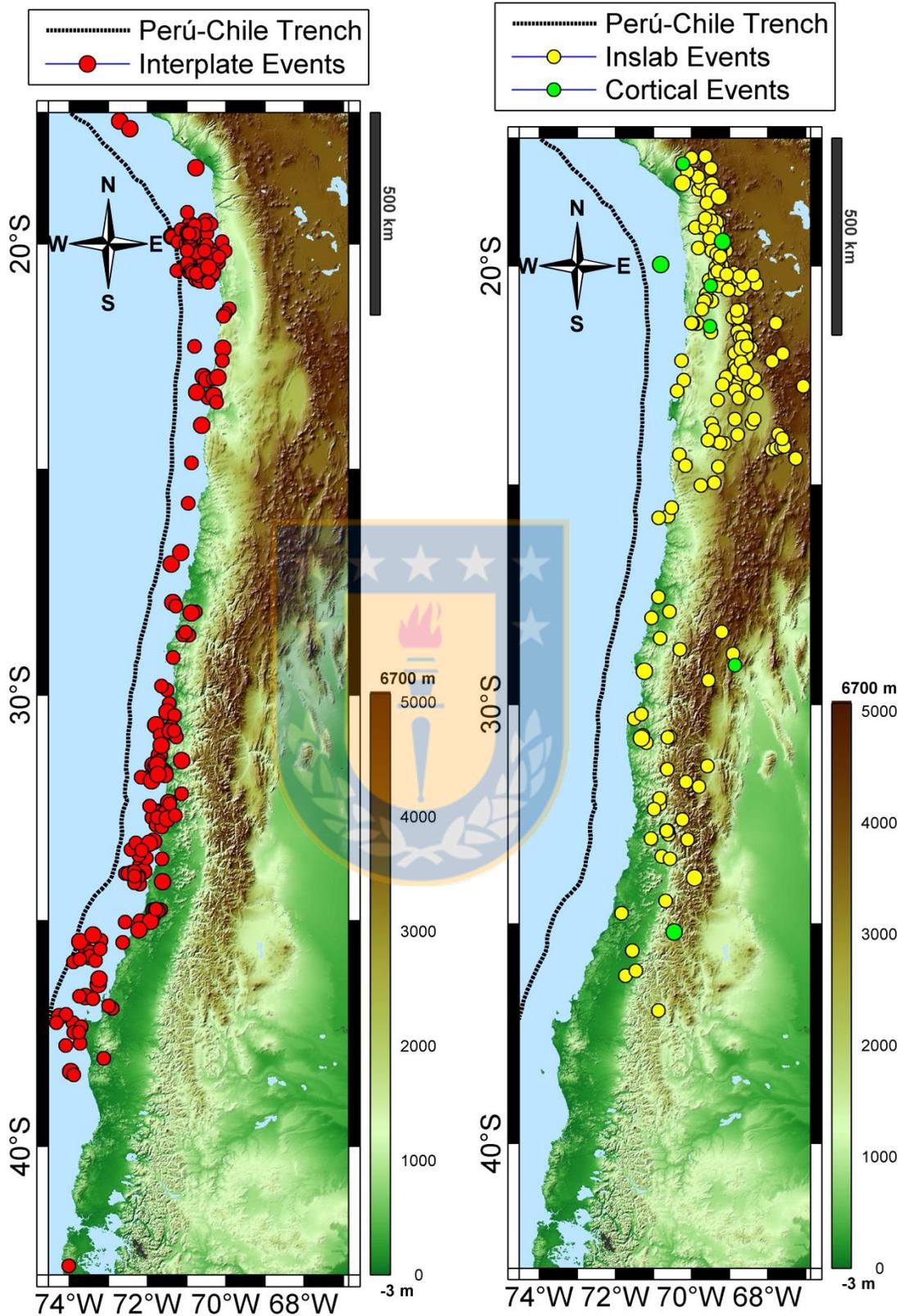


Figura 3.11. Distribución geográfica de los eventos incluidos en la base de datos. (Bastías y Montalva, 2015)

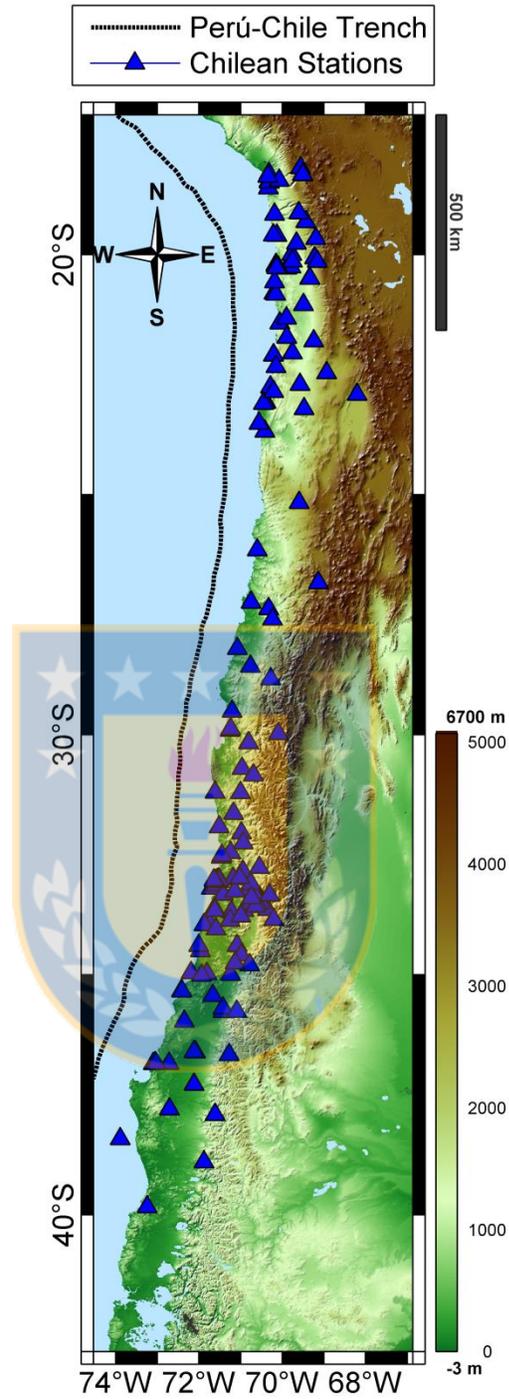


Figura 3.12. Distribución geográfica de las estaciones acelerográficas incluidas en la base de datos de registros sísmicos chilenos (Bastías y Montalva, 2015)

3.6 Conclusiones

Parte importante para desarrollar un modelo de intensidad sísmica es la base de datos que se utiliza para efectuar las regresiones. En este capítulo se detalla cómo se desarrolló el grupo de datos de registros sísmicos chilenos, el cual contempla más de 3500 registros provenientes de cerca de 470 eventos, siendo la base de datos más grande desarrollada hasta la fecha.

Dentro de la base de datos es importante la caracterización del evento sísmico segregando los efectos de fuente, trayectoria y sitio, es por esto que parte de la confección de la base de datos incluye la estimación de variables explicativas. En esta línea, se compilaron las magnitudes de momento, las profundidades focales, la sismogénesis y las ubicaciones geográficas de los eventos sísmicos, además, se estimaron las distancias sitio-fuente (*e.g.* R_{hyp} , R_{rup}) y variables para caracterizar el sitio, dentro de estas últimas destacar que se obtuvo un valor de V_{s30} medido (a través de mediciones de ruido ambiental o de la literatura), y para las estaciones que carecían de este valor, un V_{s30} inferido según dos indicadores independientes; la frecuencia fundamental (f_0) y la pendiente topográfica.

El propósito del procesamiento de registros sísmicos es fijar un valor de razón señal-ruido (SNR) aceptable, de manera que sean comparables los registros en estudio, en nuestro caso el valor de razón señal-ruido debe ser superior a tres, y además, ser capaces de obtener información confiable para diferentes aplicaciones ingenieriles dependiendo del periodo en análisis.

La base de datos discutida en este capítulo se encuentra disponible gratuitamente en sitio web de NEEShub (Bastías y Montalva, 2015; <https://nees.org/resources/13694>) y ha sido enviado un manuscrito para su publicación en la revista *Earthquake Spectra*.

CAPÍTULO 4 FORMA FUNCIONAL Y METODOLOGÍA DE REGRESIÓN

4.1 Introducción

Definida y consolidada la base de datos de registros sísmicos se debe definir la forma funcional que se empleará para realizar la regresión. La elección de la forma funcional resulta trascendental, pues, debe conjugar los coeficientes de la regresión y las variables explicativas de forma tal que posean una coherencia física con el fenómeno que se busca modelar. Parte importante del procedimiento radica también en la herramienta estadística que se utilizará para aplicar la regresión.

4.2 Forma funcional y modelamiento de los residuales

4.2.1 Forma funcional de la mediana del modelo

La forma funcional utilizada es una adaptación al modelo de Abrahamson *et al.* (2016). La selección de esta forma funcional se debe al buen ajuste obtenido por el modelo para un subgrupo de la base de datos (Bastías *et al.*, 2015), además de presentar ventajas teóricas por sobre otros modelos, pues incluye la amplificación no lineal del sitio (Walling *et al.*, 2008) y utiliza V_{s30} como variable explicativa continua.

En Chile todos los sitios son antearco, por lo tanto, los parámetros θ_7 , θ_8 , θ_{15} y θ_{16} , correspondientes al escalamiento por antearco o trasarco, del modelo original no contribuyen a predecir la intensidad sísmica medida. La forma funcional del modelo es posible segregarla, para un mejor entendimiento, en un efecto de fuente, trayectoria, sismogénesis y sitio (Ec. 4.1)

$$\ln Sa(T) = \theta_1 + f_{\text{fuente}} + f_{\text{trayectoria}} + f_{\text{evento}} + f_{\text{sitio}}, \quad (4.1)$$

$$f_{\text{fuente}} = \theta_4 * \Delta C_1 + f_{\text{mag}}(M), \quad (4.2)$$

$$f_{\text{mag}}(M) = \begin{cases} \theta_4 * (M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13} * (10 - M)^2, & \text{para } M \leq C_1 + \Delta C_1 \\ \theta_5 * (M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13} * (10 - M)^2, & \text{para } M > C_1 + \Delta C_1 \end{cases}, \quad (4.3)$$

$$f_{\text{trayectoria}} = [\theta_2 + \theta_{14} F_{\text{event}} + \theta_3 (M - 7.8)] * \ln(R + C_4 * \exp(\theta_9 (M - 6))) + \theta_6 R, \quad (4.4)$$

$$f_{\text{evento}} = [\theta_{10} + \theta_{11} * (\min(Z_h, 120) - 60)] * F_{\text{evento}}, \quad (4.5)$$

$$f_{\text{sitio}}(\text{PGA}_{1000}, V_{s,30}) = \begin{cases} \theta_{12} \ln\left(\frac{V_s^*}{V_{\text{lin}}}\right) - b * \ln(\text{PGA}_{1000} + c) + b * \ln\left(\text{PGA}_{1000} + c * \left(\frac{V_s^*}{V_{\text{lin}}}\right)^n\right), & \text{para } V_{s30} < V_{\text{lin}} \\ \theta_{12} \ln\left(\frac{V_s^*}{V_{\text{lin}}}\right) + b * n * \ln\left(\frac{V_s^*}{V_{\text{lin}}}\right), & \text{para } V_{s30} \geq V_{\text{lin}} \end{cases}, \quad (4.6)$$

$$V_s^* = \begin{cases} 1000, & \text{para } V_{s30} > 1000 \\ V_{s30}, & \text{para } V_{s30} \leq 1000 \end{cases}, \quad (4.7)$$

En donde, M es la magnitud de momento del terremoto, Z_h es la profundidad hipocentral en kilómetros, R es la distancia entre el sitio y la fuente sísmica; para los eventos interplaca se utiliza la distancia al plano de ruptura y para los eventos intraplaca la distancia hipocentral. F_{event} es una variable binaria, la cual es igual a uno cuando son eventos intraplaca y nulo cuando son eventos interplaca, notar entonces que la profundidad hipocentral solo es variable explicativa para los eventos intraplaca. f_{mag} es un modelo para escalamiento por magnitud, en donde θ_4 y θ_5 son los términos lineales del escalamiento por magnitud, y θ_{13} el término no lineal, además notar que el submodelo está ajustado para tener un quiebre en la magnitud igual a $C_1=7.8$, además el valor ΔC_1 captura el error epistémico en el cambio de pendiente dado por el escalamiento por magnitud que es función del periodo de análisis y se ajustó en base a eventos de magnitud importante ($M > 8$) como lo fueron el terremoto del Maule y Tohoku. f_{sitio} es el modelo correspondiente al sitio en función de la velocidad de onda de corte (V_{s30}) y el valor predicho de PGA para un V_{s30} igual a 1000 m/s (PGA_{1000}). $f_{\text{trayectoria}}$ es un modelo para caracterizar la atenuación por distancia del frente de ondas, es sabido que la amplitud de las ondas se atenúa en su propagación como consecuencia de la expansión geométrica de la onda viajando y de la anelasticidad del medio (*i.e.* efectos no elásticos, en la que la energía elástica se disipa, absorbida por el medio, en forma de calor por fricción). La primera es cuantificada en parte a través de los coeficientes θ_2 , θ_3 y θ_{14} del modelo, mientras que la anelasticidad del medio está incluida por el coeficiente θ_6 .

Algunos coeficientes (e.g. θ_9 , b , n , c , V_{lin}) son ajustados debido a regresiones preliminares siguiendo la metodología descrita por Abrahamson y sus colaboradores (2016). El término $f_{\text{trayectoria}}$ además captura la saturación a cortas distancia basado en una profundidad ficticia con

dependencia de magnitud (en nuestro caso esta profundidad ficticia, C_4 , es fijada al valor de 10 km). Por otro lado, en el modelo de Gregor *et al.* (2006), basado en simulaciones de falla finita, concluyo que θ_9 es aproximadamente 0.4 para todos los periodos espectrales. Además, los coeficientes de la amplificación no lineal del sitio (i.e. b , n , c , V_{lin}) se encuentran definidos por los coeficientes del modelo de Walling *et al.* (2008) de la misma forma en que lo implementaron Abrahamson *et al.* (2016) en su trabajo.

4.2.2 Modelamiento de los residuales

Para considerar la dispersión en los resultados de la regresión, la distribución de los residuales del modelo debe ser considerada. Los residuales (Δ) son definidos como la diferencia entre un valor observado de intensidad sísmica (IS_{obs}) y uno predicho (IS_{pred}) por el modelo (Figura 4.1), entonces, representa la parte no explicada del fenómeno por el modelo.

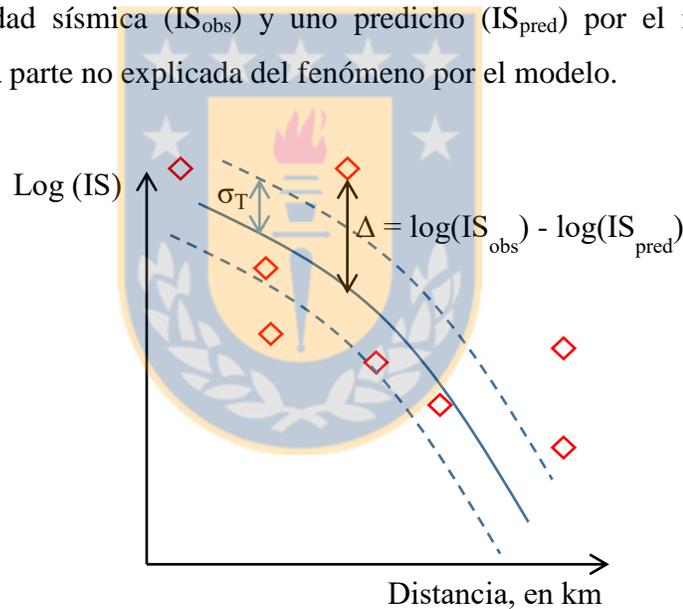


Figura 4.1. Representación gráfica del error total del modelo

Cabe mencionar que la principal causa de error del modelo radica en el hecho de que la representación de los movimientos sísmicos es muy simple comparado con la complejidad de la física del proceso (*e.g.* generación y propagación de las ondas sísmicas). A pesar de lo anterior, la incertidumbre asociada a la predicción de las variables explicativas acrecienta el error total del modelo, y podría llegar a ser relevante (Stafford, 2014).

Al Atik *et al.* (2010) ilustraron en la Figura 4.2 que es posible dividir el error total de modelo en dos componentes; un residual interevento (o entre-eventos; δB_e), el cual representa el desajuste promedio de las intensidades sísmicas registradas por un terremoto en particular “e” de la mediana obtenida por el modelo predictivo de intensidad sísmicas. Por otra parte, existe un error intraevento (δW_{es} ; en inglés *within-event residual*) que representa el desajuste entre un observación individual de una estación “s” de un terremoto en particular “e”. Esta representa la variabilidad residual, es decir, compuesta por la variabilidad del sitio más cualquier otra fuente de incertidumbre no representada por el error inter-evento (*e.g.* variabilidad regional).

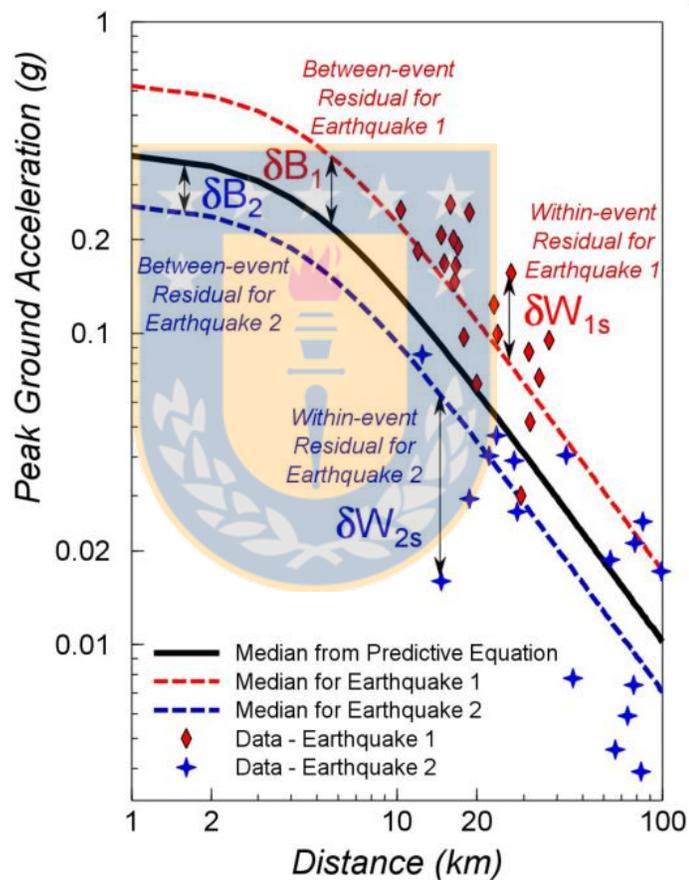


Figura 4.2. Componentes intra-evento e inter-evento de la variabilidad del modelo (Al Atik *et al.*, 2010)

Dado lo anterior, los residuales pueden ser divididos por efectos aleatorios de sitio, evento y un residual del modelo. Luego, siguiendo la nomenclatura de Rodríguez Marek *et al.* (2011) se define;

$$\ln(\text{IS}_{\text{obs}}) = f(X|\theta_i) + \delta B_e + \delta W_{S2S} + \delta W_0, \quad (4.8)$$

En donde, $f(X|\theta_i)$ representa la mediana del modelo predictivo (sección 4.2.1), $\delta B_e \sim N(0, \tau^2)$ es el residual entre-evento que se distribuye normal con media 0 y desviación estándar τ , $\delta W_{S2S} \sim N(0, \phi_{s2s}^2)$ es el residual asociado a cada sitio que se distribuye normal con media 0 y desviación estándar ϕ_{s2s} , y finalmente $\delta W_0 \sim N(0, \phi_{ss}^2)$ es el residual intra-evento corregido por el error en el sitio, que se distribuye normal con media 0 y desviación estándar ϕ_{ss} . Notar además que $\delta W_{es} = \delta W_{S2S} + \delta W_0$. Finalmente, el error total del modelo (σ) viene dado por $\sqrt{\tau^2 + \phi_{s2s}^2 + \phi_{ss}^2}$.

La desviación total del modelo predictivo se desarrolla utilizando diferentes tipos de terremotos, sitios y regiones, pero el análisis de peligro sísmico se realiza en un sitio en particular de una región pequeña, lo anterior se conoce como el supuesto ergódico. Por lo tanto, la variabilidad entre sitios (ϕ_{s2s}) para efectos de un análisis de peligro sísmico puede ser removida de la desviación total del modelo, lo que se conoce como *Single-Station Sigma* (σ_{ss}). En un esquema probabilístico producirá intensidades sísmicas menores y más reales.

4.3 Metodología de regresión

A lo largo de la historia son muchas las metodologías de regresión que se han implementado para la generación de modelos predictivos de intensidades sísmicas, esta evolución muestra la progresiva experiencia adquirida sobre el modelamiento de estos fenómenos complejos que presentan dificultades (e.g. datos agrupados). Los primeros intentos para ajustar estos modelos fueron a través de los mínimos cuadrados ordinarios, pero esta técnica presenta grandes problemas para modelar este tipo de fenómenos, debido a la fuerte dependencia frente a eventos con gran número de registros, la gran sensibilidad frente a datos marginales o anómalos, dificultad para desacoplar correctamente las contribuciones de la fuente, trayectoria y sitio, y finalmente, presenta gran inestabilidad frente a formas funcionales altamente no lineales. Para suplir los defectos detallados anteriormente surgió en primera instancia un “método de mínimos cuadrados ponderados” (Campbell, 1981), pero que no era capaz de resolver el problema del

acoplamiento entre los factores de fuente y trayectoria. En el mismo año se publicó el “método de dos pasos” (Joyner y Boore, 1981), este método en un primer paso ajusta los parámetros que controlan la dependencia con distancia, para en una segunda etapa obtener los parámetros asociados a la magnitud.

Posteriormente, surgió una alternativa de regresión conocida como “modelos de efectos aleatorio” (Brillinger y Preisler, 1984), siendo esta la más utilizada actualmente. La ventaja de esta metodología de regresión es que permitió dividir en ese tiempo el error rigurosamente en dos contribuciones; una inter-evento, que cuantifica la variabilidad para cada evento, y una intra-evento que representa la variabilidad residual, es decir, compuesta por la variabilidad del sitio más cualquier otra fuente de incertidumbre no representada por el error inter-evento (*e.g.* variabilidad regional). Luego, comprobada su efectividad (Somerville *et al.*, 1997) surgieron diferentes algoritmos para asegurar la estabilidad en la obtención de los parámetros de la regresión (Abrahamson y Youngs, 1992; Joyner y Boore, 1993).

Como se mencionó anteriormente, el residual intra-evento está compuesta por variabilidad del sitio, es por esto que Rodriguez-Marek *et al.* (2011) manipula este residual para estimar la incertidumbre de cada sitio, y así lograr segregar el error en efectos aleatorios de sitio y evento, más el error residual. Stafford (2014) para tales fines recomienda la utilización de modelos de efectos mixtos, en los cuales los efectos fijos son los parámetros θ_i de la mediana del modelo y los efectos aleatorios para la partición del error en datos agrupados por sitio, evento más el residual final, esta forma de regresión se encuentra implementado en el *package* lme4 (Bates *et al.*, 2015) del *software* estadístico “R” (R Core Team, 2015), evitando así realizar la regresión en una serie de pasos.

Stafford considera que manipular los residuales desde una regresión inicial, provocaría un sesgo en la mediana del modelo, por lo tanto este enfoque sería lo mismo que realizar en primera instancia una regresión no-lineal de mínimos cuadrados para definir la mediana del modelo (*i.e.* $f(\theta_i|X_i)$) y después, agrupar los datos según evento y sitio para particionar el error. Si el conjunto de datos se encuentra desbalanceado o contiene eventos atípicos con gran número de registros, el ajuste inicial se encontrará influenciado por estos eventos. En segundo lugar, la matriz de diseño

utilizada en el algoritmo de Abrahamson y Youngs (1992) contiene solamente unos, es decir, todos los efectos aleatorios entran a la regresión como constantes aditivas. Para el enfoque tradicional, es decir, solo considerando el efecto aleatorio evento a evento esto tiene un fundamento teórico, pues es lo mismo que asumir que dada una magnitud el evento puede presentar distintos caídas de tensión dinámicas. Por el contrario, cuando se considera respuesta no lineal del suelo o efectos de trayectoria, este tratamiento de los efectos aleatorios no es consistente con la física del fenómeno, por ejemplo, cuando se considera el efecto de trayectoria en una región con gran atenuación anelástica se esperaría que el efecto aleatorio de cada estación fuese función de la distancia entre la fuente y el sitio, en vez de una constante fija para cada estación asociado a todas las distancias.

4.4 Eliminación de datos atípicos

Los datos atípicos (*i.e. outliers*) son observaciones cuyos valores son muy diferentes a las otras observaciones de la población, pueden ser ocasionados por errores en el procesamiento de los datos, acontecimientos extraordinarios, o simplemente, valores extremos. Los datos atípicos distorsionan los resultados de los análisis, como por ejemplo, modificando la mediana y la desviación estándar del modelo, por esta razón es necesario identificarlos y tomar la decisión de dejarlos o excluirlos del análisis.

El algoritmo utilizado para identificar *outliers* es el de Rosner (1975 y 1983). Para utilizar el test de Rosner los datos deben seguir una distribución normal y se debe conocer *a priori* el número “k” de potenciales *outliers* o valores extremos. Los datos se ordenan y se calculan los parámetros de tendencia central media y desviación estándar. El procedimiento supone eliminar del conjunto de datos la observación “x” que es la más alejada de la media. El estadístico R se calcula usando la Ecuación 4.9.

$$R_{i+1} = \frac{|x^{(i)} - \bar{x}^{(i)}|}{s^{(i)}} , \quad (4.9)$$

En donde, R_{i+1} es el test estadístico de Rosner para determinar si el valor más extremo “ $i+1$ ” es un outlier, $\bar{x}^{(i)}$ es la media de la población, $s^{(i)}$ es la desviación estándar de la data y $x^{(i)}$ es una observación particular del grupo de datos. Una vez que los valores de los test estadísticos R_i, \dots, R_{k+1} , son calculados se comparan con un valor crítico (λ_{i+1} , basado en los cuantiles de la distribución t-Student con cierto nivel de significancia). Luego, el algoritmo utilizado para determinar el número de outliers es el siguiente;

- a) Comparar el valor de R_{k+1} con λ_{i+1} . Si $R_{k+1} > \lambda_{i+1}$, se concluye que el grupo $k+1$ datos con valores más extremos son *outliers*.
- b) Si $R_{k+1} \leq \lambda_{i+1}$, se compara R_k con λ_i . Si $R_k > \lambda_i$, se concluye que el grupo de k datos con valores más extremos son *outliers*.
- c) Se sigue el procedimiento descrito en a) y en b), hasta que son verificados todos los estadísticos R versus sus valores críticos.

4.5 Análisis cualitativo del modelo predictivo

Un elemento vital en cualquier estudio de peligro sísmico es la elección de modelos predictivos apropiados. El error epistémico (asociada a la falta de conocimiento existente para explicar el fenómeno que se quiere modelar, este tipo de error es reductible, contrario a lo que sucede con el error aleatorio, el cual está asociado a la variabilidad intrínseca del fenómeno) del modelo utilizado para la estimación de los parámetros de intensidad debe ser identificado, cuantificado y capturado dentro del análisis, este proceso se realiza típicamente a través de árboles lógicos, en que cada rama tiene un peso ponderado, es por esto que se incluye más de un modelo en el análisis probabilístico de peligro sísmico (PSHA, por sus siglas en inglés *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*).

Según Bommer *et al.* (2010) un modelo debe ser excluido del análisis PSHA si fue obtenido en un ambiente tectónico distinto a la zona de estudio, pero no debe basarse en un criterio demográfico, es decir, un modelo obtenido en el régimen subductivo japonés si es trasladable para el régimen subductivo chileno, pero no utilizable para un sitio con diferente régimen tectónico (*e.g.* terremotos corticales superficiales, continentales estables). Bommer y sus

colaboradores definieron un conjunto de criterios con el fin de excluir modelos predictivos, estos son:

Criterio #1: Modelo es derivado en un régimen tectónico diferente a la zona de estudio.

Criterio #2: Modelo no se encuentra publicado en una revista científica parte de *ISI Thomson Reuters*, esto para permitir la retroalimentación y revisión de otros investigadores al modelo.

Criterio #3: La base de datos utilizada para obtener el modelo no se encuentra en un formato accesible, el requerimiento mínimo consiste en una tabla que liste los eventos con sus características y el número de registros de cada evento.

Criterio #4: El modelo no se encuentra en su última versión.

Criterio #5: El modelo no provee respuestas espectrales para un adecuado rango de periodos de análisis, mínimo entre cero (*i.e.* PGA) y dos segundos.

Criterio #6: La forma funcional utilizada en el modelo carece de dependencia no lineal con la magnitud, o la inclusión de la dependencia de la magnitud que decae con distancia.

Criterio #7: Los coeficientes del modelo no fueron obtenidos utilizando las metodologías de máxima verosimilitud; de una etapa (modelo de efectos aleatorios) o de dos etapas.

Criterio #8: El modelo utiliza definiciones inadecuadas de las variables explicativas (como M_L o R_{epi}), o la inclusión de efecto de sitio sin considerar V_{s30} .

Criterio #9: El rango de validez del modelo es muy estrecho, típicamente $M_{min}>5$, $M_{max}<7$ ó $R_{max}<80$ km.

Criterio #10: Base de datos muy pequeños para desarrollar el modelo, esto se puede traducir por ejemplo en menos de 10 terremotos por unidad de magnitud, o menos de 100 registros por 100 km de distancia.

Los criterios #1, #2 y #4 deben ser evaluados dentro de un análisis probabilístico de peligro sísmico. El criterio #3 se cumple, pues la base de datos con la que se realizó la regresión se encuentra disponible en la plataforma NEEShub. Las respuestas espectrales del modelo predictivo chileno van desde cero (*i.e.* PGA) hasta 10 segundos, cumpliendo con el criterio #5. La forma funcional descrita en este capítulo incluye una dependencia no lineal con magnitud (a través del coeficiente θ_{13}), además de utilizar como variables explicativas R_{rup} , M_w y V_{s30} superando así los criterios #6 y #8. Por otro lado, la regresión fue hecha a través de un modelo de

efectos mixtos no lineales ajustado por máxima verosimilitud (criterio #7). Con respecto a la base de datos; $M_{\max} = 8.8$ y $R_{\max} > 600$ km (criterio #9), además la cantidad de registros por distancia y de eventos por unidad de magnitud, se resumen en la Tabla 4.1 y Tabla 4.2.

Tabla 4.1 Cantidad de eventos por unidades de magnitud.

Magnitud de Momento		N° de eventos
$M_{w\text{inicial}}$	$M_{w\text{final}}$	
5.0	6.0	352
6.0	7.0	55
7.0	8.0	14
8.0	9.0	5

Tabla 4.2 Cantidad de registros por cada 100 km de distancia.

Distancia, en km		N° de registros
R_{inicial}	R_{final}	
0	100	590
100	200	1799
200	300	787
300	400	39
400	500	3
500	600	1
600	700	1

De las cantidades de registros y eventos mostradas en las tablas de más arriba se asegura un buen comportamiento, según los criterios de Boomer y colaboradores, del modelo para registros a menos de 300 km de distancia y para magnitudes menores que ocho. Aun así, los eventos sobre magnitud 8 son los eventos mejor caracterizados (*e.g.* poseen solución finita del plano de ruptura y estaciones con velocidad de onda de corte promedio a los 30 metros medida), por lo tanto es factible extender el rango de validez del modelo para estas magnitudes.

4.6 Conclusiones

La forma funcional del modelo a ajustar es fundamental para caracterizar el fenómeno en cuestión. Se utilizará una adaptación al modelo de Abrahamson y colaboradores (2016). La

selección de esta forma funcional se debe al buen ajuste obtenido por el modelo para un subgrupo de la base de datos (Bastias *et al.*, 2015), además de presentar ventajas teóricas por sobre otros modelos, pues incluye la amplificación no lineal del sitio y utiliza V_{s30} como variable explicativa continua.

Los estudios de peligro sísmico incorporan dos tipos de incertidumbre; una aleatoria que se relaciona con la aleatoriedad natural del fenómeno y que no puede ser reducida con el incremento del conocimiento sobre el fenómeno. Por otro lado, la incertidumbre epistémica se asocia a la insuficiencia de datos para modelar el fenómeno, además de la falta de conocimiento al respecto. Esta última puede ser reducida a través de la inclusión de modelos alternativos. Además, la identificación de los diversos componentes de la variabilidad del modelo permite mejorar el cálculo de peligro sísmico bajo un enfoque probabilístico, ya que la incertidumbre aleatoria puede ser transformada a error epistémico, y con mejores datos esta incertidumbre es posible reducirla.

La metodología de regresión que se utilizará son los “modelos no lineales de efectos mixtos” en los cuales los efectos fijos son los parámetros θ_i de la mediana del modelo y los efectos aleatorios para particionar el error en datos agrupados por sitio, evento, más el residual final. Esta forma de regresión se encuentra implementado en el *package* lme4 del *software* estadístico “R”. Evitando así realizar la regresión en una serie de pasos que puede introducir sesgos a la mediana del modelo.

CAPÍTULO 5 MODELO PREDICTIVO DE INTENSIDADES SISMICAS PARA CHILE

5.1 Introducción

Definida la forma funcional, la metodología de regresión y los datos observados de movimiento sísmico a utilizar, se procede a ajustar el modelo predictivo de intensidades sísmicas para Chile. Se realiza un análisis de los residuales graficándolos versus las variables explicativas y bajos dos esquemas de evaluación de modelos sísmicos objetivos, basados en la distribución de los residuales. Se compara la mediana del modelo ajustado para Chile con otros modelos aplicables a la zona de subducción chilena, con la finalidad de comparar el comportamiento de diferentes modelos.

Se realiza una análisis de sensibilidad en la estimación de los coeficientes del modelo predictivo a través de la técnica *bootstrap*.

5.2 Modelo predictivo de intensidades sísmicas para Chile

De la base de datos descrita en el capítulo 3 se excluyen los eventos de sismogénesis cortical y los datos identificados como atípicos según el algoritmo de Rosner. Finalmente, los datos utilizados son 1935 de sismogénesis interplaca y 1285 de sismogénesis intraplaca. Los coeficientes de la regresión se encuentran sumariados en la Tabla 5.1. Notar que la cantidad total de datos utilizados para la regresión por periodo va cambiando, esto sucede de acuerdo a la frecuencia de corte pasa-alta (f_{c-hp}) del registro sísmico; si el inverso f_{c-hp} es menor que el periodo de análisis significa que el registro sísmico no posee información para ese periodo (fue eliminada a través del filtro pasa banda en la corrección) y debe ser excluida de la regresión. Para mostrar la capacidad de ajuste del modelo se grafican en las Figura 5.1 y Figura 5.2 la mediana del modelo predictivo y una desviación, para los últimos terremotos importantes en el país y que se encuentran bien caracterizados (Maule e Iquique). Notar que las intensidades medidas en

estaciones que poseen velocidad de onda de corte promedio en los 30 metros (V_{s30}) medida se encuentran graficados en color magenta.

Las Figuras 5.1 y 5.2 muestran un aceptable ajuste a la data empírica. Cabe mencionar que la curva graficada (en rojo) corresponde al modelo calculado para la mediana de los datos de V_{s30} de las estaciones que registraron el terremoto. Esto quiere decir, que para un valor diferente de V_{s30} la intensidad predicha por el modelo será diferente al valor de la curva graficada.

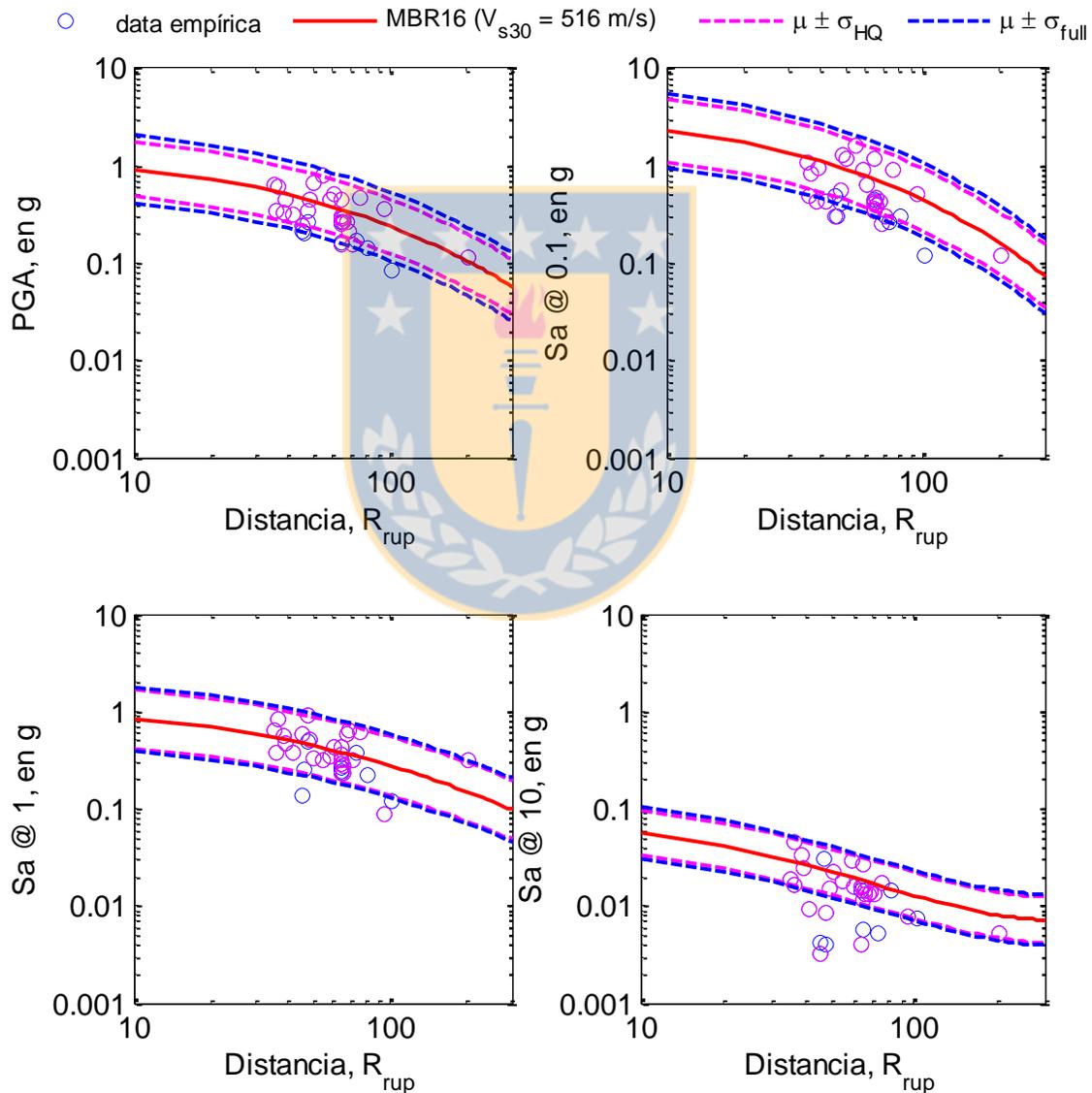


Figura 5.1. Comparación de la mediana del modelo ajustado con la data medida del terremoto del Maule (2010).

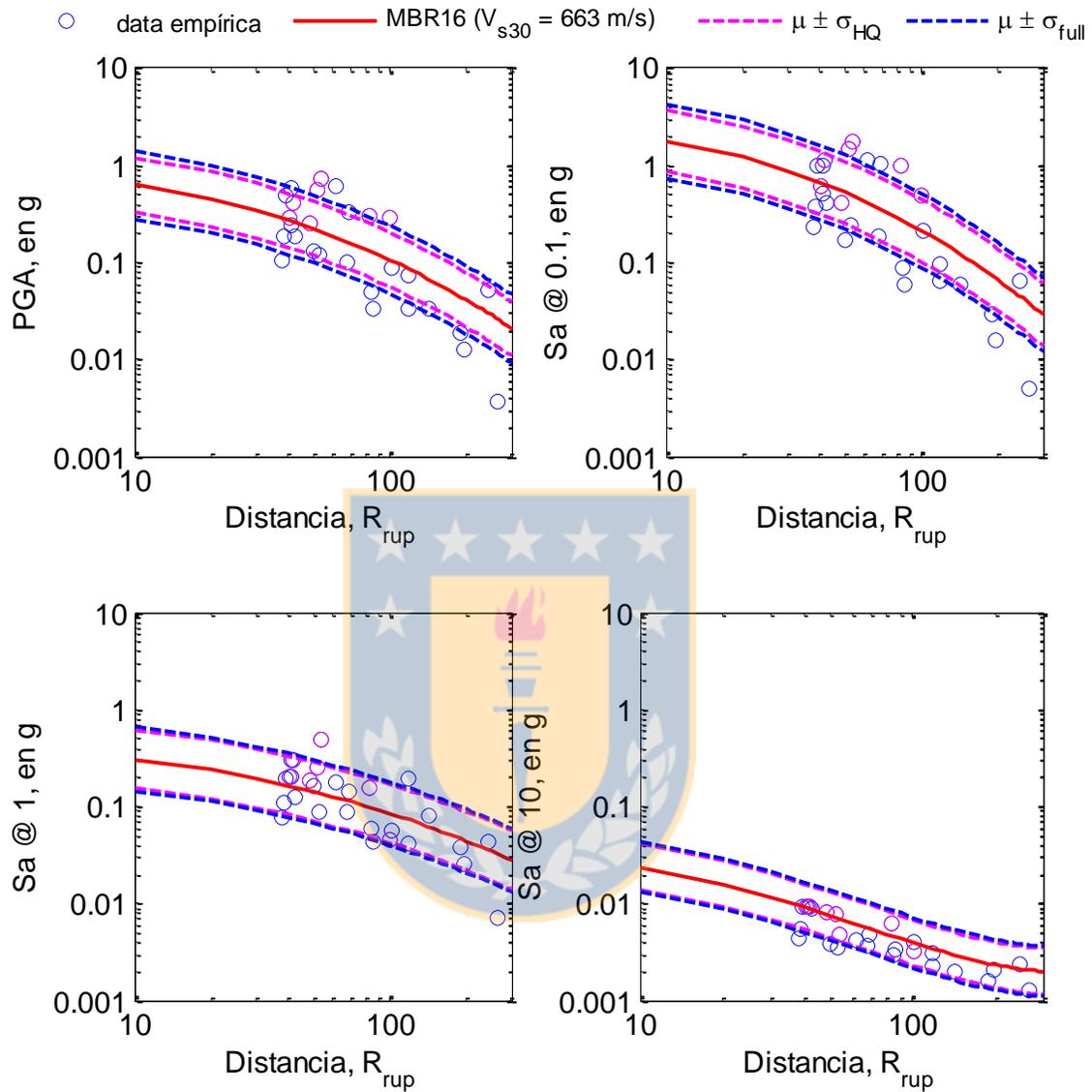


Figura 5.2. Comparación de la mediana del modelo ajustado con la data medida en el terremoto del Iquique (2014).

Tabla 5.1. Coeficientes de la regresión

IS ^[a]	N _{data}	θ_1	θ_4	θ_5	θ_{13}	θ_2	θ_3	θ_6	θ_{14}	θ_{10}	θ_{11}	θ_{12}	τ	ϕ_{s2s}	ϕ_{ss}	$\sigma^{[b]}$
PGA	3157	4.93575	-1.03831	-0.20013	-0.20319	-1.31972	0.15695	-0.00206	-0.69446	4.55963	0.00438	0.91427	0.43636	0.54743	0.39797	0.80528
0.02	3132	4.96355	-0.92589	-0.14874	-0.19790	-1.32150	0.14297	-0.00219	-0.71034	4.65481	0.00426	0.93418	0.43088	0.55469	0.39892	0.80776
0.05	3124	7.35812	-0.55585	0.12980	-0.18320	-1.82572	0.09391	-0.00043	-0.73759	5.10562	0.00510	1.18849	0.48304	0.54505	0.39240	0.82727
0.075	3151	7.55860	-0.56190	0.15164	-0.17473	-1.81005	0.10324	-0.00110	-0.61552	4.51417	0.00582	1.39501	0.50810	0.58234	0.38370	0.86285
0.1	3167	7.02766	-0.52550	0.26514	-0.17626	-1.63349	0.08884	-0.00240	-0.48708	3.82708	0.00424	1.56095	0.50464	0.61610	0.37714	0.88117
0.15	3167	6.04936	-0.56704	0.29496	-0.19315	-1.33565	0.07375	-0.00394	-0.34352	2.88027	0.00295	1.82454	0.47522	0.62933	0.39196	0.88064
0.2	3169	4.17975	-0.65965	0.35909	-0.21447	-0.88547	0.06560	-0.00564	-0.45289	3.25775	0.00252	1.97670	0.42979	0.63758	0.41258	0.87261
0.25	3155	3.99958	-0.64308	0.35258	-0.22612	-0.82107	0.05537	-0.00548	-0.53133	3.54560	0.00089	2.15254	0.40165	0.60664	0.42965	0.84495
0.3	3166	3.34352	-0.81672	0.23609	-0.23879	-0.67802	0.07031	-0.00549	-0.60107	3.71188	0.00156	2.17900	0.38905	0.60983	0.43765	0.84545
0.4	3155	3.34253	-1.12352	0.10301	-0.28454	-0.67498	0.07162	-0.00435	-0.70211	4.12570	-0.00112	2.22572	0.38349	0.58996	0.44919	0.83480
0.5	3127	3.71471	-1.33096	-0.01966	-0.31812	-0.77082	0.07362	-0.00303	-0.80083	4.50716	-0.00043	2.26527	0.38416	0.51325	0.45946	0.78874
0.6	3119	4.42511	-1.56944	-0.01461	-0.36533	-0.93946	0.06219	-0.00168	-0.96615	5.25507	-0.00010	2.20090	0.39427	0.48663	0.45394	0.77351
0.75	3121	4.37217	-1.73079	-0.03141	-0.40122	-0.93376	0.05377	-0.00152	-0.93702	5.07452	-0.00135	1.91828	0.41411	0.44301	0.45807	0.75998
1	3156	4.02121	-1.90803	-0.13813	-0.43344	-0.92492	0.05433	-0.00110	-0.96485	5.21183	-0.00228	1.50991	0.44202	0.42164	0.44267	0.75439
1.5	3183	3.94697	-2.30783	-0.41238	-0.50299	-1.00224	0.04992	-0.00026	-1.05755	5.56136	-0.00100	0.65624	0.43671	0.44803	0.42544	0.75660
2	3129	3.76337	-2.21832	-0.48835	-0.50182	-1.04841	0.04995	-0.00016	-1.00766	5.31031	-0.00029	-0.14829	0.42996	0.42421	0.40494	0.72718
2.5	3084	3.27957	-2.49651	-0.77083	-0.51713	-0.99184	0.09521	-0.00074	-0.88670	4.76478	-0.00104	-0.46000	0.44268	0.41623	0.38629	0.72002
3	3031	3.40714	-2.42505	-0.88389	-0.51464	-1.07931	0.09236	-0.00036	-0.90105	4.80050	-0.00040	-0.45065	0.42010	0.41879	0.37064	0.69946
4	2908	2.78967	-2.79242	-1.28232	-0.52902	-1.07228	0.14826	0.00041	-0.93980	5.01199	-0.00031	-0.51294	0.40812	0.43593	0.36583	0.70031
5	2742	2.70079	-2.74102	-1.14177	-0.50480	-1.20254	0.17263	0.00183	-1.02571	5.45771	0.00026	-0.50354	0.38789	0.41817	0.37027	0.68002
6	2588	2.63017	-1.86311	-0.72778	-0.42398	-1.30310	0.12704	0.00219	-1.11010	5.82648	0.00164	-0.49767	0.39461	0.34622	0.36359	0.63858
7.5	2423	2.52042	-0.93069	-0.21201	-0.33470	-1.39937	0.08490	0.00233	-1.19583	6.33227	0.00105	-0.48159	0.37338	0.32175	0.35966	0.61015
10	2193	3.26698	-0.96782	0.25308	-0.34771	-1.70790	0.06821	0.00474	-1.40967	7.38294	0.00074	-0.42337	0.37670	0.30079	0.35713	0.59993

^[a] Intensidad sísmica; PGA o pseudo-aceleración para el periodo para el periodo (en segundos) señalado.

^[b] Desviación total del modelo, es igual a $\sqrt{\tau^2 + \phi_{s2s}^2 + \phi_{ss}^2}$

5.3 Análisis de residuales

Para evaluar el modelo ajustado se grafican los residuales versus las variables explicativas incluidas en el modelo, este proceso permite deducir si sigue existiendo dependencia entre la variable y los residuales, además, es posible estudiar la existencia de heterocedasticidad (*i.e.* la desviación de los errores no es constante a lo largo de las observaciones). Los residuales mostrados son para PGA, 0.1, 1 y 10 segundos. Además se ajusta un modelo lineal (*i.e.* $y=mx+b$) utilizando máxima verosimilitud para observar la tendencia de los residuales, la significancia de la tendencia es medida a través del “valor-p” (en inglés; *p-value*) de la pendiente del modelo lineal. El “valor-p” indica la probabilidad de repetir el valor de la pendiente obtenida asumiendo una hipótesis nula de no tendencia (*i.e.* pendiente igual a cero). Por lo tanto, valores pequeños del “valor-p” ($p\text{-value} < 0.1$) implican existencia de tendencia significativa en los residuales. Los “valores-p” se encuentran sumariados en las Tabla 5.2, Tabla 5.3, Tabla 5.4 y Tabla 5.5.

Los residuales inter-evento son graficados versus magnitud y profundidad hipocentral en las Figura 5.3 y Figura 5.4. Por otro lado, los residuales intra-evento corregidos por sitio son graficados versus distancia en la Figura 5.5 y los residuales sitio-a-sitio son graficados versus la velocidad de onda de corte promedio en los 30 metros (V_{s30}) en la Figura 5.6. Todas las pendientes de los ajustes para las variables incluidas en el modelo (*i.e.* M_w , $\min(H,120)$, V_{s30} y R) no muestran tendencia versus los respectivos residuales para los cuatro periodos de estudio.

Además, según el análisis preliminar de Abrahamson y colaboradores en su modelo predictivo la profundidad hipocentral (H) es variable explicativa para los eventos intraplaca, pero no para eventos interplaca, por otro lado recomienda una profundidad límite de 120 km para el modelo. Por lo anterior, se analiza el ajuste de los residuales inter-evento con la profundidad hipocentral, tanto de eventos interplaca como intraplaca, sin esta profundidad límite recomendada en el modelo original (Figura 5.7), de la Tabla 5.6 se observan pendientes prácticamente nulas del ajuste lineal a los residuales, con *p-values* mayores o iguales a 0.1, lo que confirma la inexistencia de tendencia entre la profundidad hipocentral sin límite de profundidad y los residuales, por lo tanto, incluir esta variable omitida sobreparametrizaría el modelo, sin aportar a predecir el valor de intensidad sísmica observada.

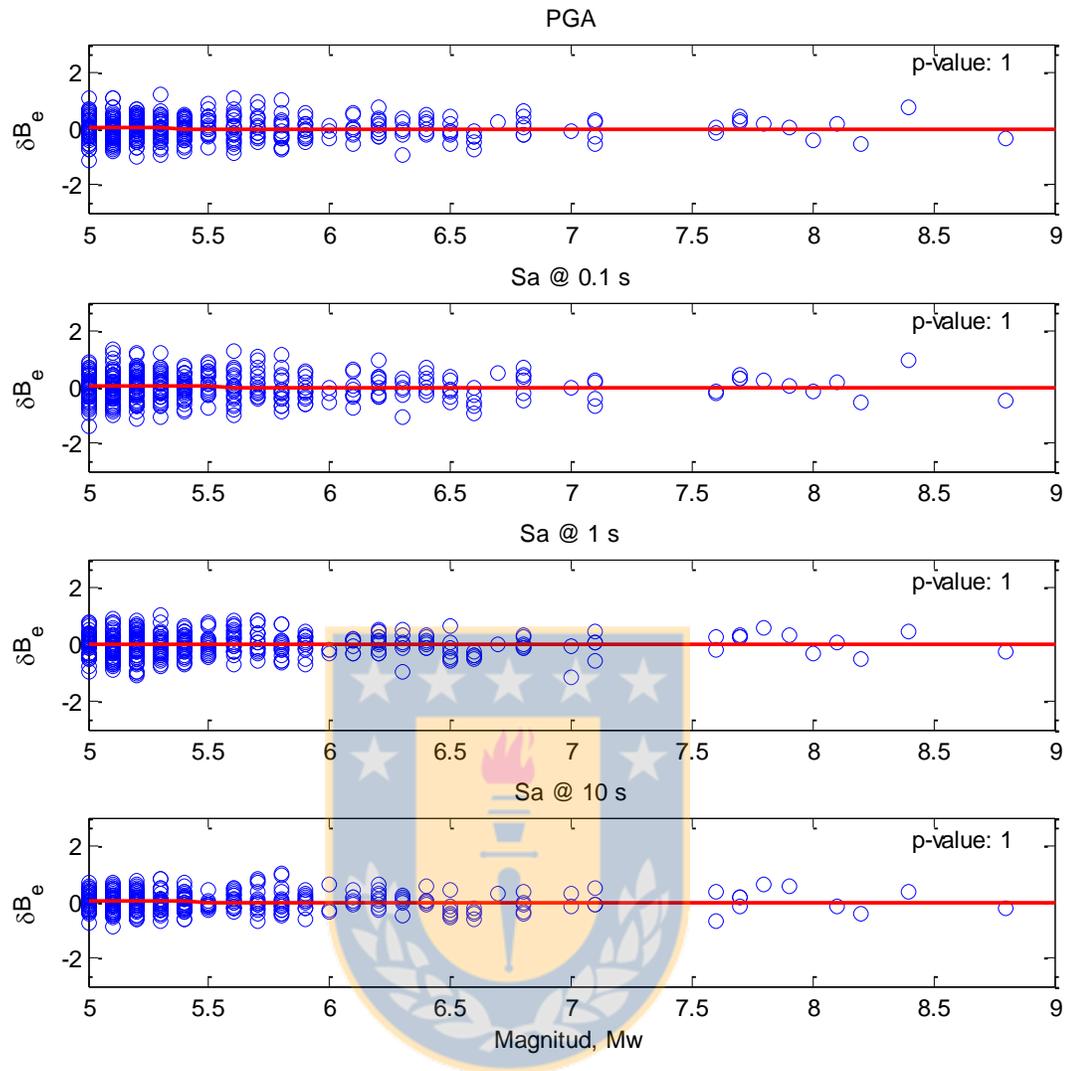


Figura 5.3. Residuales interevento versus magnitud de momento.

Tabla 5.2. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual interevento y magnitud.

Periodo	Pendiente	Intercepto	Valor-p
PGA	-0.00017324	0.00092452	1.00
Sa @ 0.1 s	-0.00024987	0.00139651	0.99
Sa @ 1 s	-3.4093×10^{-05}	0.00029003	1.00
Sa @ 10 s	-0.00021262	0.0011589	0.99

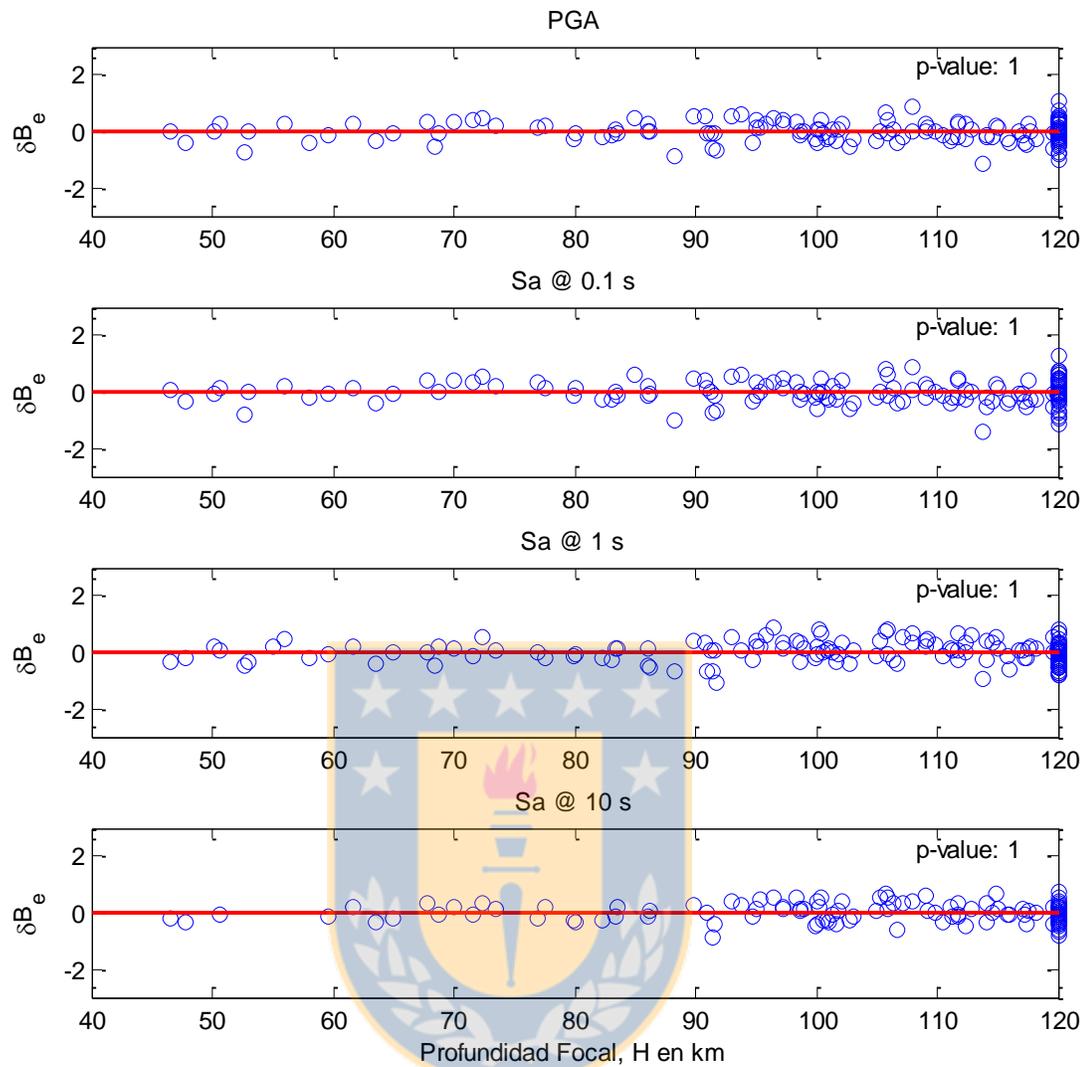


Figura 5.4. Residuales interevento versus profundidad focal.

Tabla 5.3. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual interevento y profundidad focal.

Periodo	Pendiente	Intercepto	Valor-p
PGA	-5.312×10^{-06}	0.00059164	1.00
Sa @ 0.1 s	-1.0287×10^{-05}	0.00105906	1.00
Sa @ 1 s	-6.9068×10^{-06}	0.00074905	1.00
Sa @ 10 s	-1.4597×10^{-05}	0.00147107	0.99

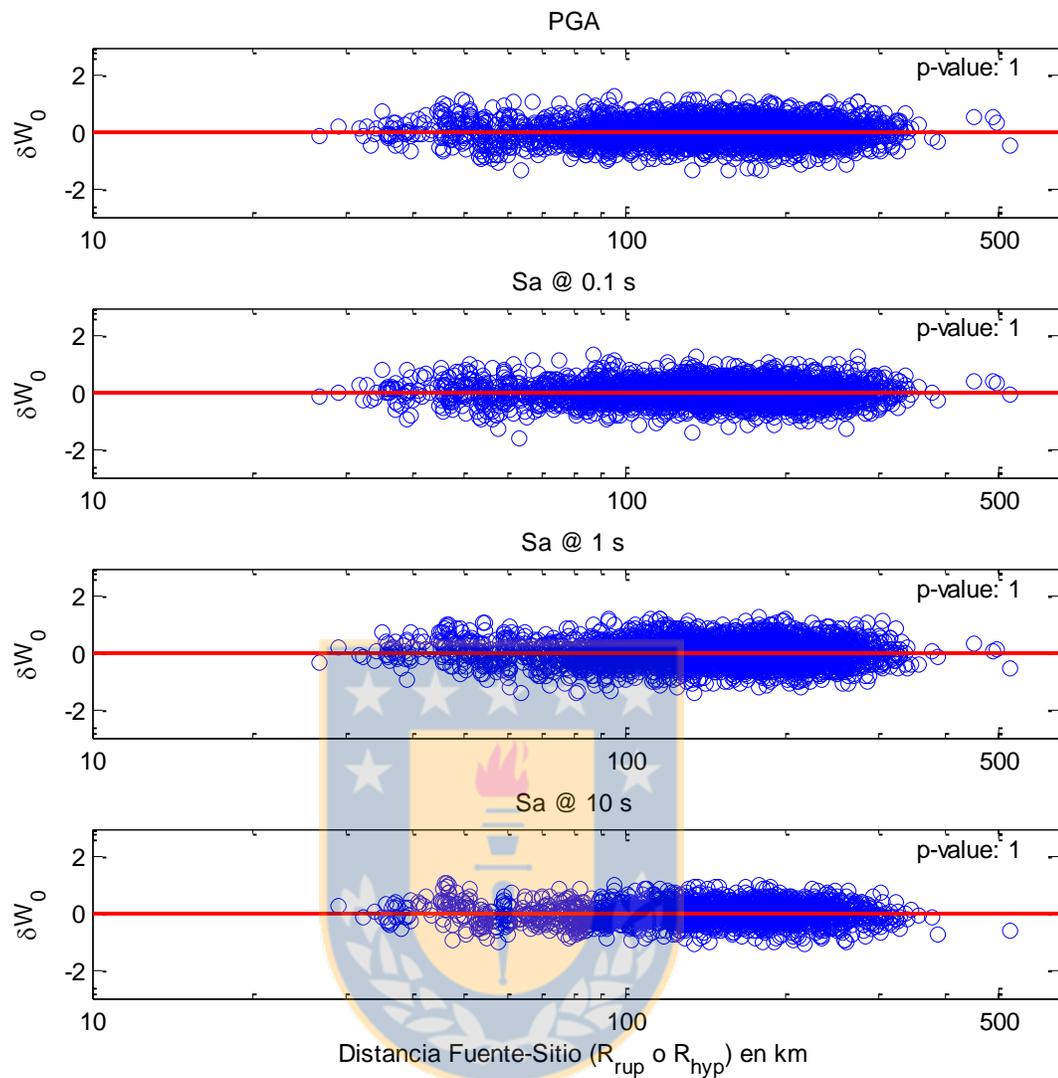


Figura 5.5. Residuales intraevento corregido por sitio versus distancia fuente al sitio.

Tabla 5.4. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual intraevento corregido por sitio y distancia entre la fuente y el sitio.

Periodo	Pendiente	Intercepto	Valor-p
PGA	-0.00036394	0.00068149	0.99
Sa @ 0.1 s	0.00051384	0.00075493	0.99
Sa @ 1 s	-7.5921×10^{-05}	0.00010738	1.00
Sa @ 10 s	0.00054577	0.00082832	0.99

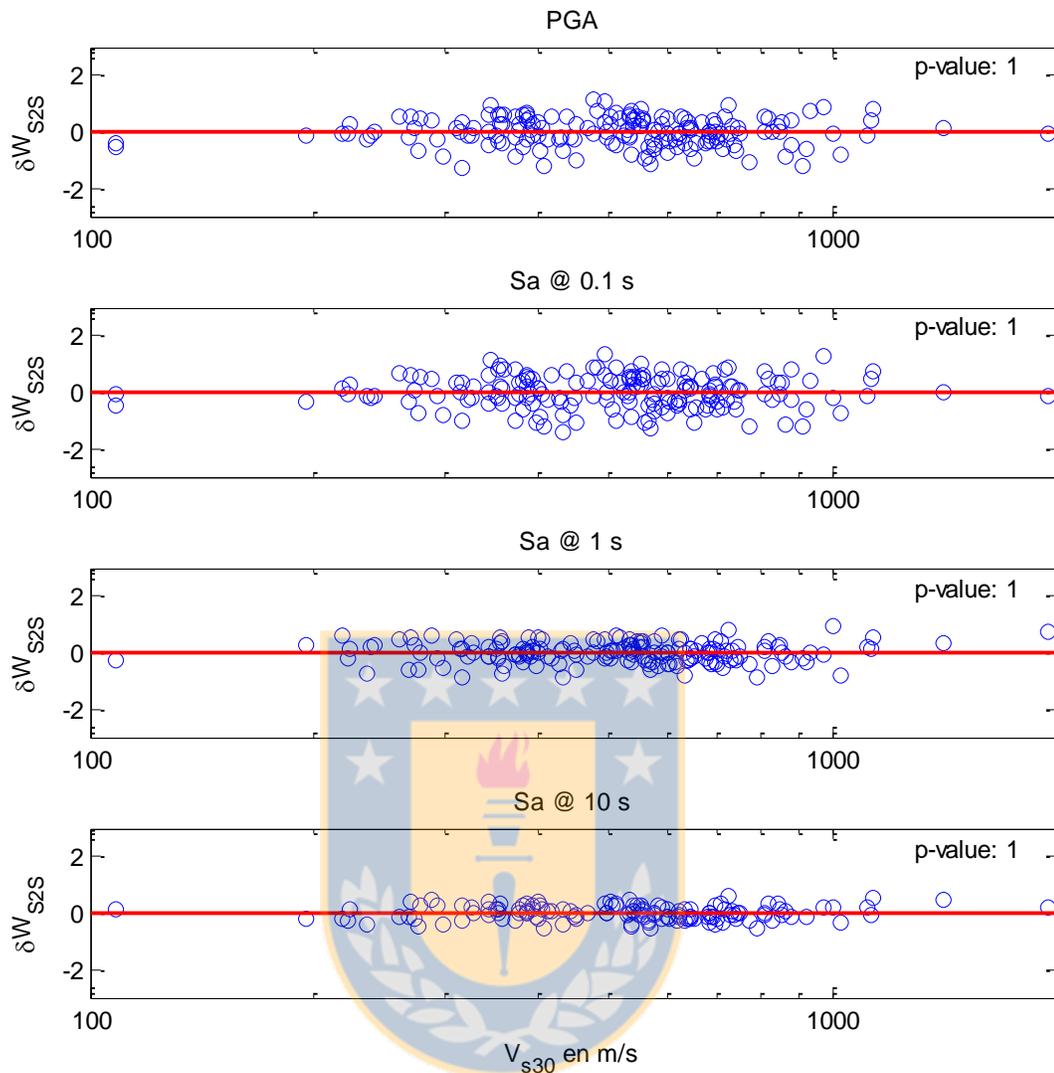


Figura 5.6. Residuales entre sitios versus V_{s30} .

Tabla 5.5. Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual *site-to-site* y velocidad de ondas de corte promedio a los 30 metros.

Periodo	Pendiente	Intercepto	Valor-p
PGA	0.0003977	0.00044349	1.00
Sa @ 0.1 s	0.00025481	0.00022452	1.00
Sa @ 1 s	0.0014947	0.00050452	0.99
Sa @ 10 s	-0.00031759	0.0013129	1.00

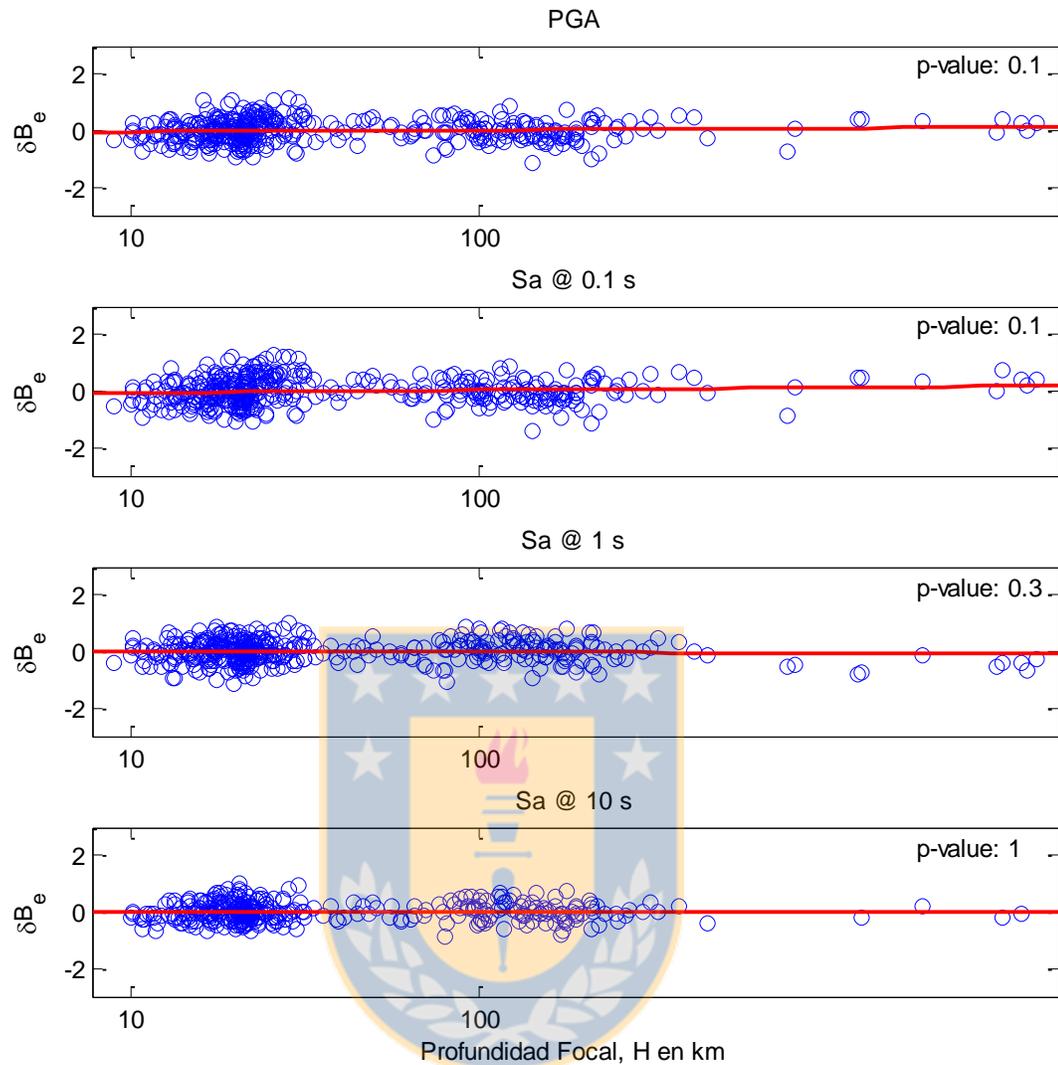


Figura 5.7. Residuales interevento versus profundidad focal sin profundidad limite (120 km).

Tabla 5.6 Cuadro resumen con coeficientes del ajuste y parámetro estadístico entre residual interevento y profundidad focal sin profundidad limite en el modelo.

Periodo	Pendiente	Intercepto	Valor-p
PGA	0.00071854	-0.0462896	0.10
Sa @ 0.1 s	0.00105534	-0.0681195	0.10
Sa @ 1 s	-0.00042273	0.02720639	0.32
Sa @ 10 s	-3.0069×10^{-06}	0.00139692	0.99

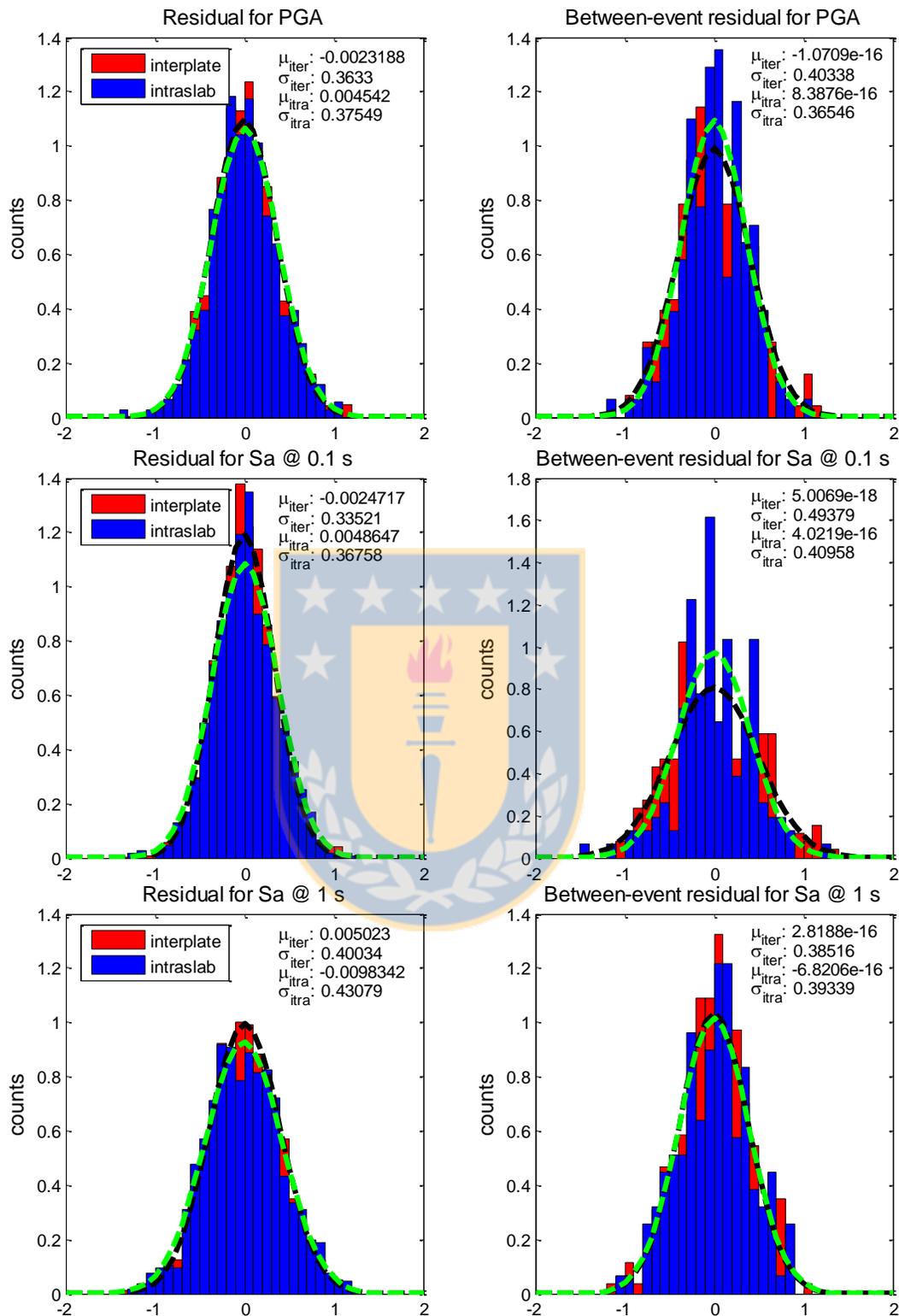


Figura 5.8. Distribución de errores entre-evento y residual para los eventos segregados en interplaca e intraplaca.

Adicionalmente, se desarrollan dos esquemas objetivos de evaluación de modelos. Una de ellas basada en el promedio muestral de los valores log-verosimilitud de los datos (*average sample LLH*; por sus siglas en inglés *average sample log-likelihood*) desarrollado por Scherbaum *et al.* (2009) y el otro, basado en la distancia euclidiana entre los datos observados y predichos (EDR; por sus siglas en inglés *Euclidean Distance Based Ranking*) desarrollado por Kale y Akkar, (2013).

Los valores de LLH son una medida de la distancia entre los valores predichos de los modelos y los datos generados por el fenómeno que se está modelando, esta metodología (Scherbaum *et al.*, 2009) se basa en la Teoría de la Información. Un menor valor de LLH implica que los datos generados por el modelo predictivo en cuestión son probablemente más cercano a los datos generados por el fenómeno, en nuestro caso, los parámetros de intensidad producidos por un terremoto. El valor LLH queda determinado por;

$$LLH = -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log_2(g(x_i)), \quad (5.1)$$

En donde, N es el número de observaciones de x_i , g es la función de densidad del modelo predictivo que se distribuye normal. Se divide por la cantidad de observaciones “N” para obtener una medida independiente del tamaño muestral y por eso se habla de un promedio muestral de valores LLH.

La metodología de EDR modifica el concepto de la distancia euclidiana entre dos puntos en el espacio. Kale y Akkar (2013) afirman que la metodología LLH favorece a los modelos con grandes valores de desviación estándar, debido a que observaciones atípicas son predichas con mayor probabilidad en esos modelos. Por lo tanto, el procedimiento propuesto por Kale y Akkar (2013) considera la incertidumbre en las intensidades sísmicas (*i.e.* variabilidad aleatoria asignada por la desviación estándar) y, el sesgo entre la data observada y la mediana predicha del modelo predictivo (*i.e.* sesgo del modelo). La metodología EDR se expone en detalle en el Anexo 3ANEXO 3.

Los modelos predictivos evaluados son Youngs *et al.* (YO97; 1997), Atkinson y Boore (AB03; 2003, *erratum* 2008), Zhao *et al.* (ZH06; 2006), Lin y Lee (LL08; 2008), Abrahamson *et al.*

(BChy15; 2016) y el modelo ajustado para la data chilena (Chile2016). Información referente a los modelos utilizado se encuentra sumariada en la Tabla 5.7 (modificado de Bastías *et al.*, 2015).

En la Figura 5.9 se grafican los valores de *log-likelihood* y *euclidean distance based ranking* con respecto a periodo (de 0.01 hasta 10 segundos), a excepción del modelo de Atkinson y Boore (2003, *erratum* 2008) los parámetros LLH y EDR muestran ser estables con respecto a periodo.

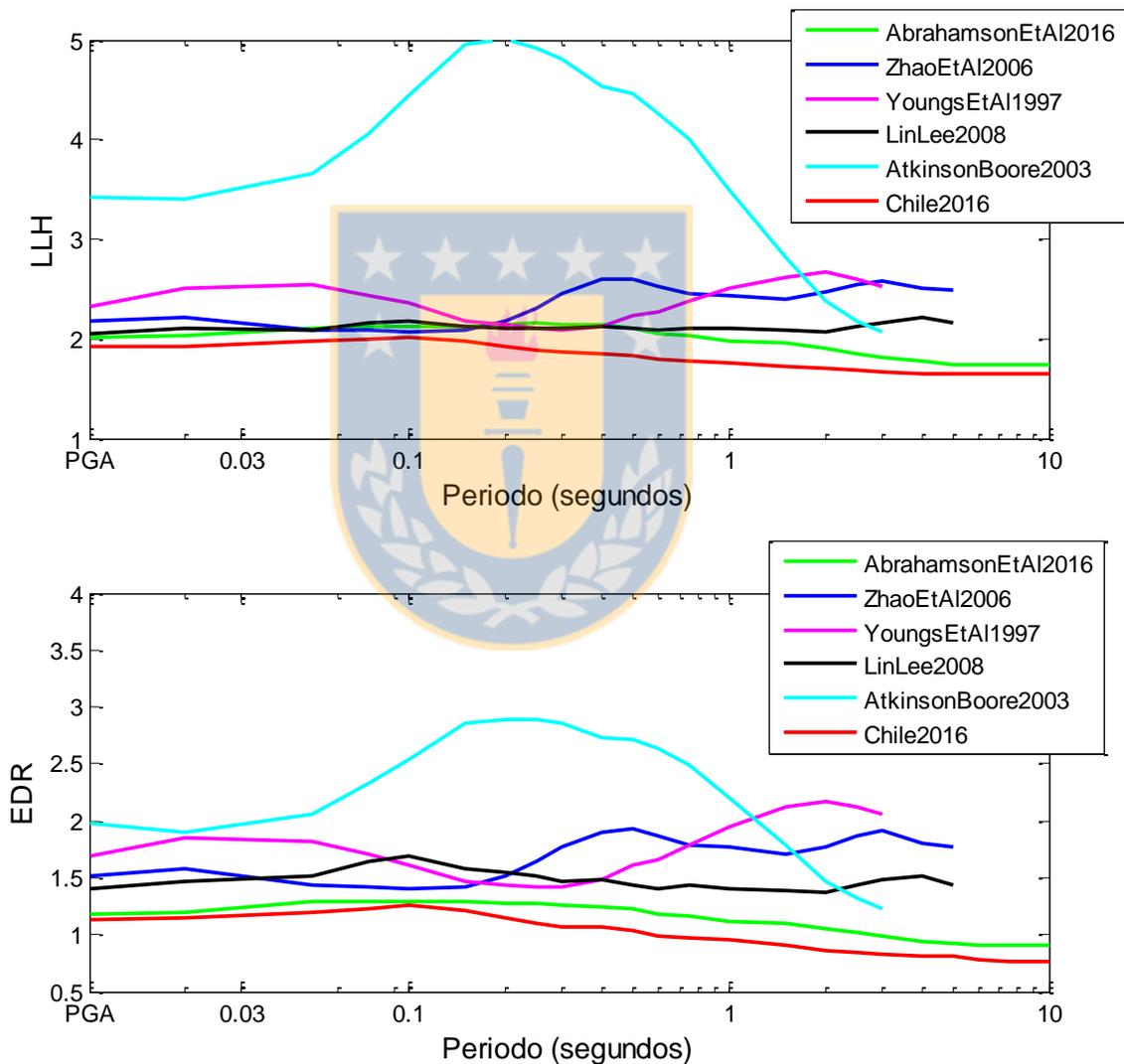


Figura 5.9. Variación de parámetros de evaluación de modelos predictivos (*i.e.* LLH y EDR) con respecto al periodo de análisis.

Tabla 5.7. Tabla comparativa entre modelos predictivos aplicables en Chile

Modelo predictivo	Región ^[a]	N° registros / N° eventos ^[b]	Magnitud	Distancia ^[c]	Caracterización del sitio
YO97	AL, CS, CH, JA, SI	Iter = 181/57 Itra = 53/26	Mw	R _{rup}	2 clases discretas (suelo y roca)
AB03	AL, CS, CH, JA, ME, PE	Iter = 349/49 Itra = 761/30	Mw	R _{rup}	4 clases discretas (NEHRP B, C, D, E)
ZH06	JA	Iter=1508 Itra=1725	Mw	R _{rup}	5 clases discretas (roca dura + 4 tipos de suelos)
LL08	TW	Iter=873/17 Itra=3950/37	Mw	R _{rup}	2 clases discretas (suelos y roca)
BChy15	JA, TW, CD, ME, PE, CH, AL, SI.	Iter=1378/46 Itra=3946/76	Mw	R _{rup} (iter) / R _{hyp} (itra)	Continua (Vs30)
Chile16	CH	Iter=1935/239 Itra=1285/187	Mw	R _{rup} (iter) / R _{hyp} (itra)	Continua (Vs30)

^[a]AL=Alaska, SI= Isla Salomon, CH=Chile, CS=Cascadia, JA=Japan, ME=Mexico, PE=Peru, TW=Taiwan

^[b]Iter, eventos interplaca. Itra, eventos intraplaca

^[c]R_{rup}, distancia más corta al plano de ruptura. R_{hyp}, distancia hipocentral

En la Tabla 5.8 se muestran los valores de *log-verosimilitud* (LLH) y *euclidean distance based ranking* (EDR) agrupando todos los residuales para todos los periodos de análisis (*i.e.* PGA, 0.02, 0.05, 0.075, 0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.75, 1, 1.5, 2.0, 2.5, 3, 4, 5, 6, 7.5 y 10 segundos). Los resultados muestran el buen ajuste de los modelos Abrahamson *et al.* (2°) y Lin y Lee (3°) a los datos chilenos, más atrás se encuentran Zhao *et al.* (4°) y Youngs *et al.* (5°), y finalmente, Atkinson y Boore (2003, 2008). Se muestran los resultados del modelo chileno en forma referencial, los cuales no son comparables con los otros modelos debido a que la regresión está hecha con la misma data. Para estudiar la estabilidad predictiva de los modelos frente a diferentes subgrupos, se segregó la base de datos en dos subgrupos según la sismogénesis

dominantes en la zona de subducción (*i.e.* interplaca e intraplaca), mostrando un deficiente e inestable desempeño del modelo LL08 y ZH06 para los eventos intraplaca.

Tabla 5.8. Valores de log-verosimilitud (LLH) y ranking basado en la distancia euclidiana (EDR) para diferentes modelos predictivos, y evaluación para grupo de datos segregados por sismogénesis.

Grupo de datos	Modelo predictivo	LLH	Ranking LLH	EDR	Ranking EDR
Ambas sismogénesis	'AbrahamsonEtAl2015'	1.9788	2	1.1089	2
	'ZhaoEtAl2006'	2.3685	5	1.6075	4
	'YoungsEtAl1997'	2.3653	4	1.6797	5
	'LinLee2008'	2.115	3	1.3368	3
	'AtkinsonBoore2003'	3.7933	6	2.2362	6
	'Chile2016'	1.8069	1	0.93876	1
interplaca	'AbrahamsonEtAl2015'	2.0041	3	1.1571	3
	'ZhaoEtAl2006'	2.2067	4	1.4418	4
	'YoungsEtAl1997'	2.4293	5	1.1398	5
	'LinLee2008'	1.9352	2	2.6111	2
	'AtkinsonBoore2003'	4.4987	6	2.6529	6
	'Chile2016'	1.8022	1	0.93439	1
intraplaca	'AbrahamsonEtAl2015'	1.9174	2	1.1023	2
	'ZhaoEtAl2006'	2.6698	6	1.9554	6
	'YoungsEtAl1997'	2.2261	3	1.7746	4
	'LinLee2008'	2.4606	5	1.7891	5
	'AtkinsonBoore2003'	2.3708	4	1.5092	3
	'Chile2016'	1.8101	1	0.94342	1

5.4 Comparación de mediana con otros modelos aplicables a la región tectónica

En las Figura 5.10 y Figura 5.11 se grafican respuestas espectrales del modelo chileno ajustado para diferentes situaciones de magnitud (6.5Mw, 7.5Mw y 8.5Me para la sismogénesis interplaca y 5.5Mw, 6.5Mw y 7.5Mw para la sismogénesis intraplaca), distancia (distancia más cercana a la zona de ruptura igual a 25, 50, 100 y 150 km para los eventos interplaca, y distancia hipocentral igual a 75, 100, 150 y 200 para los eventos intraplaca) segregados por sismogénesis.

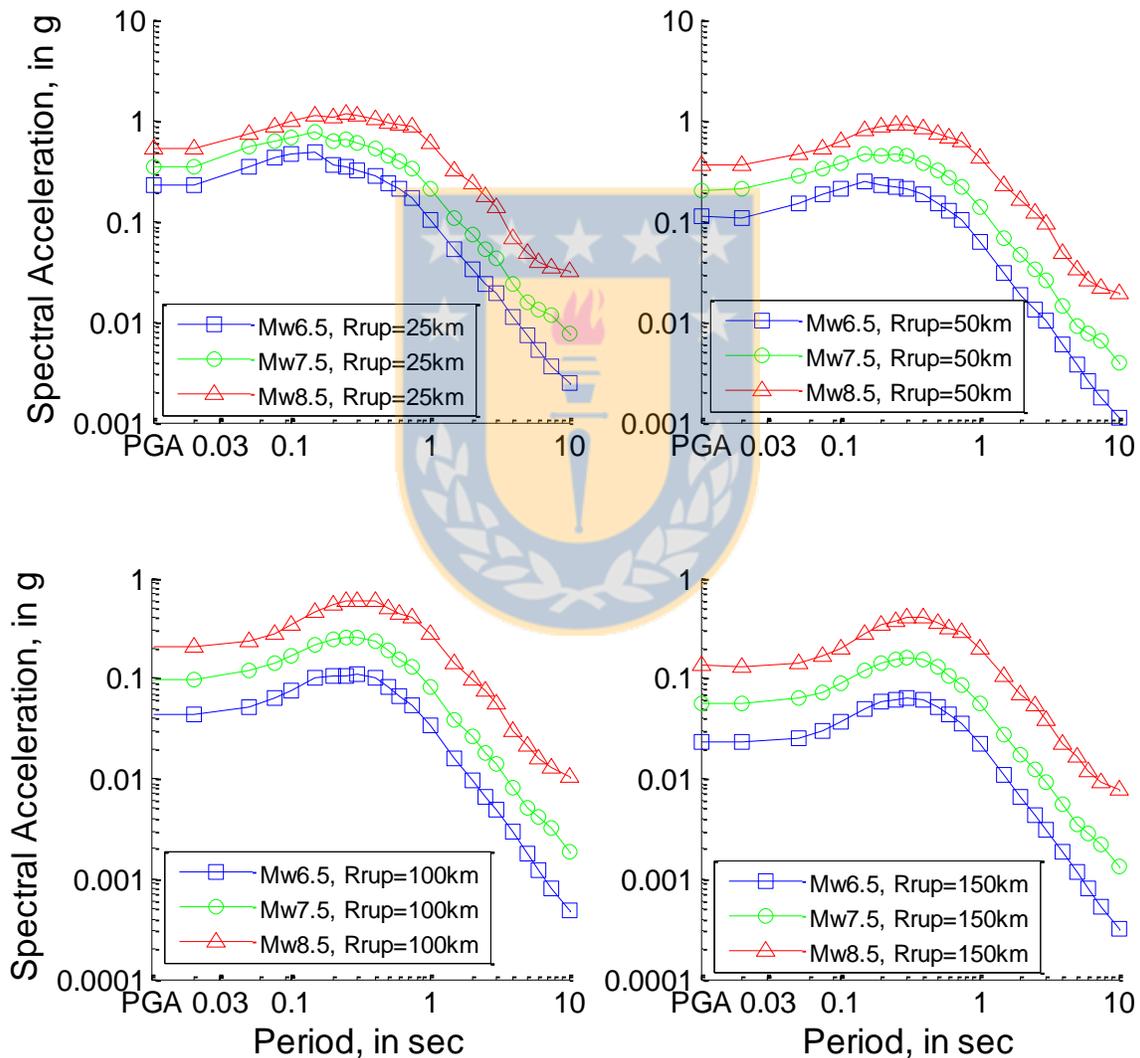


Figura 5.10. Aceleraciones espectrales para un evento interplaca y un sitio con V_{s30} igual a 300 m/s.

En las Figura 5.10 y Figura 5.11 se observa con claridad que el modelo cumple con la lógica física del fenómeno, esto es que a mayor distancia de la fuente sísmica al sitio menores son las aceleraciones experimentadas, y además que la magnitud afecta positivamente a las aceleraciones desarrolladas. Notar que los terremotos de fuente cercana (*i.e.* $R_{rup} = 25\text{km}$) generarán aceleraciones espectrales mucho más cercanas entre sí que uno de fuente lejana (*i.e.* $R_{rup} = 150\text{km}$). Los valores de PGA desarrollados por un terremoto interplaca de magnitud 8.5 a 25 km del plano de falla serian de 0.53 unidades de gravedad (g), a 50km de 0.37g, a 100km de 0.21g, y a una distancia de 150km de 0.13g.

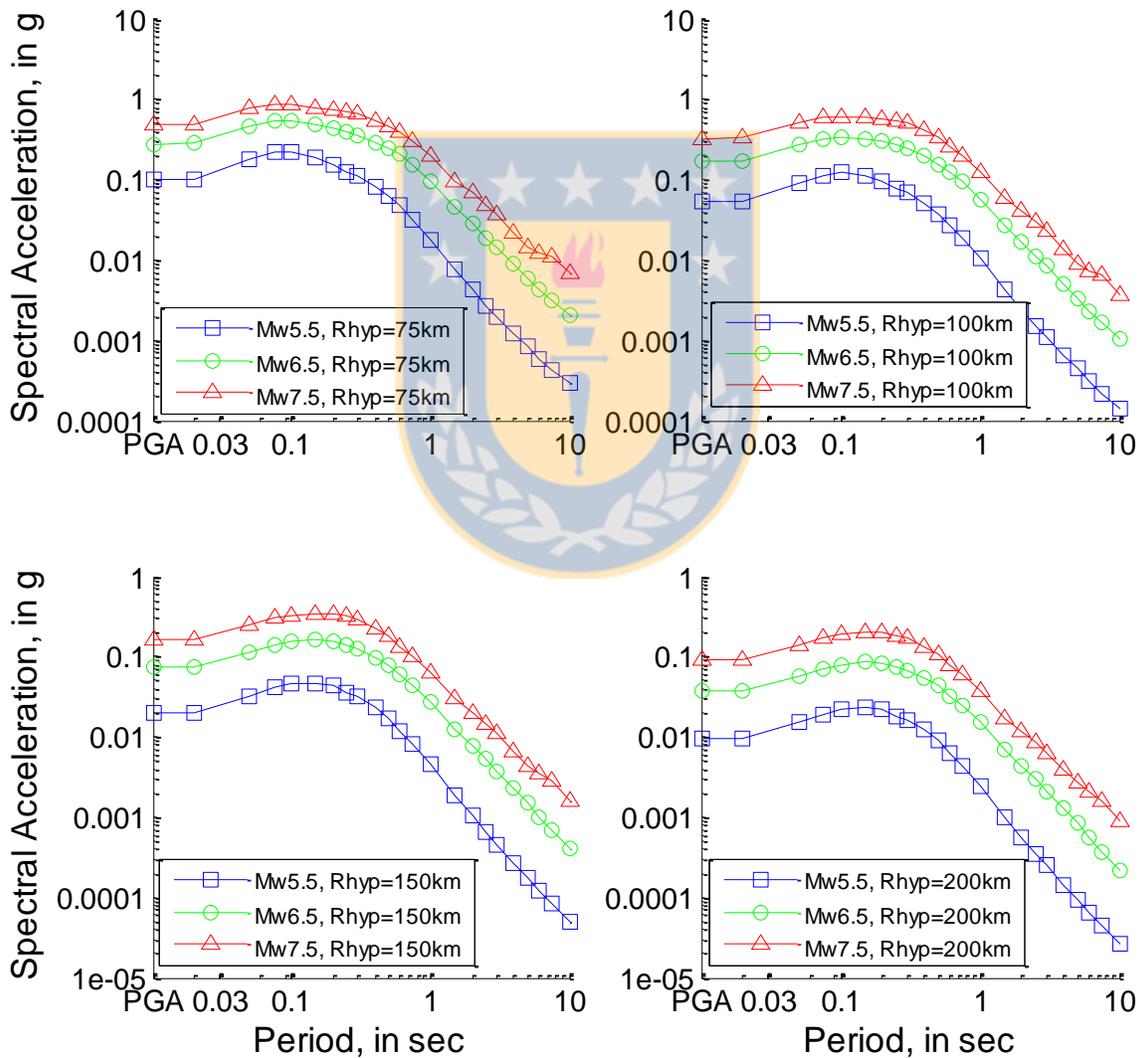


Figura 5.11. Aceleraciones espectrales para un evento intraplaca con una profundidad hipocentral de 100 km y en un sitio con V_{s30} igual a 300 m/s.

Por otro lado, un terremoto intraplaca de magnitud 7.5 generaría una aceleración máxima del suelo a una distancia hipocentral de 75 km de 0.49g, a 100 km de 0.33g, a 150km de 0.17g y a una distancia de 200km de 0.09g. Notar que el modelo para una misma magnitud y distancia, cabe mencionar que son distintas definiciones de distancia y que una distancia al plano de ruptura se traduce a una distancia hipocentral más grande, un evento intraplaca generará mayores intensidades sísmicas. Además, se compara la mediana del modelo predictivo de intensidades sísmica para Chile con algunos modelos predictivos aplicables a la zona de subducción chilena y que fueron descritos en el capítulo anterior. Se han mostrado los valores mediano para dos sitios, uno con $V_{s30} = 300$ m/s (Figura 5.12) y otro con $V_{s30} = 600$ m/s (Figura 5.13).

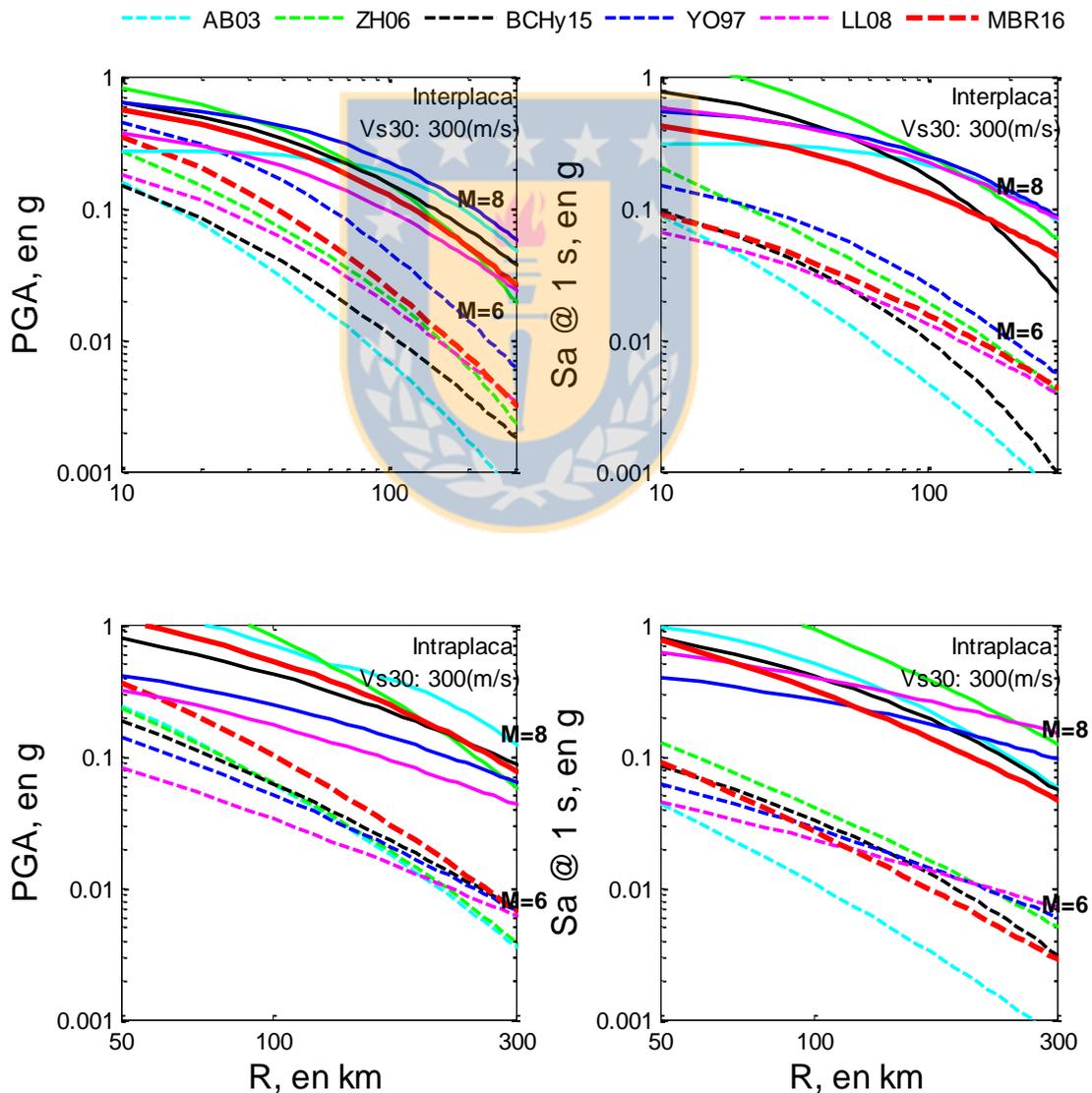


Figura 5.12. Comparación de la mediana del modelo para Chile con otros modelos aplicables a la región tectónica, para un sitio con $V_{s30} = 300$ m/s.

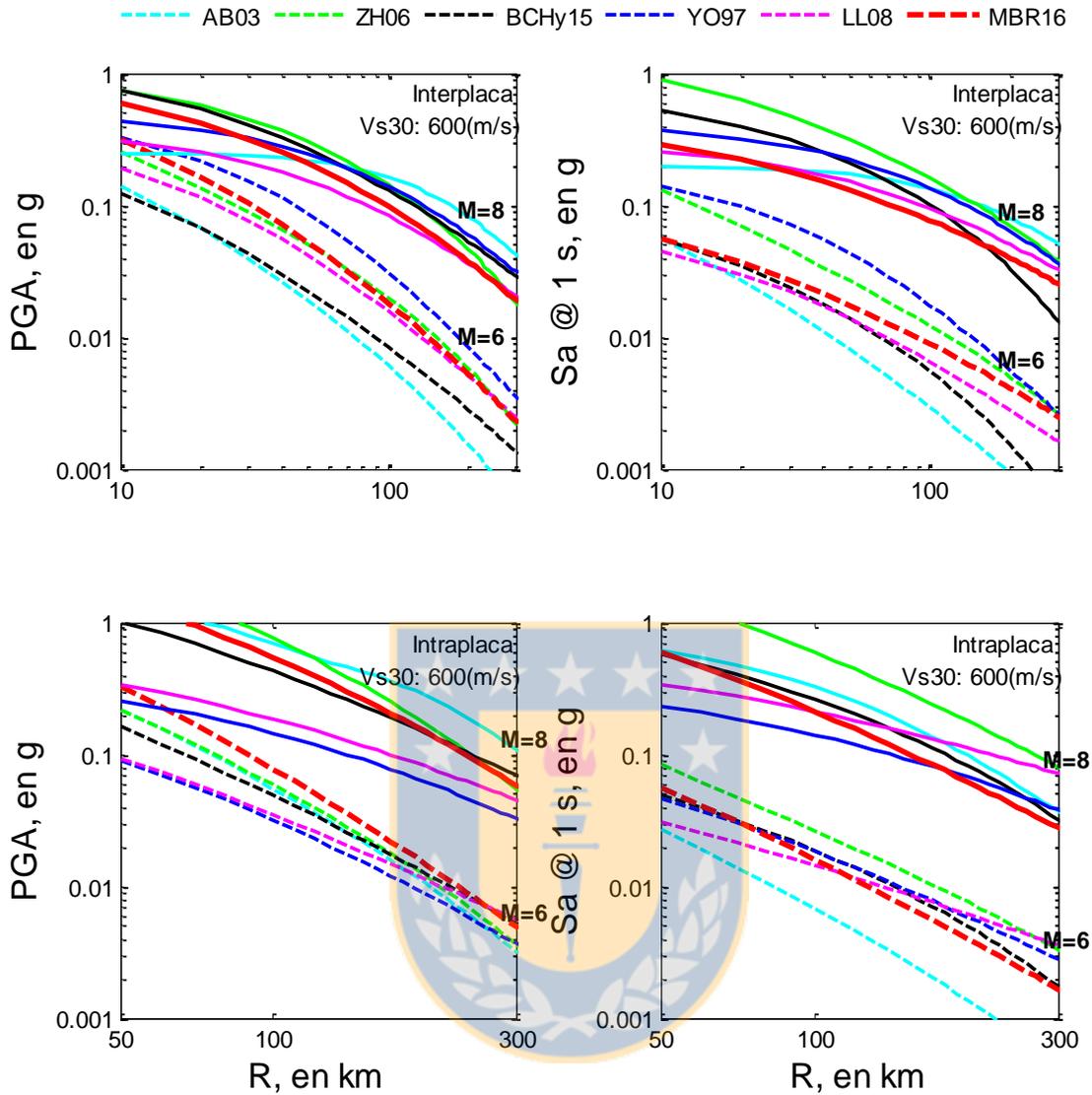


Figura 5.13. Comparación de la mediana del modelo para Chile con otros modelos aplicables a la región tectónica, para un sitio con $V_{s30} = 600 \text{ m/s}$.

5.5 Desviaciones del modelo

Una parte importante del modelo predictivo de intensidades sísmicas como variable de entrada en un análisis probabilístico de peligro sísmico son las desviaciones estándar del modelo. Dado lo anterior, se realiza un análisis de las desviaciones del modelo utilizando diferentes subgrupos de la base de datos. En primera instancia se analiza para un subgrupo con datos de “alta calidad” *i.e.* que la estación acelerográfica este caracterizada con un V_{s30} medido y que la magnitud de momento se encuentra reportada en un catálogo sísmico (*i.e.* CMT, NEIC), la finalidad de esto es

extraer de las desviaciones del modelo hecho todos los datos la incertidumbre introducida por las ecuaciones de conversión hechas para homogenizar la base de datos. El primer subgrupo de registros sísmicos que se estudia es el que contiene solo eventos con magnitud de momento publicado en un catálogo sísmico (Figura 5.14), se observa como datos de mejor calidad en lo referente al evento sísmico afecta en mayor medida la variabilidad entre eventos (τ) y sobre todo para periodos altos (>0.4 segundos) para el cual el fenómeno está más controlado por los factores de fuente.

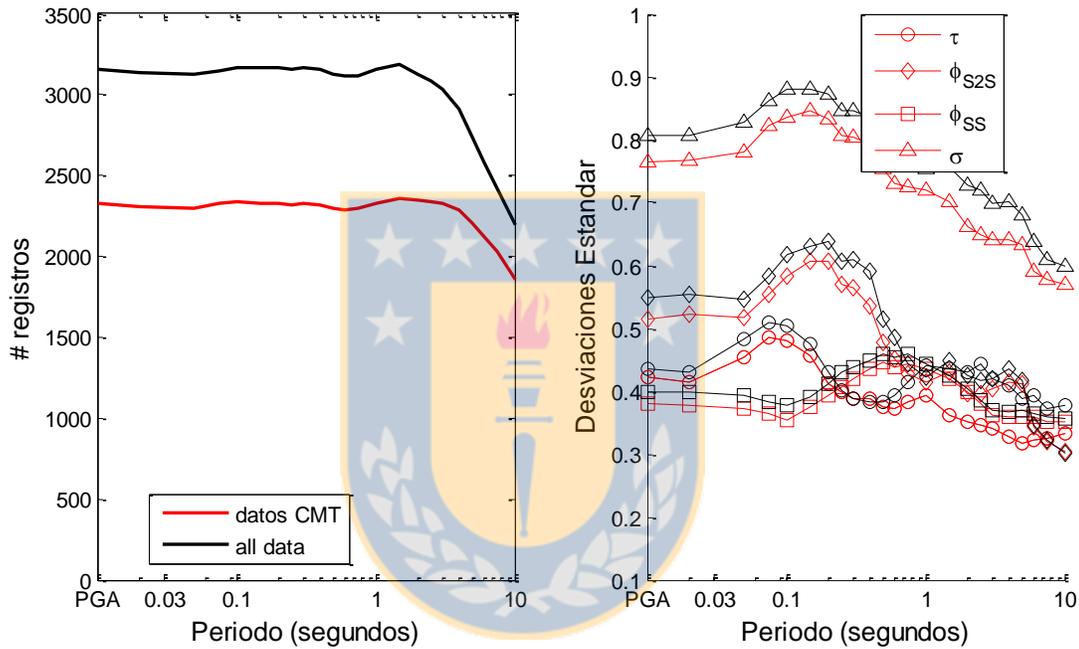


Figura 5.14. Efecto en las desviaciones al usar M_w reportada por catálogo de Harvard (CMT).

El segundo subgrupo a analizar es incluyendo solo eventos registrados por estaciones acelerográficas con un V_{s30} medido (Figura 5.15). De forma análoga al subgrupo anterior, al ser una V_{s30} una variable explicativa de sitio, esta afecta la incertidumbre entre sitios, manifestándose en la variabilidad ϕ_{S2S} . Notar, además que esta diferencia en la variabilidad es mucho más significativa para periodos chicos (<0.3 segundos), y que luego deja de ser significativa la diferencia. Finalmente, con la data de “alta calidad” es posible sumar estos dos fenómenos y así obtener una desviación total del modelo (σ) más pequeña que la del modelo original, dejando fuera la variabilidad introducida por la incertidumbre de algunas variables explicativas (*i.e.* V_{s30} y M_w).

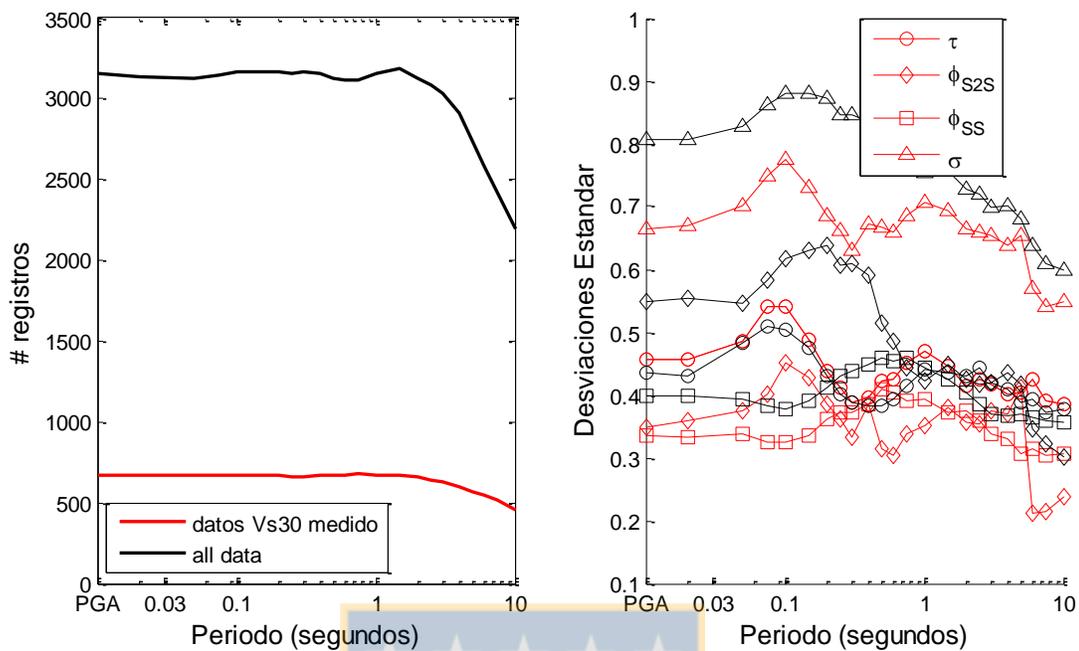


Figura 5.15. Efecto en las desviaciones al usar estaciones con V_{s30} medido.

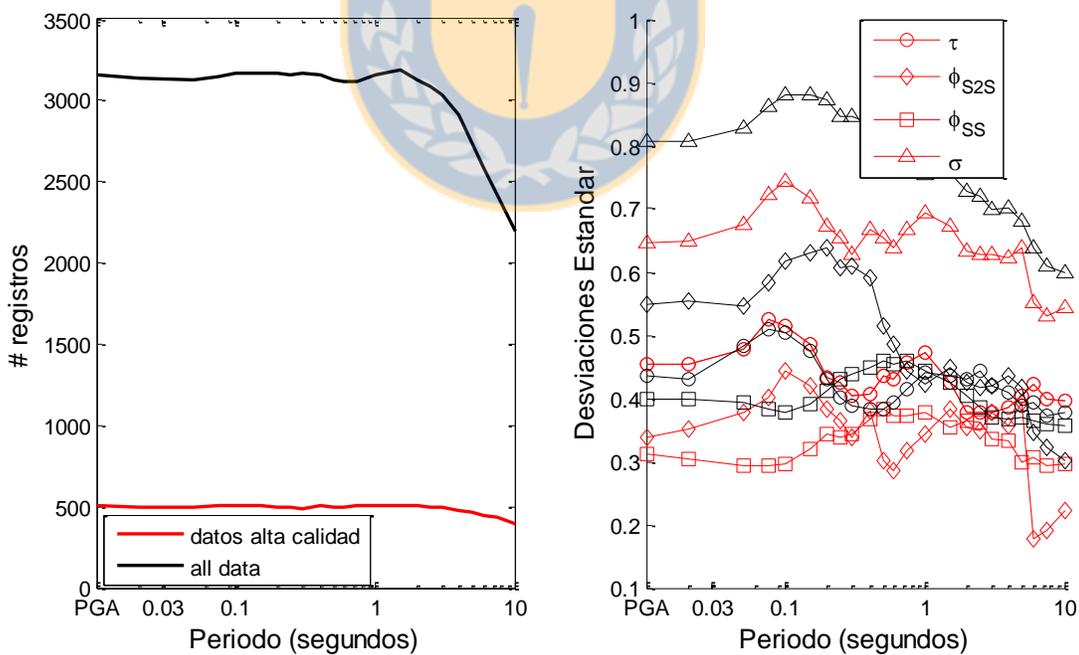


Figura 5.16. Efecto en las desviaciones estándar del modelo, al utilizar datos de alta calidad.

Además, se estudia la convergencia de las desviaciones del modelo utilizando subgrupos de observaciones que contengan un mínimo de registros por estación (análisis *single-station*). En la Figura 5.17 se realiza para el catálogo con data de alta calidad, en el gráfico de la izquierda se muestra la cantidad de data hecha en cada regresión, en el grafico del centro se muestran las desviaciones entre-eventos y residual, las que se muestran invariantes con respecto a la cantidad de registros por estación, y finalmente, en el cuadro de la derecha la desviación entre-sitios que muestra un comportamiento similar para cada subgrupo. Para periodos altos se muestra un comportamiento más divergente, pero es probablemente por la poca cantidad de datos incluido en la regresión (<400 registros). Comportamiento similar ocurre para el catálogo completo (Figura 5.18).

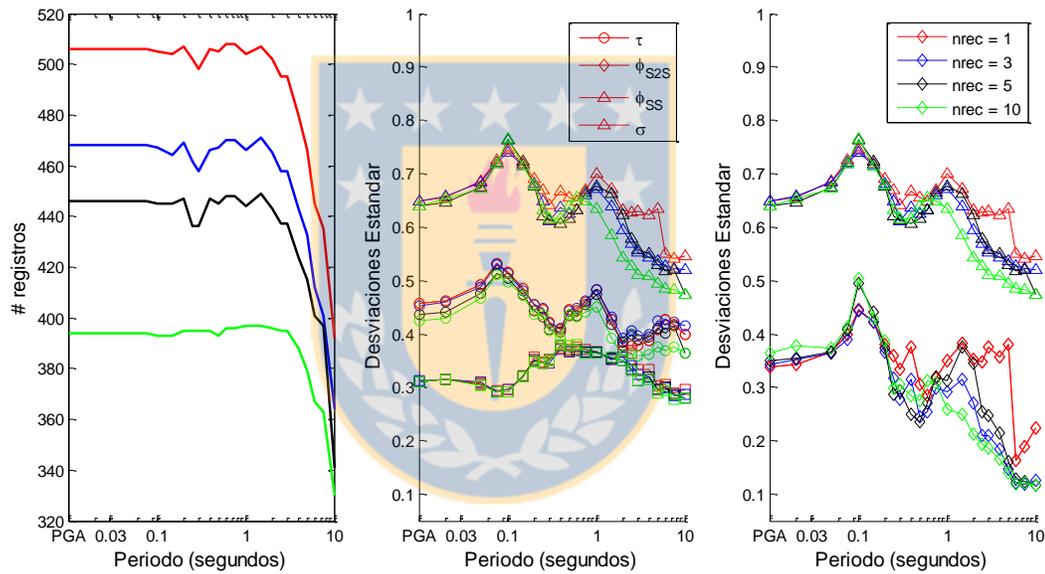


Figura 5.17. Análisis de las desviaciones de subgrupos de observaciones que contengan un mínimo de registros por estación para el catálogo *high-quality*.

Rodriguez-Marek *et al.* (2013) comparó las desviaciones estándar en diferentes regiones tectónicas, y encontró que aunque existen grandes diferencias entre los valores de desviaciones intra-evento, las desviaciones *single-station* son similares para las diferentes regiones tectónicas. En la Figura 5.19 se observa como los valores del modelo chileno, en sus dos versiones, se asemejan a los valores de *single-station* de diferentes regiones tectónicas (*e.g.* California, Suiza, Taiwán, Japón), sobre todo para periodos altos. El valor de la desviación *single-station* para las diferentes regiones en promedio va del orden de 0.4.

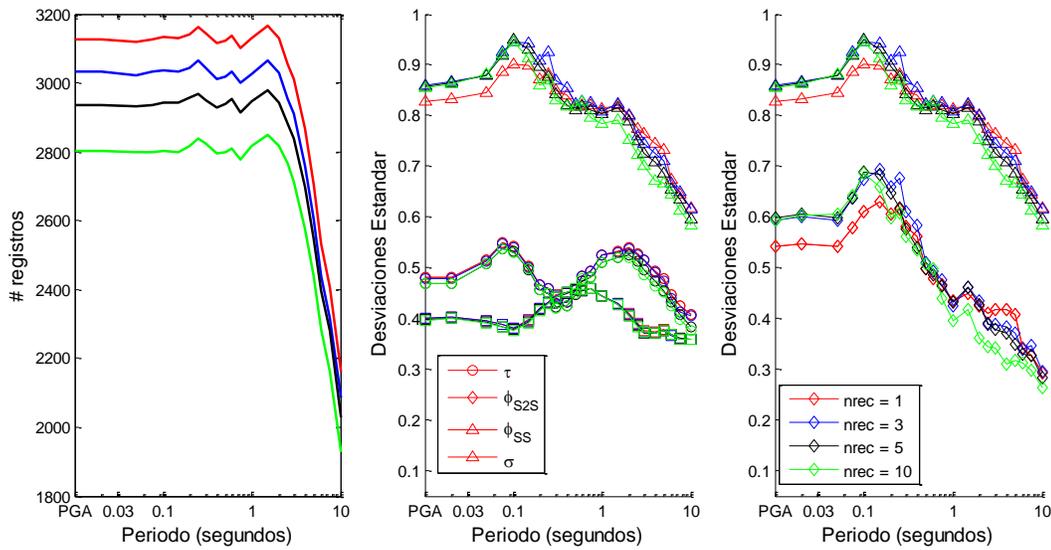


Figura 5.18. Análisis de las desviaciones de subgrupos de observaciones que contengan un mínimo de registros por estación para el catálogo *full*.

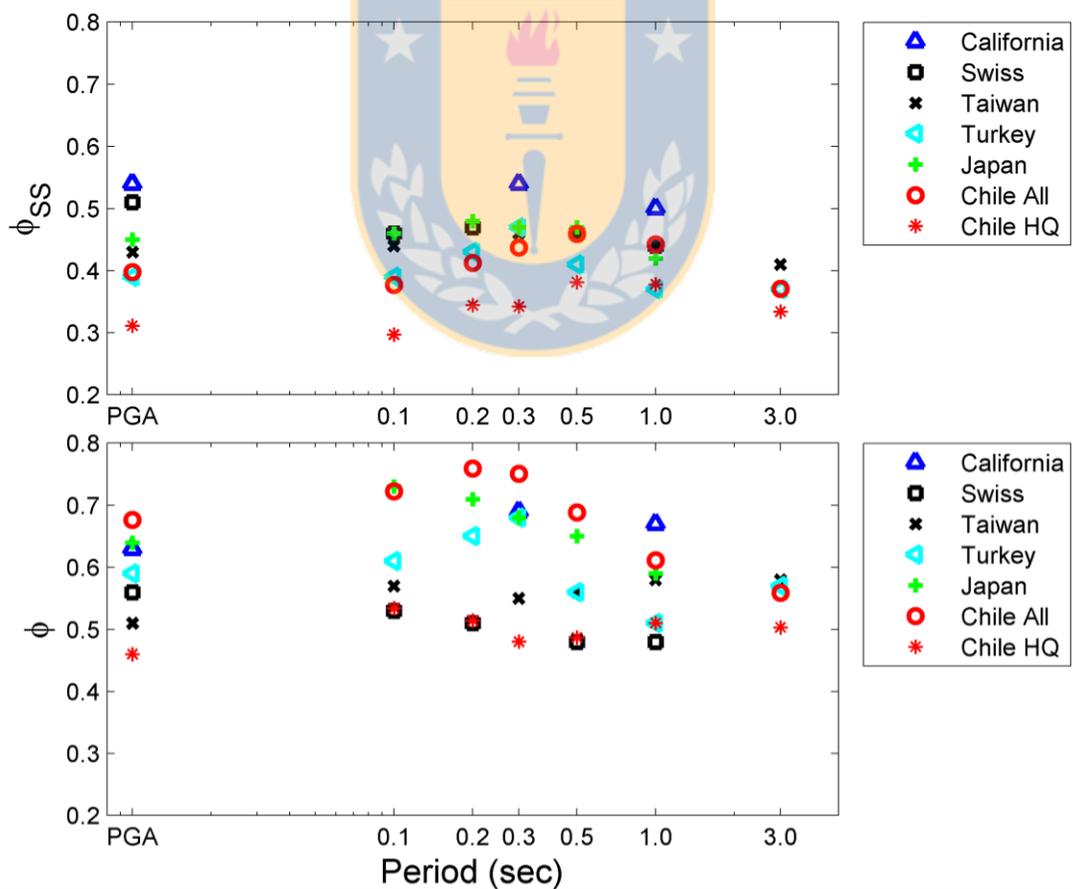


Figura 5.19. Comparación de las desviaciones *single-station* para diferentes regiones tectónicas estudiadas por Rodríguez-Marek *et al.* (2013) con las desviaciones del modelo chileno.

5.6 Análisis de sensibilidad de los coeficientes de la regresión

Para estudiar la sensibilidad de los coeficientes de la regresión a la base de dato se desarrolla un análisis *bootstrap* (Efron y Tibshirani, 1994) para estimar el error estándar en la distribución de los coeficientes. Se realizaron 50 réplicas *bootstrap* para diferentes cantidades de registros del subgrupo de datos (500, 750, 1000, 1250, 1500, 1750, 2000, 2250, 2500, 2750 y 3000 registros) sin repeticiones, con el fin de estudiar la estabilidad de los parámetros con respecto a la cantidad de registros y, también se realizaron 1000 réplicas para la cantidad original de la base de datos aceptando repeticiones de los registros con el fin de estimar los coeficientes de la regresión con un 95% de confianza. La selección de registros para formar cada subgrupo de datos es hecho con un proceso computacional pseudo-aleatorio. El método empleado para encontrar los intervalos de confianza de los coeficientes es el “método percentil con corrección del sesgo” (conocido como “método BC”; Efron, 1982), debido a que el método percentil *per se* resulta inexacto y sesgado, especialmente en muestras pequeñas. El algoritmo empleado para tales fines es el siguiente:

1. Definir coeficiente θ_i a estimar.
2. Calcular el coeficiente $\hat{\theta}_0$ para la muestra original de datos X_0 .
3. Fijar el nivel α ($\alpha = 0.05$) para el intervalo de confianza.
4. Fijar el numero B de réplicas a realizar ($B = 200$).
5. Calcular el coeficiente de la muestra *bootstrap* para el paso b-ésimo ($\hat{\theta}_b^*$). Luego añadir $\hat{\theta}_b^*$ al espacio muestral de coeficientes estimados con replicas *bootstrap* $\hat{\theta}^* = \{\hat{\theta}_1^*, \hat{\theta}_2^*, \hat{\theta}_3^*, \dots, \hat{\theta}_N^*\}$
6. Hallar $\text{perc}(\hat{\theta}_0)$, es decir, el percentil de $\hat{\theta}_0$ en la distribución $\hat{\theta}^*$.
7. Aplicar la función inversa de la función de distribución acumulada normal al $\text{perc}(\hat{\theta}_0)$. El valor $z_0 = z_{\text{perc}(\hat{\theta}_0)} \sim \text{normal}(0,1)$, es la corrección realizada al sesgo.
8. Calcular los intervalos normales $[z(\text{BC}_{\text{inf}}), z(\text{BC}_{\text{sup}})] = [2z_0 - z_{\alpha/2}, 2z_0 + z_{\alpha/2}]$.
9. Calcular los percentiles $[\text{perc}(z(\text{BC}_{\text{inf}})), \text{perc}(z(\text{BC}_{\text{sup}}))]$ $\sim \text{normal}(0,1)$
10. Hallar en la distribución $\hat{\theta}^*$ los límites del intervalo de confianza utilizando los percentiles calculados en el punto 9.

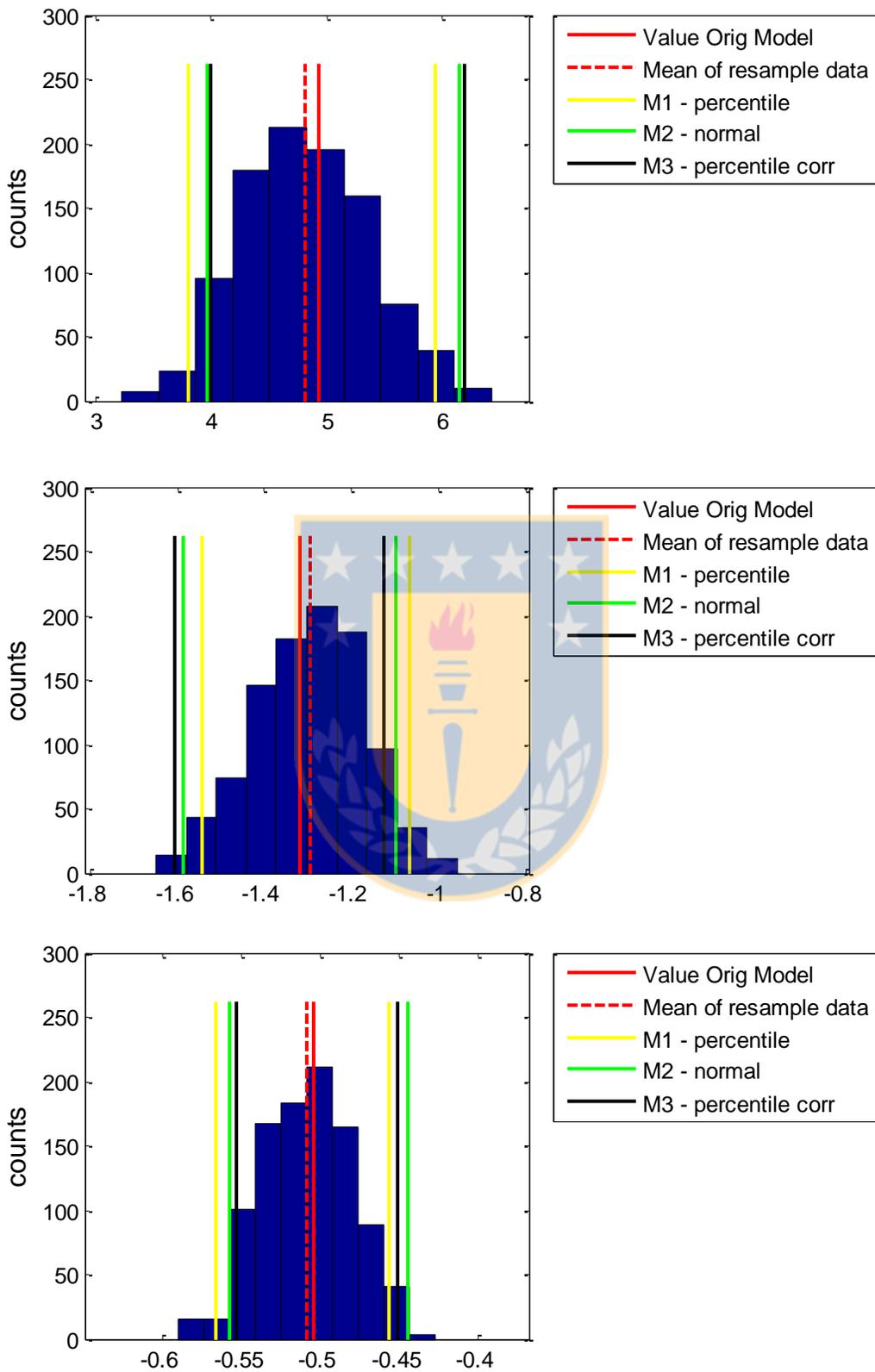


Figura 5.20 Ejemplo de análisis *bootstrap* para el coeficiente θ_1 y θ_2 para PGA, y de θ_{13} para un periodo de 5 segundos.

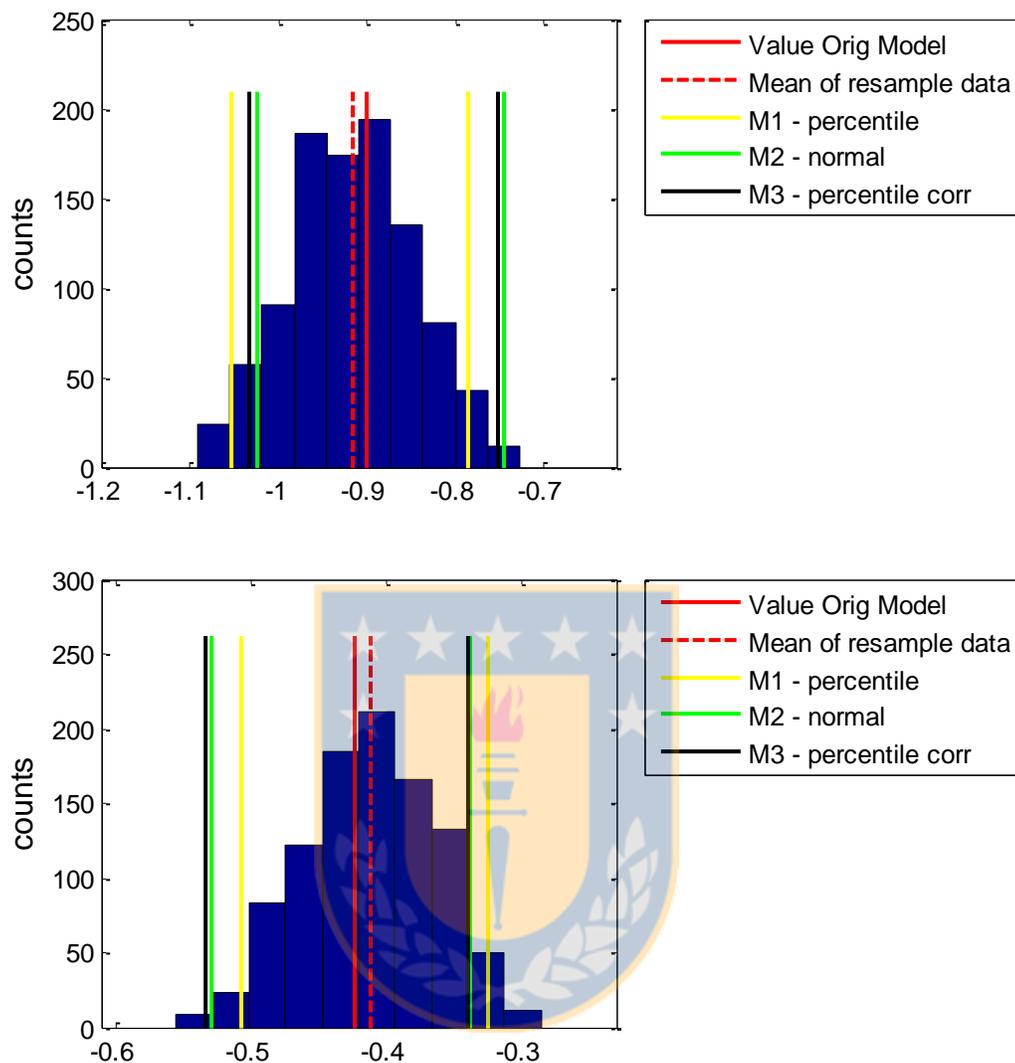


Figura 5.21. Ejemplo de análisis *bootstrap* para el coeficiente θ_{14} y θ_{12} en el periodo 3 y 10 segundos, respectivamente.

En las Figura 5.20 y Figura 5.21, se muestran ejemplos del análisis *bootstrap* para el coeficiente que representa la constante del modelo (θ_1), el que captura la atenuación por distancia (θ_2), el término de sitio (θ_{12}), el escalamiento no lineal por magnitud (θ_{13}) y la variable binaria para escalar los eventos intraplaca (θ_{14}) en algunos periodos en particular. En la Tabla 5.9 se resumen los intervalos superiores e inferiores de los coeficientes del modelo con un 95% de confianza.

Tabla 5.9. Intervalos superiores e inferiores de los coeficientes del modelo con un 95% de confianza.

Coef.	θ_1		θ_2		θ_3		θ_4		θ_5		θ_{10}	
	Lim _{inf}	Lim _{sup}										
PGA	3.98998	6.18744	-1.60640	-1.12674	0.09846	0.22240	-1.49988	-0.73918	-0.61193	0.20453	3.62800	5.12063
0.02	3.93874	6.10523	-1.57824	-1.05688	0.09326	0.20949	-1.35109	-0.57123	-0.59467	0.23761	3.86539	5.23468
0.05	6.04898	8.90057	-2.10762	-1.52621	0.04325	0.17610	-1.01747	-0.19590	-0.27654	0.53217	4.34473	5.56676
0.075	6.42588	8.80400	-2.08425	-1.56687	0.05778	0.17901	-0.97274	-0.31170	-0.35899	0.50916	3.78169	5.09539
0.1	5.82846	8.14196	-1.89583	-1.37497	0.03718	0.15522	-1.00994	-0.28594	-0.17110	0.65495	3.12729	4.39937
0.15	5.14351	7.47145	-1.61764	-1.12589	0.01658	0.14198	-1.01710	-0.28207	-0.11887	0.77049	2.18575	3.52150
0.2	3.09670	5.44682	-1.17567	-0.65214	0.01450	0.14122	-1.10963	-0.30607	-0.15987	0.72874	2.47155	3.91536
0.25	2.99432	5.35697	-1.13066	-0.57451	-0.00193	0.12326	-1.10950	-0.36534	-0.09843	0.73246	2.74748	4.27268
0.3	2.13905	4.52916	-0.95943	-0.43346	0.01470	0.13511	-1.28229	-0.49039	-0.18902	0.59142	2.94909	4.44404
0.4	2.14081	4.56579	-0.95963	-0.37875	0.02518	0.14525	-1.59232	-0.88840	-0.27341	0.42255	3.17899	4.89564
0.5	2.56116	4.70781	-1.00335	-0.49900	0.03129	0.13551	-1.78157	-1.01751	-0.41644	0.26850	3.61675	5.30826
0.6	2.88671	5.36756	-1.17348	-0.60540	0.02017	0.13217	-2.07304	-1.24739	-0.48304	0.30181	4.37774	6.00332
0.75	3.06972	5.16170	-1.11183	-0.64294	0.01389	0.11435	-2.15559	-1.43751	-0.41580	0.23438	4.14234	5.70506
1	2.83598	5.04723	-1.15370	-0.64591	0.01540	0.11614	-2.33794	-1.60981	-0.51376	0.13231	4.44930	5.90364
1.5	2.73868	4.93044	-1.21443	-0.72039	-0.00393	0.10914	-2.81392	-1.92786	-0.73935	-0.14487	4.63788	6.32251
2	2.59334	4.45892	-1.20246	-0.78297	0.01205	0.11107	-2.68745	-1.82387	-0.83038	-0.24202	4.47790	6.02041
2.5	2.04657	4.06578	-1.17390	-0.71968	0.05569	0.15541	-3.06380	-2.06504	-1.20193	-0.47293	3.98726	5.48279
3	2.24126	4.28579	-1.28153	-0.81601	0.05702	0.15943	-2.89259	-1.97450	-1.23139	-0.55312	4.08298	5.49256
4	1.67124	3.57076	-1.25765	-0.81964	0.10162	0.22306	-3.35117	-2.27759	-1.66620	-0.90929	4.13851	5.59555
5	1.59652	3.75077	-1.45854	-0.95286	0.12556	0.23611	-3.35754	-2.26021	-1.52778	-0.85886	4.61126	6.11511
6	1.30803	3.46744	-1.49483	-1.00244	0.07766	0.18723	-2.44374	-1.42997	-1.07940	-0.45355	5.02299	6.49429
7.5	1.35972	3.49132	-1.62164	-1.11187	0.03538	0.15455	-1.57465	-0.35011	-0.54114	0.07342	5.47738	6.92036
10	1.77353	4.39627	-1.97323	-1.35445	0.00830	0.12923	-1.52435	-0.36347	-0.06156	0.64243	6.49261	8.32526

Tabla 5.10. Intervalos superiores e inferiores de los coeficientes del modelo con un 95% de confianza (*continuación*).

Coef.	θ_6		θ_{11}		θ_{12}		θ_{13}		θ_{14}	
	Lim _{inf}	Lim _{sup}								
PGA	-0.00334	-0.00065	0.00281	0.00626	0.80512	1.00831	-0.24467	-0.17365	-0.80820	-0.50285
0.02	-0.00347	-0.00084	0.00289	0.00645	0.82511	1.03970	-0.24147	-0.16615	-0.82989	-0.55908
0.05	-0.00183	0.00110	0.00393	0.00737	1.08719	1.28700	-0.23193	-0.14982	-0.83662	-0.57843
0.075	-0.00225	0.00021	0.00453	0.00820	1.28477	1.49310	-0.22172	-0.14278	-0.75290	-0.47343
0.1	-0.00356	-0.00094	0.00302	0.00624	1.46208	1.66664	-0.22714	-0.14711	-0.61545	-0.34165
0.15	-0.00510	-0.00220	0.00162	0.00489	1.73096	1.92153	-0.23179	-0.16143	-0.47585	-0.19124
0.2	-0.00690	-0.00388	0.00090	0.00486	1.86029	2.08806	-0.25518	-0.18208	-0.58005	-0.30364
0.25	-0.00683	-0.00369	-0.00086	0.00307	2.02588	2.28290	-0.27403	-0.19294	-0.68704	-0.37355
0.3	-0.00689	-0.00389	-0.00024	0.00409	2.06619	2.28567	-0.27627	-0.20402	-0.75208	-0.44168
0.4	-0.00606	-0.00255	-0.00283	0.00099	2.13156	2.32194	-0.32337	-0.24099	-0.86599	-0.52113
0.5	-0.00462	-0.00171	-0.00211	0.00207	2.15532	2.38653	-0.36411	-0.27846	-0.95261	-0.62761
0.6	-0.00326	-0.00047	-0.00174	0.00250	2.07146	2.29349	-0.40628	-0.32699	-1.11902	-0.79057
0.75	-0.00310	-0.00032	-0.00320	0.00095	1.79823	2.00591	-0.44276	-0.36645	-1.06380	-0.75436
1	-0.00276	0.00009	-0.00454	-0.00027	1.40265	1.59042	-0.48406	-0.39807	-1.09838	-0.79971
1.5	-0.00174	0.00084	-0.00257	0.00124	0.54320	0.73158	-0.54740	-0.44714	-1.20389	-0.86793
2	-0.00163	0.00087	-0.00194	0.00160	-0.27161	-0.05990	-0.53800	-0.45540	-1.14236	-0.82903
2.5	-0.00221	0.00022	-0.00292	0.00110	-0.57663	-0.35361	-0.56700	-0.45991	-1.03239	-0.73796
3	-0.00220	0.00076	-0.00258	0.00156	-0.58189	-0.35346	-0.55882	-0.46012	-1.03278	-0.75242
4	-0.00129	0.00155	-0.00199	0.00190	-0.63217	-0.41023	-0.59048	-0.47185	-1.06187	-0.76872
5	-0.00001	0.00331	-0.00158	0.00241	-0.64375	-0.38124	-0.55347	-0.45109	-1.16072	-0.85819
6	0.00034	0.00332	-0.00041	0.00382	-0.64780	-0.38713	-0.48676	-0.37355	-1.23757	-0.95392
7.5	0.00047	0.00362	-0.00124	0.00330	-0.59187	-0.37444	-0.39605	-0.27176	-1.31588	-1.00578
10	0.00221	0.00608	-0.00147	0.00338	-0.53350	-0.34063	-0.41745	-0.29961	-1.61920	-1.25062

Por otro lado, se observa estabilidad en la obtención de los coeficientes con respecto al tamaño de la base datos, con mínimo un subgrupo de 1000 registros. En la Figura 5.23 se muestra el análisis para los coeficientes que corresponden a la constante del modelo predictivo (θ_1) y al coeficiente asociado a la atenuación por distancia (θ_2) para PGA.

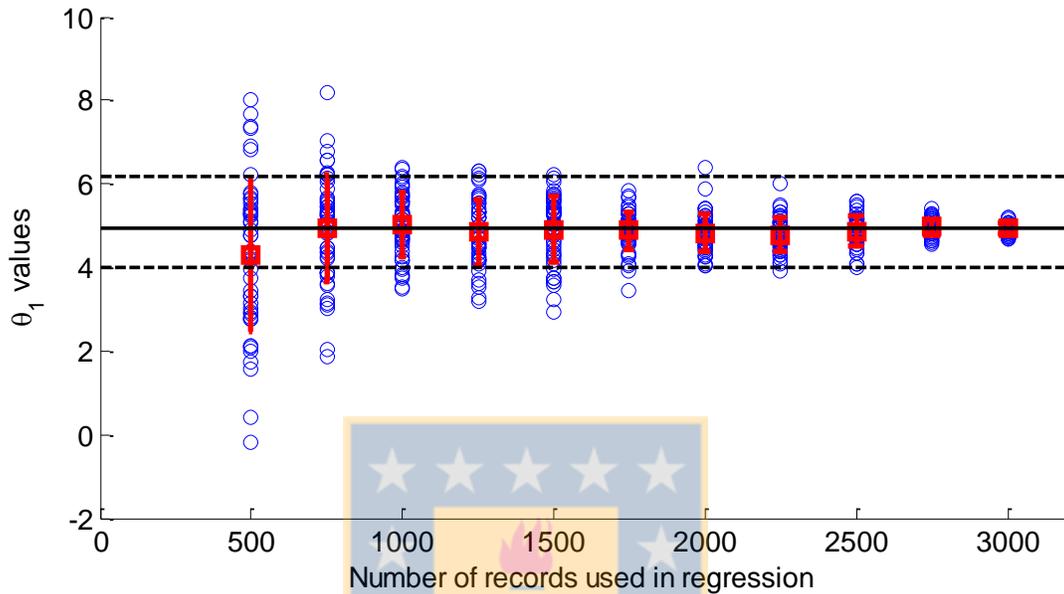


Figura 5.22. Análisis de sensibilidad del coeficiente θ_1 versus cantidad de registros incluidos en el subgrupo para la estimación de PGA.

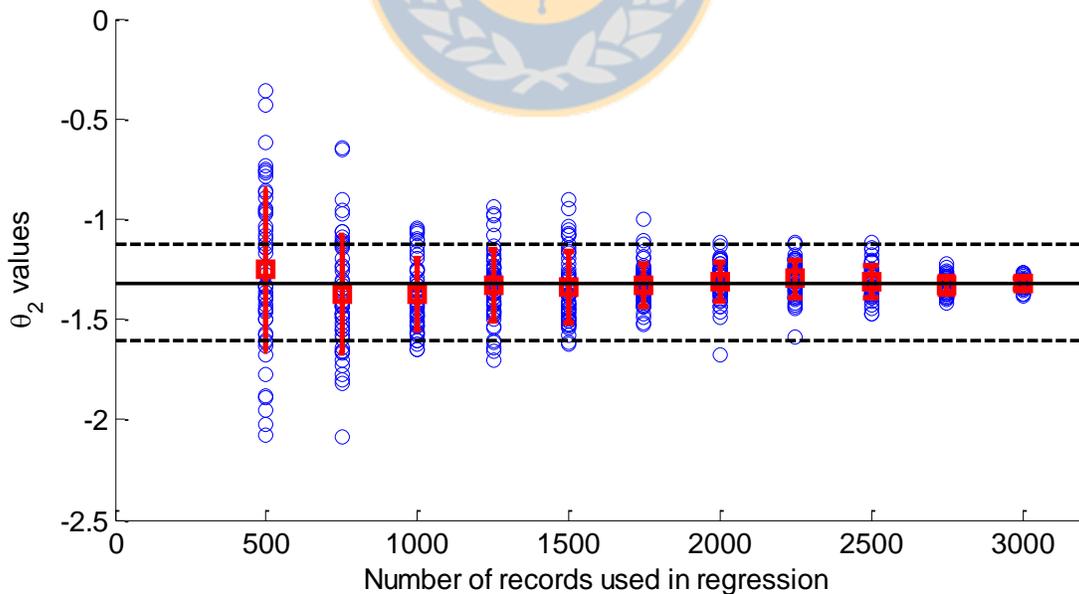


Figura 5.23. Análisis de estabilidad del coeficientes θ_2 versus cantidad de registros incluidos en el subgrupo para la estimación de PGA.

Tanto en las Figuras 5.22 y 5.23 la línea negra horizontal representa el valor del coeficiente para el modelo final, mientras que las líneas entrecortadas son los límites superior e inferior del coeficiente con un nivel de confianza de 95%. Notar que para ambos casos la media para cada sub-grupo de registros está considerado por los intervalos de confianza.

5.7 Conclusiones

El modelo predictivo de intensidades sísmicas para la zona de subducción chilena, ha sido revisado mediante un análisis de sus residuales, no observando tendencias con las variables explicativas utilizadas, ni en una de las omitidas. Además, se emplearon dos metodologías utilizadas en la literatura para categorizar los modelos predictivo dentro de un análisis de riesgo sísmico.

La importancia de estudiar la variabilidad del modelo predictivo es por que como se ha visto en los capítulos introductorios, no solo importa la mediana de la predicción de intensidad sísmica, si no, una distribución de intensidades sísmicas. Dentro de esta línea, es importante identificar que incertidumbre corresponde al modelamiento del fenómeno, y cual es por la homogenización de las variables explicativas.

La razón probable por la cual el modelo ϕ_{SS} para periodos largos se ajusta bien al modelo global es por el comportamiento lineal del suelo, por lo que existe mucha menos incertidumbre en su comportamiento y queda mejor ajustado, análogamente para periodos cortos (*e.g.* PGA) el comportamiento no lineal introduce mucha más incertidumbre al modelo. Otro motivo, puede estar introducido por el filtrado en frecuencia al registro, pues, por lo general los eventos de mayor magnitud serán los que posean mayores SNR para esas frecuencias y justamente son estos los datos mejor caracterizados, y por ende, con menor incertidumbre.

CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES

El modelo predictivo de intensidades sísmicas superficiales desarrollado para la zona de subducción chilena, es una herramienta de gran utilidad para el diseño de estructuras de especial cuidado para el país (por ejemplo, centrales nucleares o grandes represas hidroeléctricas). Para estas obras de la ingeniería civil el cálculo de peligrosidad sísmica asociado al lugar de emplazamiento de la obra se calculará en función de un parámetro de intensidad sísmica. Típicamente se utiliza la aceleración máxima del suelo, pero este parámetro no considera el contenido de frecuencia del movimiento y es independiente de la duración, los cuales pueden ser determinantes en la respuesta dinámica de una estructura. Dado lo anterior, el modelo predictivo desarrollado considera respuestas espectrales de hasta 10 segundos. Además, para normativas sismoresistentes, se requiere conocer el peligro sísmico a escala regional, permitiendo la creación de por ejemplo; mapas de peligro sísmico, estos son un mecanismo para la planificación territorial, y la consecuente, asignación de recursos a zonas probablemente más riesgosas frente la acción de un evento sísmico. De esta forma, el modelo desarrollado es un aporte para mejorar y actualizar el cálculo de peligrosidad sísmica en nuestro país.

Los registros sísmicos medidos por estaciones acelerográficas chilenas fueron procesados bajo una metodología propia, que ha mostrado un buen comportamiento con respecto a otras metodologías de procesamiento. Los registros procesados presentan un mejor ajuste por línea base y equipara el nivel de ruido presente en las señales por componente. La base de datos desarrollada en este trabajo es la más extensa publicada hasta la fecha e incluye tanto registros análogos como digitales, distribuidos desde el 1985 hasta el 2015, considerando eventos corticales, intraplaca e interplaca. Dentro del análisis final de este estudio solo se utilizaron las sismogénesis intraplaca e interplaca. El conjunto de datos incluye los terremotos más importantes del último tiempo, dentro de estos destaca; Terremoto de Valparaíso (1985, $M_w=7.9$), Terremoto del sur del Perú (2001, $M_w=8.4$), Terremoto de Tarapacá (2005, $M_w=7.8$), Terremoto del Maule (2010, $M_w=8.8$), el Terremoto de Iquique (2014, $M_w=8.1$) e Illapel (2015, $M_w=8.2$). La base de datos se encuentra publicada libremente para su utilización y revisión en el repositorio de NEEShub en la dirección web <https://nees.org/resources/13694>.

La velocidad de ondas de corte promedio en los 30 metros es el indicador más utilizado dentro de las normativas sísmicas para cuantificar los efectos de sitio, lamentablemente existe una escasez de datos medidos de V_{s30} para las estaciones acelerográficas ubicadas en Chile. Para sobrellevar esta condición se infirieron valores de V_{s30} ponderando dos indicadores; la frecuencia fundamental del sitio y la pendiente topográfica del sitio. Para mejorar la estimación de V_{s30} es recomendable incluir a la ponderación más indicadores de V_{s30} (e.g. mapas geológicos), y mejorar la estimación de los coeficientes de Wald y Allen (2009) con datos chilenos.

La forma funcional y la técnica de regresión utilizada para ajustar al modelo permiten comprender y analizar mejor el fenómeno que se está caracterizando. Por un lado, la forma funcional utiliza una variable explicativa de sitio de forma continua (i.e. V_{s30}) y además permite modelar el comportamiento no lineal del suelo. Mientras que por el otro lado, la técnica de efectos mixtos no lineales, permite capturar de una manera más prolija los efectos aleatorios de grupos de eventos y sitios, logrando hacer análisis más detallados (e.g. *single-station sigma*). Logrando así reducir el valor del error total del modelo (*sigma*), esto es importante bajo el esquema probabilístico de riesgo sísmico, pues la probabilidad de exceder cierto valor de intensidad sísmica aumenta cuando aumenta *sigma*.

Los espectros de aceleraciones muestran que las máximas intensidades sísmicas se desarrollan para estructuras de 0.2 y 0.5 segundos. Aunque este espectro de aceleraciones es obtenido para 23 periodos discretos, es factible y recomendable una interpolación en escala log-log para obtener respuestas espectrales fuera de estos periodos nativos. Cabe mencionar además que el 90% de los datos utilizados caen entre las distancias de 60 y 280 kilómetros, siendo entonces este el rango de mayor validez del modelo. Esta idea se reafirma según los criterios de exclusión de modelos predictivos para un análisis de riesgo sísmico realizados por Boomer *et al.* (2010).

Importante es recalcar, que el desarrollo y publicación de este modelo no implica dejar de utilizar antiguos modelos, ni menos, dejar de utilizar modelos de otras regiones subductivas (e.g. Mexico, Japón, Estados Unidos). Lo anterior, debido a que el error epistémico (asociada a la falta de conocimiento existente para explicar el fenómeno que se quiere modelar, este tipo de error es reductible, contrario a lo que sucede con el error aleatorio, el cual está asociado a la variabilidad

intrínseca del fenómeno) del modelo debe ser identificado, cuantificado y capturado dentro del análisis, este proceso se realiza típicamente a través de árboles lógicos, en que cada rama tiene un peso ponderado, es por esto que se incluye más de un modelo en el análisis probabilístico de riesgo sísmico. Dentro de esta línea, para capturar la incertidumbre epistémica se definen un conjunto de diferentes valores de ΔC_1 . Este valor busca caracterizar los diferentes quiebres en el escalamiento por magnitud. De los valores inferiores y superiores publicados de ΔC_1 por Abrahamson *et al.* (2016) es posible definir un modelo predictivo inferior y superior para alimentar así el árbol lógico del análisis PSHA.

Este modelo predictivo de intensidades sísmicas chilenas, junto con una nueva ley de recurrencia para caracterizar las fuentes sísmicas chilenas, podrían ser parte de un estudio nacional de peligro sísmico, y con esto generar mapas de riesgo sísmico para zonas urbanas importantes del país, junto con la respectiva asignación de recursos y planificación demográfica.

Para seguir mejorando el modelo desarrollado en el presente trabajo, se debe seguir engrosando la base de datos de registros sísmicos, sobre todo para registros de fuente cercana ($R < 50$ km). Notar que aunque existe deficiencia en la cantidad de registros de fuente lejana ($R > 300$ km), aunque estos no contribuyen significativamente al peligro sísmico de un sitio, permitirían una mejor caracterización de la atenuación por distancia.

Para base de datos de gran tamaño como esta, en las cuales se hace necesario utilizar ecuaciones de homologación entre variables explicativas (*e.g.* convertir M_L en M_w , o inferir un V_{s30}), se podría cuantificar la incertidumbre de estas variables de entrada de una forma más rigurosa. Lo anterior es posible a través de la inferencia bayesiana, esta incertidumbre se considera como una probabilidad, aunque esto no representa una gran reducción en el error total del modelo (*sigma*), permite caracterizar mejor el fenómeno (Stafford, 2014).

También, se podrían incluir otro tipo de variables explicativa para modelar mejor el fenómeno, como por ejemplo; profundidad al basamento, atenuación en alta frecuencia (*kappa*), perfil de velocidad de onda de corte promedio (V_{sz}) y frecuencia predominante del sitio. Esta última variable presenta la ventaja de ser estable en la obtención de su valor mediante diversos métodos

(e.g. ruido ambiental, función de transferencia teórica, registros sísmicos), y es relativamente fácil su cálculo a través de registros sísmicos. Análisis preliminares (Anexo 5) muestran que la frecuencia predominante ayudaría a explicar mejor el fenómeno en periodos largos. Cabe mencionar, que la inclusión de una nueva variable explicativa no necesariamente afectará significativamente el valor del error total (σ , *sigma*), esto debido a que existe una compensación entre la reducción en la dispersión de los residuales y el aumento de la incertidumbre introducida por otra variable del modelo, con mayor razón si existiese correlación con otra variable de entrada ya utilizada en la forma funcional.

Paralelamente al modelo para aceleraciones espectrales horizontales, es posible desarrollar modelos para aceleraciones verticales (peak y espectrales) las cuales serían útiles para el diseño de puentes y losas de hormigón, además se podrían modelar otros parámetros de intensidad sísmica, como lo son la Intensidad de Arias, PGV y CAV, los cuales han mostrado gran potencial como indicador de daño estructural.



REFERENCIAS

Abrahamson, N. A., y R.R. Youngs (1992). A stable algorithm for regression analysis using the random effect model. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **82**. 505-510.

Abrahamson, N. A., y W. J. Silva (1997). Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. **Seismological Research Letters**. **68(1)**, 94-127.

Abrahamson, N., Gregor, N., y Addo, K. (2016) BC Hydro Ground Motion Prediction Equations For Subduction Earthquakes. **Earthquake Spectra**. **32(1)**, 23-44.

Akkar, S., Ö. Kale, E. Yener y J. Bommer (2011). The high-frequency limit of usable response spectral ordinates from filtered analogue and digital strong-motion accelerograms. **Earthquake Engineering & Structural Dynamics**. **40**. 1387–1401.

Al Atik, L., Abrahamson, N., Bommer, J.J., Scherbaum, F., Cotton, F., y Kuehn, N (2010). The Variability of Ground-Motion Prediction Models and Its Components. **Seismological Research Letters**. **81**. 794-801.

Atkinson, G. M. y D. M. Boore (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, **Bulletin of the Seismological Society of America**. **93**. 1703–1729.

Atkinson, G. M., y D. M. Boore (2008). Erratum to empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, **Bulletin of the Seismological Society of America**. **98**. 2567–2569.

Baker, J.W. (2008). An introduction to probabilistic seismic hazard analysis (PSHA). Version 1.3, ([https://web.stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker \(2008\) Intro to PSHA v1 3.pdf](https://web.stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker%20(2008)%20Intro%20to%20PSHA%20v1%203.pdf)). Visitado el 07/12/2015

Bastías, N., Montalva, G.A., Leyton, F., Saez, E. Ruz, F. y P. Troncoso (2015). Evaluation of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) for Chile subduction zone. **XV PCSMGE**, ABS-1444. Noviembre.

Bastías, N., y Montalva, G.A., (2015). Chile Strong Ground Motion Flatfile. Disponible en <https://nees.org/resources/13694>. Visitado el 18/01/2016.

Bates D, Maechler M, Bolker B y Walker S (2015). lme4: Linear mixed-effects models using Eigen and S4. R package ver. 1.1-9, Disponible en <https://CRAN.R-project.org/package=lme4>.

Bettig B., P.Y. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou, y D. Hatzfeld. (2001). Analysis of dense array measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to Grenoble area, **Boletín de Geofísica Teoría e Aplicada**, **42(3-4)**. 281-304.

Boore, D.M. (2014). Abstract: Ground-motion prediction equations: Past, present, and future. **Seismological Research Letters**. **85**. 482

Brillinger, D. R. y Preisler, H. K. (1984), An Exploratory Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data, **Bulletin of the Seismological Society of America** **74(4)**, 1441-1450.

Campbell, K. W. (1981), Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **71(6)**. 2039-2070.

Chávez-García, F. J., M. Rodríguez y W.R. Stephenson (2005). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationarity of Noise. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 277-293.

Chávez-García, F.J., y G. A. Montalva (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos. El estado de la práctica. **Obras y Proyectos (16)**. 6-30.

Dobry, R., R.D. Borcherdt, C.B. Crouse, I.M. Idriss, W.B. Joyner, G.R. Martin, M.S. Power, E.E. Rinne y R.B. Seed (2000). New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions. **Earthquake Spectra** **16**, 41- 67.

Efron, B. y Tibshirani, R.J. (1994). **An Introduction to the Bootstrap**. CRC Press, 456 páginas.

Efron, B., (1982). **The jackknife, the bootstrap and other resampling plans**. Society for Industrial and Applied Mathematics, 85 páginas.

Gardner, J. K., y Knopoff, L. (1974), Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, **Bulletin of the Seismological Society of America** **64(5)**, 1363–1367.

Gregor, N., Silva, W., Wong, I., y Youngs, R. (2006). Updated Response Spectral Attenuation Relationship for Cascadia Subduction Zone Megathrust Earthquake. **Seismological Research Letters**. **77(2)**. 325-326.

Idriss, I.M. (1985). Evaluating seismic risk in engineering practice. **Proceedings of the 11th International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol 1**: 255-320. San Francisco.

Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1981), Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, **Bulletin of the Seismological Society of America**. **71(6)**. 2011-2038.

Joyner, W.D. y D.M. Boore (1993). Methods for regression analysis of strong motion data. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **83**. 460-487.

Kale, O. y Akkar, S. (2013). A new procedure for selecting and ranking ground-motion prediction equations (GMPES); the Euclidean distance-based ranking (EDR) method. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **103(2A)**. 1069-1084.

Kayen, R., B. D. Carkin, S. Corbet, C. Pinilla, A. Ng, E. Gorbis, y C. Truong (2014). Seismic Velocity Site Characterization of Thirty-One Chilean Seismometer Stations by Spectral Analysis of Surface Wave Dispersion. **PEER reports**.

Kishida, T., R. E. Kayen, O. Ktenidou, W. J. Silva, R. B. Darragh, y J. Watson-Lamprey (2014). PEER Arizona Strong-Motion Database and GMPEs Evaluation. **PEER reports**.

Köhler, A., M. Ohrnberger, F. Scherbaum, M. Wathelet y C. Cornou, (2007). Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique. **Geophysical Journal International** **168(2)**, 779-796.

Konno, K. y T. Ohmachi (1998). Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. **Earthquake Bulletin of the Seismological Society of America** **88(1)**, 228-241.

Kramer, S. L. (1996). **Geotechnical Earthquake Engineering**. Prentice-Hall, Inc. New Jersey. USA.

Kværna, T., y F. Ringdahl (1986). Stability of various fk-estimation techniques, in Semiannual Technical Summary, 1 October 1985 - 31 March 1986. En **NORSAR Scientific Report, 1-86/87**, Kjeller, Norway, 29-40.

Leyton, F., S. Ruiz y M. Astroza (2012). Correlation between seismic intensity for the Maule 2010 earthquake (Mw 8.8) and microtremors' HVSr. **15WCEE 2012, Lisbon**.

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

Lin P-S., y Lee, C-T. (2008). Ground-Motion Attenuation Relationships for Subduction-Zone Earthquakes in Northeastern Taiwan. **Bulletin of the Seismological Society of America**, **98(1)**, 220-240.

Mai, P. M., y K. K. S. Thingbaijam (2014). SRCMOD: An Online Database of Finite-Fault Rupture Models. **Seismological Research Letters**. **85**. 1348-1357.

Midorikawa, S., H. Yamanaka, K. Chimoto, R. Riddell, H. Miura, y Koichiro Saguchi (2014). Evaluation of Site Effects on Strong-Motion Records in Concepción during the 2010 Maule, Chile. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **104(5)**. 2503-2511.

Pacor, F., R. Paolucci, G. Ameri, M. Massa y R. Puglia (2011). Italian strong motion records in ITACA: overview and record processing. **Bulletin of Earthquake Engineering**. **9**. 1741–1759.

R Core Team (2015). **R: A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Disponible en <https://www.R-project.org/>.

Reasenberg, P. (1985), Second-order moment of central California seismicity, 1969-82, **Journal Geophysics Research**. **90**. 5479–5495.

Riddell, R. C., M.F Van Sint Jan, S. Midorikawa y J.F. Gajardo (1992). **Clasificación geotécnica de los sitios de estaciones acelerográficas en Chile. Informe DIE N° 92-2**. Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

Rodriguez-Marek, A., J. A. Bay , K. Park , G. A., Montalva, A. Cortez-Flores, J. Wartman, y R. Boroschek (2010). Engineering analysis of ground motion records from the 2001 Mw8.4 Southern Peru earthquake, **Earthquake Spectra**. **26**. 499–524.

Rodriguez-Marek, A., Cotton, F., Abrahamson, N., Akkar, S., Al Atik, L., Edwards, B., Montalva, G.A., and Dawood, H.M. (2013). A model for single-station standard deviation using data from various tectonic regions. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **103(6)**. 3149-3163.

Rodriguez-Marek, A., Montalva, G. A., Cotton, F., y Bonilla, F. (2011). Analysis of single-station standard deviation using the KiK-net data. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **101(3)**. 1242–1258.

- Rosner, B. (1975). On the Detection of Many Outliers. **Technometrics**. **17**. 221–227.
- Rosner, B. (1983). Percentage Points for a Generalized ESD Many-Outlier Procedure. **Technometrics**. **25**. 165–172.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with neighborhood algorithm - I. Searching the parameter space. **Geophysical Journal International**, **138**, 479-494.
- Scherbaum, F., E. Delavaud, y C. Riggelsen (2009). Model Selection in Seismic Hazard Analysis: An Information-Theoretic Perspective. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **99(6)**. 3234-3247.
- Seyhan, E., Stewart J.P., Ancheta, T.D., Darragh, R.B., and Robert, R.W (2014). NGA-West2 Site Database. **Earthquake Spectra**. **30**. 1007-1024.
- Somerville, P. G., Smith, N. F., Graves, R. W., y Abrahamson, N. A. (1997), Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity. **Seismological Research Letters**. **68(1)**. 199-222.
- Stafford, P.J. (2014). Crossed and nested mixed-effects approaches for enhanced model development and removal of the ergodic assumption in empirical ground-motion models. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **104(2)**. 702-719
- Stockwell, R. G., L. Mansinha, y R. P. Lowe (1996). Localization of the complex spectrum: the S transform. **IEEE Trans. Signal Process**. **44**. 998–1001.
- Strasser, F. O., M. C. Arango, y J. J. Bommer (2010). Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude. **Seismological Research Letters**. **81**. 941-950.
- Trifunac, M. D. (1972). A note on correction of strong-motion accelerograms for instrument response. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **62**. 401-409

Van Stiphout, T., Zhuang, J., y Marsan, D. (2012), Seismicity declustering, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. Disponible en <http://www.corssa.org>. Visitado el 18/01/2016.

Wald, D. J., y Allen, T. I., (2007). Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **97**. 1379–1395.

Walling, M., Silva, W. J., y Abrahamson, N. A. , (2008). Non-linear site amplification factors for constraining the NGA models. **Earthquake Spectra**. **24**. 243–255.

Wang, HY., y Wang, SY., (2015). A new method for estimating $V_s(30)$ from shallow shear-wave velocity profile (depth < 30 m). **Bulletin of the Seismological Society of America**. **105**. 1359-1370.

Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. **Geophysical Research Letters**, **35**, L09301.

Weatherill, G. A. (2014) **OpenQuake Ground Motion Toolkit - User Guide. Reporte Técnico**. Realizado por Global Earthquake Model (GEM).

Youngs, R.R., S.-J. Chiou, W. J. Silva, y J. R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. **Seismological Research Letters**, **68(1)**. 58–73.

Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P. G. Somerville, y Y. Fukushima (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, **Bulletin of the Seismological Society of America**. **96**. 898–913.

ANEXO 1. Parámetros de intensidad sísmica

A1.1 Parámetros de amplitud en el dominio del tiempo: PGA, PGV y PGD

Dentro de los parámetros desarrollados en el dominio del tiempo destaca PGA (acrónimo en inglés de *Peak Ground Acceleration*), este es igual al valor absoluto máximo producida por el terremoto en suelo para un instante dado. PGA es comúnmente correlacionado con los daños en las estructuras, aunque caracteriza solo de buena forma la alta frecuencia de los eventos sísmicos. En general, PGA es un parámetro necesario, pero no suficiente para caracterizar la respuesta sísmica de las estructuras frente a un evento sísmico, muestra de lo anterior se observa en la Figura A1.1, en la cual todos esos movimiento sísmicos presentan similar PGA, pero claramente producirán diferentes excitaciones en las estructuras debido, por ejemplo, al contenido en frecuencia o la duración del evento. Definiciones análogas se desarrollan para PGV (acrónimo en inglés de *Peak Ground Velocity*) y PGD (acrónimo en inglés de *Peak Ground Displacement*).

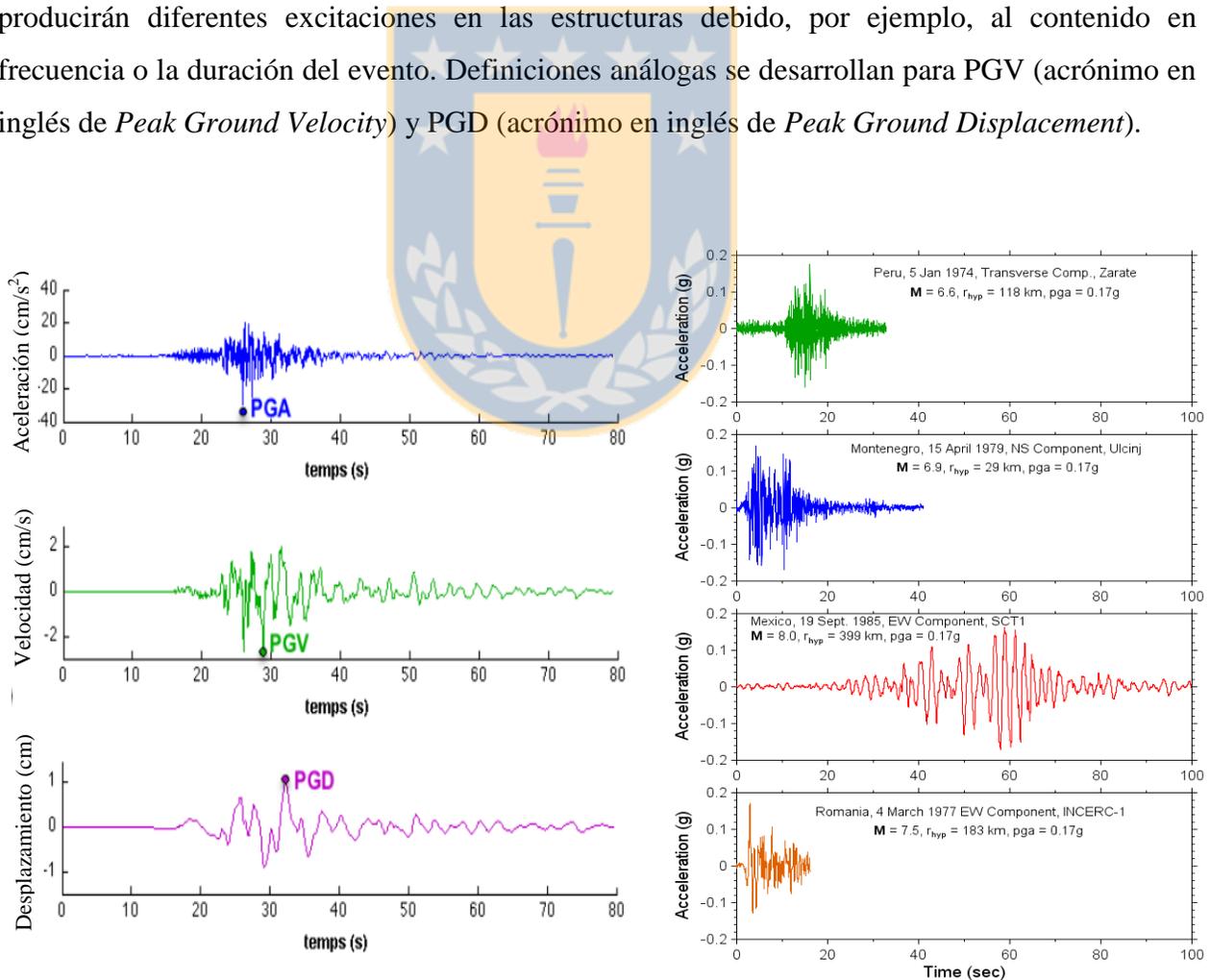


Figura A1.1 Parámetros de amplitud en el tiempo. A la izquierda, valores de PGA, PGV y PGD en un registro. A la derecha, registros con igual valor de PGA y distinta duración (Akkar y Boore, 2013)

A1.2 Parámetros en el dominio de la frecuencia: pseudo-aceleraciones espectrales

Un espectro de respuesta entrega la máxima respuesta de un oscilador elástico de un grado de libertad frente a una excitación sísmica en función de la frecuencia fundamental del oscilador (f , o periodo en su defecto T) y el amortiguamiento crítico (ξ). Notar que una estructura lo tremendamente rígida (*i.e.* frecuencia propia del oscilador infinita), la respuesta espectral (S_a) será igual a la aceleración máxima de terreno (PGA). La representación gráfica de cómo se obtiene un espectro de respuesta se observa en Figura A1.2.

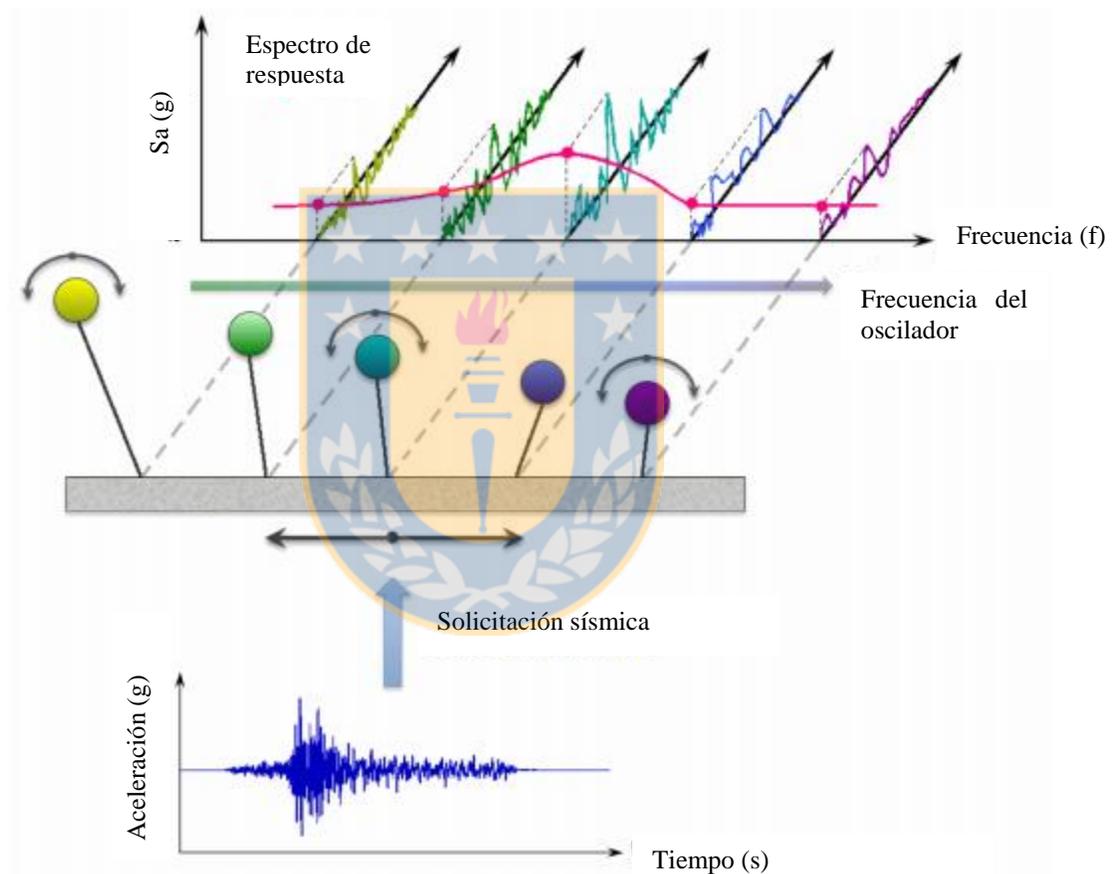


Figura A1.2 Representación gráfica de cómo obtener un espectro de respuesta. (Kramer, 1996)

A1.3 Parámetros de duración sísmica

Dentro de la categoría de parámetros de duración sísmica hay dos parámetros que destacan. El primero es la duración entre umbrales, este corresponde al tiempo que transcurre desde que se

excede por primera y última vez un valor puntual de aceleración. Normalmente se utiliza una aceleración igual al 5% de aceleración de gravedad (0.05g).

Por otro lado, existe la duración efectiva (SMD, acrónimo en inglés de *Strong Motion Duration*), la cual está basada en la intensidad de Arias, y queda definida por el tiempo que se tarda en acumular entre el 5% y el 95% de dicha intensidad normalizada por la intensidad total del evento.

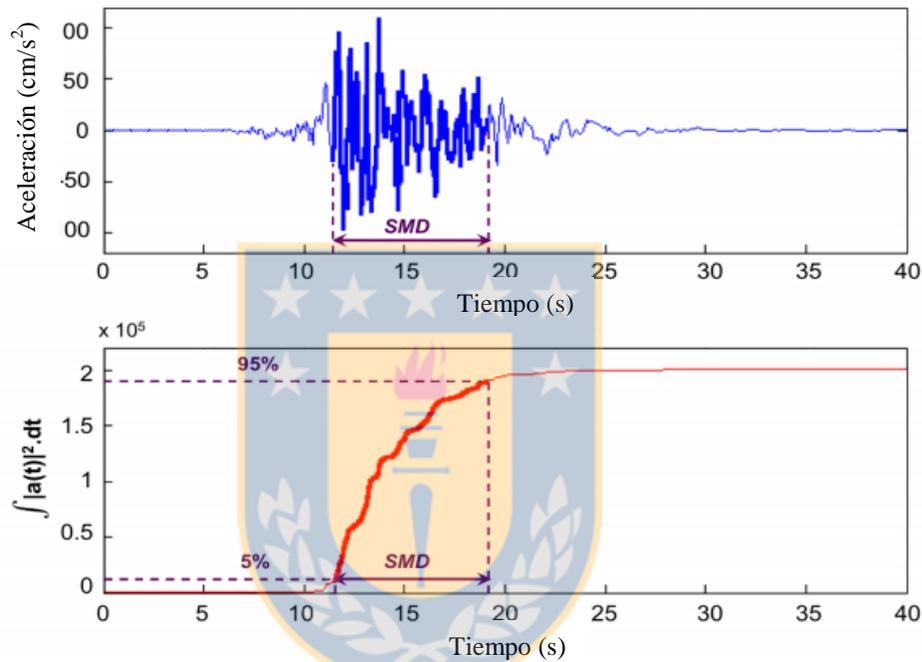


Figura A1.3 Definición de la duración efectiva.

Hay que tener especial atención en los parámetros de duración sísmica, generalmente para iguales valores de aceleración máxima (PGA) mayores duraciones producen mayor daño a la estructura. Por otro lado, para iguales cantidad de energía contenida en los registros sísmicos, duraciones más cortas representan mayor peligro.

A1.4 Parámetros de energía sísmica

El parámetro más utilizado para caracterizar la energía sísmica es la intensidad de Arias (I_a). Esta se define como la cantidad de energía disipada por unidad de peso por una familia de osciladores lineales elásticos de un grado de libertad, considerando un rango de tiempo D , con tiempo inicial t_0 . La expresión para calcular I_a corresponde a la Ecuación A1.1.

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_{t_0}^{t_0+D} |a(t)|^2 dt, \quad (A1.1)$$

Para ver gráficamente su significado, se utilizan los gráficos de Husid, que nos muestran la variación de la intensidad de Arias frente al tiempo. Es un gráfico de valores acumulados que define la evolución del movimiento del suelo. El gráfico se presenta normalizado, es decir, colocando en el eje de abscisas los valores del tiempo transcurrido en segundos, y en el eje de ordenadas los valores acumulativos que representan el cociente de la Ec. A1.2.

$$\frac{I_t}{I_f} = \frac{\frac{\pi}{2g} \int_0^t |a(t)|^2 dt}{\frac{\pi}{2g} \int_0^{t_f} |a(t)|^2 dt}, \quad (A1.2)$$

Por otro lado, otro parámetro energético del registro es la velocidad absoluta acumulada (CAV; acrónimo en inglés de Cumulative Absolute Velocity). La CAV se define según la Ecuación A1.3. Se ha encontrado que la velocidad absoluta acumulada se correlaciona bien con el potencial daño estructural frente a una acción sísmica.

$$CAV = \int_0^{t_0} |a(t)| dt, \quad (A1.3)$$

Finalmente, otra variable dentro de este grupo es el valor cuadrático medio (RMS; acrónimo en inglés de *Root Mean Square*). El valor cuadrático medio (RMS) corresponde a la raíz cuadrada del valor medio de algún parámetro de interés. El valor más común es el valor cuadrático medio de la aceleración, la cual entrega información del efecto de la amplitud del movimiento y el contenido de frecuencia de un registro sísmico. Para calcular el valor RMS de aceleración se utiliza la Ecuación A1.4.

$$A_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{T_d} \int_0^{T_d} [a(t)]^2 dt}, \quad (A1.4)$$

ANEXO 2. Ejemplo de procesamiento de registros sísmico

Para ejemplificar la metodología propuesta se utilizará el registro de la estación T03A (Regimiento de Granaderos, Iquique) del terremoto de Iquique (01/04/2014), el cual tuvo una M_w igual a 8.1, corresponde a una estación de registro digital, su distancia hipocentral fue de 108.08 km, mientras que su distancia al plano de ruptura fue de 58.80 km (Figura A2.1). En primera instancia se grafican las trazas de aceleración en bruto, como corresponde a una estación digital no es necesario aplicar la corrección instrumental, ni existen “piquetes” espurios y se clasifica como registro *normal triggered*. Para la identificación del tren de ondas principal es necesario determinar las ventanas de ondas que componen el registro (Figura A2.2).

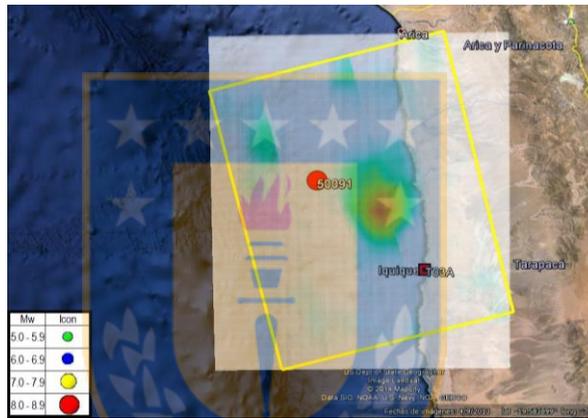


Figura A2.1 Identificación del evento, la estación y el plano de falla asociado al evento.

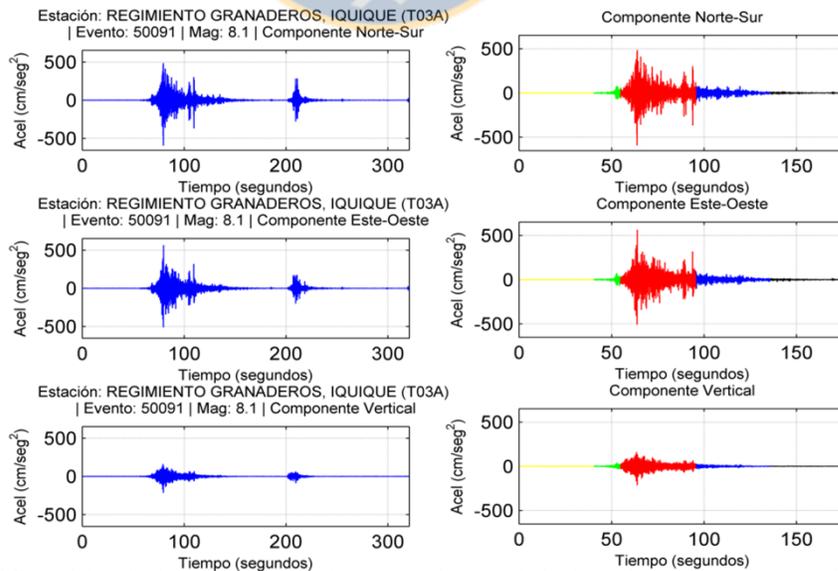


Figura A2.2 Identificación de las ventanas de un registro. A la izquierda las trazas de aceleración en bruto. A la derecha, en amarillo la ventana de ruido, verde las ondas P, rojo las ondas S y en negro la coda

Como se obser va en la Figura A2.2 el registro completo se identifica en azul, mientras que en amarillo se muestra la ventana de ruido, en verde la ventana de ondas P, en rojo la ventana de ondas S, y finalmente, en negro la coda

Con las ventanas de ondas definidas se procede a calcular la frecuencia de corte bajo para el filtro pasa-banda a través de la razón Señal-Ruido (SNR) suavizada con Konno-Ohmachi mayor a tres (Figura A2.3).

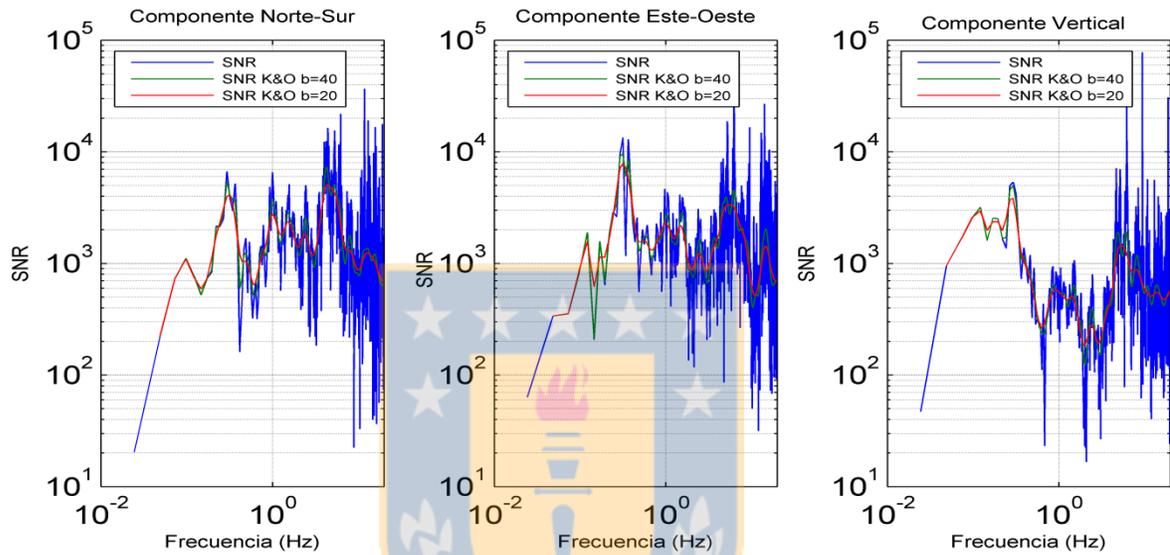


Figura A2.3 Razones Señal-Ruido.

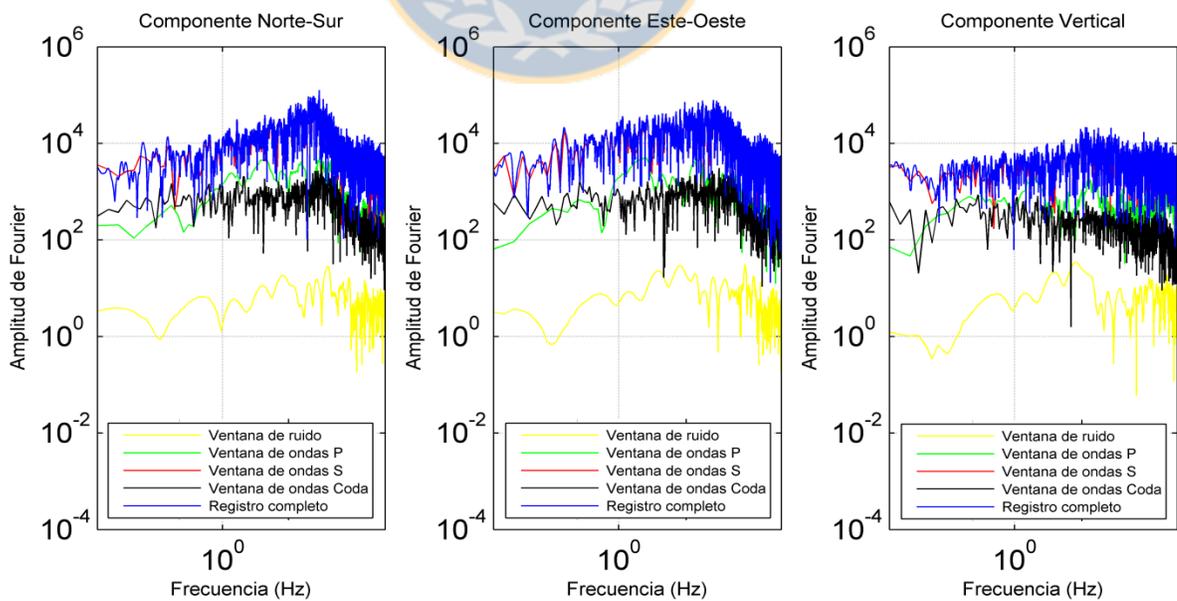


Figura A2.4 Espectros de Fourier de las distintas ventanas del registro

La frecuencia de corte alto se obtiene graficando la amplitud de Fourier del registro completo (en la leyenda identificada como *Entire Window* y en color azul) hasta la frecuencia de Nysquist, siendo la frecuencia de corte alto, la frecuencia para la cual la amplitud de Fourier del registro se vuelve plano.

Con la definición de las frecuencias de corte se hace posible el filtrado y procesamiento del registro obteniendo como resultado lo mostrado en la Figura A2.5.

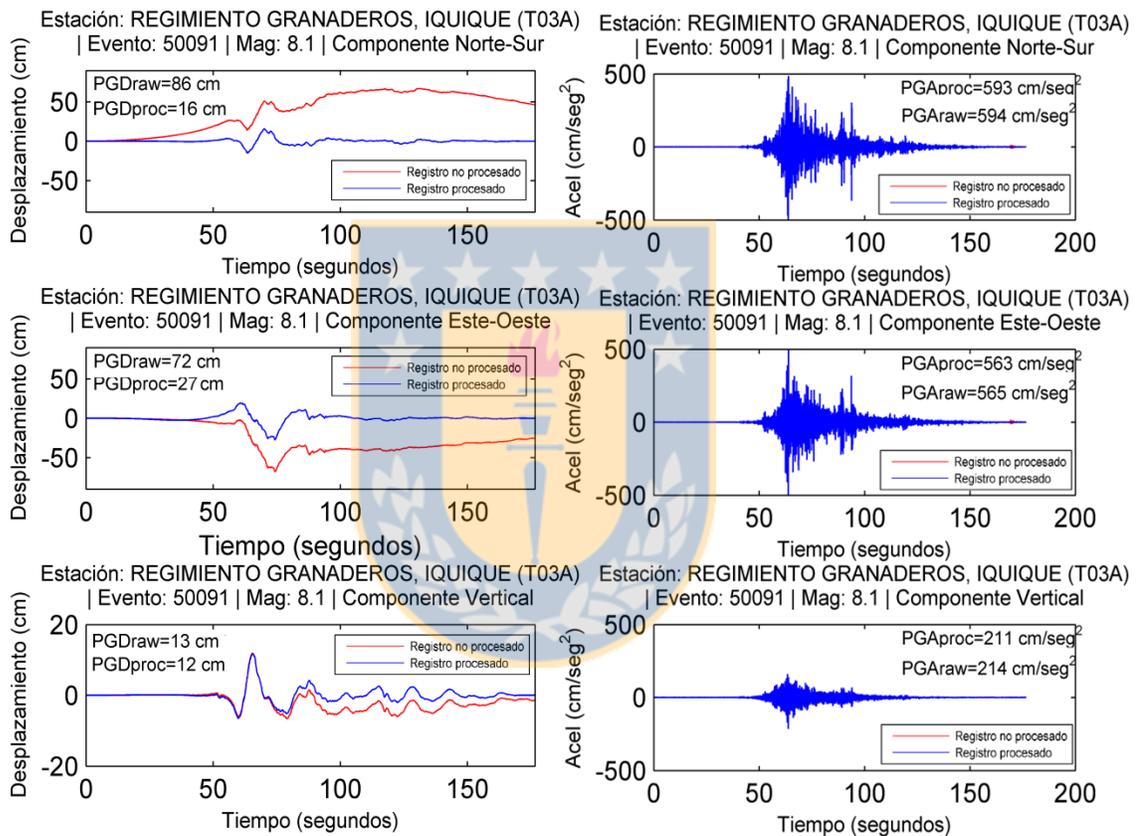


Figura A2.5 Trazas de aceleración y desplazamiento procesados y brutos.

Notar que el procesamiento es muy poco notorio cuando se comparan las trazas de aceleración, obteniendo, por ejemplo, casi idénticos valores de PGA tanto en los registros corregidos como en los procesados. Pero, las diferencias se vuelven considerables cuando se estudian las trazas de desplazamiento de los mismos registros, por ejemplo, en las componentes horizontales el valor máximo de desplazamiento del suelo llega a ser más de cinco veces el valor bruto que el valor procesado.

ANEXO 3. Ranking basado en la distancia euclidiana (EDR)

La metodología (EDR) fue desarrollada por Kale y Akkar (2013), mientras que en Weatherill, 2014 se detalla con precisión el sustento matemático de la metodología.

Considerando una observación en particular (a) y su respectivo valor estimado por el modelo (Y), considere además que el modelo es una variable normal con media μ_Y y desviación estándar σ_Y . La diferencia “D” entre “a” y “Y” queda definida por;

$$D = a - Y , \quad (\text{A3.1})$$

La cual a su vez está distribuida normal con media $\mu_D = a - \mu_Y$ y desviación estándar $\sigma_D = \sigma_Y$. Luego, la probabilidad de que el valor absoluto de “D” sea menor que una estimación “d” queda definido por;

$$P(|D| < d) = P(D < d) - P(D < -d) = \Phi\left(\frac{d - \mu_D}{\sigma_D}\right) - \Phi\left(\frac{-d - \mu_D}{\sigma_D}\right) , \quad (\text{A3.2})$$

Para valores discretos de “D”, denotado por d_j , la probabilidad de ocurrencia de d_j ($P(d_j)$) es descrita por una pequeño ancho de banda “dd” cercano a d_j , es decir;

$$P\left(|D| < |d_j|\right) = P\left(|D| < \left|d_j + \frac{dd}{2}\right|\right) - P\left(|D| < \left|d_j - \frac{dd}{2}\right|\right) , \quad (\text{A3.3})$$

Luego, la probabilidad total de ocurrencia para una serie de “n” valores discretos $|d_j|$ es la distancia euclidiana modifica (MDE, por sus siglas en inglés *modified Euclidean distance*);

$$\text{MDE}_d = \sum_{j=1}^n |d_j| * P(|D| < |d_j|) , \quad (\text{A3.4})$$

Este valor MDE no considera explícitamente el sesgo entre la mediana del modelo con respecto a las observaciones de intensidades sísmicas, para cuantificar lo anterior un parámetro κ es introducido, que es la razón de la distancia euclidiana total entre la intensidad observada y el

valor predicho por el modelo dividido por la distancia euclidiana entre las intensidades predichas y las observadas corregida por un modelo predictivo derivada de una regresión lineal de la data.

$$\kappa = \frac{\sum_{i=1}^N (a_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (a_i - Y_{c,i})^2}, \quad (\text{A3.5})$$

Donde $Y_{c,i} = Y_i - (Y_{\text{fit},i} - a_i)$ y $Y_{\text{fit},i}$ son los valores predichos de las observaciones a partir de la regresión lineal entre Y_i y a_i .

La suma de las distancias euclideanas modificada representa la probabilidad total de las diferencias entre las intensidades observadas y estimadas. En consecuencia, un valor más pequeño de la suma de MDE indica una mejor representación de las intensidades sísmicas por el modelo predictivo. Para eliminar la dependencia del tamaño muestral en la suma de los valores de MDE se divide por el número de observaciones, de lo que se obtiene un promedio de MDE. Finalmente, para penalizar a los modelos predictivos que posean desviaciones muy grandes de la mediana estimada, la media MDE es multiplicada por κ . Entonces, en ranking basado en la distancia euclidiana (EDR) de un modelo predictivo con respecto a una base de datos queda definido por;

$$\text{EDR}^2 = \kappa * \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \text{MDE}_i^2, \quad (\text{A3.6})$$

ANEXO 4. Ajustes del modelo para los datos observados

Para mostrar el ajuste de los datos de intensidades sísmicas observados, se grafica la mediana del modelo con las respectivas desviaciones según la siguiente ecuación;

$$\ln(\text{IM}_{\text{obs}}) = f(\theta_i | X_i) + \varepsilon\sigma, \quad (\text{A4.1})$$

En donde, $f(\theta_i | X_i)$ es la mediana del modelo predictivo de intensidades sísmicas chilenas, sigma “ σ ” es la desviación total del modelo y épsilon “ ε ” es la cantidad de desviaciones con respecto a la mediana. En los gráficos se muestran hasta dos “ ε ” con respecto a la mediana para el ajuste de PGA, se muestra un buen comportamiento del modelo frente a la data, lo cual se replica para los otros periodos espectrales de análisis.

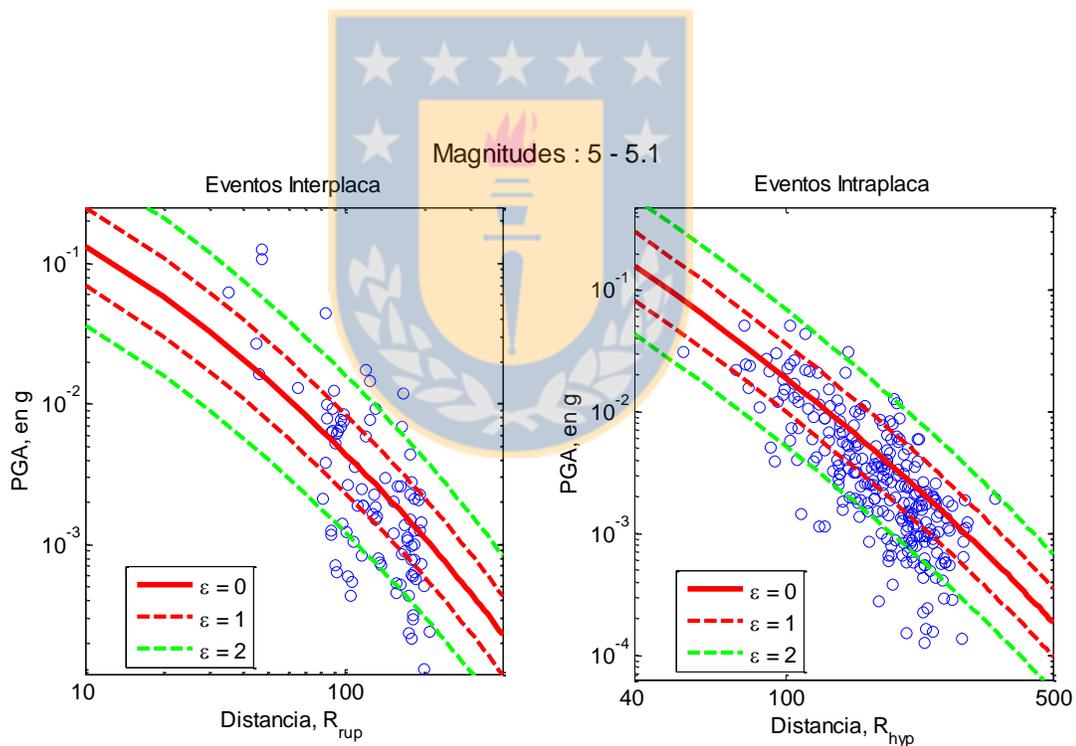


Figura A4.1 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el *bin* de magnitud 5.0-5.1.

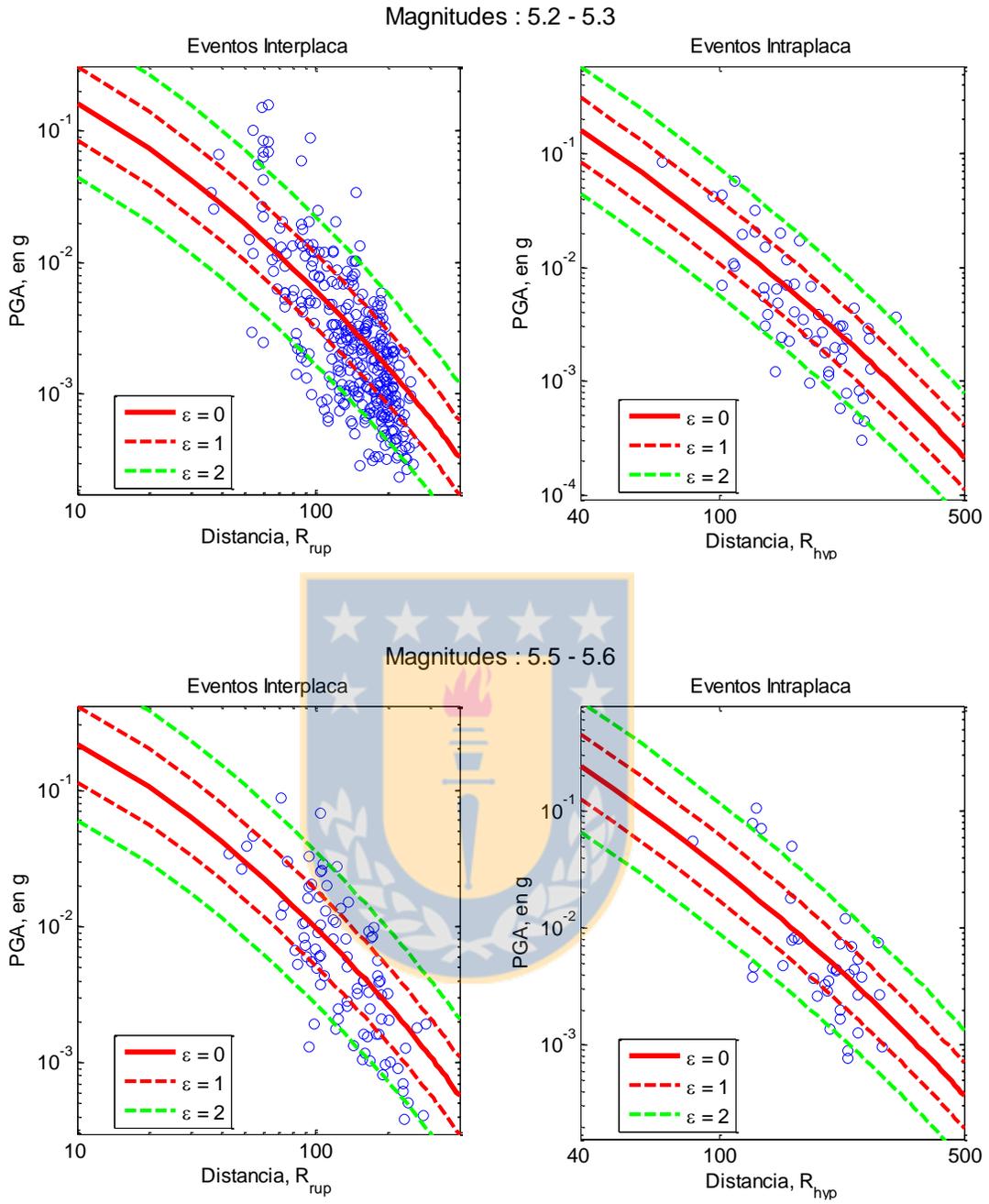


Figura A4.2 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el *bines* de magnitud 5.2-5.3, y 5.5-5.6.

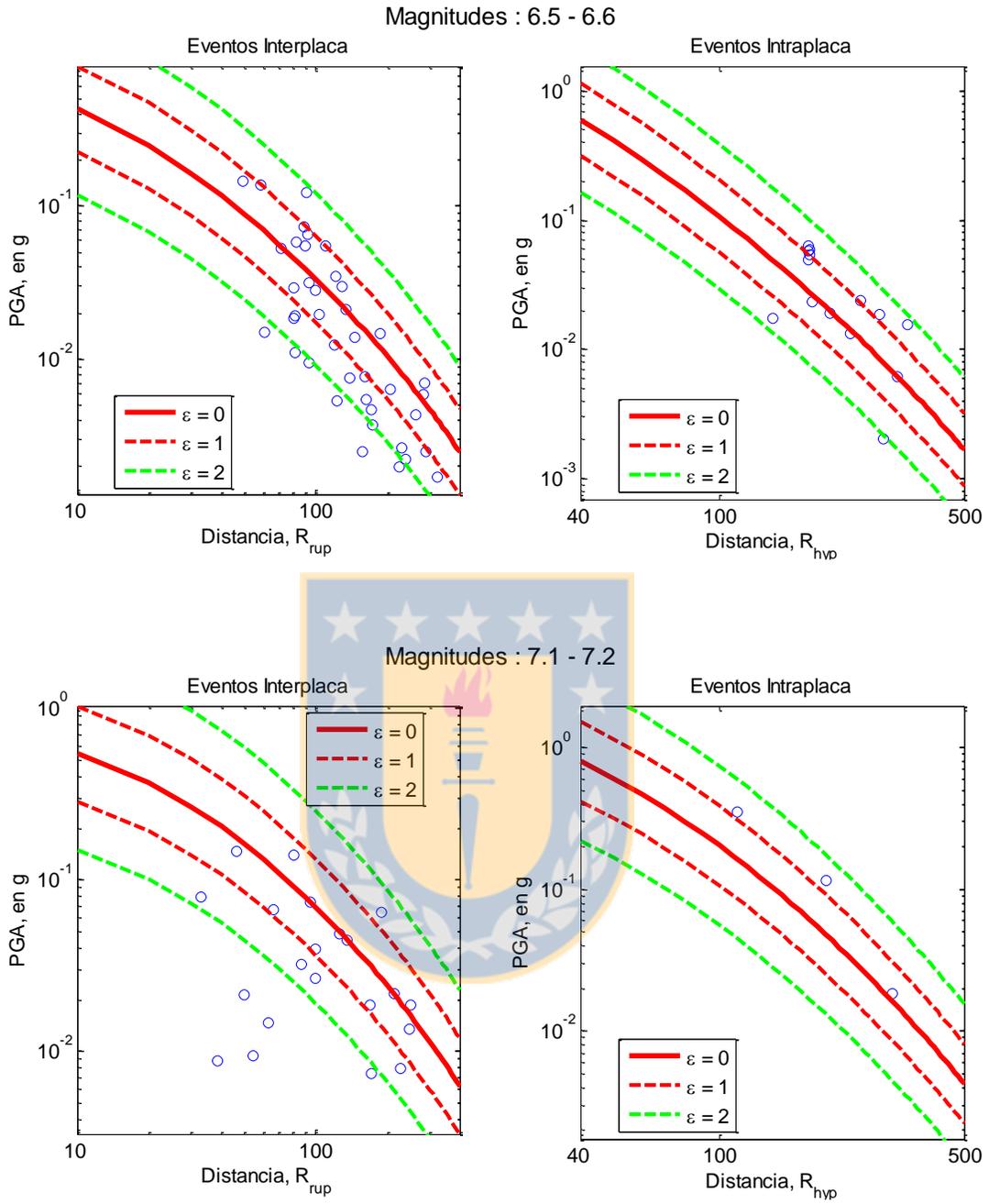


Figura A4.3 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el *bines* de magnitud 6.5-6.6, y 7.1-7.2.

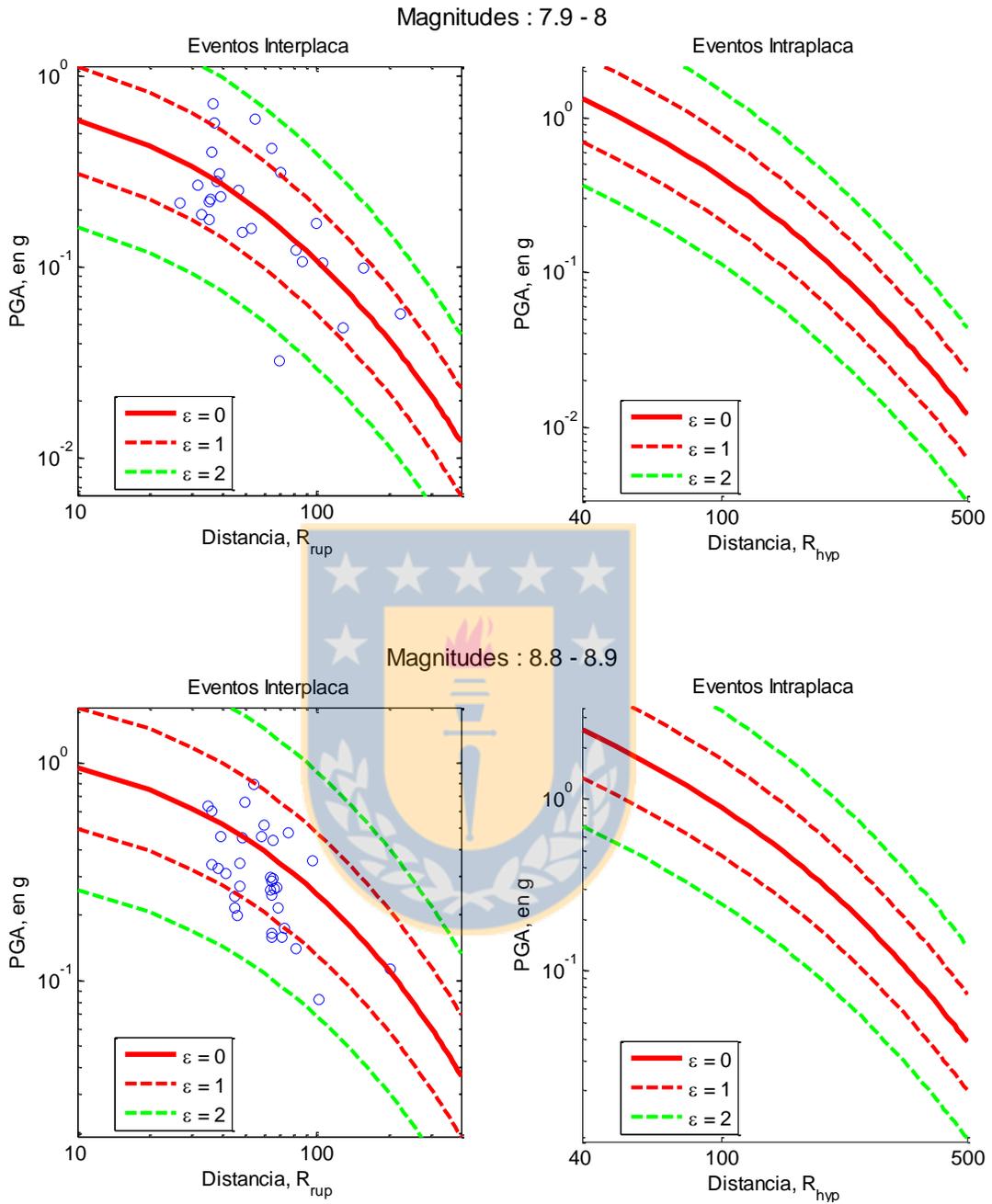


Figura A4.4 Ajuste del modelo a los datos de PGA observados para el *bines* de magnitud 7.9-8.0, y 8.8-8.9.

ANEXO 5. Análisis de residuales para variables explicativas omitidas

Dos variables no incluidas en el modelo y podrían ayudar a explicar las intensidades sísmicas observadas son el periodo fundamental del sitio y la identificación de los terremotos como eventos principal y replicas.

Los terremotos pueden ser clasificados como dependientes (precursores y replicas) o independientes (evento principal). La identificación de independencia de los terremotos es importante para los modelos predictivos, pues el escalamiento de las intensidades podría ser diferente para estos distintos tipos eventos. Aun así, típicamente en los modelos predictivos en regímenes subductivos es excluida esta variable explicativa. Uno de los grandes problemas asociado a este análisis es la selección del algoritmo para llevarlo a cabo, pues no existe una solución única y diferentes algoritmos generan diferentes identificaciones de eventos principales y replicas. Para comparar cómo se comportan los residuales frente a esta condición se utilizan los dos algoritmos más reconocidos para la selección de eventos principales; Gardner and Knopoff (GK1974; 1974) y Reasenberg (RS1985; 1985).

Cuando se utiliza la identificación de eventos a través del algoritmo GK1974 se observa tendencia en los residuales de los eventos principales, mientras que para los eventos dependientes los residuales logran distribuirse con media cero para periodos cortos. La situación es contraria para periodos largos, en los cuales tanto los eventos independientes y dependientes se distribuyen con media cero.

Aplicando el algoritmo RS1985 no se observan mayores tendencias en los residuales para todos los periodos de análisis. Esta poca uniformidad en el comportamiento de los residuales utilizando ambos algoritmos es una muestra del problema de integrar un escalamiento por evento principal/replica al modelo predictivo de intensidades sísmicas.

Cabe mencionar que información respecto a ambos algoritmos es posible encontrarla en Stiphout *et al.* (2012) y su aplicación a los registros sísmicos chilenos en Bastías y Montalva (2015).

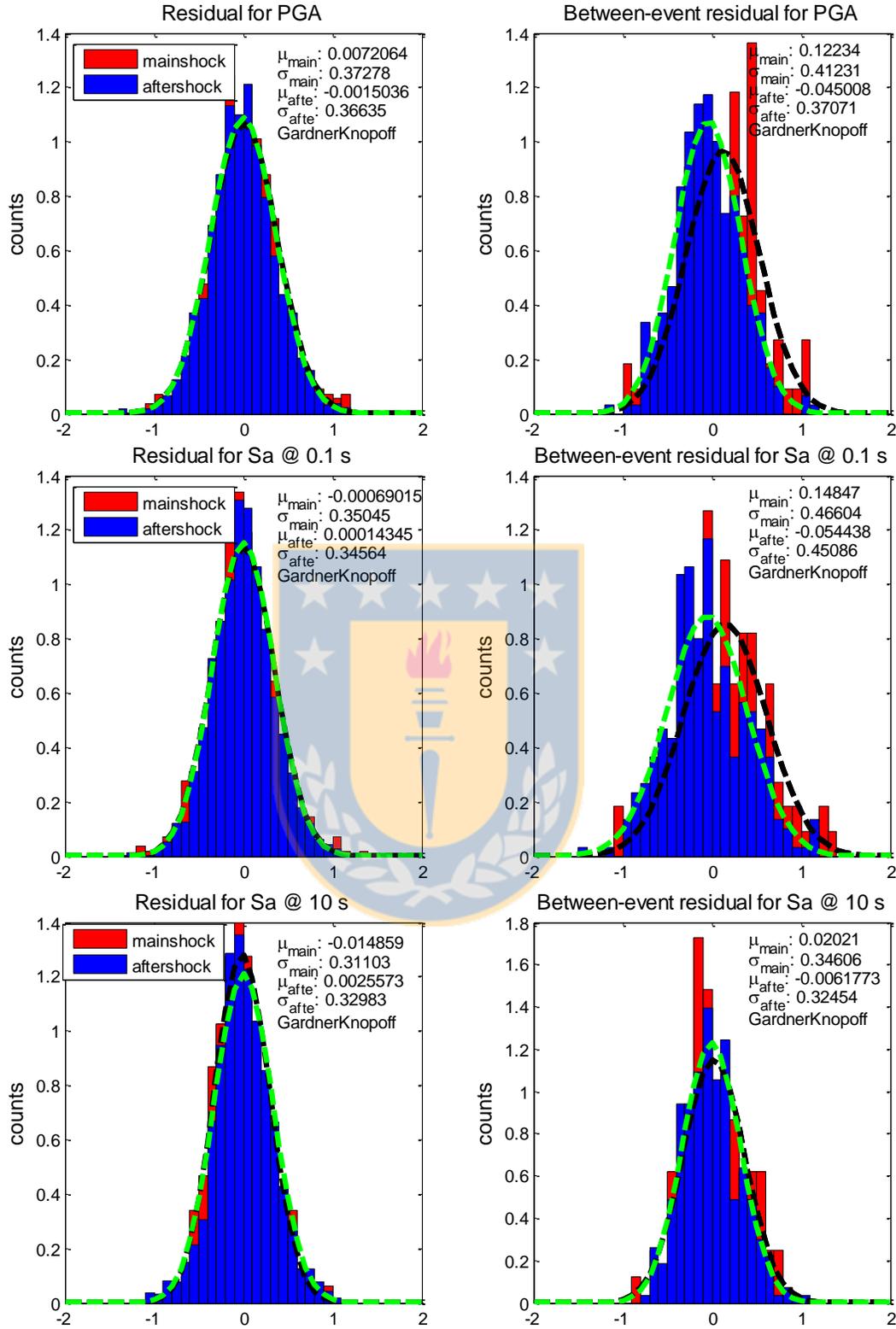


Figura A5.1 Análisis de residuales para eventos principales y replicas obtenidos por el algoritmo GK1974.

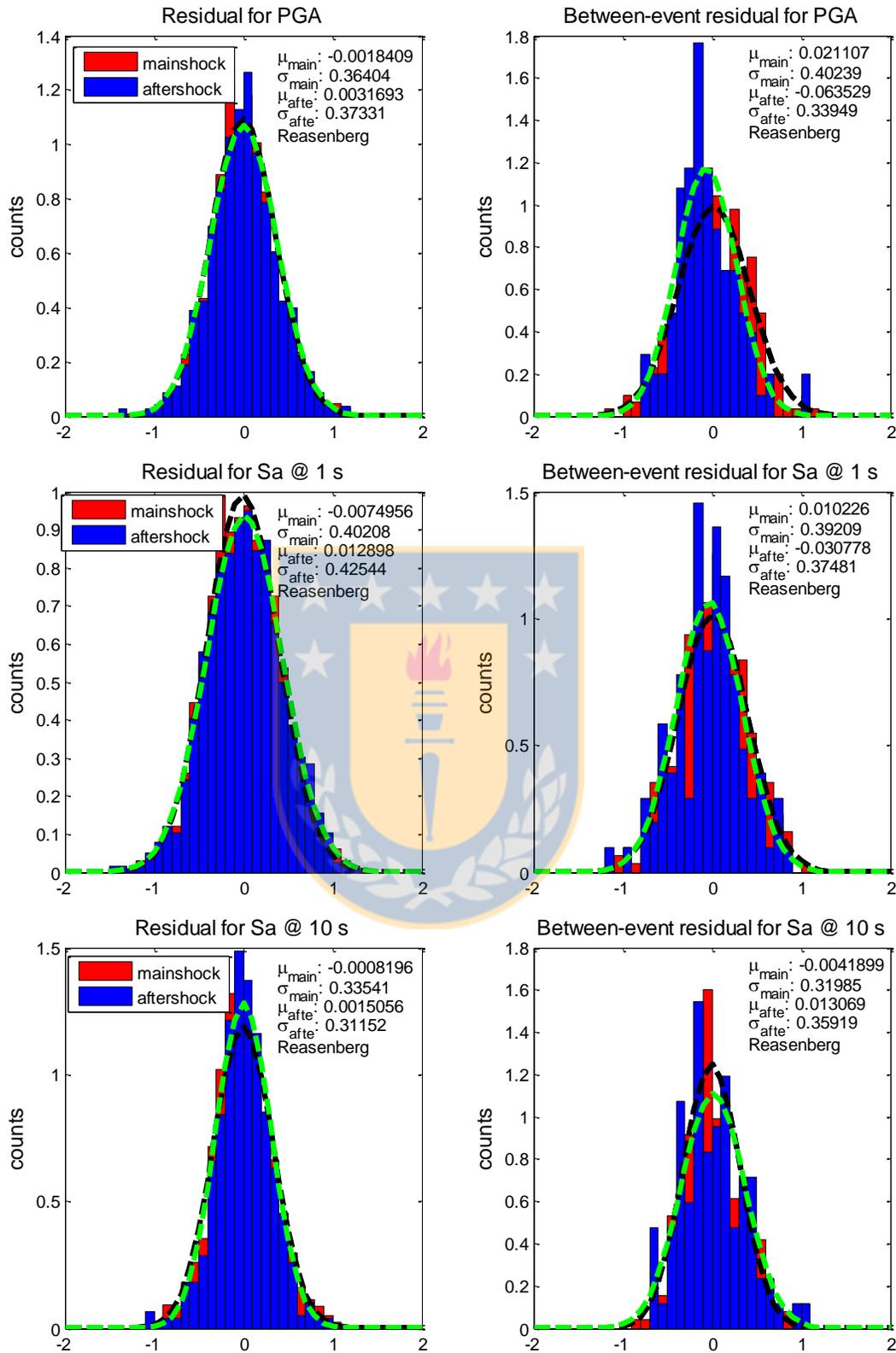


Figura A5.2 Análisis de residuales para eventos principales y replicas obtenidos por el algoritmo RS1985.

Otra variable explicativa que tiene un potencial para explicar las intensidades sísmicas observadas y que no se encuentra en el modelo de Abrahamson *et al.* (2015) es el periodo fundamental del sitio. Para el cálculo del periodo fundamental se utilizaron los espectros en frecuencia de los registros sísmicos en sus componentes horizontales y verticales, obtenidos a través de la transformada S. Esta técnica permite mayor cantidad de ventanas para evaluar la razón horizontal-vertical, dándole mayor confianza al valor de frecuencia fundamental.

El análisis se realiza estudiando la tendencia de los residuales de sitio (δW_{S2S}) versus los valores de frecuencia fundamental calculada para los sitios.

Tabla A5.1 Resumen de las pendientes e intercepto de los ajustes a los residuales, con sus respectivos valores p .

Periodo (seg)	Pendiente	Intercepto	Valor-p
0.000	0.00089147	0.00041551	0.98941698
0.020	0.00085978	0.00038895	0.98994547
0.050	0.00089683	0.00041976	0.989314
0.075	0.04881865	-0.01440297	0.49332786
0.100	0.07285275	-0.02110921	0.33882152
0.150	0.08503135	-0.0252594	0.27371131
0.200	0.04100401	-0.01140268	0.59907659
0.250	0.04546657	-0.01281413	0.53665606
0.300	0.00082793	0.000151	0.99104533
0.400	0.00026557	0.00085638	0.99699555
0.500	0.00045971	0.001094	0.99386414
0.600	0.00048597	0.00123749	0.99308667
0.750	-0.0735263	0.0256517	0.14696805
1.000	-0.11910795	0.04029092	0.01344806
1.500	-0.17101569	0.05531747	0.00082469
2.000	-0.15850562	0.05271939	0.00094848
2.500	-0.15812354	0.05283213	0.00079762
3.000	-0.15670498	0.05321731	0.00102374
4.000	-0.14060276	0.04844387	0.0054984
5.000	-0.12169634	0.04403657	0.01281624
6.000	-0.00551253	-0.00981054	0.8933804
7.500	-0.00610238	-0.01100781	0.87330482
10.000	-0.07889548	0.02675739	0.03241051

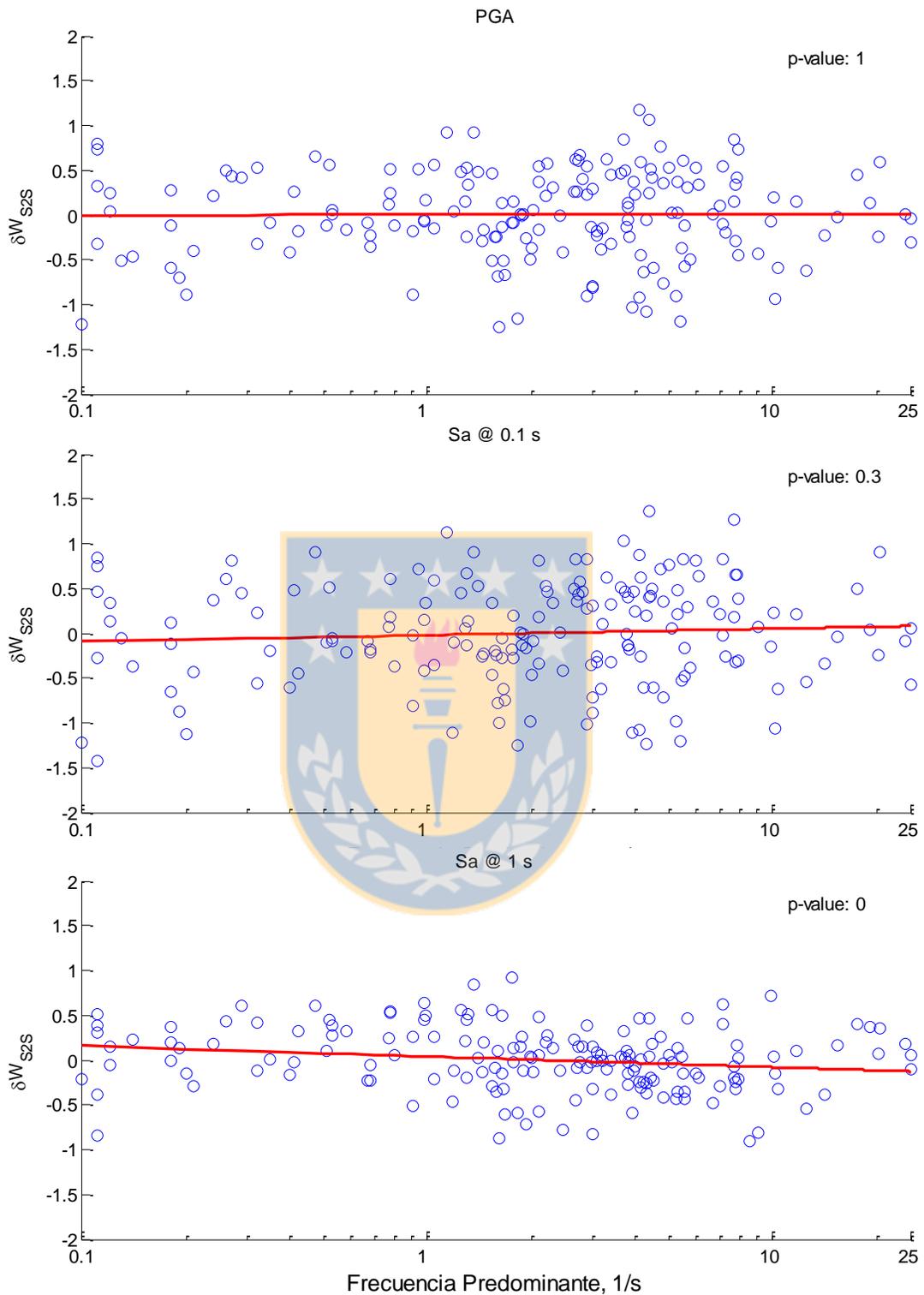


Figura A5.3 Ajustes de los residuales de sitio para las frecuencias predominantes de los sitios incluidos en el modelo para PGA, y los periodos de análisis 0.1 y 1 segundos

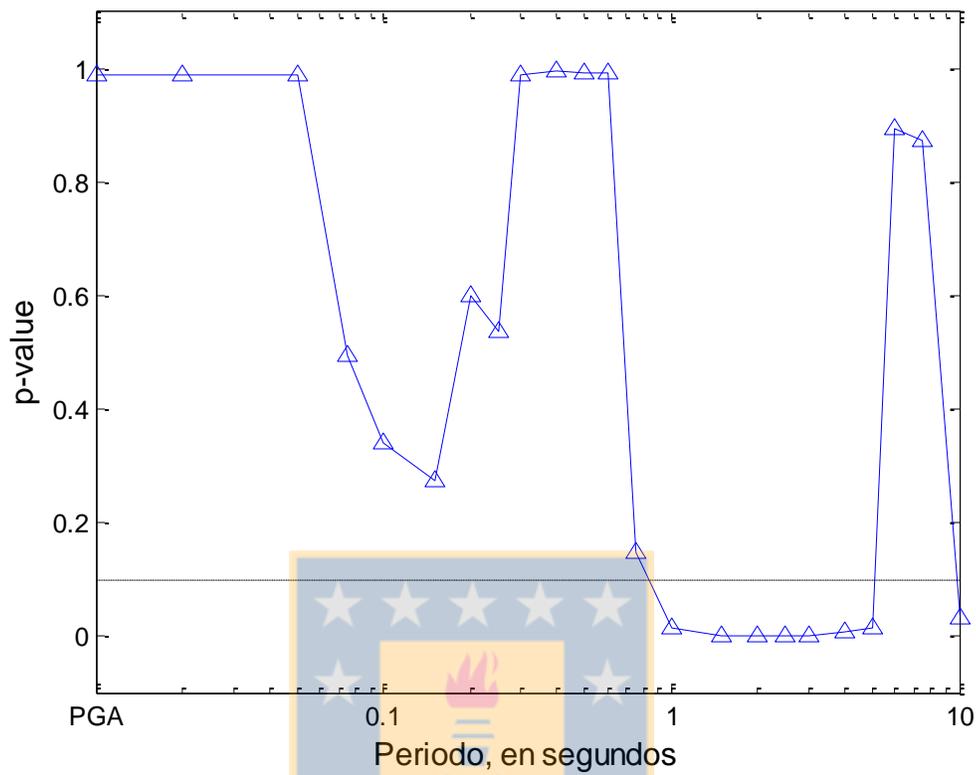


Figura A5.4 Evolución de los valores “p” versus periodo de análisis

Los resultados (Tabla A5.1 y Figura 5.4) muestran que para periodos espectrales altos (mayor que 0.75 segundos) la pendiente se hace significativa. El mejor ajuste de frecuencia fundamental para periodos largos tiene un sustento teórico, pues, en periodos largos actúan longitudes de onda más largas, que tienen mayor dependencia con la frecuencia fundamental del sitio.

ANEXO 6. Coeficientes del modelo predictivo con respecto a los periodos espectrales

A continuación se muestran los valores de los coeficientes del modelo predictivo, con su respectivo intervalo de confianza, y las desviaciones con respecto al periodo espectral de análisis. Todos los coeficientes muestran dependencia con periodo, y al respecto de las desviaciones, la desviación *single-station* (ϕ_{SS}) muestra cierta independencia de periodo, con un valor cercano de 0.4.

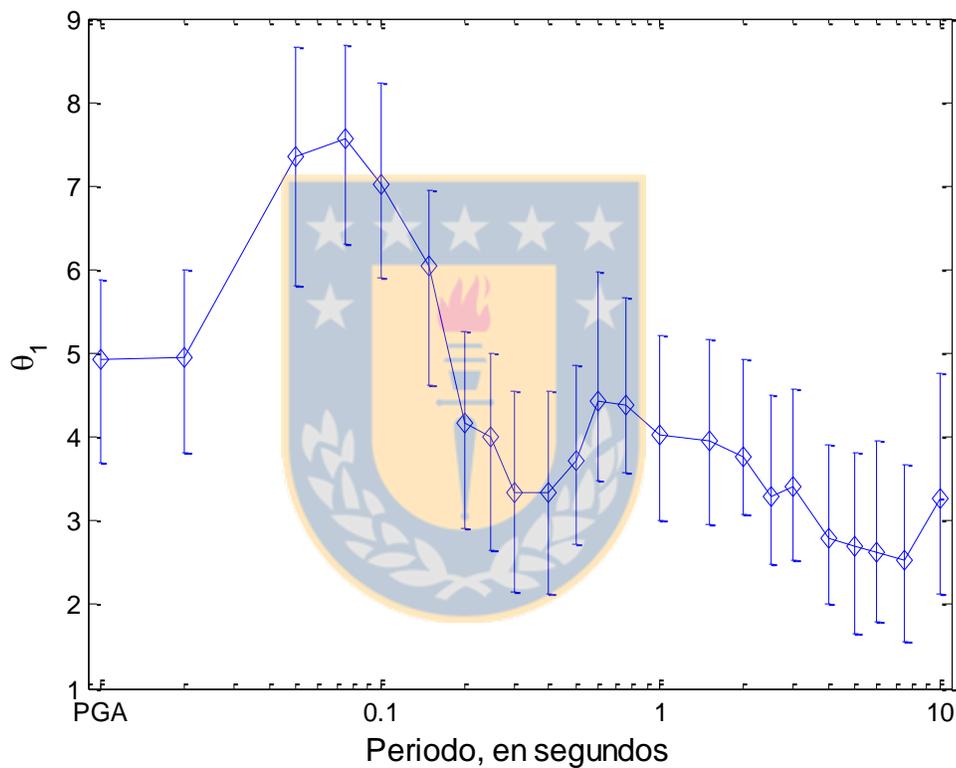


Figura A6.1 Variación del coeficiente θ_1 con respecto al periodo de análisis.

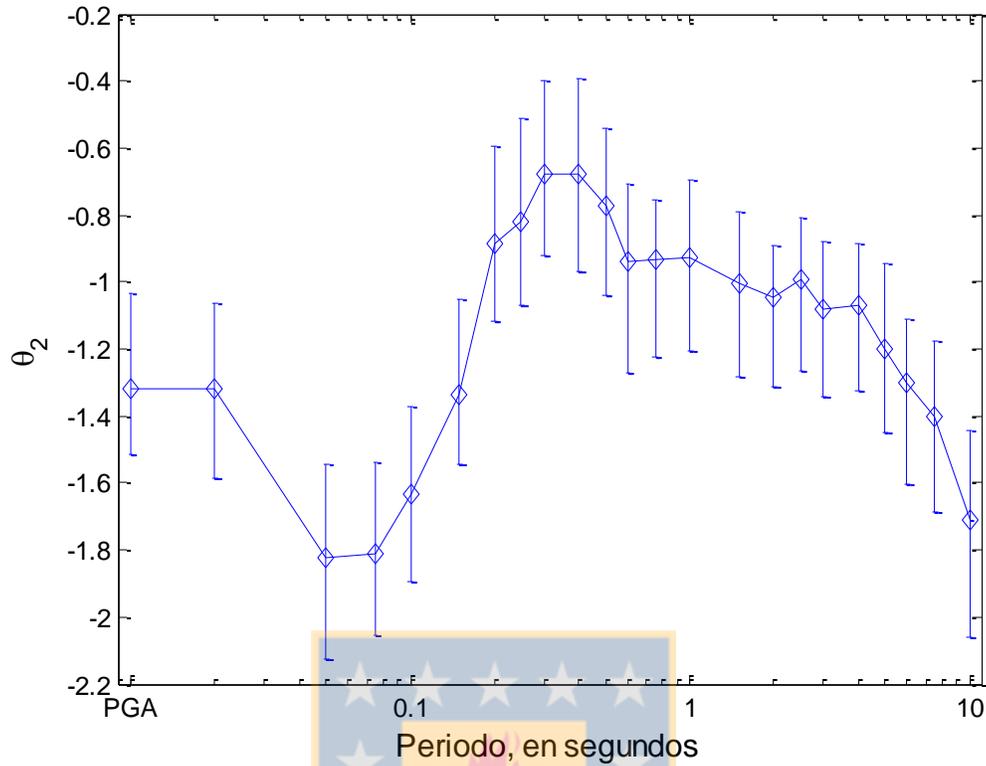


Figura A6.2 Variación del coeficiente θ_2 con respecto al periodo de análisis.

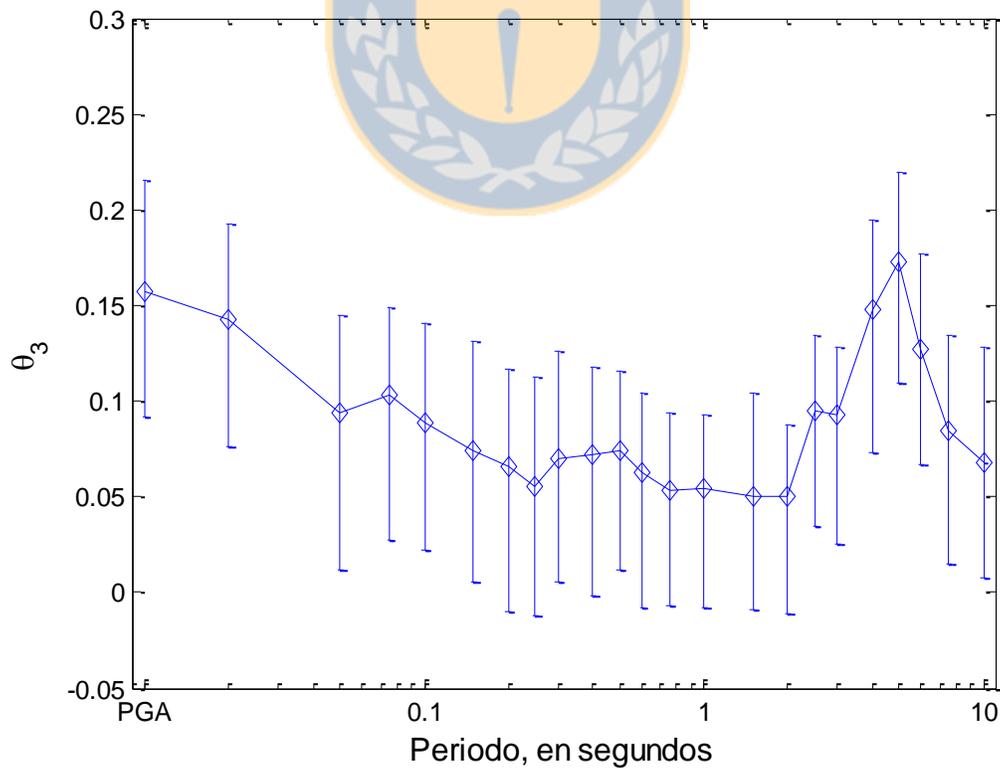


Figura A6.3 Variación del coeficiente θ_3 con respecto al periodo de análisis.

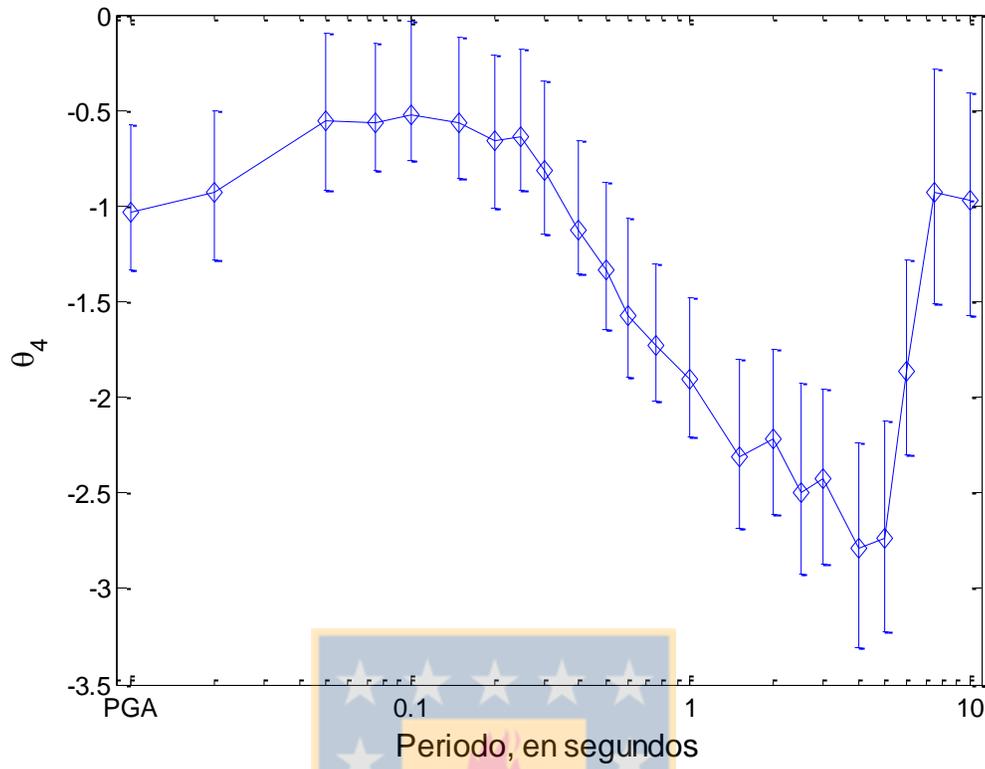


Figura A6.4 Variación del coeficiente θ_4 con respecto al periodo de análisis

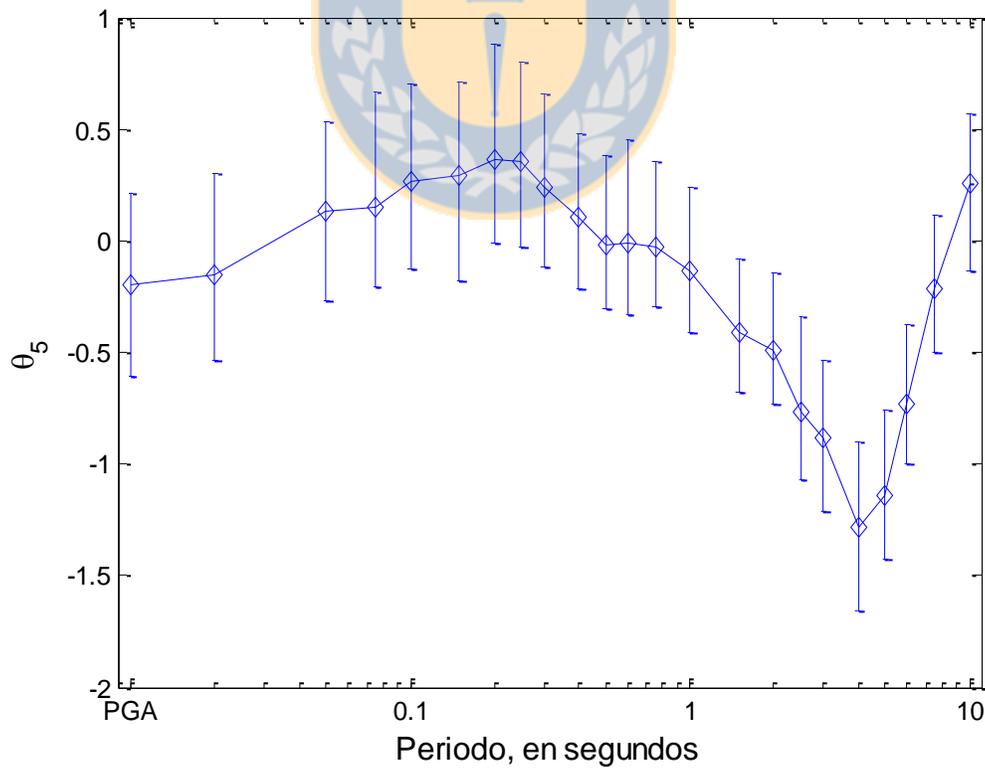


Figura A6.5 Variación del coeficiente θ_5 con respecto al periodo de análisis.

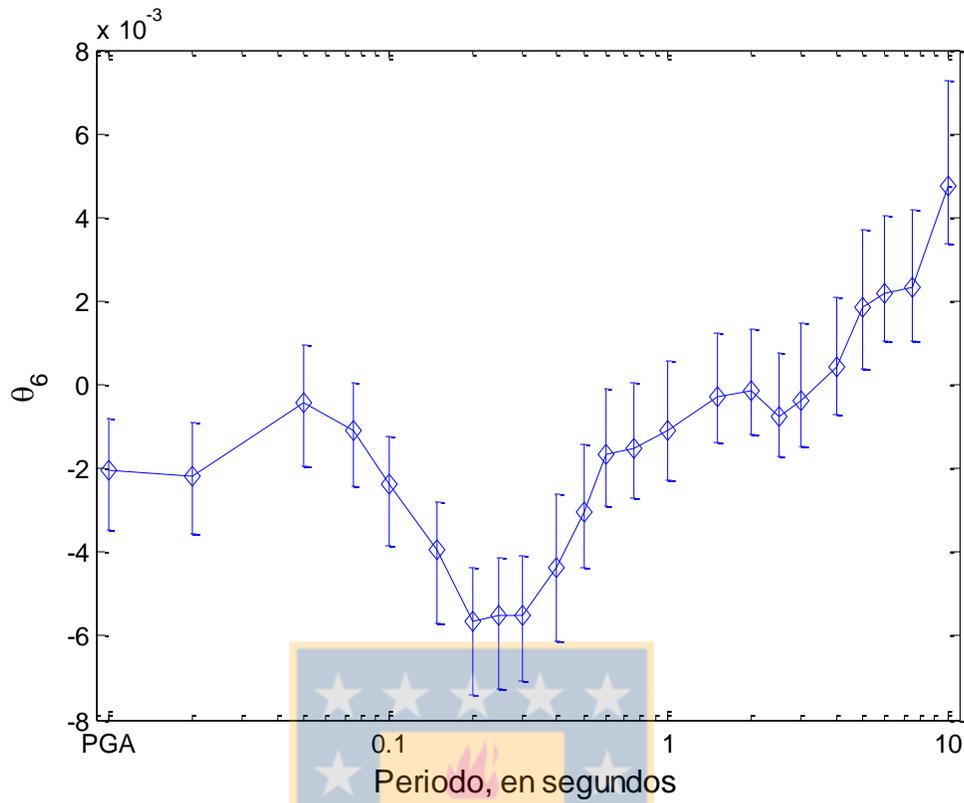


Figura A6.6 Variación del coeficiente θ_6 con respecto al periodo de análisis

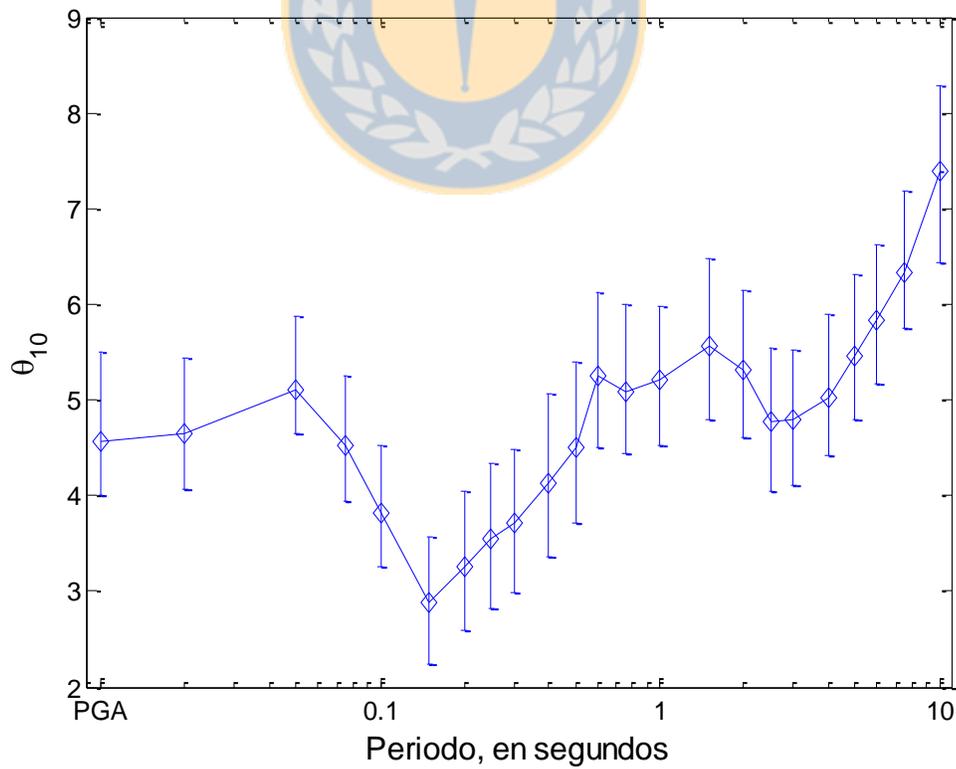


Figura A6.7 Variación del coeficiente θ_{10} con respecto al periodo de análisis.

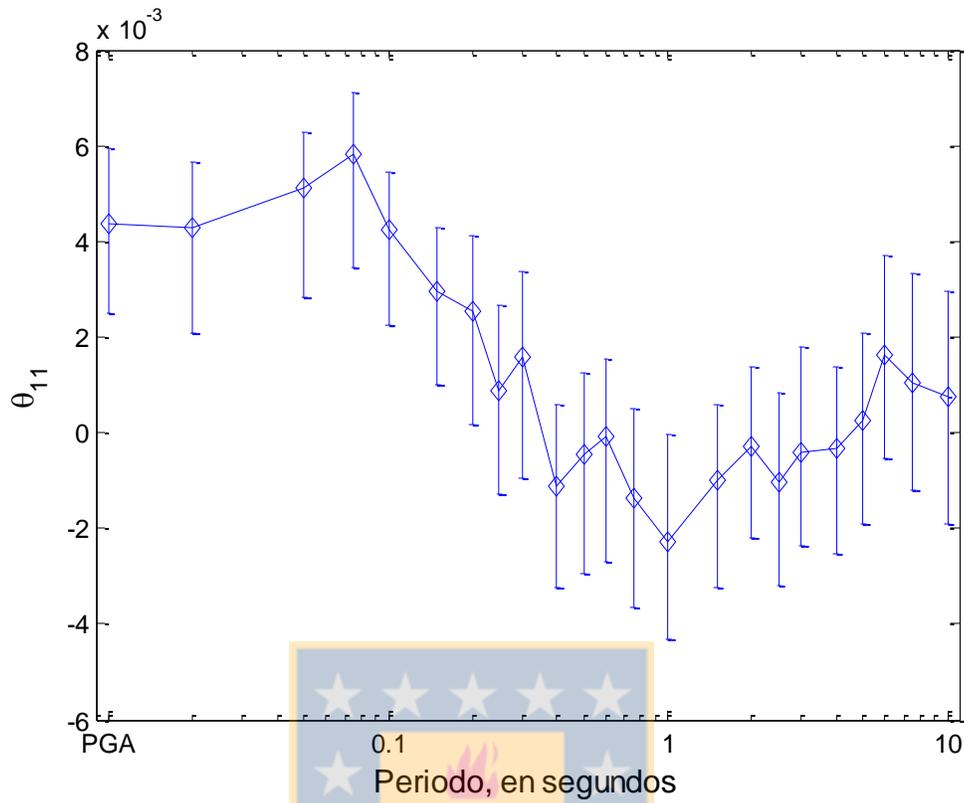


Figura A6.8 Variación del coeficiente θ_{11} con respecto al periodo de análisis

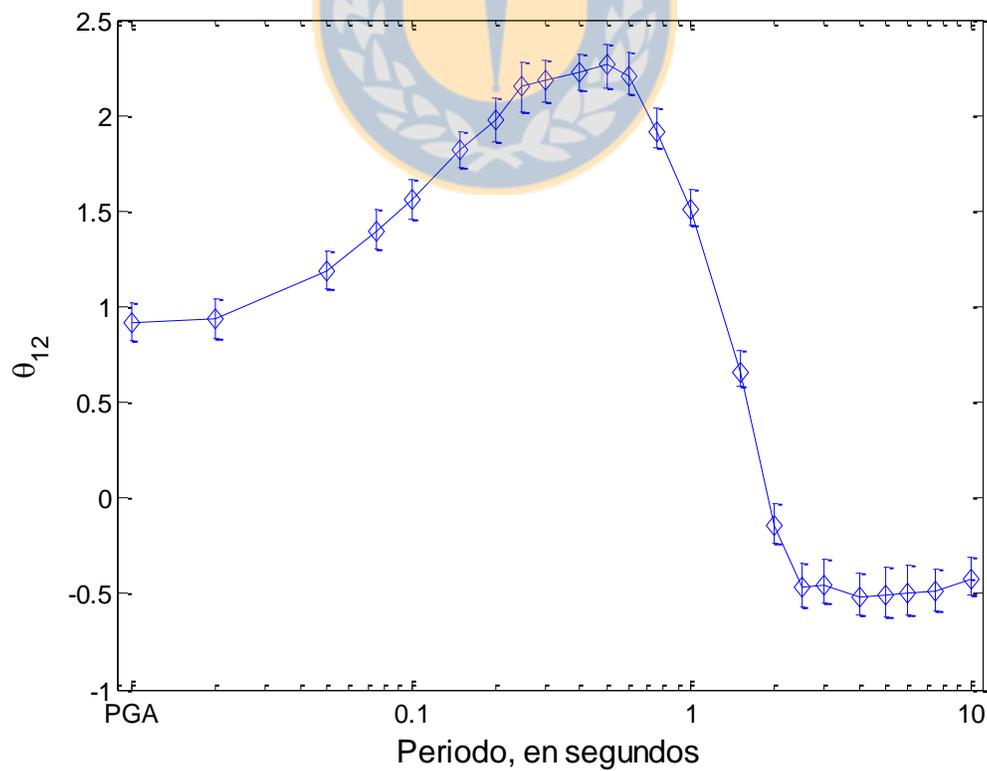


Figura A6.9 Variación del coeficiente θ_{12} con respecto al periodo de análisis.

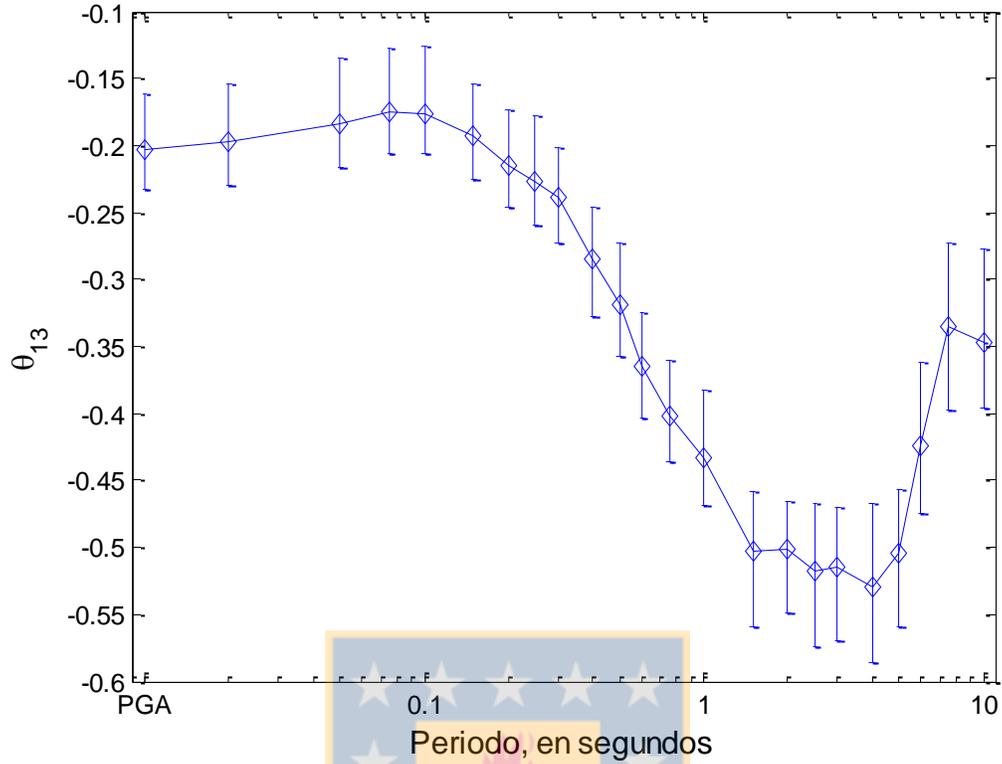


Figura A6.10 Variación del coeficiente θ_{13} con respecto al periodo de análisis

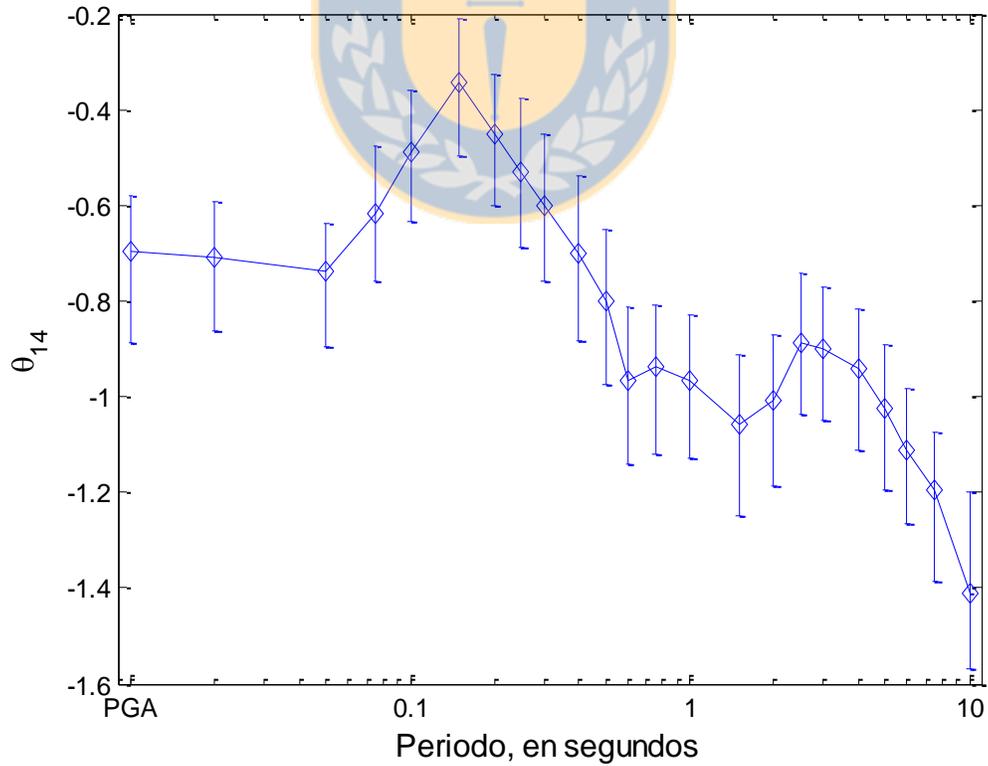


Figura A6.11 Variación del coeficiente θ_{14} con respecto al periodo de análisis.

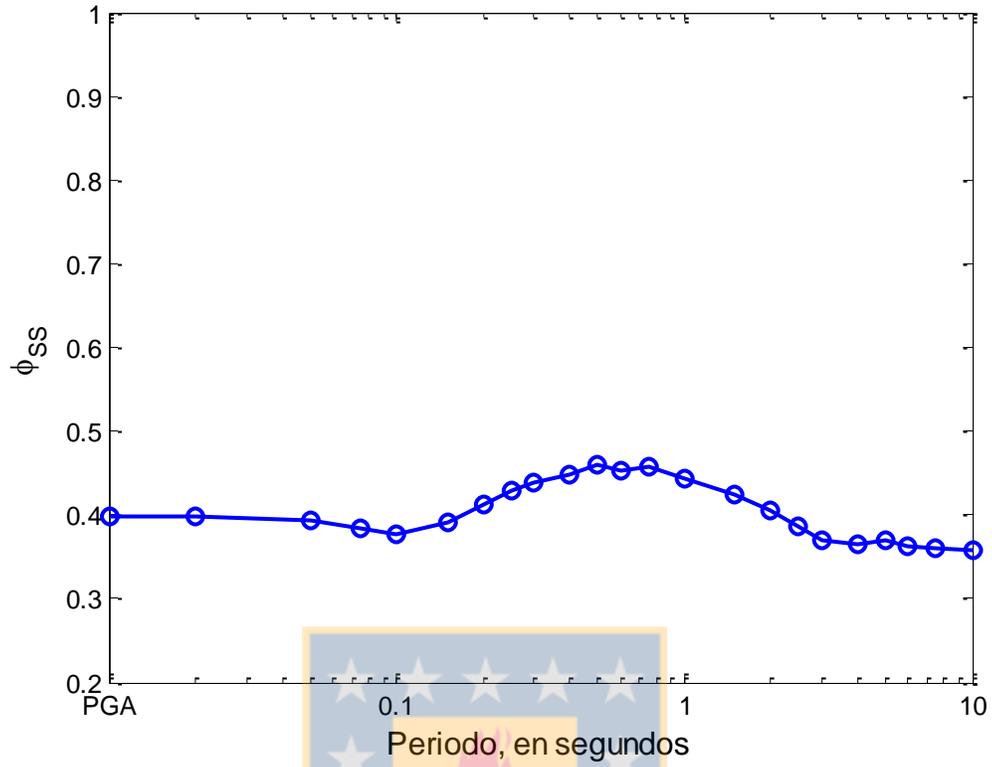


Figura A6.12 Variación de la desviación *single-station* ϕ_{SS} con respecto al periodo de análisis

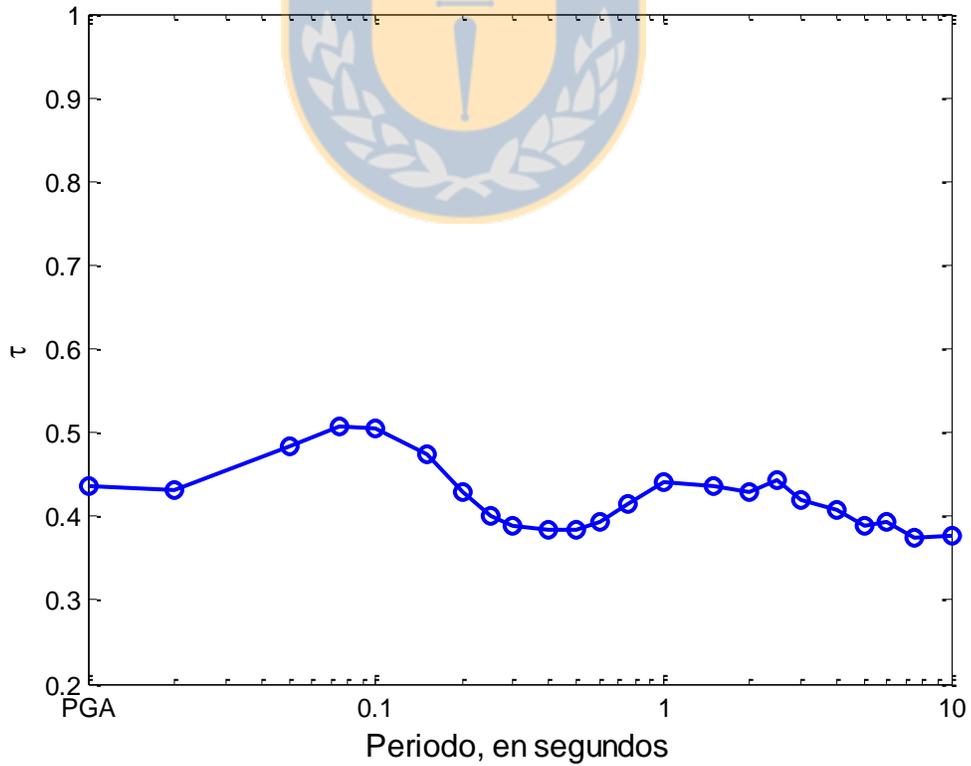


Figura A6.13 Variación de la desviación entre-eventos τ con respecto al periodo de análisis.

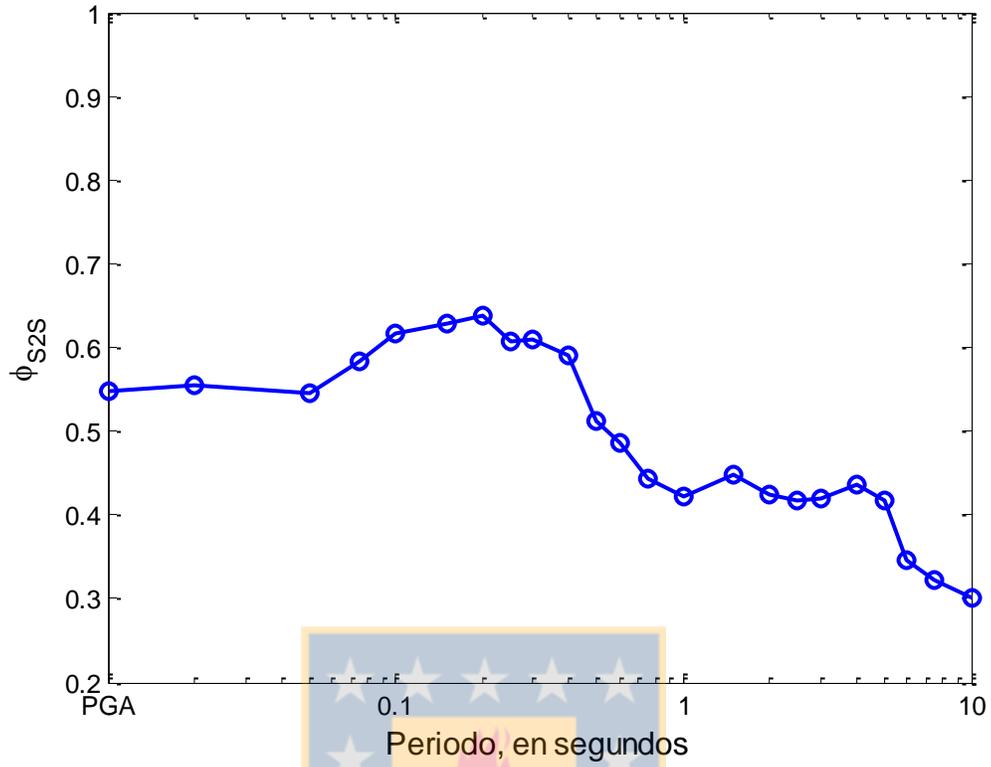


Figura A6.14 Variación de la desviación entre-sitios ϕ_{S2S} con respecto al periodo de análisis

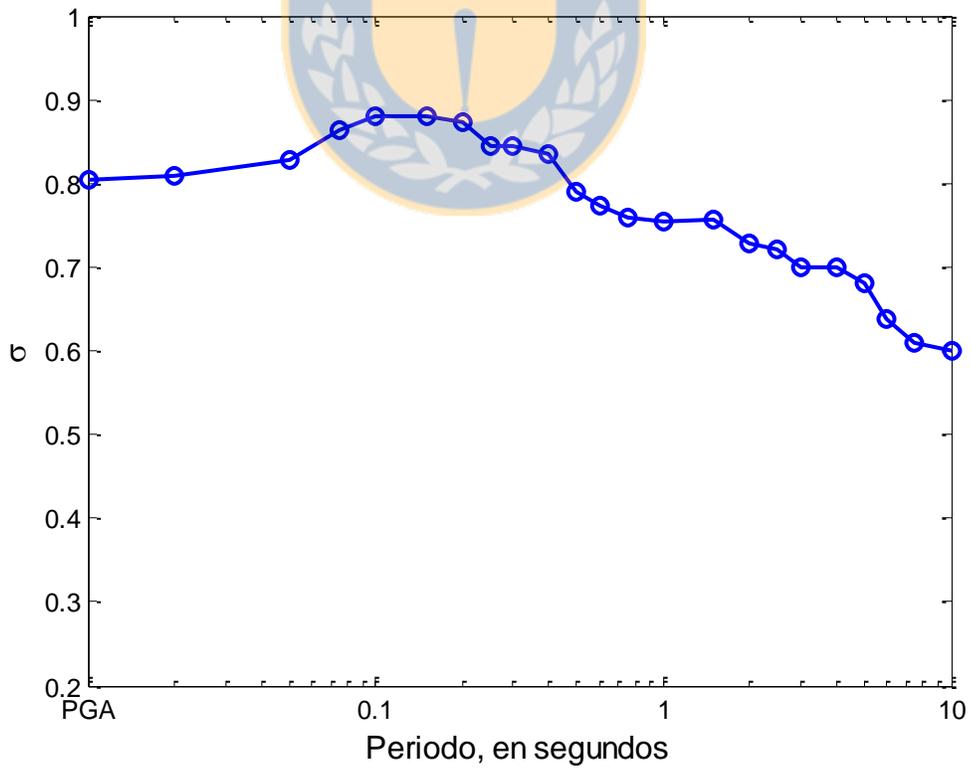


Figura A6.15 Variación de la desviación total del modelo σ con respecto al periodo de análisis.

ANEXO 7. Respuestas espectrales del modelo predictivo para diferentes simulaciones de terremotos

En la Figura A7.1 y Figura A7.2 se muestran las respuestas espectrales del modelo predictivo chileno comparando diferentes distancias entre la fuente y el sitio, para eventos interplaca e intraplaca, respectivamente. Por otro lado, en la y Figura A7.5 se muestran las respuestas espectrales modificando el valor de velocidad de onda de corte promedio en los 30 metros, segregados también por las respectivas sismogénesis.

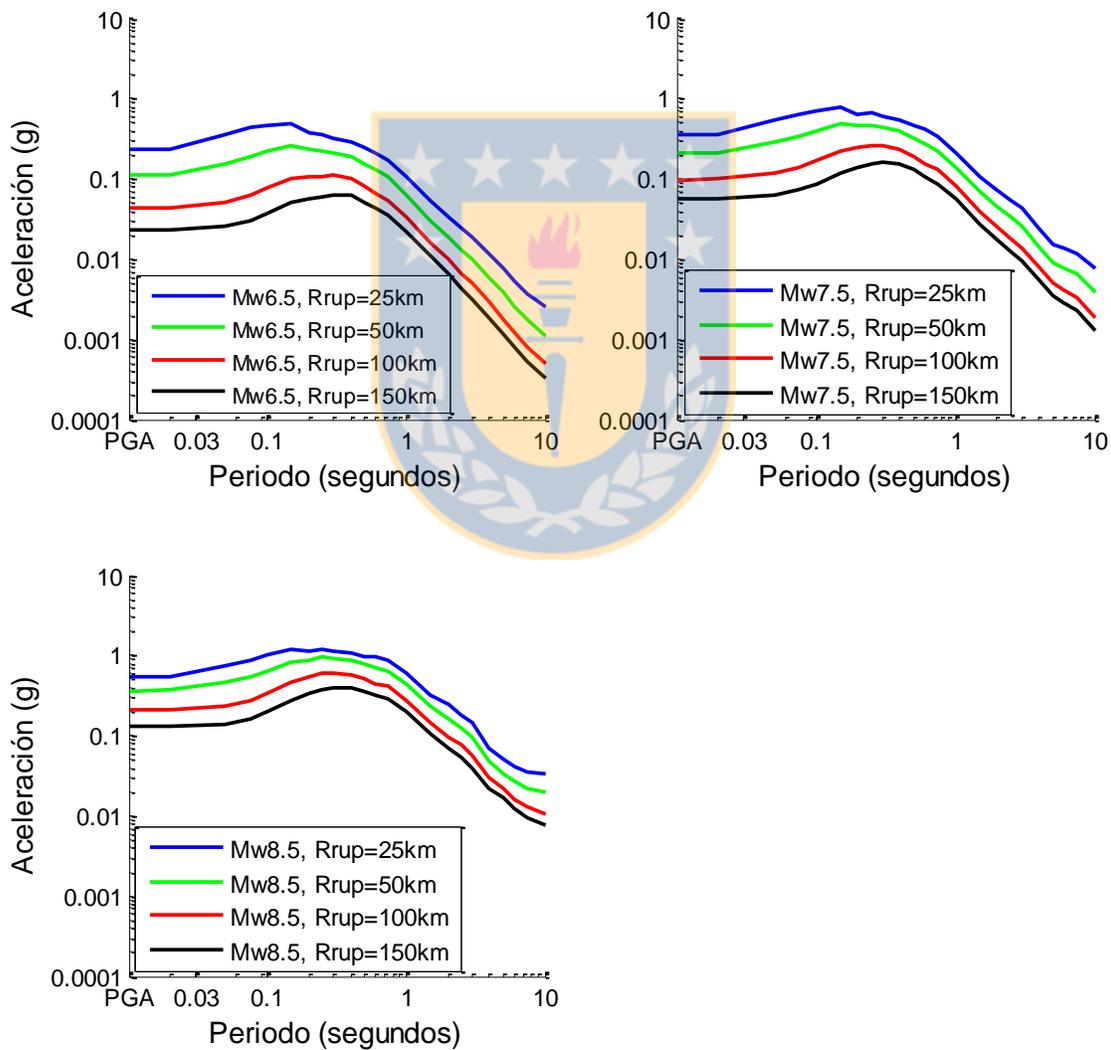


Figura A7.1 Aceleraciones espectrales para un evento interplaca y un $V_{s30} = 300$ m/s.

El análisis para las diferentes distancias fuente-sitio, muestran la idea inicial de la leyes de atenuación, es decir, que a mayor distancia ($R_{rup} = 150$ km y $R_{hyp} = 200$ km) las ondas sísmicas se atenuación al atravesar los distintos medios provocando intensidades sísmicas menores mediante el sitio se va alejando de la fuente. Indirectamente se aprecia una atenuación más rápida para los eventos intraplaca por sobre los interplaca, esto se reafirma con la

, en donde se comparan las curvas de un mismo sitio ($V_{s30} = 300$ m/s) y para un evento de igual magnitud ($M_w = 7.0$), pero con distinta sismogénesis.

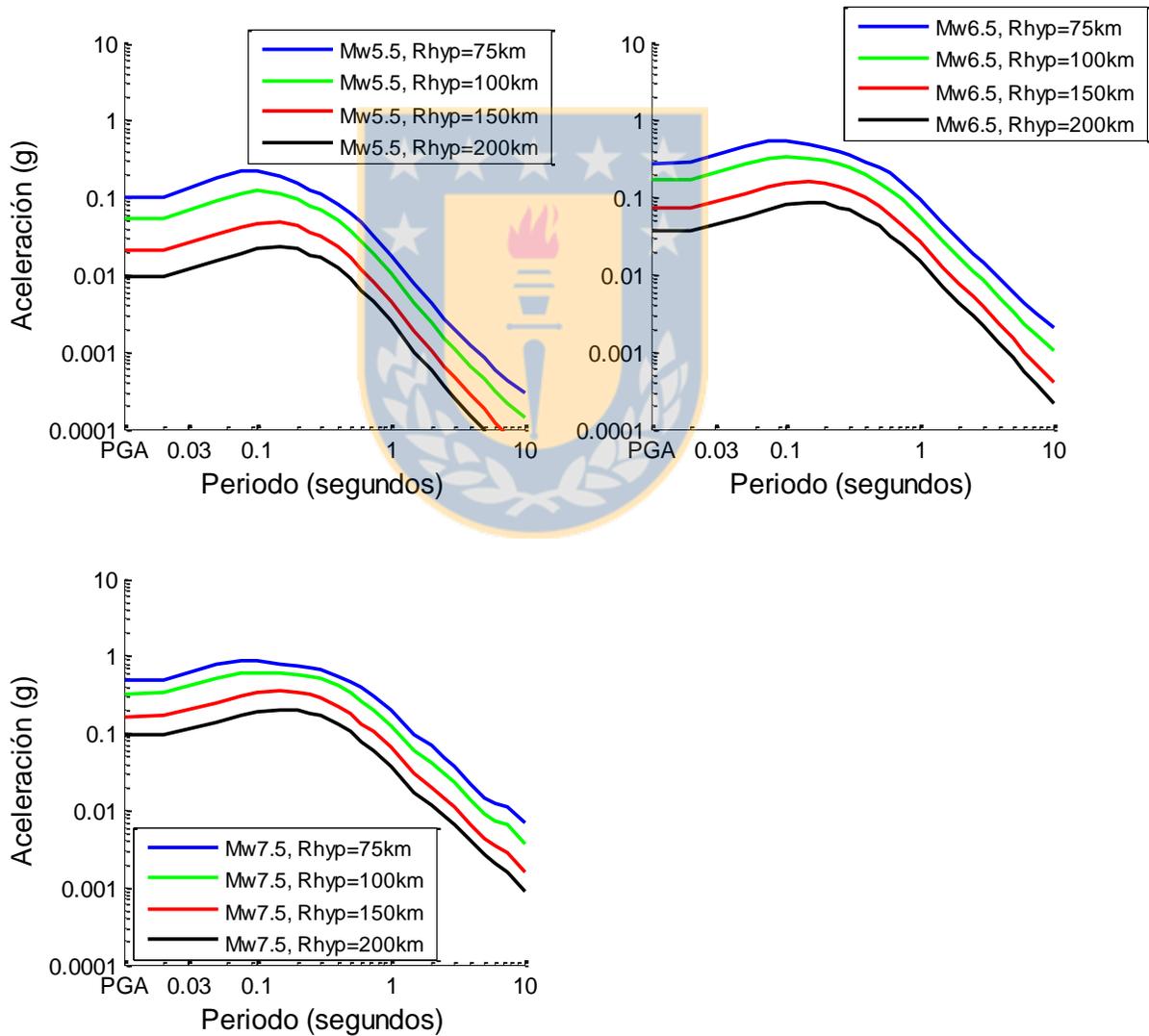


Figura A7.2 Aceleraciones espectrales para un evento intraplaca y un $V_{s30} = 300$ m/s.

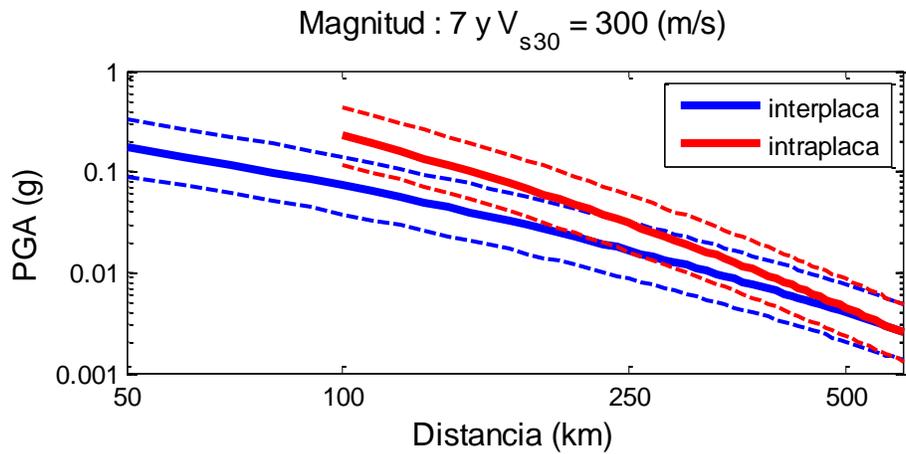


Figura A7.3 Comparación de eventos interplaca e intraplaca para un misma magnitud ($M_w 7.0$) y sitio ($V_{s30}=300$ m/s).

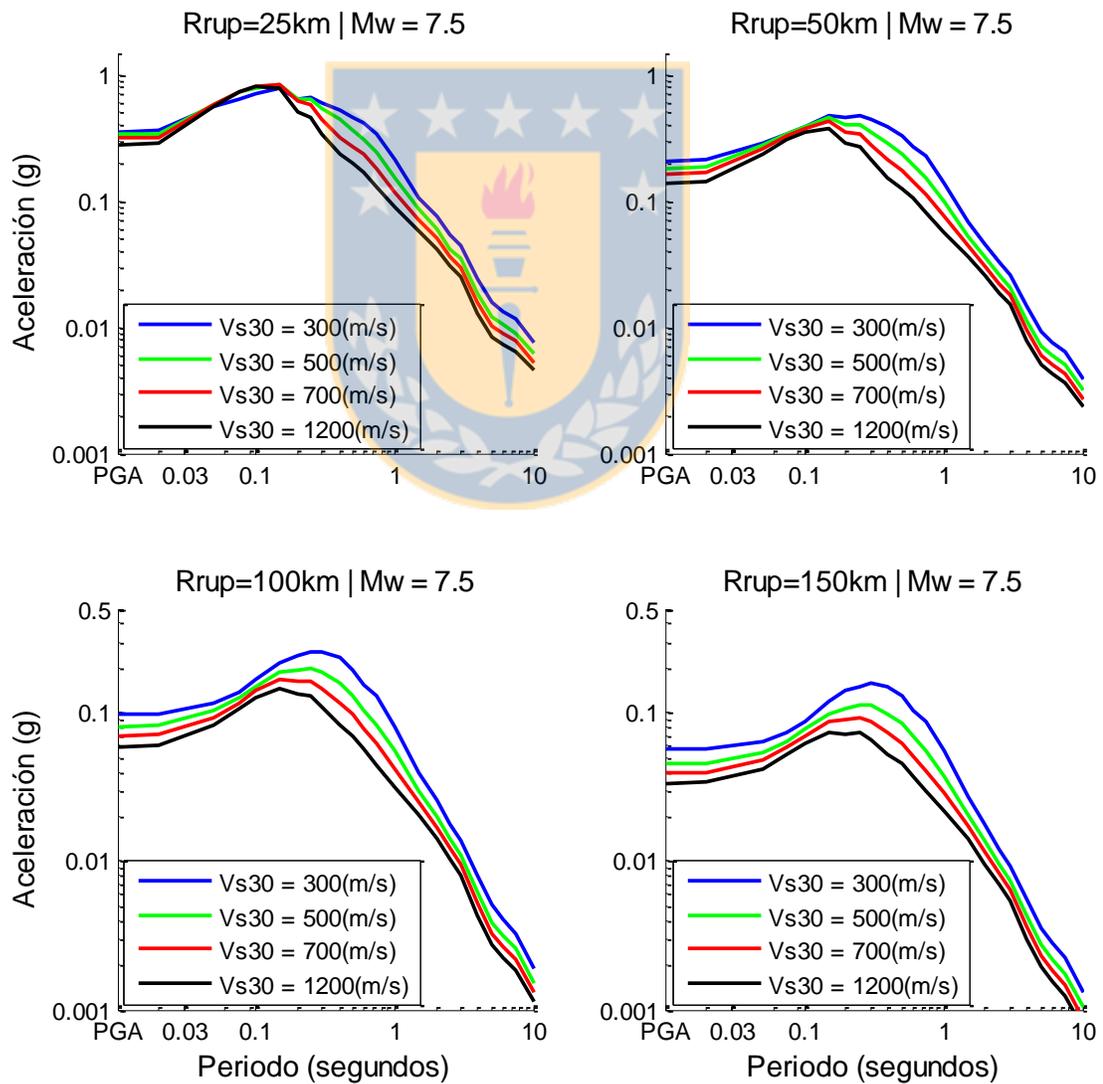


Figura A7.4 Aceleraciones espectrales para un evento interplaca y cuatro sitios con distintas velocidades de onda de corte promedio a los 30 metros; 300, 500, 700 y 1200 m/s.

En la Figura A7.4 y Figura A7.5, se compara para cuatro distintos sitios y se observa que para sitios menos rígidos, es decir, con V_{s30} más pequeños se generan intensidades más pequeñas y para sitios más rígidos (*e.g.* roca) las ondas sísmicas se atenúan más. La única situación anómala es para las aceleraciones espectrales asociadas a la banda de periodos de 0.05 hasta 0.2 segundos en los eventos de fuente cercana, esto debe ser probablemente a la saturación que se produce para los eventos de fuente cercana, generando intensidades similares para los cuatro sitios.

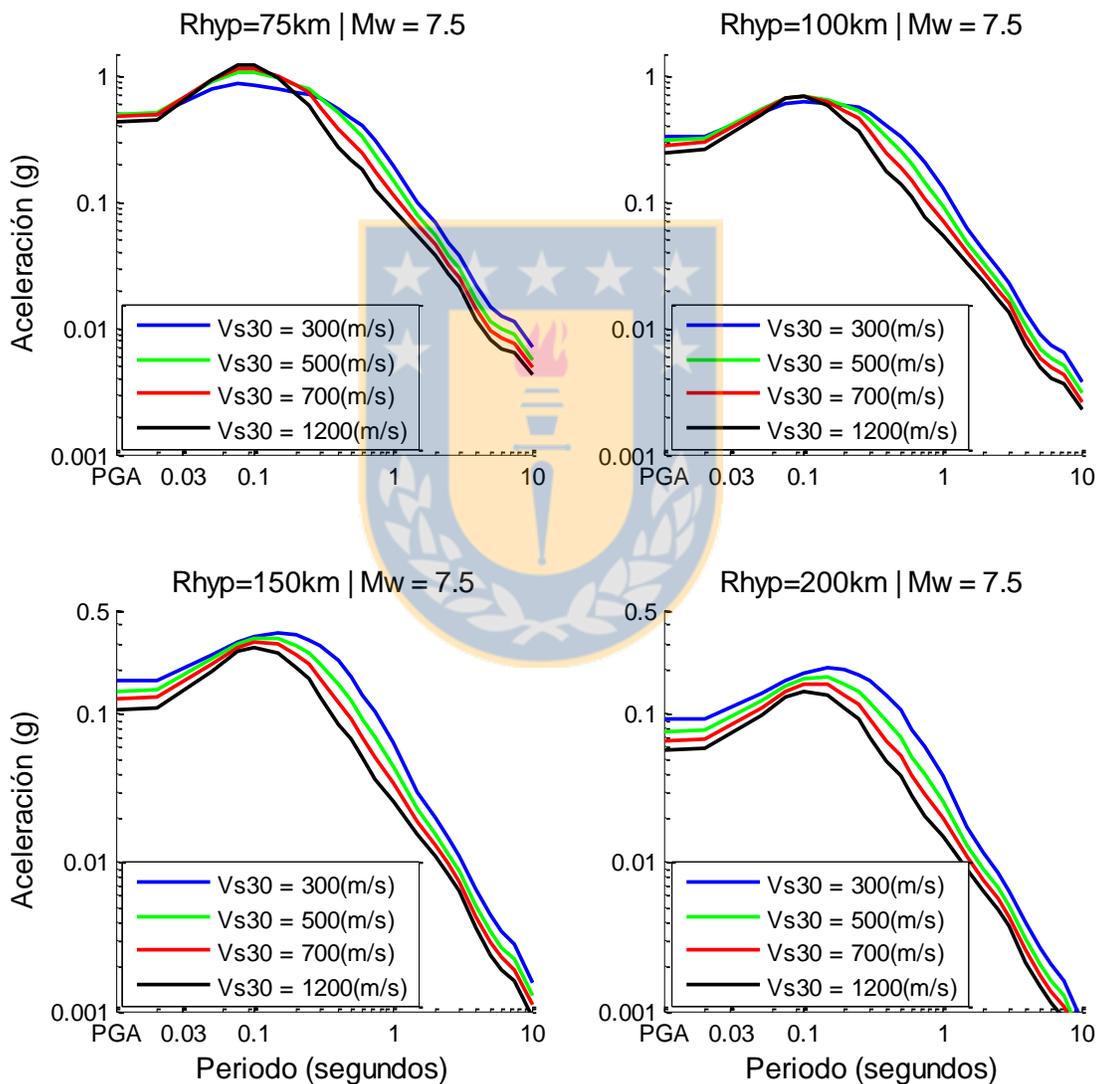


Figura A7.5 Aceleraciones espectrales para un evento intraplaca y cuatro sitios con distintas velocidades de onda de corte promedio a los 30 metros; 300, 500, 700 y 1200 m/s.

