

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



TESIS

**“SELECCIÓN DE LEYES DE ATENUACIÓN SÍSMICA DE
SUBDUCCIÓN PARA LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO
SÍSMICO EN EL PERÚ”**

PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO CIVIL

ELABORADO POR

OSMAR ALDAIR CHARCA MENDOZA

ASESOR

M.Sc. DENYS A. PARRA MURRUGARRA

LIMA - PERÚ

2019

© 2018, Universidad Nacional de Ingeniería. Todos los derechos reservados.

“El autor autoriza a la UNI a reproducir la tesis en su totalidad o en parte, con fines estrictamente académicos.”

osmar.charca.m@uni.pe

+51 932653881

DEDICATORIA

A mi madre, Julia, y a mi padre, Tadeo.

Por ser el pilar fundamental de mi educación y mis valores.

Porque la vida que me dieron, es la vida que les faltó.

El presente trabajo ha sido posible gracias a ellos.

AGRADECIMIENTOS

A toda mi familia, en especial a mis padres (Tadeo y Julia) y hermanas (Lí Chaska y Nardy) por la confianza depositada en mí, su apoyo incondicional y por el aliento para seguir con mis sueños.

Agradezco profundamente al MSc. Ing. Denys Parra Murrugarra, asesor de la tesis, por su apoyo en el desarrollo de la tesis, por las maravillosas oportunidades brindadas y por su entusiasmo en la enseñanza del curso de Dinámica de Suelos en la FIC-UNI. Su motivación fue determinante, en mi interés por investigar la geotecnia sísmica. Agradezco también, a la empresa Anddes Asociados SAC, el apoyo financiero brindado para el desarrollo de la tesis, es reconocido con gratitud.

Asimismo, me gustaría expresar mi más sinceras gracias al Ing. Carlos Gamarra Rivera, co-asesor de este trabajo, por su amistad, sus valiosos consejos y por compartir desinteresadamente su experiencia y conocimiento de la sismicidad en el Perú.

Agradecer también al Dr. Zenón Aguilar Bardales, por las enseñanzas impartidas en sus clases de peligro sísmico del Posgrado FIC-UNI.

Este trabajo no hubiera sido posible sin la disponibilidad pública de la información sísmica en la región, fomentada por las siguientes instituciones y/o redes acelerográficas: CISMID (FIC-UNI), CIP, Posgrado FIC-UNI, RENADIC (Universidad de Chile), CSN (Centro Sismológico Nacional, Chile) y USGS. Asimismo, agradezco la información brindada por el Laboratorio de Estructuras de la PUCP y el Departamento de Sismología del IGP.

A mi alma mater, la Universidad Nacional de Ingeniería, por la formación profesional brindada y por haber inculcado en mí el deseo de aportar, desde la ingeniería, al desarrollo del Perú.

A mis amigos de la facultad de ingeniería civil de la UNI: Jhonatan, Jorge, Joe Javier, Shirley, Anthony, Nau, Hairo, por los gratos momentos vividos y por el apoyo brindado durante cinco años inolvidables.

ÍNDICE

RESUMEN	5
ABSTRACT	7
PRÓLOGO	8
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABLAS	15
LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS	16
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	17
1.1 GENERALIDADES	17
1.2 PROBLEMÁTICA.....	17
1.3 OBJETIVOS.....	20
1.3.1 Objetivo general.....	20
1.3.2 Objetivos específicos	20
CAPÍTULO II: FUNDAMENTO TEÓRICO	21
2.1 DINÁMICA INTERNA DE LA TIERRA.....	21
2.1.1 Deriva continental	21
2.1.2 Teoría global de la tectónica de placas	23
2.2 TEORÍA DEL REBOTE ELÁSTICO	24
2.3 ONDAS SÍSMICAS	25
2.3.1 Ondas de cuerpo	25
2.3.2 Ondas de superficie	26
2.4 TAMAÑO DE LOS EVENTOS SÍSMICOS	27
2.4.1 Intensidad de un sismo	27
2.4.2 Magnitud de un sismo.....	28
2.5 TIPOS DE SISMOS	31
2.6 CARACTERIZACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL TERRENO	32

2.6.1 Registros sísmicos	32
2.6.2 Espectro de Fourier	33
2.6.3 Espectro de respuesta elástica	34
2.6.4 Leyes de atenuación sísmica	36
2.6.4.1 Magnitud del sismo	36
2.6.4.2 Distancia sito-fuente sísmica.....	37
2.6.4.3 Condiciones de sitio.....	38
2.6.4.4 Tipo de falla o mecanismo focal.....	39
2.6.4.5 Ambiente tectónico	39
CAPÍTULO III: BASE DE DATOS	41
3.1 INTRODUCCIÓN.....	41
3.2 DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS	43
3.3 UBICACIÓN Y MAGNITUDES.....	46
3.4 PROCESAMIENTO DE REGISTROS SÍSMICOS	47
3.4.1 Corrección de orden cero y ajuste de la línea base.....	48
3.4.2 Filtrado de frecuencias.....	49
3.4.2.1 Selección del filtro de pasa alta.....	49
3.4.2.2 Selección del filtro de pasa baja.....	52
3.4.3 Rango usable de los espectros de respuesta.....	53
3.5 DETERMINACIÓN DE LA SISMOGÉNESIS.....	54
3.6 DISTANCIA SITIO - FUENTE SÍSMICA.....	55
3.6.1 Dimensiones de la superficie de ruptura	55
3.6.2 Distancia a la superficie de ruptura	57
3.7 CLASIFICACIÓN DE SITIO DE ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS.....	58
CAPÍTULO IV: SELECCIÓN DE LEYES DE ATENUACIÓN	75
4.1 ESTADO DEL ARTE.....	75
4.1.1 Criterios de pre-selección	75

4.1.2 Métodos basados en datos	77
4.1.2.1 Scherbaum <i>et al.</i> (2009).....	79
4.1.2.2 Kale y Akkar (2013)	80
4.2 MODELOS DE ATENUACIÓN ANALIZADOS	82
4.2.1 Youngs <i>et al.</i> (1997).....	82
4.2.2 Atkinson y Boore (2003).....	83
4.2.3 McVerry <i>et al.</i> (2006)	86
4.2.4 Abrahamson <i>et al.</i> (2016).....	87
4.2.5 Zhao <i>et al.</i> (2016).....	90
4.2.6 Comparación de los modelos de atenuación.....	92
4.3 EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LEYES DE ATENUACIÓN	94
4.3.1 Registros tiempo historia requeridos	94
4.3.2 Modelos de atenuación de sismos de subducción interfase	95
4.3.3 Modelos de atenuación de sismos de subducción intraplaca	102
4.3.4 Discusión	106
4.4 PONDERACIÓN DE LAS LEYES DE ATENUACIÓN	108
CAPÍTULO V: EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PERÚ	111
5.1 ANTECEDENTES.....	111
5.2 FUNDAMENTOS PARA EL ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DEL PELIGRO SÍSMICO	112
5.3 FUENTES SISMOGÉNICAS.....	115
5.4 LEYES DE ATENUACIÓN SÍSMICA	121
5.5 ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO	123
5.6 RESULTADOS	126
5.7 DISCUSIÓN.....	136
5.8 PONDERACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN	137
CONCLUSIONES.....	142

RECOMENDACIONES.....	148
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	149
ANEXOS	161

RESUMEN

La evaluación del peligro sísmico es de las principales herramientas para la mitigación de desastres en el Perú. En la evaluación del peligro sísmico, el factor que introduce mayor variabilidad en los resultados finales es la selección de la ley de atenuación utilizada en el análisis (Bommer 2005; Toro, 2006). Existen dos leyes de atenuación derivadas de registros sísmicos peruanos (Casaverde y Vargas, 1980 y Chávez *et al.*, 2009), sin embargo, estas presentan limitaciones, como la insuficiente cantidad de registros sísmicos usados en su desarrollo, así como el hecho que solo presentan resultados para suelos tipo C (IBC, 2015). Así pues, estos dos modelos, no reúnen condiciones para ser utilizadas en un análisis de peligro sísmico moderno según los criterios de preselección de Cotton (2006). Debido al desempeño limitado de las leyes de atenuación derivadas de datos locales y al gran impacto de las leyes de atenuación en la evaluación del peligro sísmico, se ha vuelto práctica común en el Perú la adopción de leyes de atenuación de otras regiones como Japón, Nueva Zelanda, Chile, entre otras. Sin embargo, hasta la fecha, no existe un respaldo técnico sobre qué ley de atenuación existente en la literatura es la más apropiada para su uso en el Perú. Este trabajo investiga la aplicabilidad de leyes de atenuación extranjeras derivadas de datos globales y regionales a la zona de subducción del Perú. Para este fin, se compila una base de datos de 485 registros sísmicos asociados a 118 sismos de subducción ocurridos en el Perú y en el norte de Chile, entre 1966 y 2015 con magnitudes que varían entre 5.0 a 8.4 M_w . La evaluación del ajuste de las leyes de atenuación a los datos compilados se realiza mediante el método de log-verosimilitud promedio (LLH) de Scherbaum *et al.* (2009). Los resultados muestran que el periodo, la magnitud del sismo y la sismogénesis del evento son parámetros que afectan significativamente el ajuste de las leyes de atenuación a los datos observados. Esto sugiere que la selección y ponderación de las leyes de atenuación depende del tipo de estructura para la cual se realiza el estudio de peligro sísmico y del tipo de sismo asociado a cada fuente sismogénica (subducción interfase o intraplaca). Por otro lado, para sismos de interfase los modelos de Youngs *et al.* (1997) y Zhao *et al.* (2016b) son los que mejor ajuste presentan para todo el rango de periodos, mientras que el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) presenta un buen desempeño para periodos mayores a 1.0 s. En el caso de sismos de intraplaca, el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) muestra el mejor ajuste a los datos compilados, seguido del modelo de Zhao *et al.* (2016c).

Luego se evalúa el peligro sísmico en el Perú para 475 años de periodo de retorno en condiciones de roca, sobre la base de las leyes de atenuación seleccionadas y las ponderaciones recomendadas. Se elabora mapas de isoaceleraciones espectrales en condiciones de roca (suelo tipo B, IBC 2015) para 475 años de periodo de retorno, correspondientes a la máxima aceleración del terreno (PGA) y a periodos estructurales de 0.2 s y 1.0 s. Los resultados se comparan con los factores de zona propuestos por la norma técnica peruana de diseño sismorresistente E.030-2016. Finalmente se propone que las ponderaciones encontradas para sismos de subducción intraplaca, sean utilizadas para sismos de subducción interfase, sin que esto afecte de manera significativa los resultados obtenidos.

ABSTRACT

The seismic hazard assessment is an important tool for disaster mitigation in Peru. The selection of ground motion prediction equations (GMPEs) tends to exert a greater influence on the final results of seismic hazard calculations. Two GMPEs exist that are derived from local data (Casaverde and Vargas, 1980; Chávez et al., 2009), however, these models have some limitations, such as the few records used in their development and the fact they only give results for site class C (IBC, 2015). Therefore do not meet the quality criteria required for use in modern seismic hazard analysis according to preselection criteria of Cotton et al. (2006). Because of the limited performance of local GMPEs, it has been common practice in Peru to adopt foreign GMPEs from other regions such as Chile, Japan, New Zealand or global data derived GMPEs, however, there is not a clear support about which GMPE is more appropriate for Peruvian subduction zone. This study, investigates the applicability of foreign GMPEs derived from regional and global data to the Peruvian subduction-zone. To that end, it was compiled a database of subduction-zone strong-motion records, which consists of 485 triaxial ground-motion records from 118 subduction-type events with moment magnitudes ranging from 5.0 to 8.4, recorded in Peru and northern Chile, between 1966 and 2015. The average "log-likelihood" method (LLH) of Scherbaum et al. (2009) has been applied to assess the goodness of fit of different GMPEs to the data. Results suggest that fit between the observations and predictions vary significantly across spectral periods, magnitude and the type of event. This behavior suggests that the selection and weighting of these GMPEs depends on the structure for which the seismic hazard analysis is being done and the type of event linked to each seismic source. On the other hand, the Youngs et al. (1997) and Zhao et al. (2016b) interface models have the best performance for all spectral periods, meanwhile the Abrahamson et al. (2016) model shows a good fit for periods greater than 1.00 s. For intraslab events, the Abrahamson et al. (2016) model shows the best fit to the data followed by the Zhao et al. (2016c) model. Then, the seismic hazard in Peru was assessed in rock conditions for 475 years of return period for PGA and spectral periods of 0.20 s and 1.00 s. Results are compared with the factor zones published by the Peruvian Code of Seismic Design E.030-2016. Finally, this research proposes that the weighting found for intraslab subduction events may be used for interface subduction events, without affecting in a significant manner the obtained results.

PRÓLOGO

Pocos estudios han sido realizados referentes a la selección de leyes de atenuación sísmica en Sudamérica. De hecho, en el Perú no existen investigaciones relacionadas con este tema, en consecuencia, se ha vuelto práctica común utilizar modelos de atenuación derivados de otras regiones sin evaluar cuantitativamente el ajuste de estos modelos a registros sísmicos obtenidos en nuestro país o en países vecinos con similares entornos sísmicos.

En esta tesis se investiga que modelos de atenuación son los que mejor se ajustan a los registros sísmicos obtenidos en el Perú y el norte de Chile mediante la metodología de log-verosimilitud promedio de Scherbaum *et al.* (2009). Se evalúan cinco leyes de atenuación para sismos de subducción: Youngs *et al.* (1997), Atkinson y Boore (2003), McVerry (2006), Abrahamson *et al.* (2016) y Zhao *et al.* (2016b, c). Los resultados indican que los modelos que muestran mejor ajuste a los datos compilados son los propuestos por Abrahamson *et al.* (2016), Zhao *et al.* (2016b, c) y Youngs *et al.* (1997). Se recomiendan ponderaciones para estos modelos con base en la metodología de Scherbaum *et al.* (2009), asimismo, a partir de las ponderaciones recomendadas se elaboran mapas de isoaceleraciones espectrales en roca para 475 años de periodo de retorno y se comparan con los factores de zona de la norma de diseño sismorresistente E.030-2016.

La constante publicación de nuevas leyes de atenuación sísmica, continuarán incentivando la realización de estudios de la selección de leyes de atenuación sísmica, los cuales encontrarán en esta investigación un buen punto de partida y un aporte muy importante.

M.Sc. Denys Parra Murrugarra

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Esquema de la fragmentación de Pangea en 200 millones de años. Fuente: Tarbuck y Lutgens (2005).....	21
Figura 2.2 Esquema de la expansión de los fondos oceánicos. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)	22
Figura 2.3 Mecanismo de subducción. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)	23
Figura 2.4 Corrientes de convección en el manto. Fuente: Kramer (1996).....	24
Figura 2.5 Esquema de la teoría del rebote elástico. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014).....	25
Figura 2.6 Propagación de las ondas de cuerpo a través de un medio sólido. a) Ondas P. b) Ondas S. Fuente: Bolt (2001).....	26
Figura 2.7 Propagación de ondas de superficie. a) Ondas Love. b) Ondas Rayleigh. Fuente: Bolt (2001)	27
Figura 2.8 Mapa de isosistas del terremoto de Atico del 2001 (8.4 M_w). La estrella indica el epicentro. Fuente: Tavera <i>et al.</i> (2002).....	28
Figura 2.9 Comparación de la escala de magnitud de momento contra otras escalas de magnitud-. Fuente: Bolt (2001).....	30
Figura 2.10 Tipos de sismos en el Perú. a) Sismos intraplaca oceánica b) Sismos interfase c) Sismos intraplaca d) Sismos corticales.	31
Figura 2.11 Representación esquemática del espectro de respuesta. Fuente: Kramer (1996)	35
Figura 2.12 Acelerogramas y espectros de respuesta de diferentes sismos. a y c Espectro de respuesta y acelerograma del sismo de Atico 8.4 M_w registrado en Moquegua (estación MOQ-003, red acelerográfica del CISMID). b y d Espectro de respuesta y acelerograma del sismo de Pisco 8.0 M_w registrado en Ica (estación ICA-001, red acelerográfica del CISMID).....	36
Figura 2.13 Definición de los tipos de distancias utilizadas en sismicidad. Fuente: Boore (2014).....	38

Figura 2.14 Microzonificación sísmica de Iquique y aceleraciones máximas en el terreno registrados en el terremoto de Iquique del 1 de abril del 2014 (8.1 M_w). Fuente: Becerra <i>et al.</i> (2015)	39
Figura 3.1 Ubicación de las estaciones acelerográficas en el Perú utilizadas en este estudio. Fuente: elaboración propia	44
Figura 3.2 Ubicación de las estaciones acelerográficas en el norte de Chile utilizadas en este estudio. Fuente: elaboración propia	45
Figura 3.3 Distribución de la base de datos en términos de magnitud, profundidad del foco, distancia a la superficie de ruptura y clasificación de sitio según IBC (2015). Fuente: elaboración propia	46
Figura 3.4 Diagrama de flujo del procesamiento de registros sísmicos	48
Figura 3.5 Selección de filtro de esquina de pasa alta usando el criterio de la relación señal/ruido mayor a 2, en la izquierda se muestra las series de tiempo de aceleraciones señalando la memoria pre-evento y en la derecha la comparación de los espectros de Fourier del registro y del ruido multiplicado por 3. En la parte superior de cada gráfica se indica la fecha y la magnitud del sismo, la red acelerográfica, el código de la estación y la componente del registro sísmico... 51	51
Figura 3.6 Selección de frecuencias de esquina de pasa alta mediante el criterio de la caída del espectro de Fourier a frecuencias bajas proporcional a f^2 . En la parte superior de cada gráfica se indica la fecha y la magnitud del sismo, la red acelerográfica, el código de la estación y la componente del registro sísmico... 52	52
Figura 3.7 Selección del filtro de esquina de pasa baja basado en el criterio de Douglas y Boore (2011). En las figuras a y c se muestra los acelerogramas indicando el tiempo de la memoria pre-evento usado para el modelo del ruido. En las figuras b y d se muestra la comparación del espectro de amplitudes de Fourier (FAS) del registro y el FAS ruido (corregido por duración). En la parte superior de cada gráfica se indica la fecha y la magnitud del sismo, la red acelerográfica, el código de la estación y la componente del registro sísmico..... 53	53
Figura 3.8 Ejemplos de diferentes mecanismos focales. a) Falla transcurrente. b) Falla normal c) Falla inversa. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)	55

- Figura 3.9** Modelo de falla finita del terremoto de Pisco 2007 (8.0 M_w). a) Vista en planta de los desplazamientos. La localización del hipocentro se indica con la estrella. Notar que el modelo está compuesto por tres segmentos de falla, con tres buzamientos diferentes. b) Distribución de los desplazamientos (“slips”). Las flechas indican la dirección del movimiento relativo entre el “hanging wall” y el “foot wall”. Las líneas entrecortadas indican la iniciación de la ruptura en segundos. Fuente: NEIC-USGS..... 57
- Figura 3.10** Cocientes espectrales H/V de las estaciones acelerográficas de la red del CISMID ubicadas en la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). La línea de color negro indica la media geométrica..... 64
- Figura 3.11** Cocientes espectrales H/V de las estaciones MAY (Mayorazgo), NNA (Ñaña) y MLL (Mollendo). La línea gruesa color negro indica la media geométrica. Los cocientes espectrales H/V de forma plana con amplitudes menores a 2 se asocian a suelos rígidos o afloramientos rocosos..... 65
- Figura 4.1** Distribuciones de los modelos m1, m2, m3 y de los datos observados. Los valores LLH de cada modelo se indican en la esquina superior izquierda. Fuente: elaboración propia 80
- Figura 4.2** Comparación de los modelos de atenuación analizados para *sismos interfase* con magnitudes de 6.0 M_w y 8.0 M_w . Se asume una profundidad del foco de 30 km. Las gráficas se muestran para una condición de roca (definido por cada modelo) 93
- Figura 4.3** Comparación de los modelos de atenuación analizados para *sismos intraplaca* con magnitudes de 6.0 M_w y 8.0 M_w . Se asume una profundidad del foco de 80 km. Las gráficas se muestran para una condición de roca (definido por cada modelo). Fuente: elaboración propia..... 94
- Figura 4.4** Evaluación de la estabilidad del parámetro LLH variando el número de datos. a. Distribuciones de probabilidad evaluadas. La distribución m1 representa al mismo tiempo la distribución original y el modelo m1. b. Dependencia del parámetro LLH con el número de datos. Fuente: elaboración propia..... 95
- Figura 4.5** Variación de los parámetros LLH y EDR de acuerdo al periodo evaluado y según cada ley de atenuación analizada. Los registros usados en el análisis corresponden a sismos de interfase. Fuente: elaboración propia..... 96

Figura 4.6 Distribución de los residuos normalizados y sus valores LH asociados para periodos de 0s (PGA) y 1s. Los datos analizados corresponden a la base de datos *completa*. Se muestra también la distribución normal estándar (línea continua color rojo) y la distribución ajustada a los residuos (línea entrecortada color negro). Fuente: elaboración propia 98

Figura 4.7 Variación del parámetro LLH para diferentes leyes de atenuación de interfase considerando el efecto las magnitudes. Fuente: elaboración propia.... 99

Figura 4.8 Variación de los parámetros LLH y EDR de acuerdo al periodo evaluado y según cada ley de atenuación analizada. Los registros usados en el análisis corresponden a sismos de interfase que encuentran dentro del rango de aplicación de cada ley de atenuación. Fuente: elaboración propia 100

Figura 4.9 Distribución de los residuos normalizados y sus valores LH asociados para periodos de 0s (PGA) y 1s. Los datos analizados corresponden a la base de datos *restringida*. Se muestra también la distribución normal estándar (línea continua color rojo) y la distribución ajustada a los residuos (línea entrecortada color negro). Fuente: elaboración propia 101

Figura 4.10 Valores de LLH para registros de sismos de interfase y según tipo de suelo. Fuente: elaboración propia..... 102

Figura 4.11 Variación de los parámetros LLH y EDR de acuerdo al periodo evaluado y según cada ley de atenuación analizada. Los registros usados en el análisis corresponden a sismos de intraplaca. Fuente: elaboración propia..... 103

Figura 4.12 Distribución de los residuos normalizados y sus valores LH asociados para periodos de 0.00 s (PGA) y 2.00 s. Los datos analizados corresponden a la base de datos *completa*. Se muestra también la distribución normal estándar (línea continua color rojo) y la distribución ajustada a los residuos (línea color negro). Fuente: elaboración propia 104

Figura 4.13 Variación del parámetro LLH para diferentes leyes de atenuación de intraplaca considerando el efecto las magnitudes..... 105

Figura 4.14 Valores LLH para registros de sismos de intraplaca y según tipo de suelo. Fuente: elaboración propia 106

Figura 4.15 Ponderación de las leyes de atenuación seleccionadas para suelos tipo B y C, según el tipo de sismo de subducción. Fuente: elaboración propia 109

Figura 4.16 Valores de ponderación homogenizados en todo el rango de periodos, para cada las ley de atenuación seleccionada, para suelos tipo B y C (IBC, 2015).
 110

Figura 5.1 Esquema de los pasos para un análisis probabilístico del peligro sísmico. Fuente: Kramer (1996)..... 114

Figura 5.2 Fuentes sismogénicas de subducción interfase e intraplaca usadas en este estudio. Fuente: Gamarra (2009) 120

Figura 5.3 Fuentes sismogénicas de corteza superficial usada en este estudio. Fuente: Gamarra (2009). 121

Figura 5.4 Esquema del árbol lógico usado en la evaluación del peligro sísmico para suelos tipo B (IBC, 2015). Fuente: elaboración propia. 125

Figura 5.5 Esquema del árbol lógico usado en la evaluación del peligro sísmico para suelos tipo B (IBC, 2015) en la zona costera de Tumbes y Piura. Fuente: elaboración propia. 125

Figura 5.6 Mapa de peligro sísmico de Perú, en condiciones de roca (suelo tipo B) para un periodo de retorno de 475 años y periodo estructural de 0.00 s (PGA). Fuente: elaboración propia 128

Figura 5.7 Mapa de peligro sísmico de Perú, en condiciones de roca (suelo tipo B) para un periodo de retorno de 475 años y periodo estructural de 0.20 s. Fuente: elaboración propia 129

Figura 5.8 Mapa de peligro sísmico de Perú, en condiciones de roca (suelo tipo B) para un periodo de retorno de 475 años y periodo estructural de 1.00 s. Fuente: elaboración propia 130

Figura 5.9 Curvas de peligro sísmico de ocho ciudades del Perú, en condiciones de roca para periodos de PGA, 0.20 s y 1.00 s. Fuente: elaboración propia.... 131

Figura 5.10 Espectros de Peligro Uniforme en suelo tipo B (IBC, 2015) de ocho ciudades del Perú para diferentes periodos de retorno. Fuente: elaboración propia.
 132

Figura 5.11 Contribución porcentual de los sismos de subducción interfase en relación al peligro sísmico total. Fuente: elaboración propia	133
Figura 5.12 Contribución porcentual de los sismos de subducción intraplaca en relación al peligro sísmico total. Fuente: elaboración propia	134
Figura 5.13 Contribución porcentual de los sismos de corteza superficial en relación al peligro sísmico total. Fuente: elaboración propia	135
Figura 5.14 Comparación de los valores de PGA con los factores de zona propuestas por la Norma Técnica Peruana de Diseño Sismorresistente E.030. Fuente: elaboración propia	139
Figura 5.15 Comparación de espectros de peligro uniforme con diferentes ponderaciones, para las ciudades de Lima y Puno, para dos periodos de retorno y en condiciones de roca (suelo tipo B). Fuente: elaboración propia.....	140
Figura 5.16 Esquema de árbol lógico P2. Se reemplaza los pesos de las leyes de atenuación para sismos de subducción interfase por las de intraplaca. Fuente: elaboración propia	141

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1 Clasificación de sitio IBC (2015).....	59
Tabla 3.2 Clasificación de sitio usada por Zhao <i>et al.</i> (2016a), Zhao <i>et al.</i> (2016b) y Zhao <i>et al.</i> (2016c).....	59
Tabla 3.3 Clasificación de sitio usada por McVerry <i>et al.</i> (2006).....	60
Tabla 3.4 Máxima profundidad del tipo de suelo C (McVerry <i>et al.</i> 2006).....	60
Tabla 3.5 Clasificación de sitio propuesta por Di Alessandro <i>et al.</i> (2012).....	61
Tabla 3.6 Resumen de la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas ubicadas en Perú. Fuente: elaboración propia.....	66
Tabla 3.7 Resumen de la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas ubicadas en el norte de Chile.....	71
Tabla 4.1 Resumen de las características de las leyes de atenuación analizadas.....	92
Tabla 4.2 Ponderaciones estimadas para cada ley de atenuación (homogenizadas para todo el rango de periodos) considerando la sismogénesis y el tipo de suelo.....	109
Tabla 5.1 Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas usadas en este estudio. Fuente: Gamarra (2009).....	115
Tabla 5.2 Ubicación de las fuentes sismogénicas de sismos de subducción de interfase. Fuente: Gamarra (2009).....	116
Tabla 5.3 Ubicación de las fuentes sismogénicas de los sismos de subducción de intraplaca. Fuente: Gamarra (2009).....	117
Tabla 5.4 Ubicación de las fuentes sismogénicas de sismos continentales. Fuente: Gamarra (2009).....	119
Tabla 5.5 Comparación de aceleraciones máximas en el terreno (PGA) para 475 años de periodo de retorno obtenidas en este estudio y estudios regionales existentes.....	136

LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

- FAS** : Espectro de amplitudes de Fourier.
- g** : Aceleración de la gravedad ($=981 \text{ cm/s}^2$)
- H** : Profundidad del foco (km)
- H/V** : Cociente de los espectros de respuesta de aceleraciones de la componente horizontal y vertical.
- m_b** : Magnitud de ondas de cuerpo
- M_s** : Magnitud de ondas superficiales
- M_w** : Magnitud de momento.
- PGA** : Máxima aceleración en el terreno.
- R_{HIP}** : Distancia hipocentral (km).
- R_{RUP}** : Distancia más corta a la superficie de ruptura (km).
- Sa** : Aceleración espectral.
- T** : Periodo estructural
- T₀** : Periodo natural de vibración del suelo.
- T_R** : Periodo de retorno.
- V_{s30}** : Velocidad promedio de ondas de corte sobre los primeros 30 m.
- Z** : Residuos normalizados.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

El Perú, al formar parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, es uno de los países con mayor potencial sísmico del mundo (Bernal y Tavera, 2002). La actividad sísmica en el Perú está relacionada con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa promedio de 7 a 9 cm/año (DeMets *et al.*, 1990). Producto del fenómeno de subducción de las placas tectónicas se han producido en el Perú terremotos de gran magnitud que han causado numerosos daños en el territorio nacional, como por ejemplo, los terremotos de Chimbote de 1970 (7.9 M_w), Atico 2001 (8.4 M_w), Pisco 2007 (8.0 M_w), entre otros. Asimismo, hoy en día se espera la ocurrencia de terremotos de gran magnitud entre Lima y Tacna. En el caso de Lima, el silencio sísmico existente podría generar un terremoto de magnitud 8.9 M_w (Pulido *et al.* 2015) mientras que en el caso de Tacna se podría generar un escenario de un terremoto con magnitud 8.5 M_w (Pulido *et al.* 2014). Debido a la ocurrencia frecuente de terremotos de gran magnitud, así como los escenarios que se esperan ocurran en los próximos años, la mitigación de desastres en el Perú resulta una tarea de suma importancia.

En la actualidad, la evaluación del peligro sísmico se ha constituido como una de las herramientas más importantes para la mitigación de desastres, ya que mediante esta evaluación es posible estimar la demanda sísmica a los cuales las estructuras de ingeniería podrían estar expuestas debido a la ocurrencia de sismos en una determinada ventana de tiempo.

1.2 PROBLEMÁTICA

En la evaluación del peligro sísmico, el factor que introduce mayor variabilidad en los resultados finales es la selección de la ley de atenuación utilizada en el análisis (Bommer, 2005; Toro, 2006). La influencia de la ley de atenuación se incrementa a medida que aumenta el periodo de retorno. En este contexto, utilizando diferentes leyes de atenuación de subducción para la ciudad de Lima, se pueden obtener valores de PGA, en roca y para 475 años de periodo de retorno que varían desde 0.29g hasta 0.58g. Aunado a este efecto, está el gran número de leyes de atenuación existentes en la literatura técnica, ya que solamente en los últimos diez años se han publicado alrededor de 100 leyes de atenuación (Douglas, 2016). A

pesar del gran número de leyes de atenuación publicadas en otras regiones, el desarrollo de leyes de atenuación a partir de registros sísmicos peruanos ha sido escaso, en gran medida debido a la insuficiente cantidad de registros de sísmicos locales. Así pues, existen dos leyes de atenuación que utilizan sólo registros sísmicos peruanos: Casaverde y Vargas (1980) y Chávez *et al.* (2009). En el caso de la ley de atenuación para PGA de Casaverde y Vargas (1980), el modelamiento es deficiente ya que no se distingue entre sismos de subducción interfase e intraplaca, además la base de datos es escasa (10 registros sísmicos). La ley de atenuación de Chávez *et al.* (2009) supera el inconveniente del modelamiento al distinguir entre sismos de interfase e intraplaca, sin embargo, solo presenta resultados para suelo tipo C (IBC, 2015), además el número de registros que utiliza (alrededor de 300) es pequeño en comparación con el número registros sísmicos utilizados por leyes de atenuación modernas. De hecho, estos dos modelos no serían aceptados para una evaluación moderna del peligro sísmico de acuerdo con los criterios de preselección de Cotton *et al.* (2006).

Dada la escasa base de datos del Perú, así como las deficiencias de las leyes de atenuación desarrolladas con datos locales, se ha vuelto práctica común en la evaluación del peligro sísmico en el Perú la adopción de leyes de atenuación derivadas de otras regiones. La asunción subyacente en esta práctica es que regímenes tectónicos similares producen movimientos sísmicos en el terreno similares, por lo cual, factores como una selección cuidadosa de los registros sísmicos, la determinación adecuada de la metadata (información relacionada al sismo) y un modelamiento apropiado del proceso físico implicado en la generación y propagación del movimiento sísmico del terreno, tiene en última instancia mayor impacto en la capacidad predictiva de una ley de atenuación que el origen geográfico de los datos en los cuales se basa la misma (Arango *et al.*, 2012). En el caso de leyes de atenuación para sismos corticales esta asunción es razonable, ya que no hay una evidencia convincente de grandes variaciones regionales (Bommer, 2006).

Finalmente, dada la gran cantidad de leyes de atenuación sísmica disponibles hasta la fecha, el desempeño limitado de las leyes de atenuación derivadas de datos locales y el gran impacto de la selección de leyes de atenuación en los resultados finales de la evaluación del peligro sísmico, surgen las preguntas: ¿Que leyes de atenuación de subducción son las más apropiadas para su uso en el

Perú?, ¿Qué coeficientes de ponderación se debe asignar a cada ley de atenuación seleccionada? Muchas veces, estas preguntas se abordan de una manera muy subjetiva y poco transparente, por lo que la preferencia personal por un determinado modelo de atenuación ya sea por su simplicidad o complejidad es difícil de evitar. La presente investigación aborda estas preguntas mediante metodologías que constituyen el estado del arte en selección y ponderación de leyes de atenuación. Para este fin, se compila 484 registros sísmicos de sismos de subducción ocurridos en el Perú y en el norte de Chile, correspondientes a 118 sismos de subducción ocurridos entre 1966 y 2015 con magnitudes mayores a 5.0 M_w .

El trabajo se divide en cinco capítulos en forma secuencial a su desarrollo. El primer capítulo corresponde a la introducción de la investigación. El segundo capítulo explica los conceptos básicos de ingeniería sísmica necesarios para el desarrollo de la investigación. En el tercer capítulo se explica el trabajo realizado en el desarrollo de una base de datos de registros de movimiento fuerte de eventos sísmicos asociados a la zona de subducción del Perú y del norte de Chile, y su información asociada (metadata), es decir, la ubicación del foco, magnitud del evento sísmico, sismogénesis del evento, la determinación de distancias a la fuente sísmica, la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas, entre otros. Se explica, también, los criterios utilizados para el procesamiento de los registros sísmicos (filtrado de frecuencias y el ajuste por línea base). En el cuarto capítulo se analiza en qué medida los registros sísmicos compilados son representados por las leyes de atenuación, con este fin se utiliza las metodologías de Scherbaum *et al.* (2009) y Kale y Akkar (2013); además, se estima coeficientes de ponderación para las leyes de atenuación seleccionadas con base en la metodología de Scherbaum *et al.* (2009). En el quinto capítulo se evalúa el peligro sísmico en el Perú sobre la base en las ponderaciones de las leyes de atenuación seleccionadas; se elabora mapas de isoaceleraciones espectrales en condiciones de roca (suelo tipo B) para 475 años de periodo de retorno, correspondientes a la máxima aceleración del terreno (PGA) y periodos estructurales de 0.2 s y 1.0 s; se compara, además, las aceleraciones obtenidas para 475 años de periodo de retorno con las aceleraciones de la Norma Técnica Peruana de Diseño Sismorresistente E.030-2016. Finalmente se presentan las conclusiones y recomendaciones derivadas del desarrollo de la presente investigación.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general

- Evaluar la aplicabilidad de leyes de atenuación sísmica de subducción a la zona de subducción del Perú.

1.3.2 Objetivos específicos

- Generar una base de datos de registros sísmicos de movimiento fuerte asociados a sismos de subducción.
- Asignar coeficientes de ponderación para cada ley de atenuación seleccionada, con base en registros sísmicos obtenidos en el Perú y en el norte de Chile.
- Elaborar mapas de isoaceleraciones espectrales en condiciones de roca (suelo tipo B) para 475 años de periodo de retorno, correspondientes a la máxima aceleración del terreno (PGA) y periodos estructurales de 0.2 s y 1.0 s.

CAPÍTULO II: FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 DINÁMICA INTERNA DE LA TIERRA

2.1.1 Deriva continental

En 1912, Alfred Wegener plantea su teoría de la deriva de los continentes, en la cual postula que los continentes se desplazan como gigantes bloques de corteza sobre un manto líquido. Según la teoría de Wegener, hace unos 200 millones de años, todos los continentes formaban una única masa llamada Pangea (Figura 2.1). De alguna manera, este continente se fracturó formando 2 continentes: Laurasia y Gondwana. Luego, Laurasia se dividió en Norte América y Eurasia, y Gondwana se dividió en India, Sudamérica, África, Antártida y Australia. Estos continentes se han fragmentado desde entonces hasta que llegar a su configuración actual. Wegener basó su teoría en las similitudes de las estructuras geológicas, depósitos minerales y fósiles (flora y fauna) entre las costas oriental de Sudamérica y occidental de África.

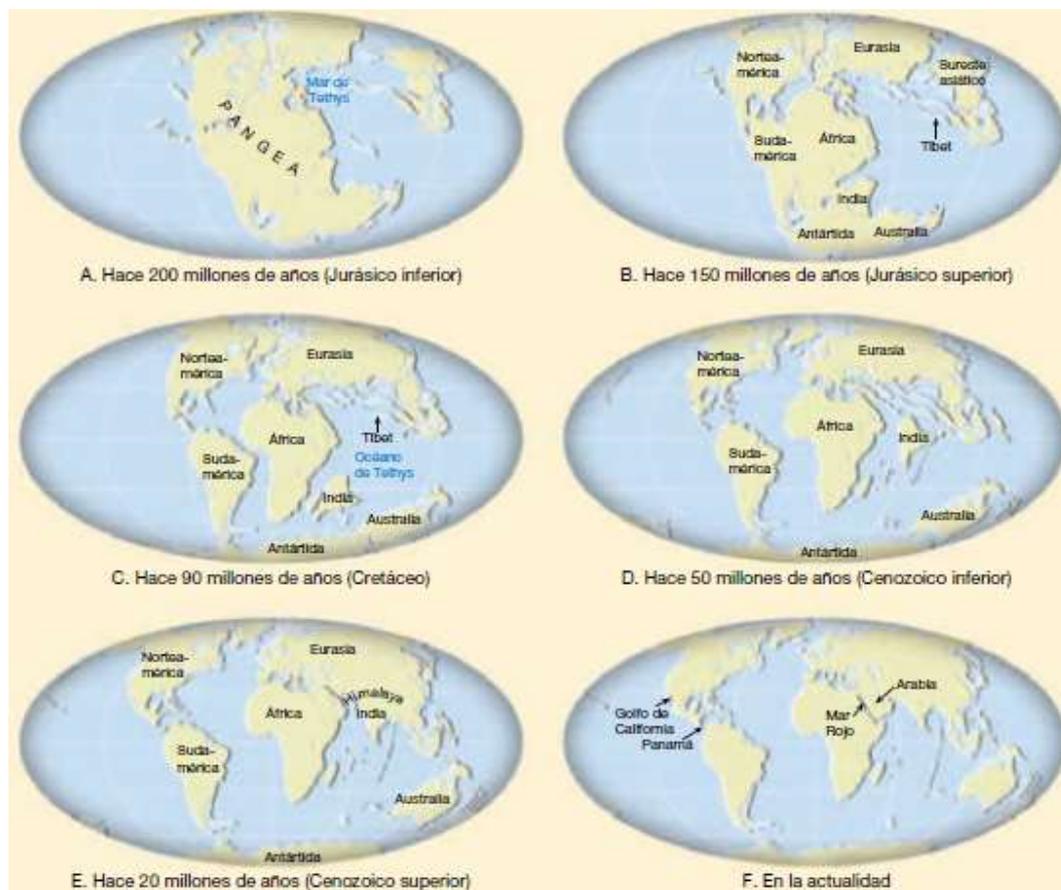


Figura 2.1 Esquema de la fragmentación de Pangea en 200 millones de años. Fuente: Tarbuck y Lutgens (2005)

La teoría de Wegener suscitó grandes controversias en la comunidad científica, puesto que se adujeron argumentos que trataban de demostrar la imposibilidad de que los continentes pudieran moverse y derivar libremente sobre el manto. Sin embargo, las explicaciones sobre el movimiento de los continentes fueron realizadas por algunos geólogos en la segunda mitad del siglo XX. El descubrimiento de la cadena de montañas (dorsales) a lo largo de los océanos y las observaciones de la gran actividad sísmica en las dorsales oceánicas, indicaron que esta zona se encontraba bajo continua deformación. Así pues, en 1960 Harry Hess propuso la teoría de la expansión de los fondos oceánicos, en la cual se plantea que nueva corteza oceánica es formada continuamente mediante el ascenso del magma desde el manto (Figura 2.2), empujando los lados de la dorsal, con el tiempo se enfría y forma una nueva placa oceánica. La nueva corteza formada es consumida en regiones donde la litósfera desciende hasta el manto a la misma velocidad que se forma nueva corteza (Figura 2.3), en este caso la corteza oceánica, más densa y joven, se sumerge debajo de la corteza continental. El proceso descrito se conoce como subducción y ocurre donde las placas chocan y una se sumerge debajo de la otra. La actividad sísmica es intensa en las regiones de subducción debido a las altas tasas de deformación entre las placas convergentes.

Aun cuando algunas partes de la teoría de Wegener han sido modificadas y otras han resultado equivocadas, las ideas fundamentales han quedado y se plasmaron en la teoría de la tectónica de placas.

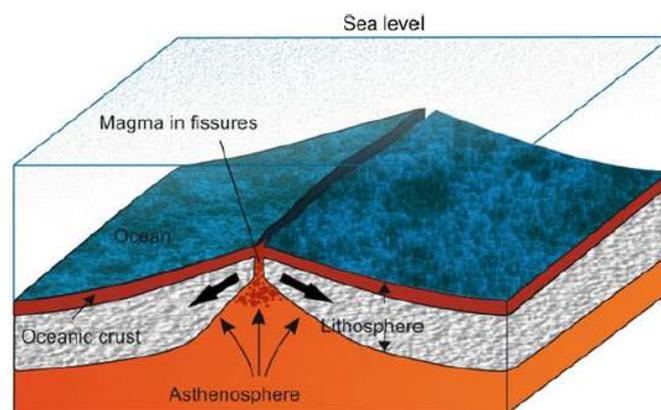


Figura 2.2 Esquema de la expansión de los fondos oceánicos. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)

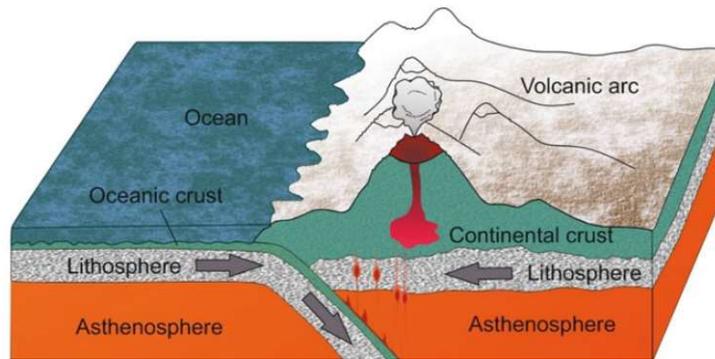


Figura 2.3 Mecanismo de subducción. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)

2.1.2 Teoría global de la tectónica de placas

En 1968, la deriva continental y la expansión del fondo oceánico se unieron en una teoría mucho más completa conocida como tectónica de placas. Según la tectónica de placas la capa externa rígida de la tierra (litósfera) se encuentra sobre una región más débil denominada astenosfera. Además, la litósfera está dividida en siete fragmentos grandes fragmentos y otros más pequeños, denominados placas, los cuales se encuentran en movimiento y cambiando continuamente de forma y tamaño.

La teoría de la tectónica de placas describe el movimiento de las placas y el papel de este movimiento en la generación o modificación de las principales estructuras de la corteza terrestre sin abordar la causa del movimiento de las placas. La teoría más aceptada del movimiento de las placas se basa en el equilibrio termomecánico de los materiales de la tierra. La parte superior del manto está en contacto con la corteza (relativamente fría) mientras que la parte inferior del manto está en contacto con el núcleo externo (a altas temperaturas). Asimismo, la variación de la densidad del manto con la temperatura produce una situación inestable de un material más denso y frío en la parte superior descansando sobre un material menos denso y más caliente. Con el tiempo, el material más denso y frío comienza a descender por gravedad y el material menos denso y más caliente empieza a ascender. Luego, el material que desciende se calienta gradualmente y se vuelve menos denso; con el tiempo este material se moverá lateralmente y comenzará a ascender otra vez a medida que el material frío empieza su descenso. Este proceso se conoce como convección y se muestra en la Figura 2.4.

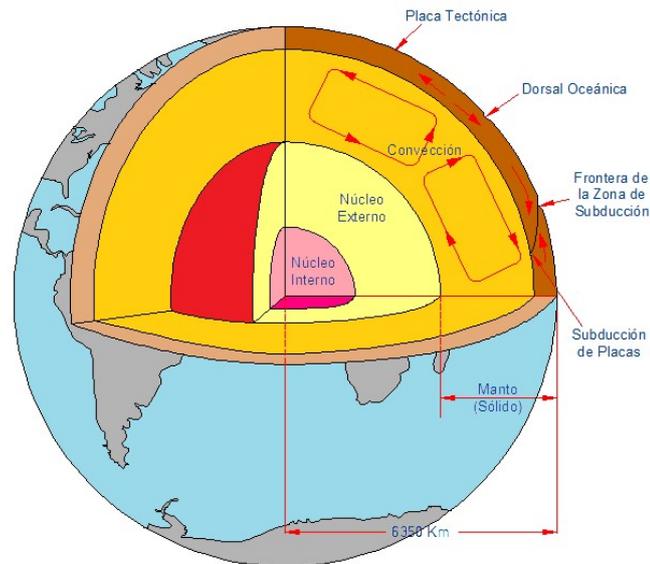


Figura 2.4 Corrientes de convección en el manto. Fuente: Kramer (1996)

2.2 TEORÍA DEL REBOTE ELÁSTICO

El mecanismo de la generación de sismos puede ser explicado mediante la teoría del rebote elástico, presentada por Harry Fielding Reid después de su estudio del terremoto de San Francisco en 1906. Para plantear la teoría del rebote elástico, Reid se basó en varias observaciones. Primero, la medida de desplazamientos a lo largo de los segmentos de ruptura de la Falla de San Andrés, así como la reexaminación de las mediciones geodésicas pasadas de puntos de estudio a lo largo de la Falla de San Andrés, revelaron que los lados opuestos de la falla habían estado en movimiento continuo antes de la falla. En segundo lugar, las direcciones de los desplazamientos fueron consistentes con los desplazamientos observados después del terremoto de San Francisco. En la Figura 2.5 se muestra el ciclo completo de la ocurrencia de un sismo de acuerdo a esta teoría. Dado que las rocas de la corteza a ambos lados de la falla están sometidos a esfuerzos, acumulan energía y se deforman gradualmente hasta que su resistencia interna es excedida. En ese momento, ocurre un movimiento repentino a lo largo de la falla, liberando la energía acumulada, mientras que las rocas vuelven a su posición original sin deformación. La teoría del rebote elástico es la primera teoría que describe la ruptura de la falla como la fuente del movimiento del terreno. Antes de este principio se creía que la ruptura de la falla se producía como resultado del movimiento del terreno.

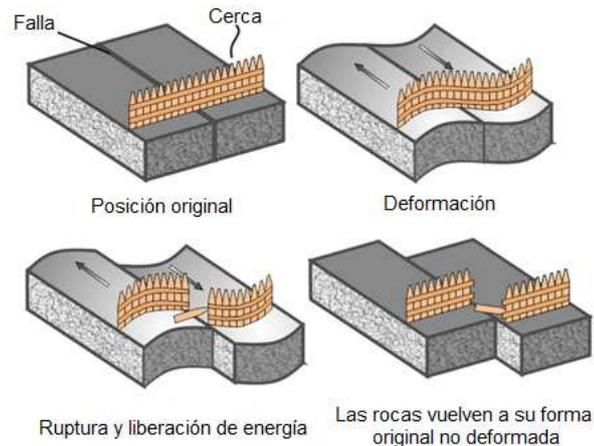


Figura 2.5 Esquema de la teoría del rebote elástico. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)

2.3 ONDAS SÍSMICAS

La ruptura de la falla resulta en una liberación de energía de deformación que se irradia en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas. Estas al atravesar diferentes medios y refractarse en sus bordes generan diferentes tipos de ondas, siendo las más importantes las ondas de cuerpo y ondas de superficie.

2.3.1 Ondas de cuerpo

Son las ondas generadas directamente por el proceso de ruptura y viajan a través del interior de la Tierra, pueden ser de dos tipos: ondas P u ondas S.

- Ondas Primarias (P). También son conocidas como ondas compresionales o longitudinales, son las ondas de cuerpo más rápidas. Su movimiento es análogo al de las ondas de sonido, ya que a medida que se propaga alternativamente comprime y dilata el medio (Figura 2.6a) Asimismo, al igual que las ondas de sonido, el movimiento individual de una partícula es paralelo al de la onda y se pueden propagar por medios sólidos y líquidos.
- Ondas Secundarias (S). También conocidas como ondas de corte o transversales. A medida que se propaga causa deformaciones de corte en el medio (Figura 2.6b). El movimiento individual de una partícula es perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Además, la dirección del movimiento de la partícula se puede dividir en dos componentes SV (movimiento en el plano vertical) y SH (movimiento en el plano horizontal). A diferencia de las ondas P, las ondas S se propagan

únicamente en medio sólido, puesto los fluidos no presentan rigidez al corte.

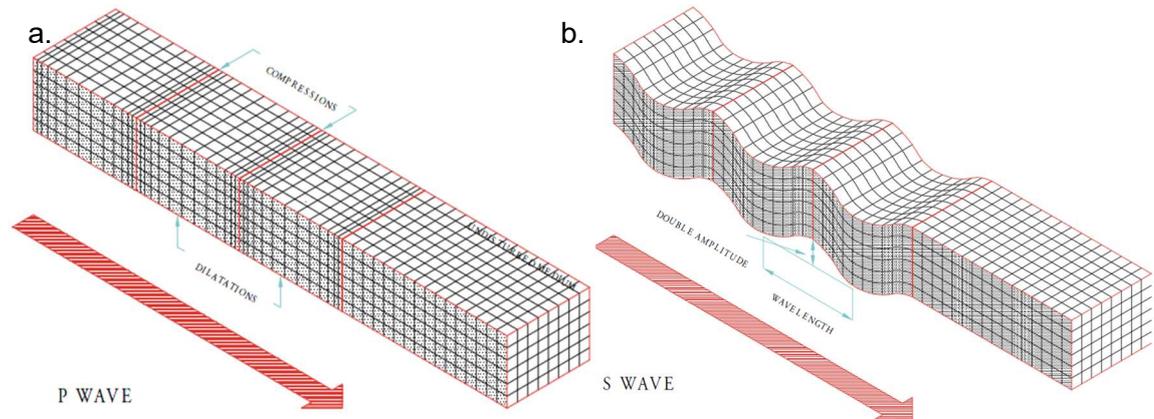


Figura 2.6 Propagación de las ondas de cuerpo a través de un medio sólido. a) Ondas P. b) Ondas S. Fuente: Bolt (2001)

2.3.2 Ondas de superficie

Son resultado de la interacción de las ondas de cuerpo con la superficie y los estratos superficiales del terreno. La amplitud de las ondas de superficie es mayor en la superficie del terreno puesto que se atenúan rápidamente con la profundidad. Debido a la naturaleza de las interacciones que producen las ondas superficiales, estas se distinguen más a medida que aumenta la distancia a la fuente sísmica. De hecho, a distancias mayores que el doble de la corteza terrestre, las ondas de superficie producen los máximos movimientos en el terreno. Las ondas de superficie más importantes, para propósitos de ingeniería, son las ondas Rayleigh y las ondas Love.

- a) Ondas Love (L). Resultan de la interacción de las ondas SH con capas superficiales blandas. Las partículas individuales vibran de forma perpendicular a la dirección de propagación de la onda (Figura 2.7a).
- b) Ondas Rayleigh (R). Son producidas por la interacción de las ondas P y SV con la superficie terrestre. Las partículas vibran en una trayectoria elíptica en un plano vertical (Figura 2.7b).

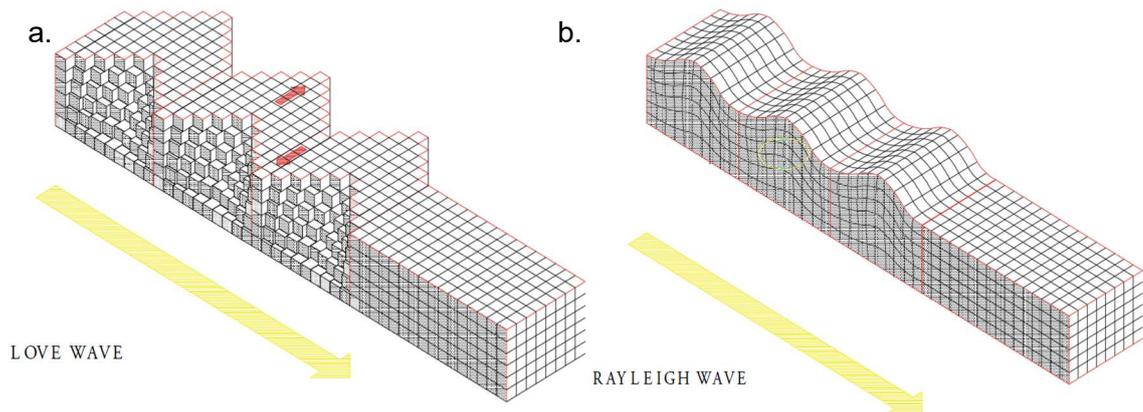


Figura 2.7 Propagación de ondas de superficie. a) Ondas Love. b) Ondas Rayleigh. Fuente: Bolt (2001)

2.4 TAMAÑO DE LOS EVENTOS SÍSMICOS

2.4.1 Intensidad de un sismo

La intensidad o escala de observaciones es la medida o estimación empírica de la vibración o sacudimiento del suelo, a través de como el hombre percibe las vibraciones sísmicas en el ambiente en el que vive, el grado de daños que causan en las construcciones y los efectos que tienen sobre la naturaleza (Kuroiwa, 2002). Aunque la intensidad de un sismo parece ser menos significativa después del desarrollo de la instrumentación sísmica, estas son muy importantes para la revisión de la sismicidad histórica la cual es usada para la caracterización de las fuentes sismogénicas en la evaluación del peligro sísmico.

Existen diferentes escalas de intensidad, las más conocidas son la escala de Mercalli Modificada (usada en América), la escala MSK (usada en Europa) y la escala JMA (usada por la Agencia Meteorológica de Japón). En nuestro medio la escala de Mercalli Modificada es la más usada.

Las intensidades de los sismos son usualmente obtenidas de entrevistas después del evento. Luego, los datos de intensidad son representados en formas de mapas para observar la influencia del sismo en el área de influencia del mismo. Sobre la base de las intensidades puntuales obtenidas, se dibuja un mapa de líneas de igual intensidad (isosistas). Las isosistas tienden a ser aproximadamente concéntricas sobre el área de ruptura que causó el sismo, además la intensidad es generalmente mayor en la vecindad del epicentro del sismo. En la Figura 1.8

se muestra, a modo de ejemplo, el mapa de isosistas correspondiente al terremoto de Atico del 2001 (8.4 M_w).

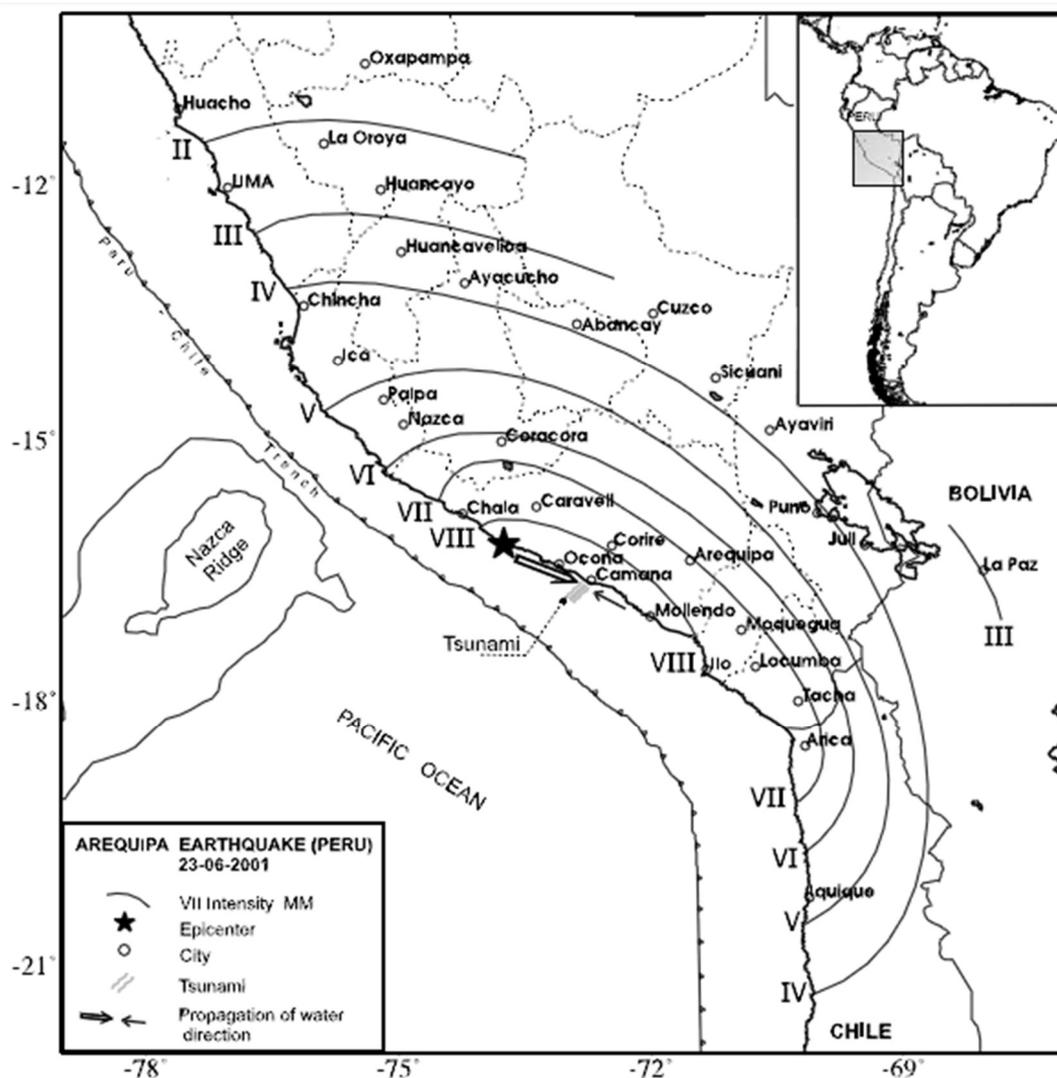


Figura 2.8 Mapa de isosistas del terremoto de Atico del 2001 (8.4 M_w). La estrella indica el epicentro. Fuente: Tavera *et al.* (2002)

2.4.2 Magnitud de un sismo

Con el desarrollo de equipos para el registro de ondas sísmicas (sismógrafos), se hizo evidente que la medición cuantitativa de un terremoto basado en los registros sísmicos era más conveniente que las percepciones personales inexactas. La medición así desarrollada se denomina magnitud y se basa los cálculos realizados a partir de los registros sísmicos para determinar la cantidad de energía liberada por un terremoto.

La primera escala de magnitud, M_L , es la propuesta por Richter en 1935, con el fin de cuantificar el tamaño de los sismos superficiales y locales (distancia epicentral

menor a 600 km) en el sur de California. Richter define su escala en función de las amplitudes máximas registradas en un sismógrafo estándar de Wood-Anderson, además, dado que las amplitudes varían con la distancia, Richter establece como la medida de la amplitud a una distancia estándar de 100 km.

Debido a que la escala de magnitud original de Richter estaba limitada a sismos locales a distancias epicentrales menores a 600 km y registros en un solo tipo de instrumento, Gutenberg y Richter en 1936 desarrollan una nueva escala de magnitud denominada magnitud de ondas de superficie (M_S). La definición de esta escala de magnitud es similar a la anteriormente propuesta por Richter, solo que las amplitudes medidas corresponden a ondas de superficie de periodo de alrededor de 20 s. La magnitud de ondas de superficie es usada usualmente para describir el tamaño de sismos moderados a grandes (superficiales), para los cuales las ondas de superficie representan las mayores amplitudes en el sismograma, es decir sismos con distancias epicentrales mayores a 1000 km y profundidades del foco menores a 70 km.

La escala de magnitudes de ondas de superficie presenta una limitación, esta radica en que sismos de foco profundo no generan ondas de superficie significativas. Por este motivo, Gutenberg presenta en 1945, la escala de magnitud de ondas de cuerpo (m_b). La definición de m_b se basa también en la definición original de magnitud, sin embargo, considera las amplitudes máximas de las ondas P, la cual no es afectada por la profundidad del foco.

Las escalas de magnitudes anteriormente descritas (M_L , M_S y m_b) se basan en mediciones instrumentales de las características del sacudimiento del terreno. Sin embargo, a medida que la energía liberada durante un sismo aumenta no necesariamente las características del sacudimiento del terreno lo hacen en las mismas proporciones (Kramer, 1996). De hecho, para sismos de gran magnitud, las características de sacudimiento del terreno se hacen menos sensibles al tamaño del sismo que para sismos pequeños. El fenómeno descrito se conoce como saturación. En la Figura 2.9 se muestra una comparación de diferentes escalas de magnitud. El efecto del fenómeno de saturación se puede ver claramente para las escalas de Richter (M_L), ondas de cuerpo (m_b) y ondas de superficie (M_S). Estas magnitudes fallan al caracterizar el tamaño de los sismos después de cierto nivel de magnitud.

Con el fin de diseñar una escala de magnitud que no dependa de los niveles de sacudimiento del terreno (en consecuencia, no se sature), Hanks y Kanamori (1979) proponen la magnitud de momento (M_W). Esta escala asigna una magnitud a un sismo de acuerdo a su momento sísmico (M_0), la cual está relacionada directamente al tamaño de la fuente sísmica. La magnitud de momento se puede expresar como:

$$M_W = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6.0$$

$$M_0 = GA\bar{D}$$

Donde, M_0 es el momento sísmico en N-m, G el módulo de corte elástico de la roca adyacente a la falla, \bar{D} es el desplazamiento entre ambos bloques de la falla y A representa el área de ruptura. Como se observa en la Figura 2.9, a diferencia de otras escalas de magnitud, la magnitud de momento no se satura para sismos grandes. Además, es una medida que puede derivarse matemáticamente a partir del tamaño de la superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento, por tanto, refleja mejor la energía liberada durante un evento sísmico. Por último, la magnitud de momento puede verificarse mediante dos métodos independientes: estudios de campo basados en mediciones del desplazamiento de la falla y los métodos sismográficos que utilizan ondas de periodo largo. Por las razones antes descritas, la magnitud de momento ha ganado aceptación en la comunidad científica.

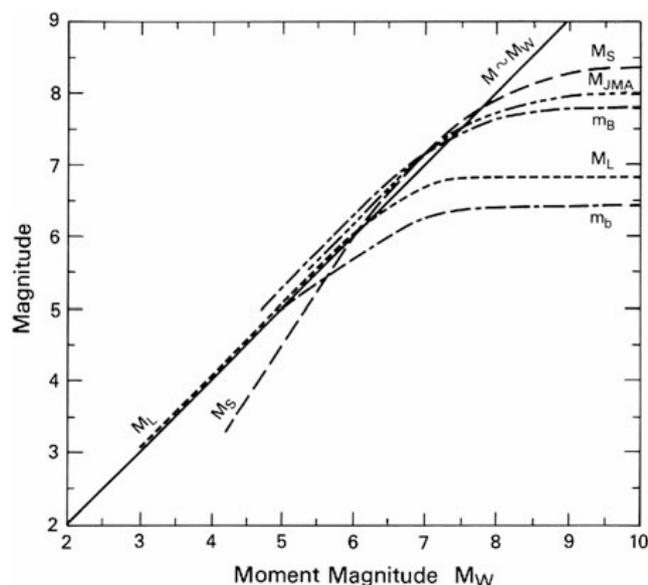


Figura 2.9 Comparación de la escala de magnitud de momento contra otras escalas de magnitud-. Fuente: Bolt (2001)

2.5 TIPOS DE SISMOS

La actividad sísmica en el Perú está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. En este contexto, se puede diferenciar cuatro tipos de sismos en el Perú (Figura 2.10): sismos intraplaca oceánica, sismos interfase, sismos intraplaca y sismos corticales.

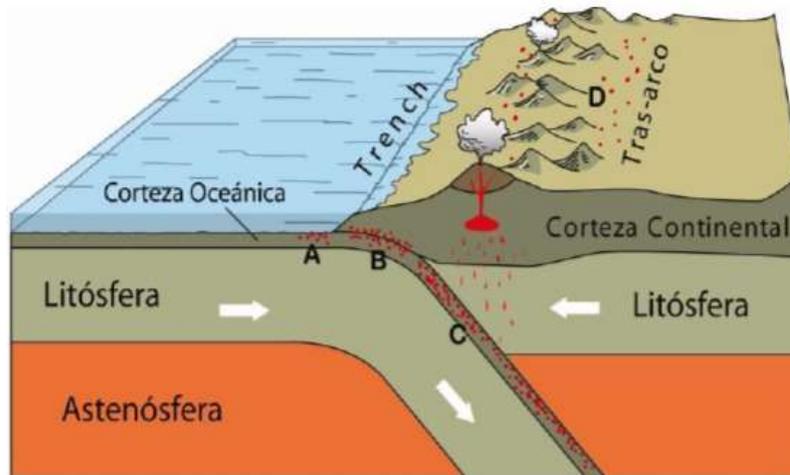


Figura 2.10 Tipos de sismos en el Perú. a) Sismos intraplaca oceánica b) Sismos interfase c) Sismos intraplaca d) Sismos corticales.

a) Sismos intraplaca oceánica

También conocidos como sismos “outer-rise”. Son sismos que ocurren en las proximidades de la fosa Perú-Chile, se producen por la deformación de la placa de Nazca al intentar deslizarse bajo el continente, sin embargo, el contacto entre las placas no se mueve al estar acoplado. Estos sismos presentan magnitudes menores a $5.0 M_w$ y profundidades menores a 40 km. En el Perú, al estar la fuente sísmica alejado de la costa, estos sismos no son percibidos en la costa, por lo cual parecen no ser importantes; sin embargo, se ha visto casos como el terremoto frente a las costas de Valparaíso (Chile) en 2001, que alcanzó una magnitud de $6.7 M_w$.

b) Sismos interfase

Son los sismos que ocurren en el contacto de las placas Sudamericana y de Nazca. Se producen cuando la fuerza de rozamiento en la zona de interfase es mayor que la fuerza de rozamiento entre las placas. Este tipo de sismos tiene predominantemente mecanismo focal inverso con profundidades menores 60 km y alcanzan magnitudes de hasta de $9.0 M_w$ (Lima, 1746 y Arequipa, 1868), siendo los más destructivos en la historia sísmica de Perú. Otros ejemplos más recientes

de este tipo de sismos son los terremotos de Pisco del 2007 (8.0 M_w) y Atico del 2001 (8.4 M_w).

c) Sismos Intraplaca

Son los sismos que ocurren debido a la deformación interna de la placa oceánica que se subduce por debajo del continente. La placa oceánica (fría) al introducirse en el manto y llegar a profundidades superiores a 100 km soporta incrementos de temperatura que aunado con la fuerza de gravedad posibilitan su fracturación interna y la posterior ocurrencia de sismos. El potencial de daño de estos sismos es mayor que los sismos de interfase de la misma magnitud. Ejemplos de este tipo de terremotos son los ocurridos en Lamas del 2005 (7.5 M_w) y Tarapacá del 2005 (7.8 M_w).

d) Sismos corticales

Son sismos que ocurren dentro de la placa continental, debido a la convergencia entre las placas y a esfuerzos locales. Los sismos de este tipo presentan magnitudes moderadas del orden de 6.5 M_w , sin embargo, los daños producidos en las ciudades en ciudades cercanas a la fuente sísmica son importantes debido a que la profundidad del foco suele ser menor a 15 km. En general, en ambos lados de la Cordillera Andina los sismos son de tipo compresivo (fallas inversas) mientras que en la cresta los sismos son extensionales (fallas normales). Ejemplos de sismos corticales son los terremotos de Quiches de 1974 (6.5 M_w) y Nevado de Huaytapallana de 1969 (6.0 M_w) producidos por la falla de la Cordillera Blanca y Huaytapallana, respectivamente.

2.6 CARACTERIZACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL TERRENO

2.6.1 Registros sísmicos

En los estudios relacionados a la ingeniería sísmica, el sacudimiento del terreno registrado por un acelerógrafo contiene la información más importante para caracterizar el movimiento del terreno. Los acelerógrafos registran la variación en el tiempo de la aceleración de una partícula debido al sacudimiento del terreno. Los acelerógrafos pueden ser análogos o digitales. Los acelerógrafos análogos son la primera generación de acelerógrafos, estos registran el evento en una película o papel fotográfico. Los acelerógrafos analógicos presentan tres desventajas importantes (Boore y Bommer, 2005); la primera es que operan en

modo de espera (“stand-by”), es decir que se activan mediante una aceleración umbral que dispara la grabación, lo cual implica que los movimientos iniciales del terreno no son usualmente registrados; la segunda desventaja radica en que, debido a las características dinámicas del equipo, estos presentan frecuencias naturales cercanas a 25 Hz, lo cual limita el rango de validez de la señal; la tercera desventaja reside en que la señal se registra en un papel, por lo cual, para utilizar los registros sísmicos en el análisis de ingeniería, se necesita digitalizar la señal registrada, siendo este proceso muy laborioso, así como una fuente de error y ruido.

La puesta en operación de acelerógrafos digitales, 50 años después del primer acelerógrafo análogo, supera las desventajas de los acelerógrafos analógicos. Primero, los acelerógrafos digitales operan continuamente, por lo que graban una memoria pre-evento que registra los primeros movimientos en el terreno antes del evento sísmico. Gracias a la memoria pre-evento es posible tener un modelo directo del ruido presente en el registro sísmico y por consecuencia se puede estimar la relación señal/ruido (“signal to noise ratio”). Además, el registro sísmico presenta mayor resolución y los niveles de ruido se reducen significativamente respecto a los acelerógrafos análogos. Por último, la conversión análogo-digital se lleva a cabo dentro del equipo, evitando digitalizar los registros.

2.6.2 Espectro de Fourier

Una manera de caracterizar el contenido de frecuencias de un registro sísmico es a través de su representación en el dominio de las frecuencias mediante el espectro de Fourier. La transformada de Fourier de la aceleración del terreno, $\ddot{u}_g(t)$, se define como:

$$F(\omega) = \int_0^{T_0} \ddot{u}_g(t) e^{-i\omega t} dt$$

Donde, $F(\omega)$ es la transformada de Fourier de la aceleración del terreno, ω es la frecuencia natural, T_0 es la duración del tiempo e $i = \sqrt{-1}$. La ecuación anterior se puede expresar como:

$$F(\omega) = \int_0^{T_0} \ddot{u}_g(t) \cos(\omega t) dt - i \int_0^{T_0} \ddot{u}_g(t) \sin(\omega t) dt$$

$$F(\omega) = C(\omega) - iS(\omega)$$

Donde se observa que $F(\omega)$ es una función compleja, la cual puede ser representada por su amplitud (módulo) y ángulo de fase. La amplitud de $F(\omega)$, conocido como el espectro de amplitudes de Fourier ($FAS(\omega)$) y que la fase de $F(\omega)$, conocido como espectro de fases de Fourier ($\Phi(\omega)$) son calculados como:

$$FAS(\omega) = \sqrt{C^2(\omega) + S^2(\omega)}$$

$$\Phi(\omega) = -\tan^{-1}(S(\omega)/C(\omega))$$

El espectro de amplitudes de Fourier (en adelante, FAS) puede ser angosto o amplio. Un espectro angosto implica que el movimiento del terreno es dominado por una frecuencia (o periodo). Un espectro amplio corresponde a un movimiento que contiene una variedad de frecuencias que producen una gráfica tiempo historia más irregular (Kramer, 1996).

En este trabajo, los espectros de Fourier se usan en el procesamiento de los registros sísmicos, específicamente para la selección de las frecuencias de pasa alta y pasa baja con el objetivo de disminuir el ruido presente en los registros sísmicos.

2.6.3 Espectro de respuesta elástica

El espectro de respuesta elástica es la máxima respuesta de un sistema de un grado de libertad sometido a una acción dinámica (sismo). La respuesta máxima se puede expresar en términos de desplazamiento, velocidad, aceleración u otro parámetro de interés. La ecuación diferencial del movimiento del sistema descrito se puede expresar como:

$$m\ddot{u}(t) + c\dot{u}(t) + ku(t) = -m\ddot{u}_g(t)$$

Donde, $u(t)$ es el desplazamiento, m representa a la masa, k denota la rigidez, c es la constante de amortiguamiento y $u_g(t)$ el desplazamiento del terreno. En términos de la frecuencia natural ($\omega_n = 2\pi/T$) y la fracción del amortiguamiento crítico (ξ), la ecuación se puede mostrar como:

$$\ddot{u}(t) + 2\omega_n\xi\dot{u}(t) + \omega_n^2u(t) = -\ddot{u}_g(t)$$

Se observa que la respuesta de una estructura de un grado de libertad debido a un sismo, ya sea en términos de desplazamiento, velocidad o aceleración depende únicamente de 2 parámetros de la estructura: el periodo natural de

vibración y la fracción del amortiguamiento crítico. En resumen, el concepto de espectro de respuesta de aceleraciones se ilustra en la Figura 2.11.

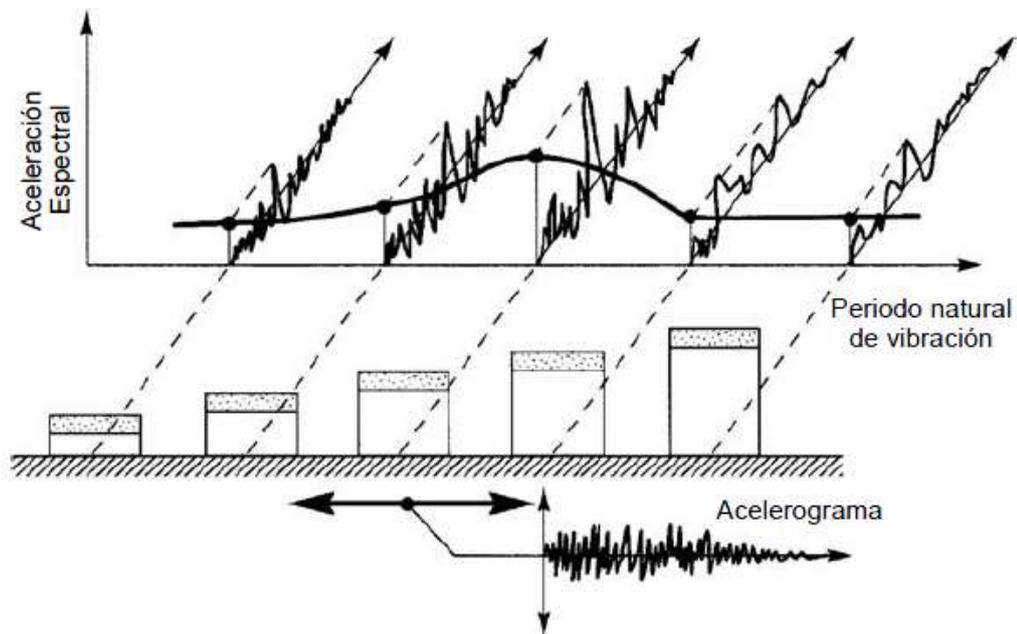


Figura 2.11 Representación esquemática del espectro de respuesta. Fuente: Kramer (1996)

De la definición dada, así como de la Figura 2.11, se puede inferir que el espectro de respuesta es una herramienta por medio de la cual se puede identificar que estructuras son más afectadas por el movimiento del terreno. Sin embargo, la importancia del espectro de respuesta radica más allá de la estimación de la máxima respuesta, debido a que registros de aceleraciones diferentes producen diferentes espectros de respuesta, estos pueden ser utilizados para caracterizar el movimiento del terreno debido al sismo. En otras palabras, las diferencias en los registros sísmicos obtenidos en diferentes sitios y tipos de suelo se pueden evaluar mediante la comparación de sus diferentes espectros de respuesta. Por ejemplo, en la Figura 2.12 se observa la diferencia clara en los espectros de respuesta de dos registros con un PGA similar, de dichos espectros se puede inferir que los registros sísmicos afectarán a las estructuras de una manera muy diferente.

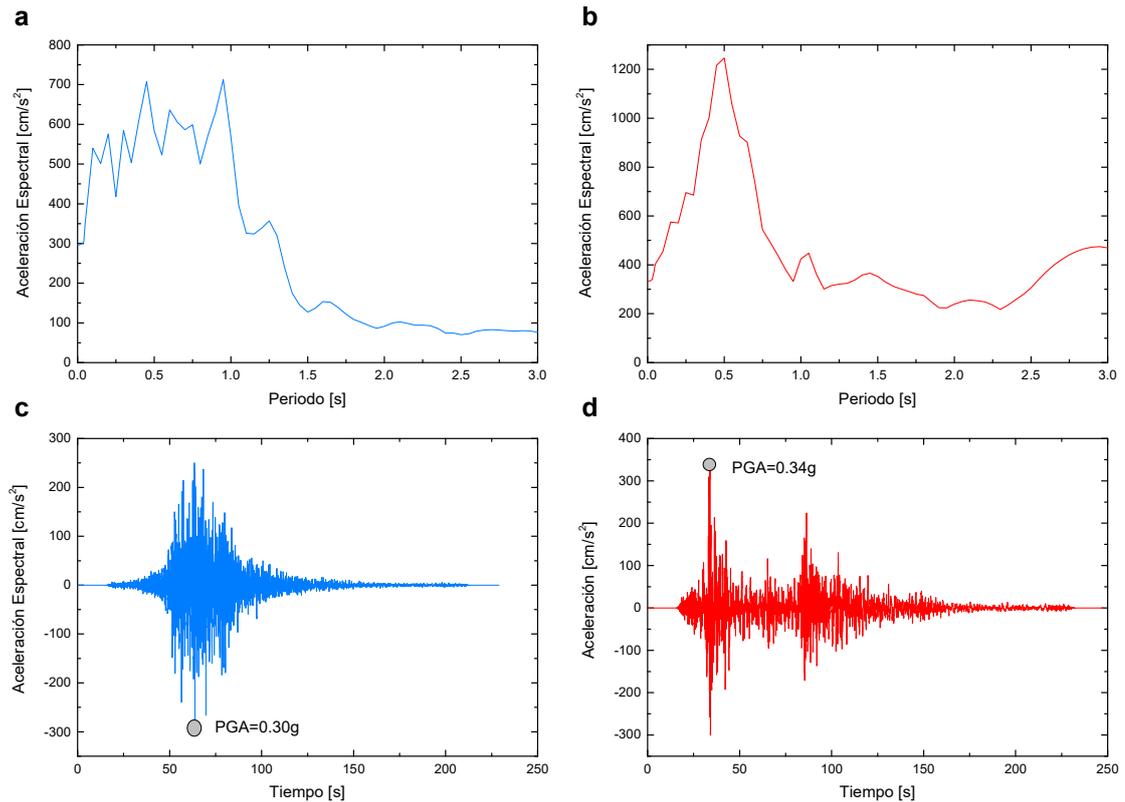


Figura 2.12 Acelerogramas y espectros de respuesta de diferentes sismos. a y c Espectro de respuesta y acelerograma del sismo de Atico 8.4 M_w registrado en Moquegua (estación MOQ-003, red acelerográfica del CISMID). b y d Espectro de respuesta y acelerograma del sismo de Pisco 8.0 M_w registrado en Ica (estación ICA-001, red acelerográfica del CISMID).

2.6.4 Leyes de atenuación sísmica

Las leyes de atenuación son ecuaciones que describen la función de densidad de probabilidades del movimiento del terreno en términos de la fuente sísmica (magnitud y mecanismo de falla), la propagación de las ondas desde la fuente sísmica al sitio (distancia) y respuesta de sitio (clasificación de sitio o V_{s30}). Las leyes de atenuación en casi todos los casos siguen una distribución log-normal, por lo que los resultados de la ley de atenuación son la mediana y la desviación estándar.

2.6.4.1 Magnitud del sismo

La magnitud es una medida del tamaño de un sismo. Hay muchas escalas de magnitud, sin embargo, debido a las ventajas de la escala de magnitud de momento descrito en diversas publicaciones, ha sido adoptada por casi todos los modelos de atenuación modernos, de hecho, todas las leyes de atenuación analizadas en este trabajo utilizan la magnitud de momento.

2.6.4.2 Distancia sito-fuente sísmica

La distancia se usa para caracterizar la disminución del movimiento del terreno a medida que el movimiento del terreno se aleja de la fuente sísmica. Aunque el concepto de distancia puede parecer bien definido, en realidad hay varias definiciones de distancia. Las medidas de distancia se pueden agrupar en dos categorías dependiendo como se considera al sismo, es decir, como una fuente puntual o como área de ruptura. Una descripción de los tipos de distancias usadas con mayor frecuencia en las leyes de atenuación se presenta a continuación:

- a) R_{EPI} . Distancia entre el epicentro y el sitio de interés.
- b) R_{HIP} . Distancia entre el foco del sismo y el sitio.
- c) R_{JB} . Distancia horizontal más cercana entre el sitio de interés y la proyección horizontal de la superficie de ruptura.
- d) R_{RUP} . Distancia más cercana a entre el sitio de interés y la superficie de ruptura.
- e) R_{ASP} . Distancia entre el sitio y el punto con mayor liberación de esfuerzo.

En la Figura 2.13 se muestra una ilustración con la definición de las distancias descritas. Para terremotos de gran magnitud, las leyes de atenuación modernas utilizan definiciones de la distancia entre la fuente sísmica y el sitio que reflejan las dimensiones de la superficie de ruptura, en lugar de utilizar distancias a fuentes puntuales (R_{EPI} y R_{HIP}). Este es un buen avance dado que se refleja de manera más realista el hecho que la superficie de ruptura aumenta a medida que aumenta la magnitud del sismo. Además, se ha reconocido que para eventos de gran magnitud las distancias a fuentes puntuales (R_{EPI} y R_{HIP}) pueden sobreestimar la distancia entre el sitio y la fuente de liberación de energía sísmica. Un claro ejemplo de esta sobreestimación se presenta en el caso de la estación MOQ-001 del CISMID que registró el sismo de Atico del 2001 (8.4 Mw) en donde la distancia más corta a la superficie de ruptura (R_{RUP}) resulta de 74 km mientras que la distancia hipocentral (R_{HIP}) es de 321 km.

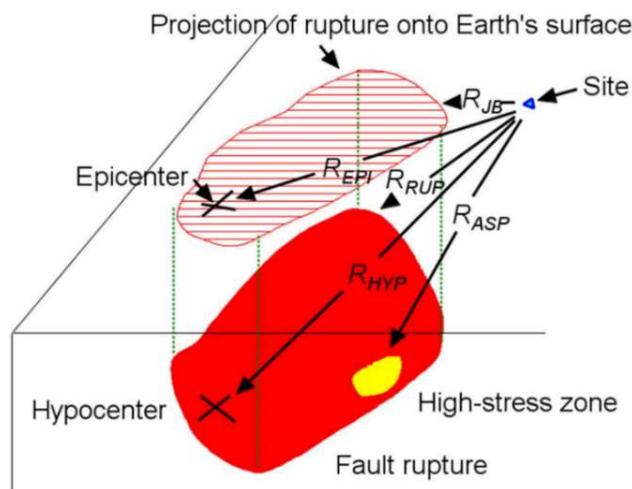


Figura 2.13 Definición de los tipos de distancias utilizadas en sismología. Fuente: Boore (2014)

2.6.4.3 Condiciones de sitio

El efecto de las condiciones geológicas y las condiciones locales de sitio subyacentes puede afectar significativamente el nivel de sacudimiento del terreno. Un ejemplo de este efecto se muestra en la Figura 2.14, donde se observa las aceleraciones registradas en el terremoto de Iquique del 2014 (8.1 M_w). Como se esperaría los registros presentan menor PGA (0.27g) en el afloramiento de roca (zona I-A). Se observa además PGA mayores (0.44g) en suelos rígidos (zona II-B). Los valores máximos de PGA (0.60g) se registraron en depósitos sedimentarios (zona I-B), lo cual indica la amplificación del movimiento del terreno debido a estos estratos.

Las condiciones de sitio son definidas usualmente en términos de la geología del material de la superficie, velocidad de ondas de corte, periodo natural del suelo (T_0), profundidad de los sedimentos, entre otros. Las últimas tres descripciones son preferibles debido a que se relacionan directamente con la respuesta dinámica del sitio. Diferentes esquemas de clasificación de sitio son usados por cada modelo de atenuación para representar las condiciones de sitio. Así, por ejemplo, en el caso de los modelos de atenuación estudiados, el modelo de Youngs *et al.* (1997) clasifica los sitios como roca y suelo profundo. El modelo de Atkinson y Boore (2003) y Abrahamson *et al.* (2016) usan V_{s30} y el modelo de Zhao *et al.* (2006) utiliza T_0 para clasificar los sitios.

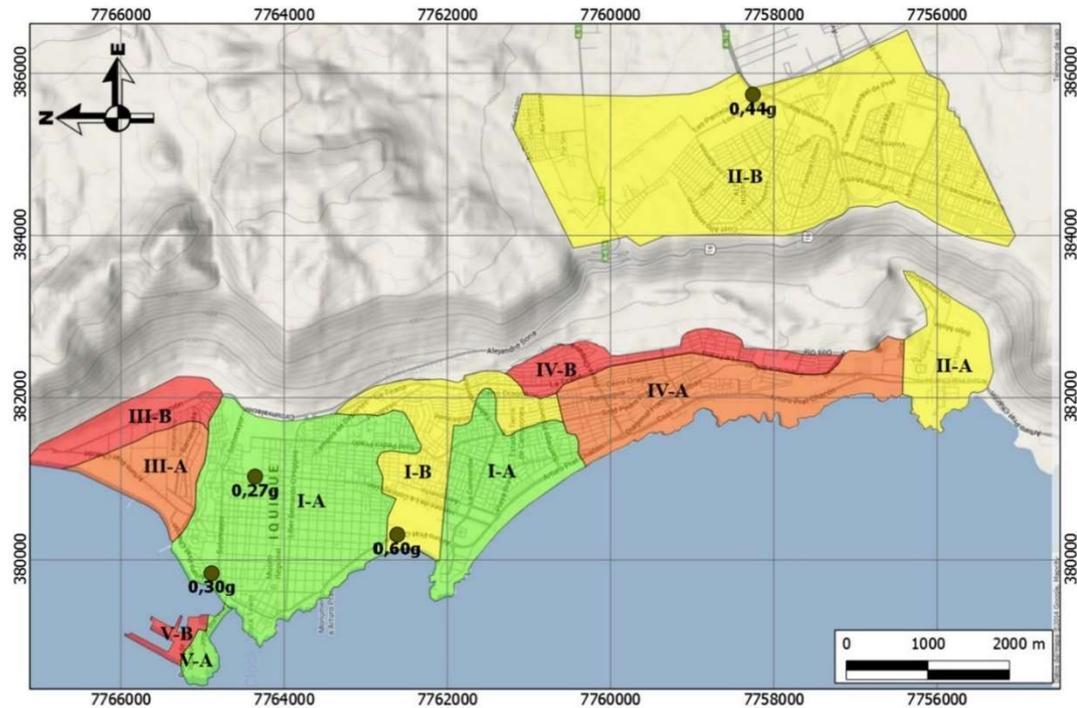


Figura 2.14 Microzonificación sísmica de Iquique y aceleraciones máximas en el terreno registradas en el terremoto de Iquique del 1 de abril del 2014 (8.1 Mw). Fuente: Becerra *et al.* (2015)

2.6.4.4 Tipo de falla o mecanismo focal

El tipo de falla o mecanismo focal, caracteriza la orientación del desplazamiento y el buzamiento en el plano de falla. El tipo de falla es caracterizado en categorías las cuales incluyen: falla normal, falla transcurrente, falla inversa y cabalgamiento (falla inversa de ángulo de buzamiento pequeño). Solamente el tipo de falla sin la determinación del ambiente tectónico no es suficiente para caracterizar el movimiento del terreno, puesto que por ejemplo en el caso de sismos continentales las aceleraciones suelen ser mayores para sismos con falla inversa que para sismos de falla normal o transcurrente. Sin embargo, en el caso de sismos de subducción, los sismos de interfase (falla inversa) tienden a producir menores aceleraciones que los sismos de intraplaca (falla normal).

2.6.4.5 Ambiente tectónico

El ambiente tectónico tiene un impacto significativo en la amplitud y atenuación del movimiento fuerte del terreno. El ambiente tectónico puede ser clasificado en general en cuatro clases: sismos de corteza superficial en regiones de tectónica activa, sismos de corteza superficial en regiones de tectónica estable, sismos de subducción intraplaca y sismos de subducción interfase. Los sismos de corteza superficial pueden dividirse en regímenes de esfuerzo compresional y extensional.

Los sismos de subducción interfase ocurren en la interfase de las placas tectónicas. Dependiendo de la edad de la placa subducente la interfase puede ocurrir a profundidad de 20-50 km. Los sismos de intraplaca ocurren dentro de la placa subducente a medida que esta desciende dentro del manto.

CAPÍTULO III: BASE DE DATOS

3.1 INTRODUCCIÓN

La selección de leyes de atenuación implica comparar, en términos generales, los espectros de respuesta observados y los espectros de respuesta predichos por las leyes de atenuación. Para obtener los espectros de respuesta observados se necesita la compilación de registros sísmicos y su posterior procesamiento. Por otro lado, para obtener los espectros de respuesta predichos por los modelos de atenuación, se requiere la recolección de la información relacionada al sismo (ubicación, magnitud, profundidad del foco, mecanismo focal, entre otros). La compilación de los registros sísmicos y la información relacionada a los sismos comprende la base de datos.

En el Perú, trabajos anteriores sobre el desarrollo de una base de datos de registros sísmicos fueron realizados por Chávez (2006,2009) y Arango *et al.* (2011). La base de datos de Chávez (2006, 2009) se realizó para el desarrollo de una nueva ley de atenuación para ordenadas espectrales, con base en los registros sísmicos de la red acelerográfica del CISMID. La base de datos consta de alrededor de 300 registros sísmicos de 59 sismos de subducción registrados en el Perú por la red del IGP (entre 1966 y 1974) y del CISMID (entre 1988 y 2005). Las magnitudes se compilan desde 4.0 hasta 8.4 M_w (terremoto de Atico, 2001), cuando no se dispone de la magnitud de momento se usa ecuaciones de correlación entre magnitudes m_b , M_s y M_w derivados de estudios locales (Castillo y Alva, 1993; Bolaños y Monroy, 2004). La sismogénesis de los eventos se determina en función a la ubicación del epicentro y la profundidad del foco. La clasificación de sitio de todas las estaciones acelerográficas evaluadas se asume como suelos tipo C (IBC, 2015), dicha asunción es confirmada para la mayoría de las estaciones evaluadas con ensayos geofísicos de estudios posteriores (Calderón *et al.*, 2011; Quispe *et al.*, 2014; Alva *et al.*, 2015). Chávez (2006) determina las distancias a la fuente sísmica asumiendo todas las fuentes sísmicas como fuentes puntuales lo cual lleva a una sobreestimación de las distancias a la fuente sísmica sobre todo para eventos sísmicos de gran magnitud; sin embargo, Chávez *et al.* (2009) actualiza su base de datos considerando la distancia a la ruptura (R_{RUP}).

Por otro lado, la base de datos compilada por Arango et al. (2011), consta de 98 registros sísmicos de Perú y Chile correspondientes a 15 sismos de subducción ocurridos entre 1966 y 2007. El rango de magnitudes de los eventos sísmicos incluidos por Arango et al. (2011) varía entre 6.6 a 8.4 M_w . La clasificación del tipo de evento (interfase o intraplaca) fue realizada con base en el mecanismo focal del evento, localización del epicentro, profundidad y su posición respecto a la fosa Perú-Chile. La clasificación de sitio se asigna en base a estudios previos (por ejemplo, Cortez-Flores, 2004; Tavera et al., 2008) y a cocientes espectrales H/V (Zhao et al., 2006a). La distancia a la fuente al sitio se realiza mediante estimaciones de las dimensiones de la fuente sísmica.

En este estudio, el trabajo de Arango et al. (2011) se toma como punto de partida para la generación de una nueva base de datos. Se revisa y modifica la clasificación de sitio de las estaciones de interés asignada por Arango et al., (2011) a la luz de estudios más recientes sobre las condiciones de sitio de las estaciones acelerográficas de Perú y el norte de Chile (Calderón et al., 2011; Quispe et al., 2014; Alva et al., 2015; Becerra et al., 2015; FUCHIGE, 2016; Idini, 2016). Se incrementa tanto la ventana de tiempo de la base de datos hasta el 2015 así como el rango de magnitudes de 5.0 M_w hasta 8.4 M_w , lo cual resulta en un incremento de registros sísmicos hasta 484, reuniéndose así una muestra más representativa con el objetivo de evaluar la aplicabilidad de leyes de atenuación sísmica en el Perú.

En el presente capítulo, se presenta el trabajo realizado para la recolección de la información relacionada a los eventos sísmicos (metadata) y el procesamiento de los registros sísmicos. La metadata comprende la ubicación del foco, la magnitud de momento, la sismogénesis del evento (subducción interfase o intraplaca), la determinación de las distancias a la fuente sísmica (distancia más corta a la superficie de ruptura o hipocentral) y la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas que registraron el sismo de interés. Para la ubicación del foco y la magnitud de momento se tomó en cuenta la información brindada por varias agencias locales e internacionales, así como estudios específicos de cada sismo (cuando estos estuvieron disponibles). La clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas se recolectó de estudios previos sobre las características geológicas y geotécnicas del terreno, ensayos geofísicos y estudios de microzonificación sísmica; asimismo, como medida complementaria a la

información recolectada se usaron los cocientes espectrales H/V para estimar el periodo predominante del suelo (Zhao *et al.*, 2006a; Di Alessandro *et al.*, 2012). Para estimar la distancia a la fuente sísmica se utilizó modelos de falla finita, cuando estos estuvieron disponibles, en caso contrario se estimó las dimensiones de la superficie de ruptura en base a relaciones de escalamiento de la fuente para sismos de subducción (Strasser *et al.*, 2010). El procesamiento de los registros sísmicos incluye la corrección de orden cero, el ajuste por línea base y la selección de las frecuencias de pasa baja y pasa alta, con el fin de disminuir el ruido de frecuencias altas y bajas, respectivamente. Una explicación más detallada de la determinación de la metadata, así como el procesamiento de los registros sísmicos se presenta en las secciones subsiguientes

3.2 DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS

La extensión geográfica de los sismos incluidos en la base de datos incluye todo el territorio de Perú y el norte de Chile. Los registros sísmicos relacionados a estos sismos fueron registrados por redes acelerográficas de Perú y Chile. En el Perú, las redes que se usaron en este estudio son la Red Acelerográfica del CISMID (Centro Peruano-Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres) de Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería, y en forma parcial la Red del IGP (Instituto Geofísico del Perú). Se usó asimismo 3 acelerógrafos de CERESIS (Centro Regional de Sismología para América del Sur) y 1 acelerógrafo de la Pontificia Universidad Católica del Perú. En el caso de Chile, se incluyó la Red IPOC (*Integrated Plate Boundary Observatory Chile*), la Red del Centro Sismológico Nacional de Chile (conocido como GUC en la red sismológica mundial), la Red del RENADIC (administrado por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile) y la Red DGF-DIC (administrado por el Departamento de Geofísica y el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile). En el caso de las estaciones del norte de Chile pertenecientes a la red del RENADIC y DGF-DIC, solo se tomaron en cuenta para el análisis aquellas estaciones acelerográficas que presentan clasificación de sitio en Arango *et al.* (2011) o aquellas que se encuentran en roca según Contreras (2009) o Idini (2016). En lo que concierne a las estaciones de la Redes GUC e IPOC se incluyó en el análisis los registros de aquellas estaciones acelerográficas que presentan un perfil de ondas de corte así como aquellas estaciones que se clasifican como roca genérica o suelos tipo A (norma chilena NCh433.Of1996)

según Idini (2016). En las Figuras 3.1 y 3.2 se muestra la distribución geográfica de las estaciones acelerográficas usadas en este estudio.

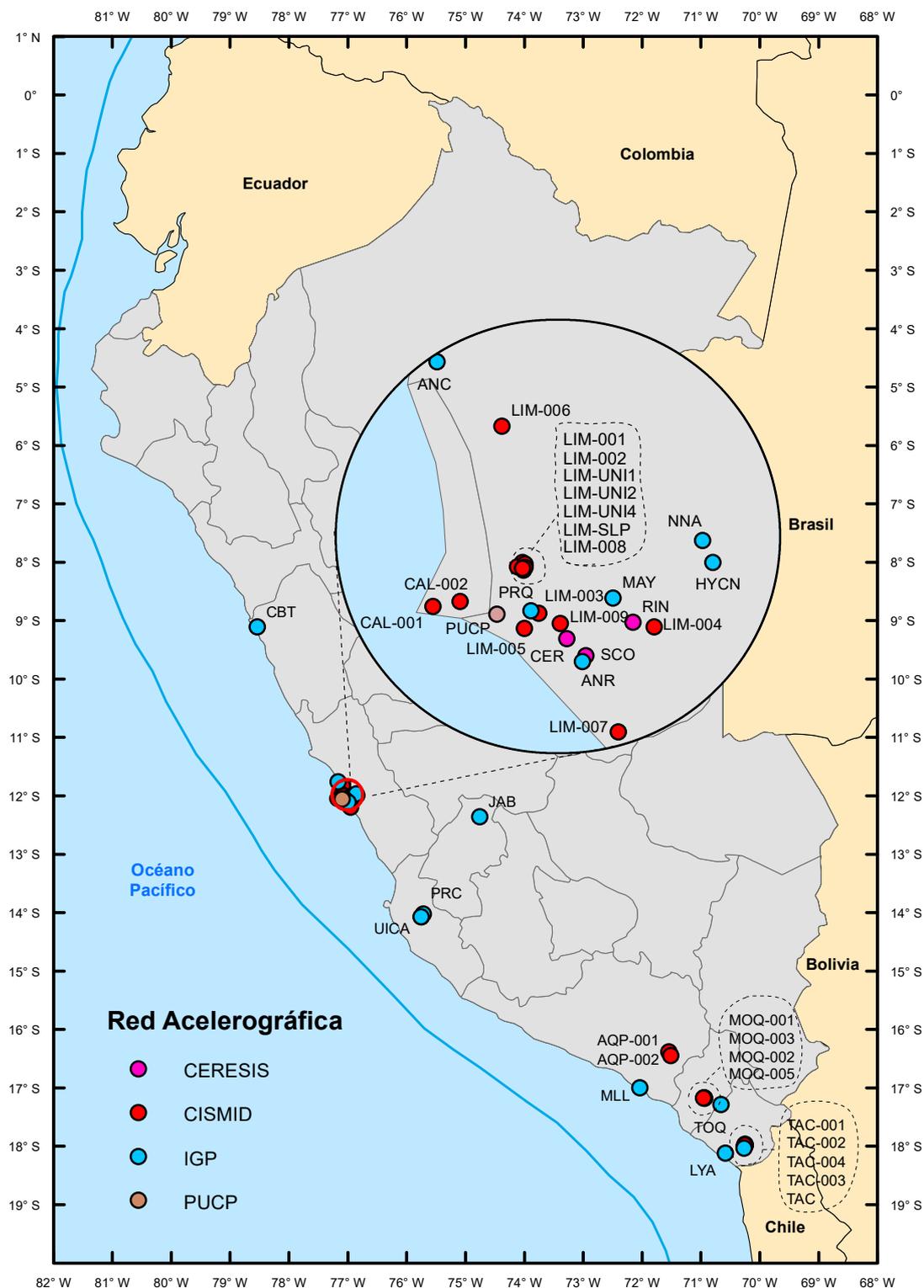


Figura 3.1 Ubicación de las estaciones acelerográficas en el Perú utilizadas en este estudio. Fuente: elaboración propia

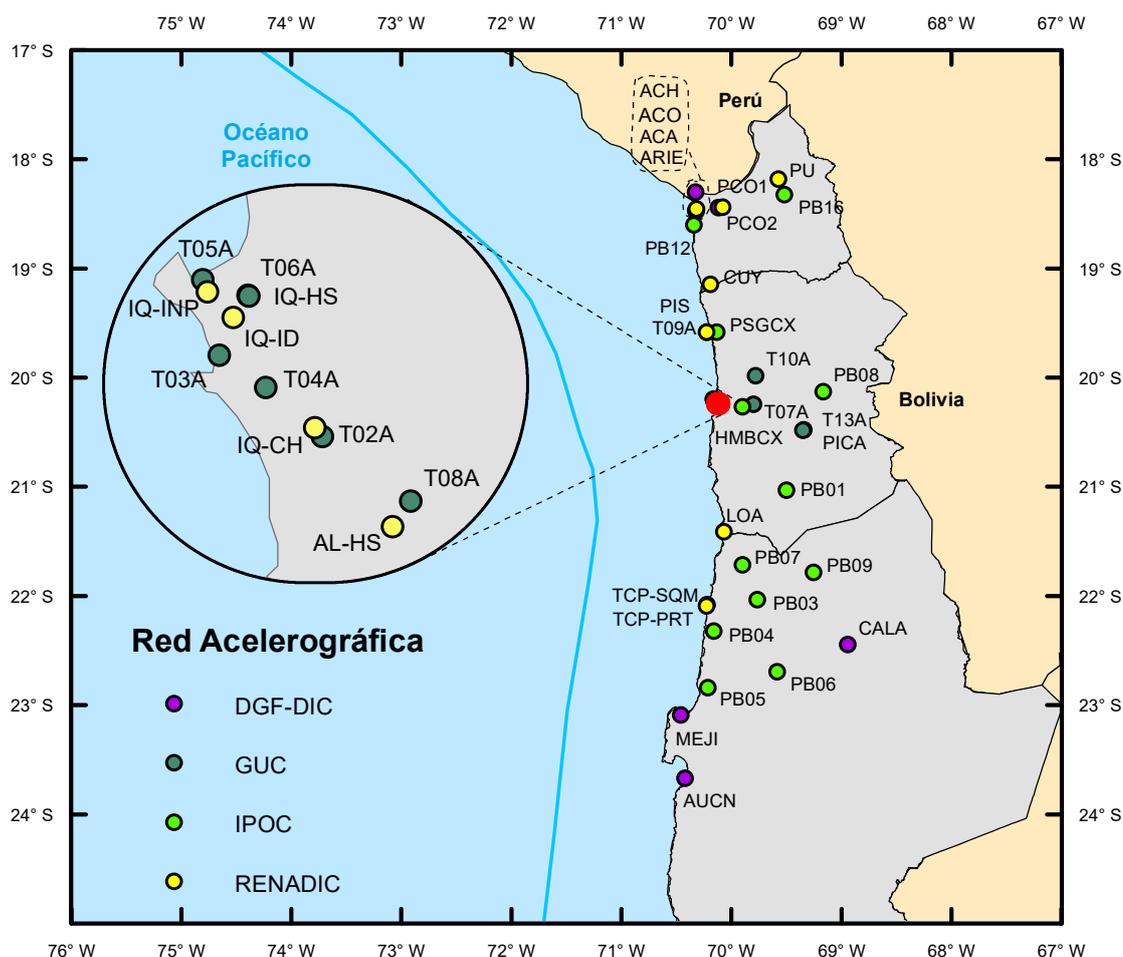


Figura 3.2 Ubicación de las estaciones acelerográficas en el norte de Chile utilizadas en este estudio. Fuente: elaboración propia

La base de datos compilada incluye 484 registros sísmicos de 118 sismos de subducción, en un rango de magnitudes de momento de 5.0 a 8.4 M_w , registrados en el Perú y el norte de Chile entre 1966 y 2015. Los eventos sísmicos de gran magnitud incluidos en este estudio son el terremoto de Lima de 1966 (8.1 M_w), Chimbote de 1970 (7.9 M_w), Lima de 1974 (8.0 M_w), Lima de 1974 (7.1 M_w), Atico del 2001 (8.4 M_w), Tarapacá del 2005 (7.8 M_w), Pisco del 2007 (8.0 M_w), Tocopilla del 2007 (7.7 M_w) e Iquique del 2014 (8.1 M_w).

En la Figura 3.3 (a y b) se muestra una visión general de la distribución de la base de datos en términos de distancia a más corta a la superficie de ruptura, profundidad del foco y magnitud de momento. La clasificación de los eventos sísmicos realizada indica que los sismos de subducción interfase se encuentran hasta una profundidad de 65 km aproximadamente (Figura 3.3a), lo cual es consistente con la profundidad máxima del acoplamiento sísmico de 65 km y

70 km para la región central y norte-sur del Perú, respectivamente (Guardia y Tavera, 2013). En las Figura 3.3 (c y d), se muestra la distribución de la de las estaciones según la clasificación de sitio asignada a cada estación, un 60% del total de los registros se encuentra en suelos tipo C (IBC, 2015), 22% en suelo tipo A y B, 18% en suelo tipo D y ningún registro en suelo tipo E.

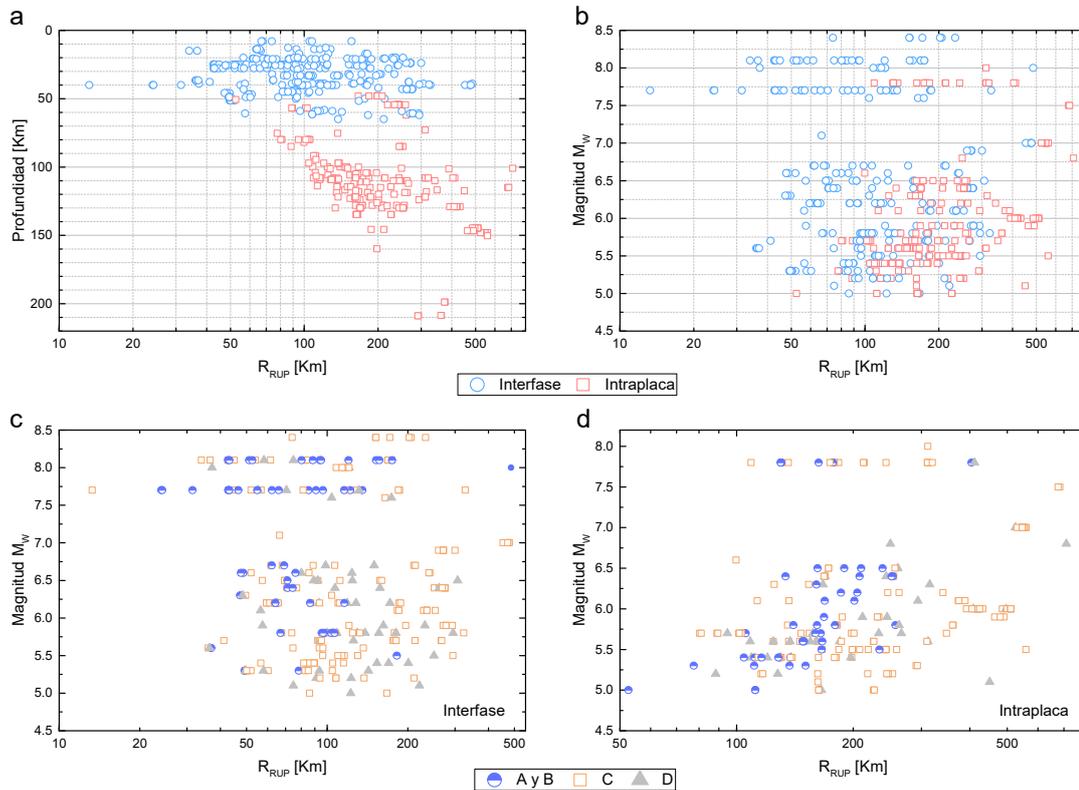


Figura 3.3 Distribución de la base de datos en términos de magnitud, profundidad del foco, distancia a la superficie de ruptura y clasificación de sitio según IBC (2015). Fuente: elaboración propia

3.3 UBICACIÓN Y MAGNITUDES

La información referente a la ubicación y profundidad del foco se tomó de dos agencias internacionales: el NEIC (National Earthquake of Information Center) y el ISC (International Seismological Centre). También se usó la información de agencias locales como el IGP (Instituto Geofísico del Perú) y el Centro Sismológico Nacional de Chile, cuando se consideró apropiado. Se usó la ubicación propuesta por el IGP cuando hubo un informe técnico relacionado al sismo. Asimismo, en caso de haber un estudio específico de un sismo se prefirió la ubicación dada por dicho estudio.

La magnitud de momento M_w (Hanks y Kanamori, 1979) se obtuvo del *Global Centroid Moment Tensor* (Ekström et al., 2012). Debido a que el catálogo del

Global CMT solo comprende eventos sísmicos a partir de 1976, la magnitud de momento de los terremotos ocurridos en Lima y Chimbote antes de 1976 se recolectó a partir de estudios específicos de cada sismo. Así pues, para los sismos ocurridos en Lima en 1966 y 1974 se usaron los estudios de Abe (1972) y Hartzell y Langer (1993), respectivamente; mientras que la magnitud momento del sismo de Chimbote se obtuvo del estudio de Abe (1972). La mínima magnitud que se incluyó en la base de datos fue de 5.0 M_w , la cual es la mínima magnitud que el Global CMT reporta en su catálogo y además es la mínima magnitud que consideran en su base de datos las leyes de atenuación evaluadas en este estudio. No se usaron ecuaciones de correlación entre escalas de magnitud para estimar la magnitud de momento, es decir, todos los eventos de la base de datos presentan magnitud de momento. Solo para el caso del sismo de Lima ocurrido el 5 de enero de 1974 (6.6 M_s) se asumió una equivalencia en la magnitud M_s y M_w ; esta asunción es razonable puesto que la magnitud de ondas de superficie se satura alrededor de $M_s > 8.0$ (Bolt, 2001).

3.4 PROCESAMIENTO DE REGISTROS SÍSMICOS

Los registros sísmicos siempre contienen ruido, este ruido proviene de diversas fuentes como el tráfico, maquinaria alrededor del equipo, el viento (por ejemplo, los árboles transmiten las vibraciones del viento al terreno), las olas del mar, entre otros. Con el fin de disminuir el ruido presente en la señal, se realizó el procesamiento de los registros sísmicos, el cual comprende la corrección de orden cero, el ajuste por línea base y el filtrado de frecuencias.

El procesamiento de los registros sísmicos fue realizado con el programa USDP (Utility Software for Data Processing) (Akkar *et al.*, 2016), el cual presenta una interfaz gráfica al conjunto de programas en FORTRAN para el procesamiento de registros sísmicos desarrollado por David Boore (Boore, 2008). En la Figura 3.4 se muestra el diagrama de flujo del procesamiento de los registros sísmicos.

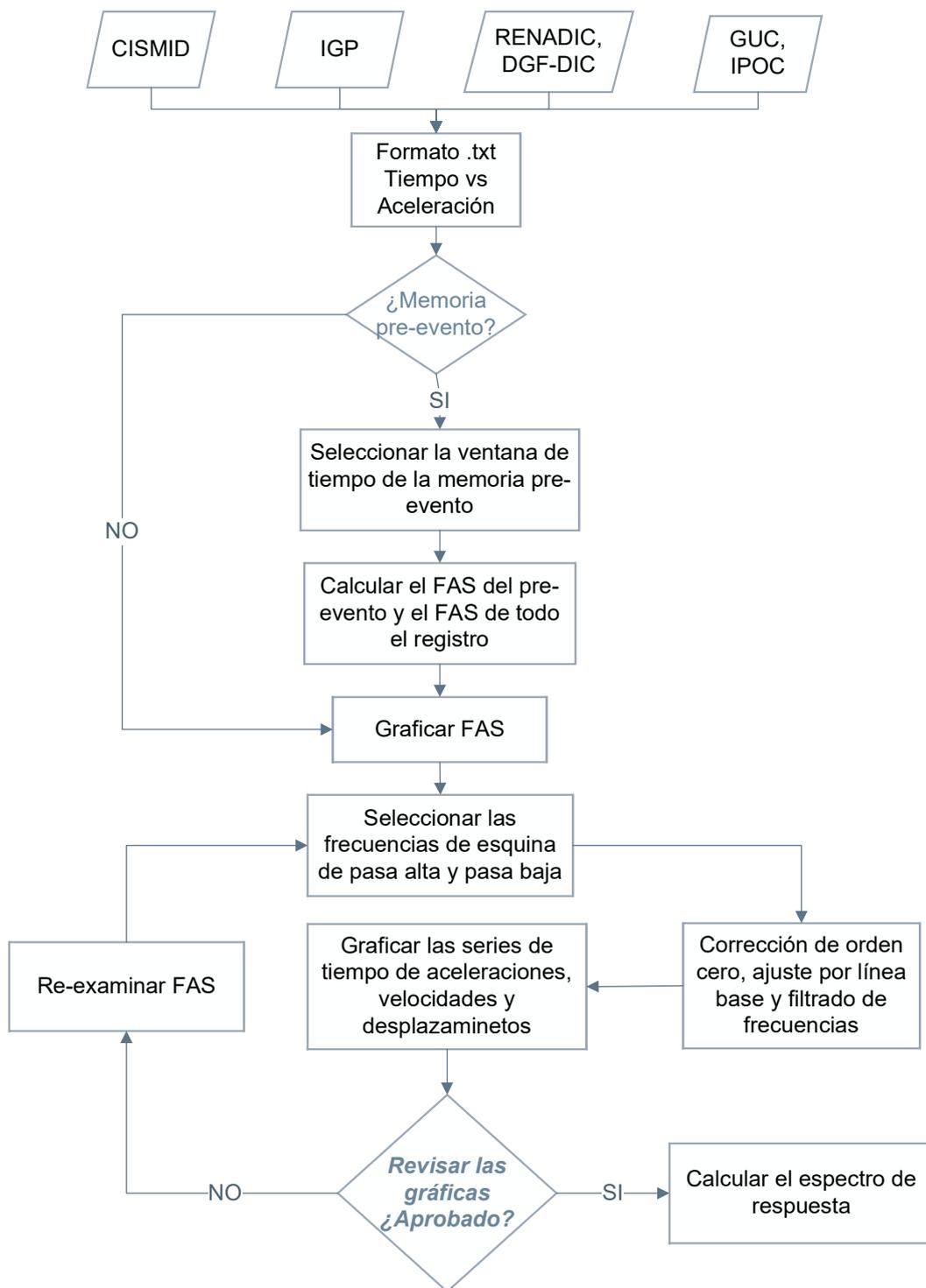


Figura 3.4 Diagrama de flujo del procesamiento de registros sísmicos

3.4.1 Corrección de orden cero y ajuste de la línea base

Antes de realizar cualquier filtrado o ajuste por línea base se aplicó primero una corrección de orden cero. Con el propósito de realizar la corrección de orden cero, la media de la memoria pre-evento (cuando estuvo disponible) fue sustraída del

registro completo. La media se calcula en el segmento de la memoria pre-evento porque se asume que esta representa la línea base antes de que el acelerógrafo sea activado. Por lo tanto, cualquier desvío constante debido a razones como las imperfecciones del equipo debe ser reflejado en la memoria pre-evento. En casos donde el registro no presentó memoria pre-evento, la media del registro completo se redujo a todo el registro. Una vez realizada la corrección de orden cero, se realizó el ajuste por línea base ajustando un polinomio de grado 7 a las series de tiempo de velocidades. Luego se sustrajo la derivada de cada polinomio a las aceleraciones (modificadas por la corrección de orden cero).

3.4.2 Filtrado de frecuencias

El filtrado de frecuencias se realizó en el dominio del tiempo mediante un filtro Butterworth no causal de orden 4. Las frecuencias se filtraron mediante un filtro no causal debido a que estos presentan mayor estabilidad frente a los filtros causales (Boore y Bommer, 2005). Como parte del filtrado no causal se añadió ceros al inicio y al final de cada registro sísmico (“zeros pads”). La longitud (número de segundos) de los ceros depende del orden del filtro y de la frecuencia de filtrado; dicha longitud fue fijada de acuerdo con las recomendaciones de Converse y Brady (1992). La inclusión de ceros al inicio y al final del registro puede traer consecuencias como las transiciones abruptas en el registro sísmico. Con el fin de reducir estas transiciones se añadió una función coseno de transición gradual (“tapers”) para la transición de los ceros (“zero pads”) al registro sísmico.

3.4.2.1 Selección del filtro de pasa alta

El impacto del ruido de baja frecuencia (< 1 Hz) en parámetros de intensidad del movimiento del terreno como la velocidad, desplazamiento y espectros de respuesta puede ser dramático por lo cual se ha hecho práctica común utilizar filtros de pasa alta para eliminar los ruidos de baja frecuencia (Douglas y Boore, 2011). Ejemplos donde los espectros de respuesta a periodos largos cobran importancia (y por ende los filtros de pasa alta) corresponden a estructuras de periodo largo como puentes, tanques de almacenamiento, edificios muy altos y estructuras con aislamiento sísmico.

La selección de los filtros de esquina de pasa alta se realizó siguiendo los criterios dados por Boore y Bommer (2005). El primer criterio implica comparar los espectros de amplitudes de Fourier (FAS) de la señal y el modelo del ruido,

obtenido de la memoria pre-evento, de tal manera que la relación señal/ruido sea mayor a 2. Cabe resaltar que la comparación del FAS del registro y el FAS del ruido implica en realidad la relación señal más ruido entre ruido (el registro sísmico presenta la señal y el ruido a la vez), por lo tanto, si se requiere una relación señal/ruido igual a 2, la relación entre el FAS del registro y el FAS del ruido deber ser 3.

Para garantizar que la relación señal/ruido sea mayor a 3 se empleó graficas del FAS de aceleraciones del registro sísmico y el FAS del ruido multiplicado por 3. Asimismo, para calcular el espectro de Fourier del ruido se empleó una corrección por duración de la memoria pre-evento (Zaré y Bard, 2002).

Además, con el propósito de comparar el FAS del ruido (corregido por duración de la memoria pre-evento) y el FAS del registro sísmico se realizó un suavizado a los espectros de Fourier mediante la función de Konno y Ohmachi (1998) con un parámetro b de 40. En la Figura 3.5 se muestra 2 ejemplos de la selección del filtro de pasa alta mediante este criterio. El proceso se inició identificando la porción de la memoria pre-evento que servirá de modelo del ruido (Figura 3.5 a y c). Luego se comparó el FAS de los registros sísmicos y el FAS del ruido (corregido por duración de la memoria pre-evento) multiplicado por 3 (Figura 3.5 c y d). El punto de intersección de los espectros de Fourier indica una relación señal/ruido igual a 3, por ello la frecuencia a la que ocurre esta intersección sería la frecuencia de pasa alta.

El segundo criterio consiste en juzgar a que frecuencia ocurre la desviación del FAS de aceleraciones en frecuencias bajas respecto a una caída proporcional a las frecuencias al cuadrado (f^2). Este comportamiento está basado en teoría de sismología que indica que a frecuencias bajas el FAS de aceleraciones presenta una caída proporcional a f^2 (Brune, 1970; Atkinson, 1993). Ejemplos del uso este criterio se muestra en la Figura 3.6. En particular, se observó que para estaciones digitales que se encuentran a campo abierto, como los de la Red IPOC, la presencia del ruido de baja frecuencia es mínimo por lo cual muchas veces se seleccionó frecuencias de pasa alta menores a 0.05 Hz ampliándose así el rango usable de los espectros de respuesta a periodos altos (Figura 3.6a).

El tercer criterio consiste en inspeccionar visualmente las series de tiempo de las velocidades y desplazamientos obtenidos de la integración del registro de

aceleraciones corregido, y juzgar si estas series de tiempo son razonables. Este criterio es el más subjetivo puesto que lo que es razonable para alguien puede no serlo para otra persona.

En el presente trabajo, la selección del filtro de esquina de pasa alta se siguió los 3 primeros criterios antes mencionados. Primero, se escogió las frecuencias de pasa alta en base los primeros dos criterios. Luego, usando el tercer criterio, se escogió el menor filtro de pasa alta para el cual se observó series de tiempo de desplazamientos que no contenían formas de ondas de periodo largo o cualquier otra variación físicamente injustificada como la velocidad final alejada de cero y desplazamientos finales muy grandes.

Finalmente, cabe resaltar que el primer criterio se aplicó solamente para aquellos registros sísmicos de acelerógrafos digitales que presentaban memoria pre-evento, lo que no siempre fue el caso, excepto para registros de las Redes GUC e IPOC donde la gran mayoría de los registros presentaron memoria pre-evento.

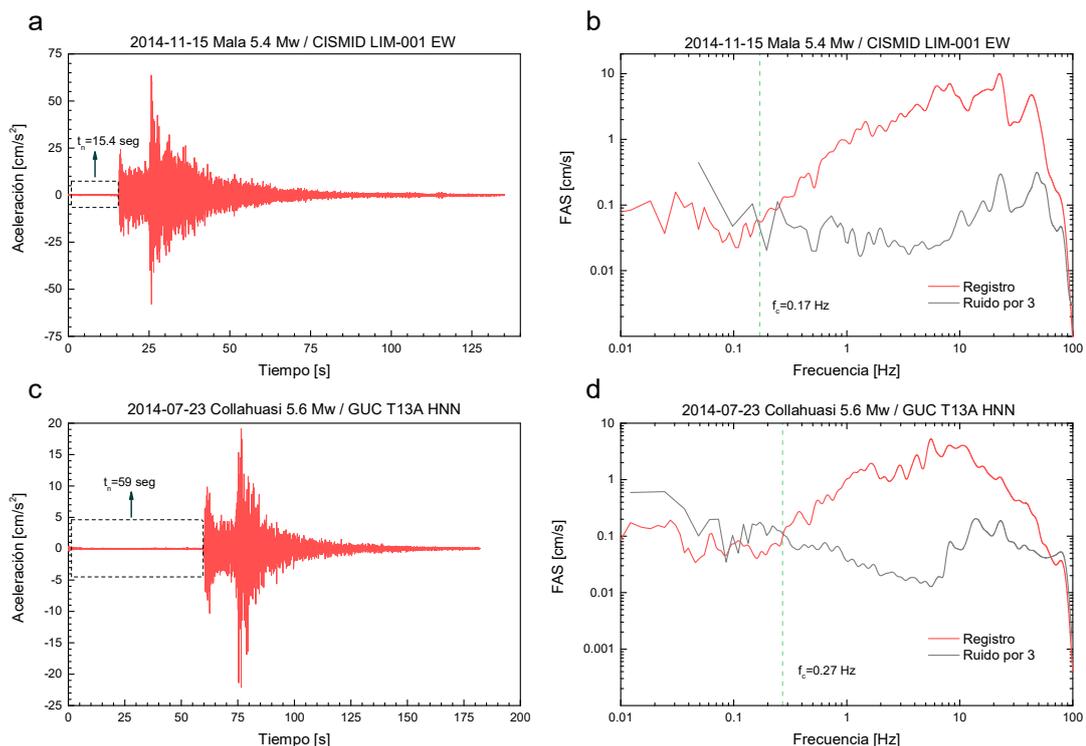


Figura 3.5 Selección de filtro de esquina de pasa alta usando el criterio de la relación señal/ruido mayor a 2, en la izquierda se muestra las series de tiempo de aceleraciones señalando la memoria pre-evento y en la derecha la comparación de los espectros de Fourier del registro y del ruido multiplicado por 3. En la parte superior de cada gráfica se indica la fecha y la magnitud del sismo, la red acelerográfica, el código de la estación y la componente del registro sísmico.

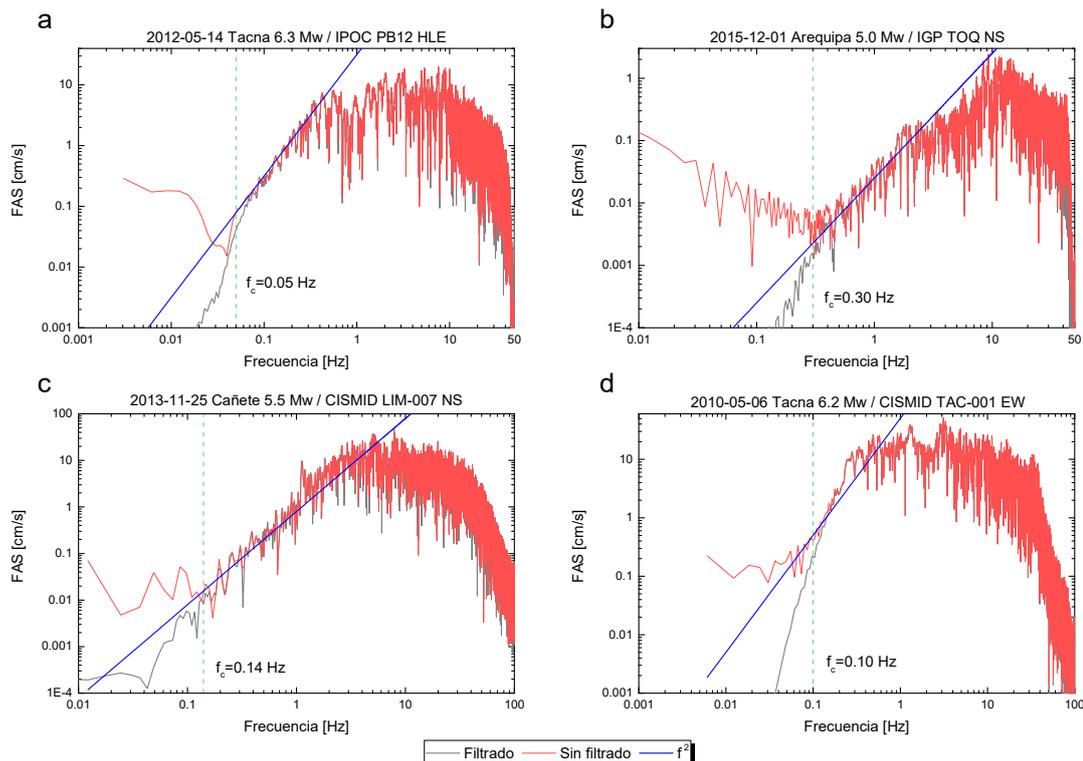


Figura 3.6 Selección de frecuencias de esquina de pasa alta mediante el criterio de la caída del espectro de Fourier a frecuencias bajas proporcional a f^2 . En la parte superior de cada gráfica se indica la fecha y la magnitud del sismo, la red acelerográfica, el código de la estación y la componente del registro sísmico.

3.4.2.2 Selección del filtro de pasa baja

Para la mayoría de las aplicaciones en ingeniería la frecuencia del filtro pasa baja tiene menor importancia que la frecuencia del filtro pasa alta debido a que las frecuencias altas ya han sido filtradas por la tierra y las frecuencias a las que el ruido se hace comparable con la señal son usualmente mayores a las frecuencias de interés en ingeniería. Un ejemplo donde los filtros de pasa baja son importantes es el diseño sísmico de estructuras, sistemas y componentes dentro de una planta nuclear donde los periodos cortos en los espectros de respuesta son importantes debido a la rigidez de la estructura de diseño (Akkar *et al.*, 2011).

Para la selección del filtro de pasa baja se usó criterio descrito por Douglas y Boore (2011), así pues, se seleccionó la frecuencia de esquina de pasa alta identificando donde el FAS del registro sísmico se hace comparable con el FAS del ruido (visto de otra manera, donde empieza la parte plana del FAS del registro en altas frecuencias). En la Figura 3.7 (a y b), se muestra una aplicación de este criterio en donde se seleccionó una frecuencia de pasa baja de 25 Hz, ya que a esta frecuencia la señal resulta muy contaminada por ruido de frecuencias altas.

Asimismo, sobre la base de este mismo criterio, hay registros (especialmente de acelerógrafos digitales) que a frecuencias altas no necesitan de un filtro de pasa baja debido a que el FAS del ruido se encuentra muy por debajo del FAS del registro (Figura 3.7 c y d). Por tal motivo, en estos casos se seleccionó como filtro de pasa baja a la frecuencia de Nyquist, la cual se calcula como la mitad de la frecuencia de muestreo del acelerógrafo y es la mayor frecuencia a la cual las características del movimiento del terreno pueden ser correctamente determinados (Boore y Bommer, 2005). En otras palabras, cualquier filtro por encima de la frecuencia de Nyquist no tendrá efecto alguno en el registro sísmico.

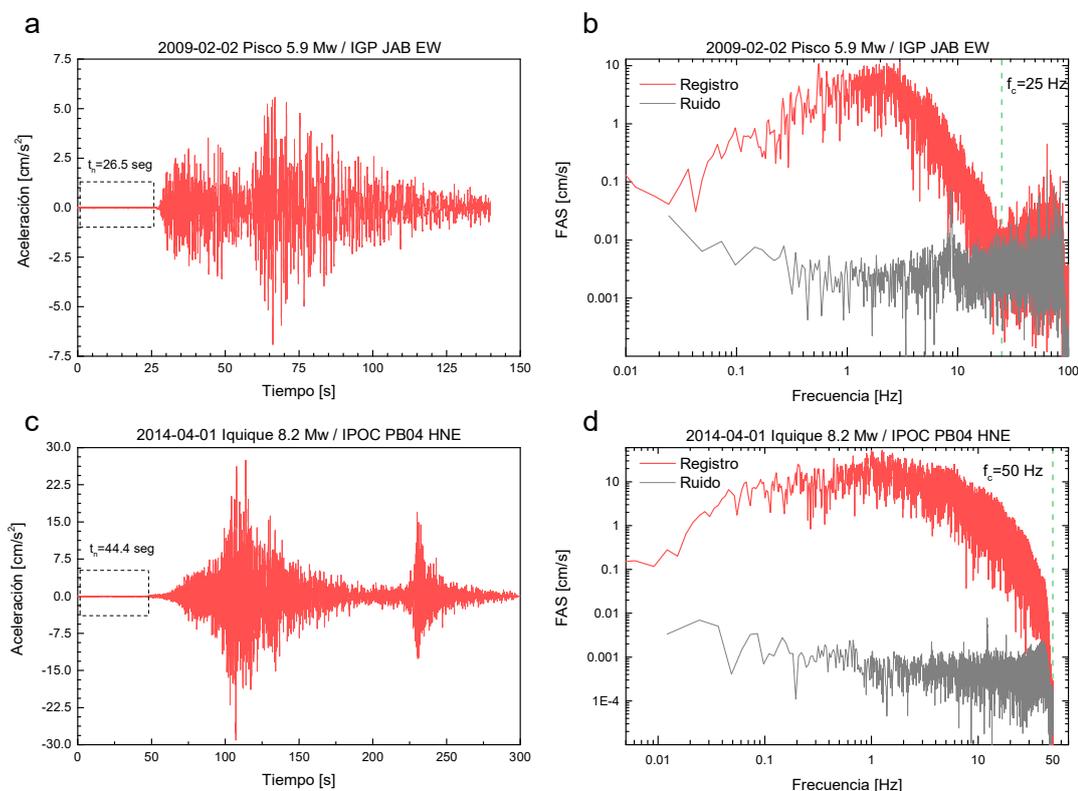


Figura 3.7 Selección del filtro de esquina de pasa baja basado en el criterio de Douglas y Boore (2011). En las figuras a y c se muestra los acelerogramas indicando el tiempo de la memoria pre-evento usado para el modelo del ruido. En las figuras b y d se muestra la comparación del espectro de amplitudes de Fourier (FAS) del registro y el FAS ruido (corregido por duración). En la parte superior de cada gráfica se indica la fecha y la magnitud del sismo, la red acelerográfica, el código de la estación y la componente del registro sísmico.

3.4.3 Rango usable de los espectros de respuesta

Una vez realizado el filtrado de la señal el siguiente paso es seleccionar el periodo máximo usable del espectro de respuesta de cada registro. Usando la base de datos de Europa, Akkar y Bommer (2006) analiza la variabilidad del máximo periodo usable en espectro de respuesta de desplazamientos en términos de magnitud del sismo, clasificación de sitio de la estación de registro, el orden del

filtro, el tipo de sensor (analógico o digital) y el amortiguamiento aplicado al espectro de respuesta. Los principales resultados que obtiene son que el filtro no causal Butterworth de orden 4 maximiza el máximo periodo usable del espectro de respuesta de desplazamientos. Además, para un criterio tolerante, el máximo periodo usable para roca, suelos rígidos y suelos blandos es $0.8T_c$, $0.9T_c$ y $0.97T_c$ respectivamente, donde T_c periodo de pasa alta (la inversa de la frecuencia de esquina de pasa alta).

El desarrollo de una base de datos para una nueva ley de atenuación también requiere restringir el rango de periodos usable de los espectros de respuesta, con este fin los modelos de atenuación de Zhao *et al.* (2006) y Abrahamson *et al.* (2016) colocan al máximo periodo usable como $1.0T_c$ y $1.2T_c$ respectivamente. En el presente estudio, se emplea como periodo máximo usable del espectro de respuesta $1.0T_c$.

3.5 DETERMINACIÓN DE LA SISMOGÉNESIS

Para la determinación de la sismogénesis, es decir, si el sismo es subducción interfase, subducción intraplaca o continental se emplearon los siguientes criterios: el mecanismo focal del evento, la profundidad del foco y la ubicación del evento respecto a la placa de Nazca. Para este último aspecto, se usó el modelo de la geometría de la placa de Nazca Slab 1.0 (Hayes *et al.*, 2012) desarrollado por el USGS.

El mecanismo focal del evento permite identificar el tipo de falla que generó el evento sísmico. En la Figura 3.8 se muestra ejemplos de diferentes tipos de falla y sus mecanismos focales. De esta manera, un sismo de subducción interfase se asocia a mecanismos focales inversos, mientras que los eventos de intraplaca se relacionan con mecanismos focales normales. Además del mecanismo focal, se empleó la profundidad del foco y la ubicación del foco respecto a la placa de Nazca, así aquellos sismos con mecanismo focal inverso y con profundidad acorde al modelo Slab 1.0 se clasificaron como eventos interfase. Un procedimiento similar se llevó a cabo en el caso de sismos de intraplaca, sin embargo, eventos con mecanismo focal inverso u oblicuo con profundidad del foco mayor a 70 km fueron clasificados como eventos de intraplaca, puesto que la zona de acoplamiento sísmico en el Perú se encuentra hasta 65-70 km de profundidad (Guardia y Tavera, 2013). Finalmente cabe resaltar que el mecanismo focal

propuesto por el Global CMT (Ekström *et al.*, 2012) fue usado para todos los eventos sísmicos presentes en la base de datos.

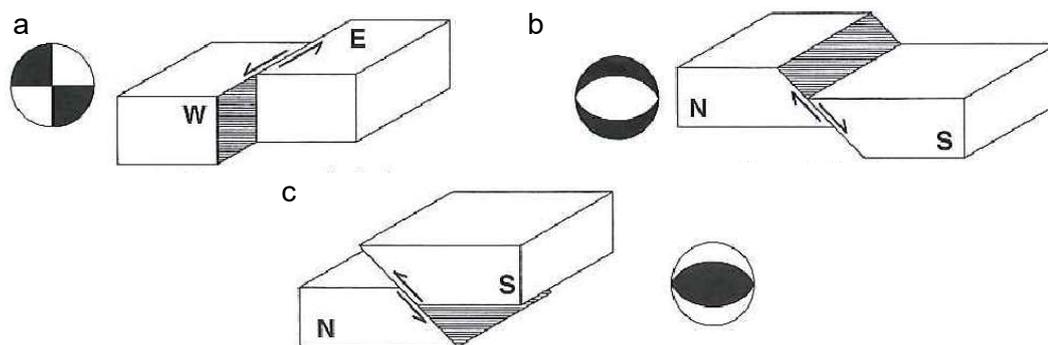


Figura 3.8 Ejemplos de diferentes mecanismos focales. a) Falla transcurrente. b) Falla normal c) Falla inversa. Fuente: Sucuoğlu y Akkar (2014)

3.6 DISTANCIA SITIO - FUENTE SÍSMICA

Como se mencionó en los capítulos anteriores, existen diversas definiciones de distancias, sin embargo, para los modelos de atenuación analizados en este trabajo se requiere solamente la distancia a la ruptura y/o la distancia hipocentral. En el caso de la distancia hipocentral basta con calcular la distancia entre la estación y el foco del sismo, no obstante, la distancia a la ruptura (R_{RUP}) requiere la superficie de ruptura del sismo. El procedimiento para la estimación de las superficies de ruptura tanto para modelos donde hubo un estudio específico del evento como para eventos donde se carecía de los mismos se explica a continuación.

3.6.1 Dimensiones de la superficie de ruptura

Las superficies de ruptura se obtuvieron a través de los modelos de falla finita, los cuales se realizan usualmente para terremotos de gran magnitud (por ejemplo, el terremoto de Lima de 8.1 M_W de 1974, Atico 8.4 M_W del 2001, Pisco 8.0 M_W del 2007, entre otros). El modelo de falla finita cuantifica la distribución tanto espacial como direccional de los desplazamientos (“slips”) en una falla, la rapidez de la ruptura sobre la superficie de falla y el desplazamiento que sufre cada punto en la falla. En la Figura 3.9 se muestra, a modo de ejemplo, una vista en planta de la distribución de los desplazamientos (“slips”) ocurridos en el terremoto de Pisco 2007 (8.0 M_W).

Una parte de los modelos de falla finita que se usaron en este estudio se encuentran compilados en el catálogo online SRCMOD (Mai y Thingbaijam, 2014), el cual es una base de datos de libre acceso que contiene alrededor de 300 modelos de la fuente sísmica para eventos sísmicos importantes alrededor del mundo. Para eventos que no estuvieron presentes en el catálogo SRCMOD se usaron estudios específicos del evento de interés. Así pues, para el caso del terremoto de Atico del 2001 de 8.4 M_w y su réplica de 7.6 M_w (Pritchard *et al.*, 2007), Lima del 2006 de 6.7 M_w (Pritchard y Fielding, 2008), Pisco de 8.0 M_w (Sladen *et al.*, 2010), entre otros (ver Anexo B). Para otros eventos de gran magnitud cuyo modelo de falla finita no estuvo disponible, se recurrió a los modelos de falla finita publicados por el USGS, este es el caso de los terremotos de Lamas del 2005 (7.5 M_w), Tarapacá del 2005 (7.8 M_w), Iquique 01 de abril del 2014 (8.2 M_w), Iquique réplica 03 de abril 2014 (7.7 M_w).

Como se mencionó en los párrafos anteriores los modelos de falla finita son elaborados usualmente para sismos de gran magnitud, por lo cual se realizaron algunas estimaciones cuando el evento sísmico no tuvo un modelo de falla finita. Así, cuando no hubo un modelo de falla finita se empleó el enfoque alternativo planteado por Arango *et al.* (2011), el cual consiste en estimar las dimensiones de la fuente a partir de expresiones que relacionen las dimensiones de la fuente sísmica con la magnitud del evento sísmico y la sismogénesis de los mismos. Con este propósito, se usaban frecuentemente las relaciones de escalamiento para sismos corticales de Wells and Coppersmith (1994), así por ejemplo Atkinson y Boore (2003) estiman la distancia más cercana a la superficie de ruptura (R_{RUP}) con estas expresiones. Sin embargo, estudios más recientes sobre las relaciones de escalamiento de la fuente para sismos de subducción (Blaser *et al.*, 2010; Strasser *et al.*, 2010) indican que existen diferencias significativas entre las relaciones de escalamiento derivadas de sismos continentales y sismos de subducción. Por este motivo, en el presente estudio se emplea las relaciones de escalamiento para sismos de subducción propuesta por Strasser *et al.* (2010). En el Anexo B se especifica la geometría de la falla de cada sismo utilizado en la base de datos.

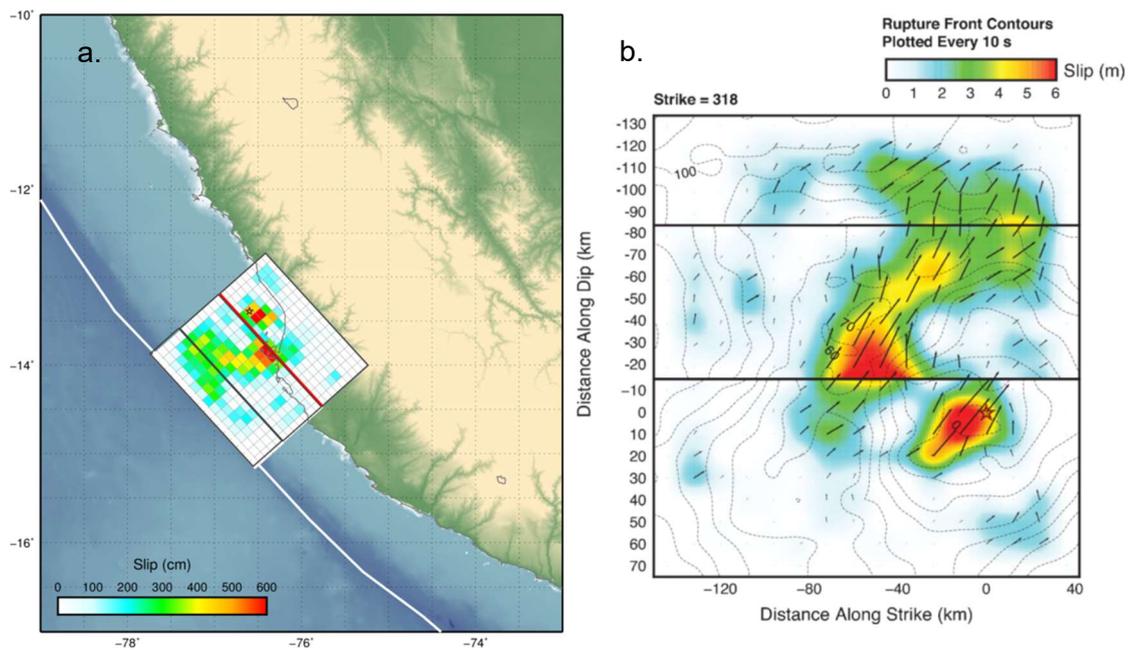


Figura 3.9 Modelo de falla finita del terremoto de Pisco 2007 (8.0 M_w). a) Vista en planta de los desplazamientos. La localización del hipocentro se indica con la estrella. Notar que el modelo está compuesto por tres segmentos de falla, con tres buzamientos diferentes. b) Distribución de los desplazamientos ("slips"). Las flechas indican la dirección del movimiento relativo entre el "hanging wall" y el "foot wall". Las líneas entrecortadas indican la iniciación de la ruptura en segundos. Fuente: NEIC-USGS

3.6.2 Distancia a la superficie de ruptura

En el caso de que se tenga el modelo de la falla finita simplemente se procedió a calcular la distancia a la superficie de ruptura (R_{RUP}) entre la grilla de puntos del modelo de falla y la estación de interés, seleccionando la menor distancia como la distancia a la superficie de ruptura.

Por los demás casos, una vez que se estimó las dimensiones de la superficie de ruptura se definió tanto el rumbo como el buzamiento del plano de ruptura para así poder caracterizar completamente la geometría del mismo. El rumbo y el buzamiento se obtuvieron de los planos nodales reportados en el mecanismo focal del Global CMT. La elección del plano preferente en caso de sismos de interfase se realizó de manera tal que plano nodal elegido concuerde con la geometría de la placa de Nazca. La geometría de la placa de Nazca ha sido estudiada por diferentes autores (Barazangi y Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Cahill y Isacks, 1992), encontrando una variación en el ángulo de buzamiento de la placa de Nazca a lo largo de fosa Perú-Chile. De esta manera, un ángulo de buzamiento de alrededor de 10° se presenta para latitudes de 8° a $15^\circ S$ y 25 a 30° para latitudes de 15° a $27^\circ S$ (sur del Perú y norte de Chile). Así pues, un plano nodal

concordante con la geometría de la placa de Nazca debería presentar un buzamiento menor a 30° y rumbo paralelo a la fosa Perú-Chile. En caso de sismos de subducción intraplaca, cuando no hubo un estudio que sugiera el plano nodal preferente (lo cual fue usualmente el caso) se tomó distancia a la superficie de ruptura (R_{RUP}) como la media geométrica de las distancias obtenidas por los dos planos nodales.

3.7 CLASIFICACIÓN DE SITIO DE ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS

La clasificación de sitio fue asignada a 87 estaciones acelerográficas siguiendo varios esquemas de clasificación que incluyen el propuesto por el *International Council Code* (IBC, 2015), la clasificación japonesa usada por Zhao *et al.* (2006) y la clasificación neozelandesa empleado por McVerry *et al.* (2006). La clasificación propuesta por IBC (2015), se basa en la velocidad promedio de ondas de corte sobre los primeros 30 m. La clasificación usada por Zhao *et al.* (2006) utiliza el periodo predominante del suelo derivado de los cocientes espectrales H/V (Zhao *et al.*, 2006a). La clasificación empleada por McVerry *et al.* (2006) se basa en varias propiedades geotécnicas: la velocidad promedio de ondas de corte, resistencia a la compresión, el periodo predominante y profundidad del basamento rocoso. En las Tabla 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4, se muestra una descripción de los esquemas de clasificación mencionados.

Con el objetivo de asignar una clasificación de sitio a las estaciones acelerográficas se reunió información referente a la descripción geotécnica y geológica del terreno, medición de velocidad de ondas de corte y estudios de microzonificación sísmica. En estaciones donde hubo estudios sobre la medición de ondas de corte sobre los primeros 30 m, la clasificación de sitio se asignó directamente mediante esta medición. Adicionalmente a la descripción geotécnica del terreno y a la medición de la velocidad de ondas de corte se empleó un enfoque alternativo planteado por Zhao *et al.* (2006a), el cual consiste en estimar el periodo predominante del suelo mediante el cálculo del cociente de los espectros de respuesta de las componentes horizontal y vertical (H/V).

Tabla 3.1 Clasificación de sitio IBC (2015)

TIPO DE SUELO	NOMBRE DE SUELO	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 PRIMEROS METROS		
		Velocidad de onda de corte	Resistencia a la penetración estándar	Resistencia al corte no drenada
		V_{s30}	\bar{N}	\bar{S}_u
A	Roca muy dura	$V_{s30} > 1500$ m/s	No aplicable	No aplicable
B	Roca	$760 < V_{s30} \leq 1500$ m/s	No aplicable	No aplicable
C	Suelo muy denso o roca blanda	$360 < V_{s30} \leq 760$ m/s	$\bar{N} > 50$	$\bar{S}_u \geq 100$ KPa
D	Suelo rígido	$180 < V_{s30} \leq 360$ m/s	$15 \leq \bar{N} \leq 50$	$50 \leq \bar{S}_u \leq 100$ KPa
E	Suelo blando	$V_{s30} < 180$ m/s	$\bar{N} < 15$	$\bar{S}_u < 50$ KPa
E	-	<p>Cualquier perfil de suelo con más de 3 m de espesor que tenga las siguientes características:</p> <ol style="list-style-type: none"> Índice de plasticidad (IP) > 20. Contenido de humedad (w) $\geq 40\%$ Resistencia al corte no drenada $\bar{S}_u < 25$ Kpa <p>Cualquier perfil de suelo que contenga una o más de las siguientes características:</p> <ol style="list-style-type: none"> Suelos vulnerables a una posible fractura o colapso bajo efecto sísmico, por ejemplo: suelos licuables, arcillas altamente sensibles y suelos débilmente cementados. Turbas y/o arcillas altamente orgánicas (H > 3 m de turba y/o arcillas altamente orgánicas, donde H = espesor del suelo). Arcillas de muy alta plasticidad (H > 7.6 m con índice de plasticidad IP > 75). Arcillas gruesas suaves a medias (H > 36 m) 		
F	-			

Tabla 3.2 Clasificación de sitio usada por Zhao *et al.* (2016a), Zhao *et al.* (2016b) y Zhao *et al.* (2016c)

Clasificación de sitio	Descripción	Periodo natural	V_{s30} calculado a partir del periodo natural
SC I	Roca	$T_0 < 0.20$ s	$V_{s30} > 600$ m/s
SC II	Suelo rígido	$0.20 \leq T_0 < 0.40$ s	$300 < V_{s30} \leq 600$ m/s
SC III	Suelo medio	$0.40 \leq T_0 < 0.60$ s	$200 < V_{s30} \leq 300$ m/s
SC IV	Suelo blando	$T_0 > 0.60$ s	$V_{s30} \leq 200$ m/s

Tabla 3.3 Clasificación de sitio usada por McVerry *et al.* (2006)

Tipo de suelo	Características
A -Roca muy dura	<ol style="list-style-type: none"> 1. Resistencia a la compresión no confinada menor a 50 MPa. 2. $V_{s30} > 1500$ m/s 3. Sin materiales subyacentes con resistencia a la compresión menor a 18 MPa o $V_{s30} < 600$ m/s.
B - Roca	<ol style="list-style-type: none"> 1. Resistencia a la compresión entre 1 y 50 MPa. 2. $V_{s30} > 300$ m/s. 3. Sin materiales subyacentes con resistencia a la compresión menor a 0.8 MPa o $V_{s30} < 300$ m/s.
C - Suelo superficial	<ol style="list-style-type: none"> 1. Sitio que no clasifican como suelos tipo A, B o E. 2. Presentan periodos naturales menores o iguales 0.60 s. 3. Profundidades de suelos que no excedan aquellas que se muestran en la Tabla 3.4.
D - Suelos profundos	<ol style="list-style-type: none"> 1. Sitio que no clasifican como suelos tipo A, B o E. 2. Presentan periodos naturales mayores a 0.60 s. 3. Profundidades de suelos que no excedan aquellas que se muestran en la Tabla 3.4. 4. Materiales subyacentes de menos de 10 m de suelos con resistencia al corte no drenado menos que 12.5 KPa o N_{spt} menos de 6.
E - Suelos muy blandos	<p>Sitios con las siguientes características:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Más de 10m de suelos muy blandos con resistencia al corte no drenado menor a 12.5 KPa. 2. Más de 10m de suelos con $N_{spt} < 6.0$ 3. Más de 10m de suelos con velocidad de ondas de corte menores 150 m/s.

Tabla 3.4 Máxima profundidad del tipo de suelo C (McVerry *et al.* 2006)

Suelos cohesivos	Resistencia al corte no drenado (KPa)	Máxima profundidad del suelo (m)
Muy blandos	< 12.5	0
Blandos	12.5 - 25	20
Firmes	25 - 50	25
Rígidos	50 - 100	40
Muy rígidos	100 - 200	60
Suelos no cohesivos	N_{SPT}	Máxima profundidad del suelo (m)
Muy sueltos	< 6	0
Sueltos	6-10	40
Densidad media	10-30	45
Densos	30-50	55
Muy densos	> 50	60
Gravas	>30	100

Tabla 3.5 Clasificación de sitio propuesta por Di Alessandro *et al.* (2012)

Clasificación de sitio	Periodo natural
CL-I	$T_0 < 0.20$ s
CL-II	$0.20 \leq T_0 < 0.40$ s
CL-III	$0.40 \leq T_0 < 0.60$ s
CL-IV	$T_0 > 0.60$ s
CL-V	T_0 no identificable (espectro H/V plano con amplitudes menores a 2)
CL-VI	Amplificación de banda ancha o múltiples picos a periodos mayores a 0.20 s
CL-VII	T_0 no identificable (múltiples picos sobre todo el rango de periodos)

T_0 : Periodo natural derivado de los cocientes espectrales H/V

En su trabajo, Zhao *et al.* (2006a) propone el uso de los espectros de respuesta al 5% de amortiguamiento crítico en lugar de los espectros de Fourier arguyendo que los cocientes espectrales de Fourier H/V dependen en gran medida de las características del suavizado del espectro de Fourier de cada registro, por lo cual esta tarea puede consumir mucho tiempo de trabajo cuando el número de registros es grande; además, el amortiguamiento usado al calcular los espectros de respuesta actúa como un suavizado sobre los mismos. Después del trabajo de Zhao *et al.* (2006a) diversos estudios han empleado los cocientes H/V de los espectros de respuesta con el fin de asignar una clasificación de sitio a una estación acelerográfica de interés (Fukushima *et al.*, 2007; Ghasemi *et al.*, 2009). Posteriormente, Di Alessandro *et al.* (2012) incluye nuevas clases de sitio a las inicialmente propuestas por Zhao *et al.* (2006a) (Tabla 3.5): la primera clasificación de sitio, y la más importante, se caracteriza por la forma plana de los cocientes espectrales H/V con amplitudes menores a 2, esta nueva clase de sitio es caracterizada como roca genérica y según Idini (2016) se asocia geológicamente a afloramientos rocosos donde no es posible observar amplificación dinámica de los suelos; la segunda clase de sitio, corresponde a suelos blandos genéricos con amplificación en una banda ancha o con múltiples picos en el espectro H/V a periodos mayores a 0.2 s; y la tercera, comprende aquellos suelos con múltiples picos en el espectro H/V antes y después de 0.2 s. Recientemente Idini (2016) realizó la clasificación de sitio mediante los cocientes espectrales H/V de las estaciones acelerográficas chilenas asignando una clasificación de sitio tipo A (norma chilena NCh433.Of1996) para aquellas estaciones con espectro H/V

plano; en el presente estudio se usaron las estaciones con dichas características que se ubicaron en el norte de Chile.

En la Tabla 3.6 se presenta la clasificación de sitio asignada a cada estación acelerográfica del Perú utilizada en el presente estudio. Se presenta, además, una descripción geotécnica del terreno de asiento, la velocidad de ondas de corte (cuando estuvo disponible) y el periodo predominante según los cocientes espectrales H/V. Se emplea los cocientes espectrales H/V derivados de registros sísmicos con PGA menores a 100 cm/s^2 con el objetivo de garantizar que el periodo predominante del suelo no esté afectado por la no linealidad del suelo.

La clasificación de sitio se realizó tomando como punto de partida los estudios previos sobre las condiciones de sitio de las estaciones acelerográficas de Perú (Tavera *et al.*, 2008; Arango *et al.*, 2011). La clasificación de sitio asignada por estos estudios fue revisada y modificada con base en estudios más recientes sobre el perfil de velocidad de ondas de corte, además, de manera complementaria se usó el método de los cocientes espectrales H/V para obtener el periodo predominante del suelo.

El perfil de velocidad de ondas de corte de las estaciones del CISMID, ubicadas en Lima, fue obtenido por Calderón *et al.* (2011) a partir de arreglos de microtemores. Las estaciones acelerográficas en cuestión son: CAL-001 (Dirección de Hidrografía y Navegación), CAL-002 (Colegio Marianistas), LIM-001(CISMID), LIM-005 (Parque de la Reserva), LIM-006 (Puente Piedra) y LIM-007 (Villa el Salvador). En el caso de la estación LIM-001 se obtuvo un V_{s30} de 658 m/s con presencia de un estrato de suelo rígido superficial, esta rigidez del suelo podría ser explicado por la cercanía de la formación rocosa (Calderón *et al.*, 2011). Resultados similares se obtuvieron en el presente estudio en base a los cocientes espectrales H/V para las estaciones LIM-SLP, LIM-002, LIM-UNI1, LIM-UNI2 y LIM-UNI4, ubicadas también en la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). En la Figura 3.10 se muestra las gráficas de los cocientes espectrales H/V; se observa la forma plana del espectro H/V y las amplitudes de los cocientes espectrales menores a 2, lo cual se asocia a afloramientos rocosos o suelos muy rígidos, en el caso de las estaciones de la UNI se trata de suelos rígidos. Un caso similar ocurre con la estación LIM-005, la cual presenta V_{s30} de 705 m/s (suelo rígido) y también muestra un espectro H/V plano con amplitudes menores a 2. Para el caso de las estaciones CAL-001, CAL-002 y LIM-007, Calderón *et al.*

(2011) obtiene V_{s30} de 254, 406 y 411 m/s respectivamente, cuyo perfil de ondas de corte corresponde a depósitos blandos profundos; en el caso de los cocientes espectrales H/V, se obtuvo periodos predominantes mayores a 0.60s lo cual denota, también, estratos de suelo profundo.

En el caso de las estaciones del IGP ubicadas en Lima, los perfiles de ondas de corte fueron obtenidos por Quispe *et al.* (2014) mediante arreglo de microtremores. Las estaciones analizadas fueron: MAY (Mayorazgo), ANC (Ancón), CER (CERESIS), RIN (Rinconada) y PUCP (Pontificia Universidad Católica del Perú). La estación MAY presenta V_{s30} de 682 m/s además muestra espectros H/V de forma plana con amplitudes menores a 2, este comportamiento respalda la idea de que las estaciones con espectros H/V planos con amplitudes menores a 2 están relacionados con suelos rígidos o afloramientos rocosos. De hecho, al observar los espectros de las estaciones en roca NNA y MLL (Figura 3.11) se observa lo mismo, confirmando así la utilidad del método de los cocientes espectrales H/V para identificar suelos rígidos o afloramientos rocosos.

La clasificación de sitio de las estaciones de la red acelerográfica del CISMID ubicadas en Tacna, fue realizada por Alva *et al.* (2015) en su estudio sobre la caracterización dinámica de los suelos de Tacna. En dicho estudio, Alva *et al.* (2015) realiza ensayos geofísicos MASW, obteniendo velocidad de ondas de corte entre 326 y 564 m/s para las estaciones del CISMID.

En el caso de las estaciones acelerográficas ubicadas en el norte de Chile se usaron solamente aquellas estaciones que presentaron clasificación de sitio en Arango *et al.* (2011), asimismo, se incluyeron las estaciones cuyo perfil clasifica como roca según Boroschek (2005), Contreras (2009) o Idini (2016). Se añaden, además, las estaciones de las redes GUC e IPOC con perfil de velocidad de ondas de corte realizado por FUCHIGE (Fundación Chilena de Investigación Geotécnica) como parte de las campañas de mediciones geofísicas de las estaciones acelerográficas del norte de Chile. En el caso de las estaciones ubicadas en Iquique, se clasificó como suelo tipo B aquellas estaciones ubicadas en afloramiento de andesita según el estudio de microzonificación sísmica realizado por Becerra *et al.* (2015).

Finalmente, para las estaciones que no presentaron medición de velocidad de ondas de corte se utilizó para la clasificación de sitio el periodo predominante de

la microzonificación sísmica y el obtenido de los cocientes espectrales H/V. La clasificación de sitio de todas las estaciones acelerográficas usadas en el presente estudio, la descripción geotécnica del terreno y el V_{s30} (cuando estuvo disponible) se muestran en las Tabla 3.6 y 3.7.

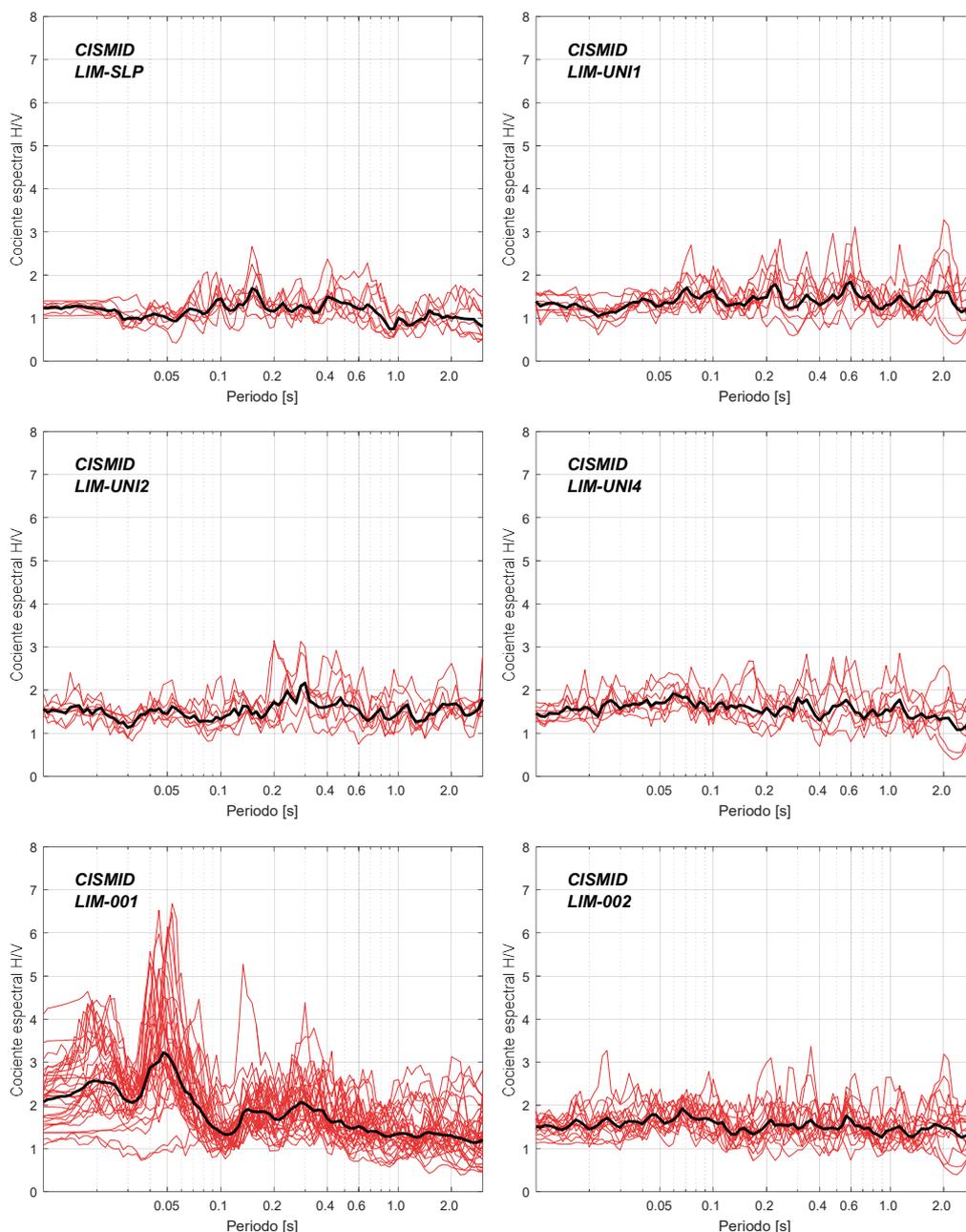


Figura 3.10 Cocientes espectrales H/V de las estaciones acelerográficas de la red del CISMID ubicadas en la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). La línea de color negro indica la media geométrica.

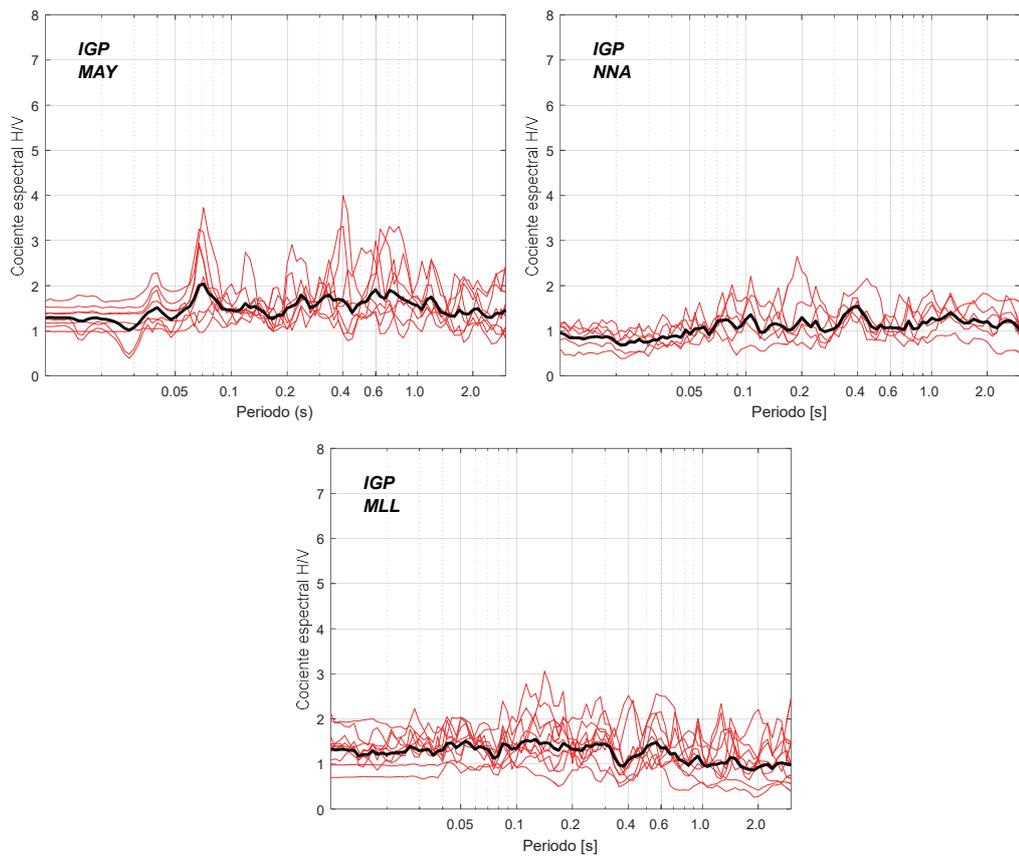


Figura 3.11 Cocientes espectrales H/V de las estaciones MAY (Mayorazgo), NNA (Ñaña) y MLL (Mollendo). La línea gruesa color negro indica la media geométrica. Los cocientes espectrales H/V de forma plana con amplitudes menores a 2 se asocian a suelos rígidos o afloramientos rocosos.

Tabla 3.6 Resumen de la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas ubicadas en Perú. Fuente: elaboración propia

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	T ₀ (MS) ^b	V _{s30} ^c	To (H/V) ^d	IBC ^e	JP ^f
1	ANR	CERESIS	Asamblea Nacional de Rectores	12.123	76.976	Grava aluvial (suelo) ¹	0.10-0.20 s	-	~0.59	D	III
2	CER	CERESIS	CERESIS	12.103	76.998	Grava aluvial (suelo) ¹	0.10-0.20 s	648 ^[1]	Múltiples picos	C	I
3	RIN	CERESIS	Rinconada	12.084	76.921	Suelo areno-limoso ¹	>0.70 s	448 ^[1]	Múltiples picos	C	II
4	AQP-001	CISMID	UNSA	16.404	71.524	Suelo ⁵ ; grava arenosa ⁶ ; Depósito Aluvial ⁹	0.30-0.45 s	-	T ₀ > 0.60s	C	II
5	AQP-002	CISMID	Characato	16.465	71.493	Roca ⁵ ; afloramiento de roca ⁶ ; depósito piroclástico ⁹	-	-	~0.07	B	I
6	CAL-001	CISMID	Dirección de Hidrografía y Navegación	12.065	77.155	Arcilla blanda ¹ ; suelo blando ²	0.40-0.60 s	254 ^[2]	T ₀ > 0.60s	D	III
7	CAL-002	CISMID	Colegio Marianistas	12.059	77.123	Arcillas y suelos orgánicos ³	0.20-0.50 s	406 ^[2]	T ₀ > 0.60s	C	II
8	ICA-002	CISMID	UNICA	14.088	75.732	Suelo limo-arenoso ² ; Suelo arenoso ⁹	-	312 ^[3]	~0.50	D	III
9	LIM-001	CISMID	CISMID	12.013	77.050	Depósito de grava denso y rígido ¹ ; grava aluvial ² ; grava gruesa densa a muy densa, poco profunda ⁹	0.10-0.20 s	658 ^[2]	~0.05	C	I
10	LIM-002	CISMID	FIC-UNI	12.022	77.049	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	-	H/V _{plano} < 2	C	I

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	T ₀ (MS) ^b	V _{s30} ^c	To (H/V) ^d	IBC ^e	JP ^f
11	LIM-003	CISMID	CDL-CIP	12.091	77.048	Grava aluvial ¹ ; depósito de grava denso y rígido (conglomerado de Lima) ²	0.10-0.20 s	-	H/V _{plano} < 2	C	I
12	LIM-004	CISMID	Casa del Dr. Piqué, La Molina-Lima	12.089	76.896	Suelo arenoso-limoso ¹	0.10-0.20 s	-	~0.24	C	II
13	LIM-005	CISMID	Parque de la Reserva	12.073	77.031	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	702 ^[2]	H/V _{plano} < 2	C	I
14	LIM-006	CISMID	Puente Piedra	11.852	77.074	Arenas y limos con espesores menores a 10 m ³	0.20-0.50 s	409 ^[2]	~0.47	C	II
15	LIM-007	CISMID	Villa El Salvador	12.213	76.938	Arena eólica ³	0.50-0.70 s	411 ^[2]	T ₀ > 0.60s	C	II
16	LIM-008	CISMID	San Martín de Porres	12.018	77.056	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	-	~0.50	C	II
17	LIM-009	CISMID	SENCICO	12.085	77.006	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	-	~0.53	C	II
18	LIM-SLP	CISMID	Cerro UNI	12.015	77.047	-	-	-	H/V _{plano} < 2	C	I
19	LIM-UNI1	CISMID	DAE-FIC-UNI	12.020	77.049	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	-	H/V _{plano} < 2	C	I
20	LIM-UNI2	CISMID	FIGMM-UNI	12.019	77.047	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	-	H/V _{plano} < 2	C	I
21	LIM-UNI4	CISMID	Laboratorio Nacional de Hidráulica	12.020	77.050	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	-	H/V _{plano} < 2	C	I

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	T ₀ (MS) ^b	V _{s30} ^c	To (H/V) ^d	IBC ^e	JP ^f
22	MOQ-001	CISMID	Complejo deportivo	17.186	70.928	Depósito aluvial (grava arenosa ⁴ ; grava gruesa ⁹)	0.10-0.40 s	573 ^{[4]*}	Múltiples picos	C	II
23	MOQ-002	CISMID	Planta de Tratamiento	17.195	70.921	Material gravoso con matriz arcillosa y limosa ⁹	0.10-0.30 s	-	T ₀ > 0.60s	C	II
24	MOQ-003	CISMID	Gobierno Regional de Moquegua	17.190	70.921	Material gravoso con matriz arcillosa y limosa ⁹	0.16-0.40 s	-	~0.21	C	II
25	MOQ-005	CISMID	UJCM	17.190	70.940	-	0.10-0.40 s	-	~0.24	C	II
26	TAC-001	CISMID	UNJBG	18.024	70.249	Depósito potente de grava aluvial ⁹ , grava pobremente gradada ⁷	-	564 ^[5]	~0.37	C	II
27	TAC-002	CISMID	UPT	18.005	70.226	Depósito potente de grava aluvial ⁹ , grava pobremente gradada ⁷	-	556 ^[5]	Múltiples picos	C	II
28	TAC-003	CISMID	Municipalidad Ciudad Nueva	17.982	70.235	Arena limosa ⁷	-	412 ^[5]	~0.38	C	II
29	TAC-004	CISMID	SENCICO	17.998	70.238	Arena limosa ⁷	-	326 ^[5]	~0.39	D	II
30	ANC	IGP	Ancón	11.776	77.150	Grava aluvial (suelo) ²	-	415 ^[1]	~0.31	C	II
31	CBT	IGP	Chimbote	9.128	78.521	Grava arenosa ¹¹	-	-	~0.16	C	I
32	HYCN	IGP	Huaycán	12.013	76.827	Sedimentos ¹²	0.20-0.50 s	-	~0.41	D	III

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	T ₀ (MS) ^b	V _{s30} ^c	To (H/V) ^d	IBC ^e	JP ^f
33	JAB	IGP	Campo Armiño	12.378	74.738	-	-	-	~0.36	D	II
34	LYA	IGP	La Yarada	18.134	70.569	-	-	-	~0.35	D	II
35	MAY	IGP	Mayorazgo	12.055	76.944	Arena y limo ¹	0.20-0.50 s	682 ^[1]	H/V _{plano} < 2	C	I
36	MLL	IGP	Mollendo	17.016	72.022	Roca	-	-	H/V _{plano} < 2	B	I
37	NNA	IGP	Ñaña	11.987	76.839	Roca ¹	-	-	H/V _{plano} < 2	B	I
38	PRC	IGP	Parcona	14.042	75.699	Suelo ²	-	-	~0.31	C	II
39	PRQ	IGP	Parque de la Reserva	12.070	77.040	Grava gruesa densa ¹⁰	0.10-0.20 s	-	-	C	II
40	SCO	IGP	Casa Dr. Huaco	12.130	76.980	Depósito aluvial ¹⁰	0.10-0.20 s	572 ^{[3]*}	-	C	II
41	TAC	IGP	Tacna	18.051	70.248	-	-	-	~0.22	C	II
42	TOQ	IGP	Toquepala	17.304	70.643	Gravo-arenoso ¹²	-	-	~0.18	C	I
43	UICA	IGP	UNICA	14.089	75.736	Suelo limo-arenoso ²	-	312 ^[3]	~0.50	D	III
44	PUCP	PUCP	PUCP	12.074	77.080	Grava aluvial ³	0.10-0.20 s	578 ^[1]	T ₀ > 0.60s	C	II

^a Descripción del terreno basado en las siguientes referencias: [1] Bernal y Tavera (2008a,b) [2] EERI (2007) [3] Aguilar y Alva (2007) [4] Cortez-Flores (2004) [5] Lázares *et al.* (2007) [6] Casimiro (2012) [7] Alva *et al.* (2015) [8] Quispe *et al.* (2014) [9] Chávez (2006) [10] Arango *et al.* (2011) [11] Bernal *et al.* (2014) [12] Bernal *et al.* (2013)

^b Periodo predominante inferido de mapas de microzonificación sísmica. Para las estaciones ubicadas en Lima, Arequipa y Moquegua se usaron los estudios de microzonificación sísmica de Aguilar y Alva (2007), Aguilar (1991) y Salas (2003) respectivamente.

^c Velocidad de ondas de corte sobre los primeros 30 m basado en las siguientes referencias: [1] Quispe *et al.* (2014) [2] Calderón *et al.* (2011) [3] Rosenblad y Bay (2008) [4] Cortez-Flores (2004) [5] Alva *et al.* (2015)

^d Periodo natural del suelo inferido de los cocientes espectrales H/V. $H/V_{\text{plano}} < 2$ denota un espectro plano con amplitudes menores a 2.

^e Clasificación de sitio de acuerdo con las especificaciones del IBC (2015).

^f Clasificación de sitio basada en el periodo predominante del suelo usada por Zhao *et al.* (2016b) y Zhao *et al.* (2016c).

Tabla 3.7 Resumen de la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas ubicadas en el norte de Chile.

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	Vs30 ^b	IBC ^c	JP ^d
1	ACH	DGF-DIC	Arica Chacalluta	18.315	70.314	-	287 ^[1]	D	III
2	ARIE	DGF-DIC	Arica-Escuela, Cerro La Cruz	18.491	70.311	Roca volcánica ¹ , Roca ²	1132 ^[1]	B	I
3	AUCN	DGF-DIC	Antofagasta UCN	23.681	70.411	Roca genérica ⁵ , Roca ³	-	B	I
4	CALA	DGF-DIC	Calama-Hospital	22.459	68.930	Sedimentos ² , Arenas Profundas ⁴	-	C	II
5	IQ-HS	DGF-DIC	Iquique Hospital, Iquique	20.214	70.138	Roca ² , Afloramiento de andesita ⁶	872 ^{[4]*}	B	I
6	MEJI	DGF-DIC	Mejillones-Hospital	23.103	70.446	Sedimentos ² , Arenas muy profundas ³	-	C	III
7	PCO2	DGF-DIC	Poconchile (ETNA)	18.457	70.107	Sedimentos continentales y marinos sobre roca ⁷	-	C	II
8	PICA	DGF-DIC	Pica-Hospital	20.492	69.330	Sedimentos ²	-	C	II
9	T02A	GUC	Cerro Alto Hospicio	20.252	70.118	-	277 ^[2]	D	III
10	T03A	GUC	Regimiento Granaderos, Iquique	20.230	70.146	Depósitos eólicos y marinos, basamento rocoso ubicado de 5 a 15 m de profundidad ⁶	809 ^[2]	C	I
11	T04A	GUC	Iquique	20.239	70.133	Roca genérica ⁵ , Afloramiento de andesita ⁶	872 ^{[4]*}	B	I

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	Vs30 ^b	IBC ^c	JP ^d
12	T05A	GUC	Serviu, Iquique	20.210	70.150	Afloramiento de andesita ⁶	1033 ^[2]	B	I
13	T06A	GUC	Hospital Regional, Iquique	20.214	70.138	Afloramiento de andesita ⁶	1182 ^[2]	B	I
14	T07A	GUC	Pozo Almonte	20.256	69.786	-	344 ^[2]	D	II
15	T08A	GUC	Alto Hospicio, ciudad	20.270	70.094	Estratos de grava rígida de aproximadamente 15 m hasta el basamento rocoso ⁶	684 ^[2]	C	I
16	T09A	GUC	Reten de Carabineros Huara	19.596	70.211	Roca genérica ⁵	-	B	I
17	T10A	GUC	Tenencia carabineros Huara	19.995	69.767	-	417 ^[2]	C	II
18	T13A	GUC	Tenencia carabineros Pica	20.496	69.337	-	357 ^[2]	D	II
19	HMBCX	IPOC	Humberstone	20.278	69.888	-	677 ^[2]	C	I
20	PB01	IPOC	Huatacondo	21.043	69.487	Roca genérica ⁵	-	B	I
21	PB03	IPOC	El Tigre	22.048	69.753	Roca genérica ⁵	-	B	I
22	PB04	IPOC	Mantos de La Luna	22.334	70.149	Roca genérica ⁵	-	B	I
23	PB05	IPOC	Michilla	22.853	70.202	Roca genérica ⁵	-	B	I

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	Vs30 ^b	IBC ^c	JP ^d
24	PB06	IPOC	Pedro de Valdivia	22.706	69.572	Roca genérica ⁵	-	B	I
25	PB07	IPOC	Cerro Tatas	21.727	69.886	Roca genérica ⁵	-	B	I
26	PB08	IPOC	Macaya	20.141	69.153	Roca genérica ⁵	-	B	I
27	PB09	IPOC	Quillagua	21.796	69.242	Roca genérica ⁵	-	B	I
28	PB12	IPOC	Arica Cerro Macarana	18.614	70.328	Roca genérica ⁵	-	B	I
29	PB16	IPOC	Cerro Chapiquiña	18.335	69.508	Roca genérica ⁵	-	B	I
30	PSGCX	IPOC	Pisagua	19.597	70.123	Roca genérica ⁵	1558 ^[2]	A	I
31	ACA	RENADIC	Arica-Casa, cementerio	18.478	70.308	Sedimentos continentales y marinos sobre roca ⁷	432 ^[1]	C	II
32	ACO	RENADIC	Arica-Costanera	18.466	70.306	Sedimentos continentales y marinos sobre roca ⁷	389 ^[1]	C	II
33	AL-HS	RENADIC	Alto Hospicio	20.277	70.099	-	709 ^{[4]*}	C	I
34	CUY	RENADIC	Cuya	19.158	70.177	Roca sedimentaria y sedimentos marinos ⁷	-	C	II
35	IQ-CH	RENADIC	Iquique Chipana	20.250	70.120	-	-	D	III

#	Código	Red	Lugar	Lat. (°S)	Lon. (°W)	Descripción general del terreno ^a	Vs30 ^b	IBC ^c	JP ^d
36	IQ-ID	RENADIC	Iquique Idiem	20.220	70.142	Afloramiento de andesita ⁶	872 ^{[4]*}	B	I
37	IQ-INP	RENADIC	Iquique INP	20.213	70.149	Afloramiento de andesita ⁶	872 ^{[4]*}	B	I
38	LOA	RENADIC	El Loa	21.424	70.056	Roca Volcánica ⁷	-	B	I
39	PCO1	RENADIC	Poconchile (SMA)	18.452	70.068	Sedimentos continentales y marinos sobre roca ⁷	511 ^[1]	C	II
40	PIS	RENADIC	Pisagua	19.598	70.214	Relleno superficial sobre roca meteorizada ⁴	-	C	II
41	PU	RENADIC	Putre	18.195	69.559	Roca meteorizada ⁴	-	C	III
42	TCP	RENADIC	Tocopilla	22.090	70.201	Roca genérica ⁵	-	B	I
43	TCP-SQM	RENADIC	Tocopilla SOQUIMICH	22.094	70.209	Roca ² , Roca genérica ⁵	-	B	I

^a Descripción del terreno basado en las siguientes referencias: [1] Cortez-Flores (2004) [2] Boroschek (2005) [3] Contreras (2009) [4] Arango *et al.* (2011) [5] Idini (2016) [6] Becerra *et al.* (2015) [7] Carta geológica de Chile.

^b Velocidad de ondas de corte en los primeros 30 m, en base a las siguientes referencias: [1] Cortez-Flores (2004) [2] FUCHIGE (2015) [3] Arango *et al.* (2011) [4] V_{s30} asignado en base al V_{s30} promedio asignado a cada zona de la microzonificación sísmica de Iquique (Becerra *et al.*, 2015)

CAPÍTULO IV: SELECCIÓN DE LEYES DE ATENUACIÓN

4.1 ESTADO DEL ARTE

En el presente capítulo se investiga la capacidad que tienen las leyes de atenuación de sismos de subducción de otras regiones para estimar las aceleraciones registradas en 484 registros sísmicos compilados en la base de datos. Con este fin se revisa primero las metodologías existentes para la selección de leyes de atenuación, estas metodologías se pueden dividir en 2 grupos: métodos basados en criterios de preselección (Cotton *et al.*, 2006; Bommer *et al.*, 2010) y métodos basados en datos (Scherbaum *et al.*, 2004, 2009; Kale y Akkar, 2013). Los primeros, aplican criterios de preselección de leyes de atenuación con el fin de reducir el número de leyes de atenuación candidatas a usarse en la evaluación del peligro sísmico. Los métodos basados en datos se enfocan en medidas que cuantifiquen el ajuste entre las aceleraciones predichas por la ley de atenuación y las aceleraciones observadas en los registros sísmicos. En el presente estudio se pone énfasis en los criterios cuantitativos, para lo cual se describe desde las metodologías más incipientes hasta aquellas que constituyen el estado del arte en selección de leyes de atenuación.

4.1.1 Criterios de pre-selección

Dado el gran número de leyes de atenuación disponibles en la literatura técnica es necesario reducir el número de leyes de atenuación para usarse en la evaluación del peligro sísmico. Con este fin, Cotton *et al.* (2006) propone los siguientes criterios para rechazar una ley de atenuación de la lista inicial de modelos de atenuación candidatas a usar en la evaluación del peligro sísmico, estos criterios son:

- El modelo de atenuación es de un régimen tectónico irrelevante. Resulta evidente que no es posible usar una ley de atenuación derivada de sismos continentales para evaluar el peligro sísmico debido a sismos de subducción.
- El modelo no ha sido publicado en una revista científica internacional. La publicación en una revista garantiza que el modelo haya sido claramente descrito. Además, la diseminación del modelo ayuda a la detección de errores en el mismo.

- La base de datos del modelo debe estar disponible con el objetivo hacer transparente la evaluación del peligro sísmico, además de tener la posibilidad de verificar la calidad de los datos.
- La ley de atenuación en cuestión ha sido actualizada por un modelo más reciente.
- El rango de periodos del modelo no es apropiado para su aplicación en ingeniería. Este criterio se refiere al hecho que el rango usable de periodos de los espectros de respuesta de aceleraciones es limitado (especialmente en registros de acelerógrafos analógicos).
- Se considera que el modelo tiene una forma funcional inapropiada.
- El método de regresión o los coeficientes de regresión se juzgan inapropiados.

Como parte del proyecto *Global Earthquake Model* (GEM), un equipo de expertos seleccionó algunas leyes de atenuación de diferentes regímenes tectónicos para usarse en la evaluación del peligro sísmico en el GEM (Stewart *et al.*, 2015). La selección de los modelos de atenuación incluyó dos pasos. Primero, la eliminación de leyes de atenuación que no cumplan con los criterios de preselección de leyes de atenuación de Cotton *et al.* (2006). Segundo, la revisión de información sobre la base de gráficas para evaluar la dependencia del movimiento del terreno predicho por las leyes de atenuación respecto a la magnitud, distancia y periodo estructural, formas funcionales de las leyes de atenuación y la revisión de los estudios presentes en la literatura técnica sobre la comparación de modelos de atenuación y datos observados. Como resultado de este análisis, el GEM recomienda en caso de zonas de subducción, las leyes de atenuación de Atkinson y Boore (2003), Zhao *et al.* (2006b) y Abrahamson *et al.* (2016).

En el presente estudio, se analiza las leyes de atenuación recomendadas por el GEM, sin embargo, se reemplaza el modelo de Zhao *et al.* (2006b) por su reciente actualización Zhao *et al.* (2016a, 2016b, 2016c). Se añade, además, a la lista inicial de modelos a analizar las leyes de atenuación de Youngs *et al.* (1997) y McVerry *et al.* (2006), ya que son usadas en nuestro medio para la evaluación del peligro sísmico (Gamarra, 2009; SENCICO, 2016). Por otro lado, se excluyó del análisis el modelo de atenuación derivado de registros peruanos Chávez *et al.* (2009), debido a que los espectros de peligro uniforme derivados de este modelo

presentan cambios abruptos de las aceleraciones espectrales cuando varía el periodo, lo cual se juzga inapropiado.

4.1.2 Métodos basados en datos

A lo largo de los años el problema de la selección de leyes de atenuación para la evaluación en el peligro sísmico ha sido abordado por diversos autores. Como consecuencia, han surgido diversas metodologías para evaluar la aplicabilidad de una ley de atenuación a una determinada región.

Así por ejemplo, se ha empleado la media cuadrática de los residuos de las aceleraciones observadas y predichas (Chintanapakdee *et al.*, 2008; Shoja-Taheri *et al.*, 2010), RMS por sus siglas en inglés. Mediante esta metodología se escoge aquel modelo con menor RMS. Esta metodología tiene la deficiencia de medir únicamente la diferencia entre los valores observados y los valores predichos; sin tomar en cuenta la variabilidad de los residuos, es decir, la desviación estándar.

También se ha usado el porcentaje de datos contenidos entre la media y la desviación estándar del modelo de atenuación (Climent *et al.*, 2008), escogiendo aquellos modelos con mayor porcentaje de datos dentro del rango establecido ($\mu \pm \sigma$), sin embargo, esta metodología, favorece claramente a las leyes de atenuación con mayor desviación estándar, ya que un modelo con mayor desviación estándar contiene más datos atípicos.

Por otro lado, también se han intentado usar pruebas de hipótesis para medir en qué grado las asunciones de modelo de atenuación se cumplen. Esta prueba consiste plantear una hipótesis de que la media de la distribución normalizada de los residuos es cero y que la distribución de los residuos tenga una distribución normal (prueba de normalidad de Lilliefors). Sin embargo, las pruebas de hipótesis no resultan en buenas herramientas para la selección de leyes de atenuación ya que sus resultados parecen no proporcionar, en la práctica, restricciones útiles para la selección de modelos de atenuación (Scherbaum *et al.*, 2004; Mousavi *et al.*, 2012).

Se debe tener en cuenta, sin embargo, que un modelo de atenuación no solo se debe ajustar a los datos observados, sino que también debe modelar la incertidumbre de los valores observados (mediante la desviación estándar). Así pues, asumiendo que todos los modelos de atenuación pueden ser descritos

mediante una distribución log-normal (lo cual se cumple para todas las leyes de atenuación analizados en este trabajo), un modelo ideal resultaría cuando la distribución de los residuos normalizados sea normal estándar (es decir, con media cero y desviación estándar igual a 1). Donde los residuos normalizados (Z) se definen como la diferencia entre el logaritmo de las aceleraciones espectrales observadas ($\log(Sa_{obs})$) y el logaritmo de las aceleraciones espectrales predichas por la ley de atenuación ($\log(Sa_{atn})$) dividido entre la desviación estándar total de la ley de atenuación (σ_T).

$$Z = \frac{\log(Sa_{obs}) - \log(Sa_{atn})}{\sigma_T}$$

Considerando este hecho, Scherbaum *et al.* (2004) desarrolla el parámetro LH, específicamente diseñado para la selección y clasificación de leyes de atenuación. Donde el valor de LH se puede definir para un residuo normalizado, z_0 :

$$LH(|z_0|) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{|z_0|}{2}}^{\infty} e^{-t^2} dt$$

Para el caso más óptimo los valores de LH presentan una distribución uniforme entre 0 y 1 con una mediana de 0.50. Asimismo, Scherbaum *et al.* (2004) presenta un sistema de clasificación basado en la mediana de los valores de LH, así como en la media y desviación estándar de los residuos normalizados. Clasifica así los modelos de atenuación en cuatro categorías: A (alta capacidad de predicción), B (capacidad de predicción intermedia), C (baja capacidad de predicción) y D (inaceptable). Aunque los valores de LH han probado tener un buen desempeño para la selección de leyes de atenuación y han sido utilizados en varios estudios relacionados a este tema (Drouet *et al.*, 2007; Stafford *et al.*, 2008; Douglas y Mohais, 2009; Arango *et al.*, 2012; Allen y Brillon, 2015); la metodología presenta algunos inconvenientes como su dependencia en el tamaño de la muestra y la subjetividad en la selección de los valores umbrales para la clasificación de cada ley de atenuación.

A fin de superar los inconvenientes, Scherbaum *et al.* (2009) propone el método de la log-verosimilitud promedio (LLH). Este método es más general que el método LH, ya que supera el problema de la dependencia en el número de datos y la elección de valores umbrales para la clasificación de la ley de atenuación. Recientemente, Kale y Akkar (2013) señalaron que el método LLH podría favorecer leyes de atenuación con mayor desviación estándar, si los datos

observados se acumulan lejos de las estimaciones de la media, debido a que dichos modelos pueden predecir valores atípicos con mayor probabilidad. De esta manera, como medida alternativa al parámetro LLH, Kale y Akkar (2013) proponen el ranking basado en la distancia Euclidiana, EDR por sus siglas en inglés.

Aunque en la literatura técnica existen otras investigaciones selección de leyes de atenuación (Kaklamanos y Baise, 2011; Azarbakht *et al.*, 2014) en el presente trabajo se empleará las metodologías de Scherbaum *et al.* (2009) y Kale y Akkar (2013), ya que hay varios estudios previos que han aplicado exitosamente estas metodologías (Beauval *et al.*, 2012; Mousavi *et al.*, 2012; Ogweno y Cramer, 2014; Zafarani y Mousavi, 2014; Bastías *et al.*, 2015; Vacareanu *et al.*, 2016). Se emplea, asimismo, a modo de inspección visual, la metodología del parámetro LH. A continuación, se describe con mayor detalle las metodologías de Scherbaum *et al.* (2009) y Kale y Akkar (2013).

4.1.2.1 Scherbaum *et al.* (2009)

A la luz de estos cuestionamientos observados en el método de los valores LH, Scherbaum *et al.* (2009) propone un método basado en teoría de la información con el fin de seleccionar leyes de atenuación para la evaluación del peligro sísmico. El método propone el parámetro LLH, el cual indica la bondad del ajuste entre los datos observados y el modelo:

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

Donde N es el número de observaciones x_i y $g(x_i)$ la distribución de probabilidades predicha por la ley de atenuación. Se observa que se divide el resultado entre el número de observaciones (N) con el fin de obtener una medida independiente del número de datos. El parámetro LLH se basa en la probabilidad de que la aceleración registrada sea la predicha por la distribución de probabilidad de la ley de atenuación. Valores pequeños de LLH indican que el modelo generado por la ley de atenuación es cercano al modelo generado por los datos observados, mientras que valores grandes de LLH indican que es menos probable que el modelo de atenuación haya generado los datos observados. Así pues, Bastías *et al.* (2015), sugiere un límite superior de 1.9 para aceptar un modelo de atenuación.

Con el propósito aclarar el concepto del parámetro LLH se analiza una distribución de probabilidades generada aleatoriamente, la cual se asumen como la distribución observada. La distribución de probabilidades observada (color gris) se asume como una distribución normal con media (μ) de cero y desviación estándar (σ) de 0.70. Los modelos teóricos m1, m2 y m3 presentan una distribución normal. Para el modelo m1 (línea color rojo), se cambian los valores de la media y desviación estándar a $\mu_1 = \mu - 0.5\sigma$ y $\sigma_1 = 1.2\sigma$. Para el modelo m2 (línea color azul), $\mu_2 = \mu - 2\sigma$ y $\sigma_2 = 1.5\sigma$. Para el modelo m3 (línea color verde), $\mu_3 = \mu + 1.2\sigma$ y $\sigma_3 = 1.3\sigma$. Los resultados se muestran en la Figura 4.1. Como se esperaría el modelo más cercano a los datos observados, m1, presenta el menor valor de LLH (1.68), seguido de del modelo m3 (LLH=2.20) y por último el modelo m2 es el que menos representa a los datos observados (LLH=2.98).

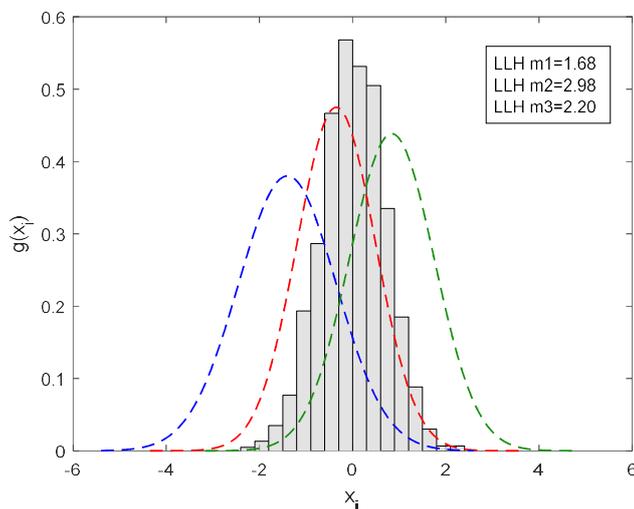


Figura 4.1 Distribuciones de los modelos m1, m2, m3 y de los datos observados. Los valores LLH de cada modelo se indican en la esquina superior izquierda. Fuente: elaboración propia

4.1.2.2 Kale y Akkar (2013)

Kale y Akkar (2013) introducen una nueva metodología llamada la clasificación basada en la distancia Euclidiana (EDR). La metodología analiza de forma separada la incertidumbre de los valores calculados por el modelo de atenuación (es decir, la variabilidad aleatoria abordada mediante la desviación estándar) y el sesgo del modelo, es decir, la diferencia entre los valores de aceleraciones observados y los predichos por la ley de atenuación. El sesgo entre los valores observados y los valores predichos es medido por el parámetro κ :

$$\kappa = \frac{DE_{original}}{DE_{corregido}}$$

$$DE^2_{original} = \sum_{i=1}^N (a_i - Y_i)^2$$

$$DE^2_{corregido} = \sum_{i=1}^N (a_i - Y_{c,i})^2$$

$$Y_{c,i} = Y_i - (Y_{fit,i} - a_i)$$

Donde, a_i y Y_i son los logaritmos naturales de la i -ésimo dato observado y predicho, respectivamente. N representa el número total de datos y $Y_{fit,i}$ denota los valores predichos de la regresión lineal entre Y_i y a_i . El valor ideal de κ es 1 y ocurre cuando los valores observados y los valores predichos están muy cercanos. Valores de κ mayores a 1 indican sesgo de los valores predichos por las leyes de atenuación

Por otro lado, la incertidumbre de los valores calculados del modelo es tomado en cuenta mediante la distancia Euclidiana modificada (MDE, por sus siglas en inglés):

$$MDE = \sum_{j=1}^n |d_j| P(|D| < |d_j|)$$

Donde, $P(|D| < |d_j|)$ representa a la probabilidad de ocurrencia de las diferencias absolutas, d_j , dentro de un ancho de banda infinitesimal, dd , para n puntos discretos. Finalmente, el método combina el efecto del sesgo y la incertidumbre de los valores predichos por el modelo en un solo índice llamado ranking basado en la distancia euclidiana (EDR, por siglas en inglés), el cual mide el desempeño global de la ley de atenuación. Además, Kale y Akkar (2013) con el fin de eliminar la dependencia en el número de datos, normalizan el efecto combinado de κ y MDE por medio del número total de datos N . Cabe resaltar que un menor valor del parámetro EDR implica una mejor representación de los datos por parte de la ley de atenuación. La siguiente ecuación muestra la expresión matemática para el cálculo de EDR :

$$EDR = \sqrt{\kappa \times \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N MDE_i^2}$$

4.2 MODELOS DE ATENUACIÓN ANALIZADOS

4.2.1 Youngs *et al.* (1997)

El modelo se desarrolla con una base de registros sísmicos compilados de Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú e Islas Salomón. El Perú aporta 14 registros sísmicos registrados entre 1947 y 1974.

La ubicación, la profundidad del foco y la magnitud de momento del sismo fueron compilados de estudios particulares, cuando estuvieron disponibles, en los demás casos se recolectó la información a través del ISC y NEIC-USGS. La mínima magnitud que admite el modelo es de 5.0 M_w .

La diferencia entre sismos de interface o intraplaca se realizó en base al mecanismo de falla y cuando esta no estuvo disponible se utilizó la profundidad de foco, considerando eventos con profundidad menor a 50 km como sismos interfase.

El modelo de Youngs *et al.* (1997) asigna tres clases de sitio a las estaciones acelerográficas: roca, suelo rígido superficial y suelo profundo. La roca se define como aquel sitio donde como máximo se tiene 1m de profundidad del suelo sobre roca meteorizada. El suelo rígido superficial representa aquellos sitios con una profundidad del suelo menor a 20 m. El suelo profundo, se define como aquel en el que el suelo tiene más de 20 m de profundidad. Todas las estaciones acelerográficas peruanas son clasificadas por Youngs *et al.* (1997) como suelo rígido superficial, excepto la estación ubicada en La Molina (la cual registro el sismo de Lima de 1974 de 7.0 M_w) que clasifica como suelo profundo. Cabe resaltar que a pesar de realizar la clasificación en tres clases de sitio, Youngs *et al.* (1997) solo presenta resultados para roca y suelo profundo.

La distancia que usa en el análisis es la distancia más corta a la superficie de ruptura (R_{RUP}). En casos donde no se tenía definida la superficie de ruptura, Youngs *et al.* (1997) utiliza la distancia hipocentral (R_{HIP}) como distancia a la fuente sísmica. El modelo es apropiado, según los autores, para distancias desde 10 hasta 500 km.

Los resultados más resaltantes que obtiene Youngs *et al.* (1997) son: primero, los sismos de corticales se atenúan más rápido que los sismos de subducción; y segundo, las aceleraciones en el terreno aumentan a medida que aumenta la

profundidad del foco, por lo cual los sismos intraplaca producen mayores movimientos en el terreno que los sismos interfase. El modelo de atenuación obtenido por Youngs *et al.* (1997) es el siguiente:

Para roca:

$$\ln(Sa) = 0.2418 + 1.414M_W + C_1 + C_2(10 - M_W)^3 + C_3 \ln(R_{RUP} + 1.781e^{0.554 M_W}) + 0.00607H + 0.3846Z_T$$

Para suelo:

$$\ln(Sa) = -0.6687 + 1.438M_W + C_1 + C_2(10 - M_W)^3 + C_3 \ln(R_{RUP} + 1.097e^{0.61 M_W}) + 0.00648H + 0.364Z_T$$

Desviación Estándar = $C_4 + C_5 M_W$ (para magnitudes mayores a 8.0 M_W , la desviación estándar tiene el mismo valor que para 8.0 M_W)

Donde:

Sa : Aceleración espectral al 5% de amortiguamiento crítico (g).

M_W : Magnitud de momento.

R_{RUP} : Distancia más corta a la superficie de ruptura (km)

H : Profundidad del foco (km)

Z_T : Indicador del tipo de subducción, 0 para eventos interfase y 1 para eventos intraplaca.

C_4 y C_5 : Coeficientes dependientes del periodo, clasificación de sitio y magnitud de momento.

C_1 , C_2 y C_3 : Coeficientes dependientes del periodo a evaluar y de la clasificación de sitio.

4.2.2 Atkinson y Boore (2003)

La ley de atenuación de Atkinson y Boore (2003) reúne los datos estudios previos (Crouse, 1991; Youngs *et al.*, 1997) para crear una base de datos unificada de sismos de subducción hasta 1989. Luego añade sismos de subducción de interfase e intraplaca más recientes de Japón, México y El Salvador. No se añade ningún sismo peruano, es decir solo están en la base de datos los sismos peruanos presentes en Youngs *et al.* (1997).

La clasificación de los eventos sísmicos se realizó en base a la profundidad del foco y al mecanismo focal del evento. Atkinson y Boore (2003) clasifica como sismos intraplaca a aquellos sismos con mecanismo normal, también se considera como sismos intraplaca a eventos con mecanismo inverso, pero con profundidad del foco mayor a 50 km o cuando el sismo ocurre en un plano con gran buzamiento. Los sismos de interfase se identifican como aquellos que presentan mecanismo inverso, pero con profundidades menores a 50 km o cuando el sismo ocurre en un plano con poco buzamiento. Se excluye de la base de datos eventos sin clasificación del tipo de subducción, así como eventos sísmicos con una profundidad del foco mayor a 100 km.

La clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas se realizan conforme a la clasificación del IBC (International Building Code). Atkinson y Boore (2003) clasifican las estaciones acelerográficas peruanas (ubicadas en Lima) como suelo tipo C excepto la estación acelerográfica ubicada en La Molina (la cual registro el sismo de Lima de 1974 de 7.0 M_w) que es clasificada como suelo tipo D.

La distancia a la fuente sísmica usada en la distancia más corta a la superficie de ruptura (R_{RUP}). Los datos de Youngs *et al.* (1997) son importados con su respectiva distancia a la ruptura (R_{RUP}). Para los demás casos Atkinson y Boore (2003) estimaron las dimensiones del plano de falla mediante las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) colocando el plano de falla en el foco del sismo.

A partir de un análisis de los residuos, Atkinson y Boore (2003) encuentran que los efectos de no linealidad del suelo no son evidentes en la base de datos ya que la mayoría de los datos presenta $PGA < 200 \text{ cm/s}^2$, pero puede ser importante cuando la magnitud del evento es grande y la distancia al plano de ruptura es cercana.

Al igual que Youngs *et al.* (1997), el modelo de Atkinson y Boore (2003) encuentra que los sismos de intraplaca producen, a distancias cortas, mayores movimientos en el terreno que los sismos interfase. Sin embargo, los sismos intraplaca se atenúan con la distancia más rápido que los sismos interfase, razón por la cual estos últimos causan daños en un área más grande que los sismos de intraplaca. Además, se encuentran diferencias importantes entre sismos de subducción de diferentes regiones. Así, por ejemplo, se encuentran aceleraciones registradas en la región de Cascadia de más del doble que aceleraciones registradas en Japón

para una misma magnitud del sismo, distancia, tipo de subducción y clasificación de sitio. De acuerdo Atkinson y Boore (2003), una posible explicación a estas diferencias es la profundidad del suelo en cada región, las cuales no son representadas adecuadamente por la clasificación del IBC.

El modelo de atenuación es el siguiente:

$$\text{Log}_{10}(S_a) = fn(M_W) + C_3 H + C_4 R_{RUP} - g \log(R_{RUP}) + C_5 sl S_C + C_6 sl S_D + C_7 sl S_E$$

$$fn(M_W) = C_1 + C_2 M_W$$

$$R = \sqrt{R_{RUP}^2 + \Delta^2}$$

$$\Delta = 0.00724 \times 10^{0.507 M_W}$$

$$g = 10^{1.2-0.18M_W} \text{ (eventos interfase); } g = 10^{0.301-0.01M_W} \text{ (eventos intraplaca)}$$

$$sl = 1 \text{ para } PGArx \leq 100 \text{ cm/s}^2 \text{ o frecuencias } \leq 1 \text{ Hz}$$

$$sl = 1 - \frac{(f - 1)(PGArx - 100)}{400} \text{ para } 100 < PGArx < 500 \text{ cm/s}^2 \text{ y } 1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$$

$$sl = 1 - (f - 1) \text{ para } PGArx \geq 500 \text{ cm/s}^2 \text{ y } 1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$$

$$sl = 1 - \frac{PGArx - 100}{400} \text{ para } 100 < PGArx < 500 \text{ cm/s}^2 \text{ y } f \geq 2 \text{ Hz}$$

$$sl = 0 \text{ para } PGArx \geq 500 \text{ cm/s}^2 \text{ y } f \geq 2 \text{ Hz}$$

Donde:

Sa : Aceleración espectral al 5% de amortiguamiento crítico (g).

M_W : Magnitud de momento.

R_{RUP} : Distancia más corta a la superficie de ruptura (km)

H : Profundidad del foco (km)

sl : Coeficiente de no linealidad del suelo.

PGArx : PGA en roca (suelo tipo B) predicha por la ley de atenuación.

C₁ y C₂: Coeficientes de regresión dependientes del tipo de subducción, periodo estructural y la región de aplicación (Cascadia, Japón u otras regiones)

$C_3...C_7$: Coeficientes de regresión dependientes del tipo de subducción y del periodo estructural.

4.2.3 McVerry *et al.* (2006)

El modelo de atenuación de McVerry *et al.* (2006) toma toda la base de datos disponible de la red acelerográfica de Nueva Zelanda hasta 1995. La base de datos es limitada para distancias cortas y magnitudes grandes, ya que la mayor parte de su base de datos es para distancias mayores a 50 km y magnitudes menores a 6.5 M_w , debido a lo cual la data de Nueva Zelanda se complementa con registros de otras regiones (solo PGA, no aceleraciones espectrales) para restringir el modelo a distancias cortas.

El modelo de atenuación desarrollado por McVerry *et al.* (2006) se basa en el modelo de Abrahamson y Silva (1997) para sismos continentales y el modelo de Youngs *et al.* (1997) para sismos de subducción, por lo cual la forma de las expresiones para sismos continentales y de subducción son similares a estos modelos.

La clasificación de sitio se basa en el código de Nueva Zelanda NZS1170.5:2004. El modelo de McVerry *et al.* (2006) usa solamente tres clases de sitio (los suelos tipo A y B son combinados y los suelos tipo E no son usados en la base de datos).

La distancia a la fuente sísmica utilizada por McVerry *et al.* (2006) es la distancia más cercana a la superficie de ruptura, para eventos donde no se disponía de un modelo de ruptura McVerry *et al.* (2006) usa la distancia al centroide como distancia a la fuente sísmica. Según los autores del modelo se recomienda su aplicación hasta distancias de 400 km.

El modelo de atenuación es el siguiente:

Para sismos continentales:

$$\begin{aligned} \ln(Sa')_{A/B} = & C'_1 + C_4(M_w - 6) + C_3(8.5 - M_w)^2 + C'_5 R_{RUP} \\ & + (C'_8 + C_6(M_w - 6)) \ln(R_{RUP}^2 + C_{10}^2)^{0.5} + C'_{46} rvol + C_{32} CN + C_{33} CR \\ & + F_{HW} \end{aligned}$$

Para sismos de subducción:

$$\begin{aligned} \ln(Sa')_{A/B} = & C'_{11} + (C'_{12} + (C'_{15} - C'_{17})C'_{19})(M_W - 6) + C'_{13Y}(10 - M_W)^3 \\ & + C'_{17}\ln(R_{RUP} + C'_{18Y}\exp(C'_{19} M_W)) + C'_{20}H_C + C'_{24}SI + C'_{46}r_{vol}(1 \\ & - DS) \end{aligned}$$

$$C'_{15} = C'_{17}$$

$$\ln(Sa')_{C,D} = \ln(Sa')_{A/B} + C'_{29}\delta_C + C'_{30}\ln(PGA'_{A/B} + 0.03) + C'_{43}\delta_D$$

$$\ln(Sa)_{A/B,C,D} = Sa'_{A/B,C,D} + (PGA_{A/B,C,D}/PGA'_{A/B,C,D})$$

Donde:

Sa : Aceleración espectral al 5% de amortiguamiento crítico (g).

M_W : Magnitud de momento.

R_{RUP} : Distancia más corta a la superficie de ruptura (km)

r_{vol} : Distancia de la trayectoria fuente-sitio en la zona volcánica (km).

H_C : Profundidad del centroide (km).

SI : 1 para sismos interfase y 0 en otro caso.

DS : 1 para sismos intraplaca y 0 en otro caso.

δ_C : 1 para suelos tipo C y 0 en otro caso.

δ_D : 1 para suelos tipo D y 0 en otro caso.

C_i y C'_i : Coeficientes del modelo de atenuación dependientes del periodo

F_{HW} : Factor debido al efecto del “hanging wall” del modelo de Abrahamson y Silva (1997)

4.2.4 Abrahamson *et al.* (2016)

La ley de atenuación de Abrahamson *et al.* (2016) se desarrolló como parte del programa de actualización de los estudios de peligro sísmico de las presas ubicadas en British Columbia, Canadá, cuyo principal propietario es BC Hydro. La base de datos inicial fue tomada de Atkinson y Boore (2003, 2008), a la cual se añadió registros sísmicos más recientes de Japón, Taiwán, México, Sudamérica y Centroamérica. El rango usable de los espectros de respuesta fue establecido en función de la frecuencia de esquina de pasa alta, el máximo periodo usable se estableció como $1.2 \times (1/f_c)$.

La clasificación de los eventos sísmicos fue reevaluada en función de la profundidad del foco, la tectónica de las zonas de subducción y el mecanismo focal del sismo. Para eventos con profundidad del foco mayor a 30 km, el catálogo sísmico del ISC fue usado para determinar magnitudes, ubicaciones y profundidad del foco. Eventos con profundidad menor a 30 km no fueron reexaminados.

A diferencia la mayoría de la mayoría de modelos de atenuación, el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) no utiliza clases de sitio discretas, en cambio usa una clasificación con una variable continua como V_{s30} . Para estaciones donde no se tenía medición de ondas de corte el modelo Abrahamson *et al.* (2016) utiliza correlaciones entre la clasificación de sitio de la estación acelerográfica y V_{s30} .

Las estaciones acelerográficas se clasifican también en función a su ubicación en regiones antearco y trasarco. Para ambos tipos de sismos (interfase e intraplaca) las estaciones ubicadas en sitios trasarco presentan mayor atenuación con la distancia que las estaciones ubicadas en sitios antearco.

El modelo de atenuación es el siguiente:

Para sismos de subducción interfase:

$$\begin{aligned} \ln(Sa) = & \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_3(M_W - 7.8)) \ln(R_{RUP} + C_4 \exp(\theta_9(M_W - 6))) \\ & + \theta_6 R_{RUP} + f_{mag} + f_{faba} + f_{site} \end{aligned}$$

Para sismos de subducción intraplaca:

$$\begin{aligned} \ln(Sa) = & \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 \\ & + (\theta_2 + \theta_{14} F_{event} + \theta_3(M_W - 7.8)) \ln(R_{HIP} + C_4 \exp(\theta_9(M_W - 6))) \\ & + \theta_6 R_{HIP} + \theta_{10} F_{event} + f_{mag} + f_{depth} + f_{faba} + f_{site} \end{aligned}$$

Donde:

Sa : Aceleración espectral al 5% de amortiguamiento crítico (g).

M_W : Magnitud de momento.

R_{RUP} : Distancia más corta a la superficie de ruptura (km)

H : Profundidad del foco (km)

F_{event} : Indicador del tipo de subducción. 0 para sismos interfase y 1 para sismos intraplaca

F_{faba} : Indicador del tipo de ubicación, 0 para sitios antearco y 1 para sitios trasarco.

θ_i : Coeficientes dependientes del periodo a evaluar, excepto $\theta_3=0.1$, $\theta_4=0.9$, $\theta_5=0.0$ y $\theta_9=0.4$

$V_{lin,b}$: Coeficientes dependientes del periodo.

C_4 : 10.0

ΔC_1 : 7.8

Además:

- El escalamiento por magnitud está dado por:

$$f_{mag}(M) = \theta_4 (M_W - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M_W)^2 \text{ para } M_W \leq C_1 + \Delta C_1$$

$$f_{mag}(M) = \theta_5 (M_W - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M_W)^2 \text{ para } M_W > C_1 + \Delta C_1$$

- El escalamiento por profundidad del foco está dado por:

$$f_{depth}(H) = \theta_{11}(\min(H, 120) - 60)F_{event}$$

- El escalamiento por la ubicación antearco o trasarco está dado por:

$$f_{faba} = \left[\theta_7 + \theta_8 \ln \left(\frac{\max(R_{hip}, 85)}{40} \right) \right] F_{faba} \text{ para } F_{event} = 1$$

$$f_{faba} = \left[\theta_{15} + \theta_{16} \ln \left(\frac{\max(R_{RUP}, 100)}{40} \right) \right] F_{faba} \text{ para } F_{event} = 0$$

- El modelo de la respuesta de sitio está dado por:

$$f_{site} = \theta_{12} \ln \left(\frac{V_s^*}{V_{lin}} \right) - b \ln(PGA_{1000} + c) + b \ln \left(PGA_{1000} + c \left(\frac{V_s^*}{V_{lin}} \right)^n \right) \text{ para } V_{s30} < V_{lin}$$

$$f_{site} = \theta_{12} \ln \left(\frac{V_s^*}{V_{lin}} \right) + b n \ln \left(\frac{V_s^*}{V_{lin}} \right) \text{ para } V_{s30} \geq V_{lin}$$

Donde, PGA_{1000} = valor de la mediana del PGA para $V_{s30}=1000$ m/s. $n=1.18$. $c=1.88$. Además:

$$V_s^* = 1000 \text{ para } V_{s30} > 1000 \text{ m/s}$$

$$V_s^* = V_{s30} \text{ para } V_{s30} \leq 1000 \text{ m/s}$$

4.2.5 Zhao *et al.* (2016)

La ley de atenuación de Zhao *et al.* (2016), resulta de la actualización del modelo de atenuación de Zhao *et al.* (2006b). La actualización comprende un modelamiento separado para cada tipo de sismo (interfase, intraplaca y continental), puesto que la mayor desventaja del modelo de Zhao *et al.*, (2006b) es que su desviación estándar es la misma para todos los tipos de sismos. Esta característica puede tener implicancias significativas en la evaluación del peligro sísmico en el caso que la desviación estándar del modelo sea diferente para cada tipo de sismo. Por ejemplo, si la desviación estándar de los sismos de subducción interfase es menor que la de los sismos intraplaca, el peligro sísmico asociado a los sismos de interfase se subestimaría mientras que el peligro sísmico relacionado a los sismos de intraplaca se sobrestimaría.

La base de datos utilizados en el desarrollo final del modelo de atenuación fue registrada en Japón e incluye 3111 registros sísmicos de sismos de subducción interfase, 4555 registros sísmicos de sismos intraplaca y 5957 registros sísmicos de eventos de corteza superficial y del manto superior.

Asimismo, a diferencia de la mayoría de modelos de atenuación, Zhao *et al.* (2016b) divide los sismos de interfase en sismos de interfase superficial y sismos de interfase profundo debido a que Zhao (2010) encuentra que la atenuación anelástica de sismos de interfase superficial (0-25 km) es mayor que para sismos de interfase profundos (profundidad del foco mayor a 25 km).

La clasificación de sitio se basa en el periodo predominante del suelo. De esta manera el modelo de atenuación usa 4 clases de sitio (I, II, III y IV), las que corresponden aproximadamente a roca, suelo rígido, suelo medio y suelo blando, respectivamente.

La distancia a la fuente sísmica usada en el análisis es la distancia más corta a la superficie de ruptura (R_{RUP}) para sismos donde hubo un modelo de la falla, para los demás casos se usó la distancia hipocentral (R_{HIP}).

Por otro lado, para todos los tipos de sismos se modela la mayor atenuación que presentan las ondas sísmicas al atravesar una zona volcánica mediante un coeficiente de atenuación anelástica aplicado a la componente horizontal de la parte de la trayectoria de las ondas sísmicas que pasan por la zona volcánica.

El modelo de atenuación, para sismos de subducción interfase superficial, es el siguiente:

$$\ln(Sa) = f_{mintS} + g_{int} \ln(r) + g_{intSL} \ln(R_{RUP} + 200) + e_{intS}^V R_{RUP}^V + \gamma_{int} + \ln(A)$$

$$r = x_{INTO} + R_{RUP} + \exp(c_1 + c_2 C_m); x_{INTO} = 10 \text{ Km}$$

$$C_m = \min(M_W, C_{max})$$

$$f_{mintS} = b_{int} h + \gamma_{intS} + \begin{cases} c_{intS} M_W & , si M_W \leq m_c \\ c_{intS} m_c + d_{int} (M_W - m_c), & si M_W > m_c \end{cases}$$

$$m_c = C_{max} = 7.1$$

El modelo de atenuación, para sismos de subducción interfase profunda, es el siguiente:

$$\ln(Sa) = f_{mintD} + g_{int} \ln(r) + g_{intSL} \ln(R_{RUP} + 200) + e_{int}^V R_{RUP}^V + \gamma_{int} + \ln(A)$$

$$r = x_{INTO} + R_{RUP} + \exp(c_1 + c_2 C_m); x_{INTO} = 10 \text{ Km}$$

$$f_{mintD} = b_{int} h + \gamma_{intS} + \begin{cases} c_{intD} M_W & , si M_W \leq m_c \\ c_{intD} m_c + d_{int} (M_W - m_c), & si M_W > m_c \end{cases}$$

Por último, el modelo de atenuación para sismos de intraplaca, es el siguiente:

$$\ln(Sa) = f_{mSL} + g_{SL} \ln(r) + g_{SLL} \ln(R_{RUP} + 200) + e_{SL} R_{RUP} + q_{SLH} R_{RUP} + e_{SL}^V R_{RUP}^V + \gamma_{SL} + \ln(A)$$

$$f_{mSL} = b_{SL} h + \begin{cases} c_{SL} M_W + c_{SL2} (M_W - m_{SC})^2 & , si M_W \leq m_c \\ c_{SL1} m_c + c_{SL} (m_c - m_{SC})^2 + d_{SL} (M_W - m_c), & si M_W > m_c \end{cases}$$

$$r = R_{RUP} + \exp(c_1 + c_2 C_m); C_m = \min(M_W, C_{max})$$

$$q_{SLH} = e_{SLH} + \begin{cases} 0 & , h < 50 \\ 0.02h - 1.0 & , si h \geq 50 \end{cases}$$

$$m_c = C_{max} = 7.1; m_{SC} = 6.3$$

Donde:

Sa : Aceleración espectral al 5% de amortiguamiento crítico (cm/s²).

M_W : Magnitud de momento.

R_{RUP} : Distancia más corta a la superficie de ruptura (km)

R_{RUP}^V : Distancia horizontal recorrida en la zona volcánica (km)

h : Profundidad del punto más superficial de la superficie de ruptura (km)

A : Cociente de amplificación no lineal, dependiente del tipo de suelo y periodo de interés.

Además,

$c_1, c_2, b_{int}, f_{mintD}, f_{mints}, f_{mSL}, \gamma_{int}, g_{int}, g_{intSL}, g_{SSL}, e_{intS}^V, e_{int}^V, b_{SL}, e_{SLH}, e_{SL}, \gamma_{SL}, c_{SL1}$ y c_{SL} son coeficientes de regresión dependientes del periodo a evaluar.

4.2.6 Comparación de los modelos de atenuación

Un resumen de las leyes de atenuación analizadas en el presente estudio se muestra en la Tabla 4.1. Se muestra también los rangos magnitud, distancias y profundidad del foco para los cuales los modelos fueron derivados. Los modelos analizados incluyen la ley de atenuación de Youngs *et al.* (1997, en adelante Y1997), Atkinson y Boore (2003, en adelante AB2003), McVerry *et al.* (2006, en adelante Mc2006), Zhao *et al.* (2016, en adelante Z2016) y Abrahamson *et al.* (2016, en adelante BC2016).

Tabla 4.1 Resumen de las características de las leyes de atenuación analizadas

Referencia	Región	C ^a	T _{MÁX} ^b	R ^c	[R] ^d	[M] ^e	H _{MÁX} ^f	Clasificación de Sitio
Youngs et al. (1997) [Y1997]	Mundial	MG	Roca=3.0 s Suelo=4.0 s	$e=R_{RUP}$ $a=R_{RUP}$	10-500 Km	$M_W > 5.0$	130 Km	2 clases discretas (Roca y suelo)
Atkinson y Boore (2003) [AB2003]	Mundial	A	3.0 s	$e=R_{RUP}$ $a=R_{RUP}$	Interfase: 5.5<=M <6.5 y D<=80 Km 6.5<=M <7.5 y D<=150 Km M >=7.5 y D<=300 Km Intraplaca: 6.0<=M <6.5 y D<=100 Km M >=6.5 y D<=200 Km		100 Km	4 clases discretas (IBC B, C, D y E)
McVerry et al. (2006) [Mc2006]	Nueva Zelanda	MG y Máx.	3.0 s	$e=R_{RUP}$ $a=R_{RUP}$	30-400 Km	5.2 - 7.5	150 Km	3 clases discretas
Abrahamson et al. (2016) [BC2016]	Mundial	MG	10.0 s	$e=R_{RUP}$ $a=R_{HIP}$	0-300 Km	$e=M_W > 6.0$ $a=M_W > 5.0$	120 Km	V_{s30} continuo
Zhao et al. (2016) [Z2016]	Japón	MG	5.0 s	$e=R_{RUP}$ $a=R_{RUP}$	0-300 Km	$M_W > 5.0$	-	4 clases discretas

^a Componente horizontal del movimiento del terreno. MG: Media geométrica. MC: Media cuadrática. A: Escogido aleatoriamente.

^b Máximo periodo de los espectros de respuesta.

^c Tipo de distancia usada en el modelo. R_{RUP} : distancia más corta a la superficie de ruptura. R_{HIP} : distancia hipocentral. Tipo de subducción: e = interfase, a =intraplaca.

^d Rango de distancias de aplicación recomendados por los autores

^e Rango de magnitudes recomendados por los autores.

^f Profundidad máxima del foco para la cual los autores recomiendan el uso de las leyes de atenuación.

En las Figura 4.2 y 4.3 se muestra la comparación de los modelos de atenuación analizados para sismos de interfase e intraplaca, respectivamente. Las gráficas son para una condición de sitio de roca (definido por cada modelo). Para ambos tipos de subducción se observa una gran dispersión en las amplitudes predichas por las leyes de atenuación. En el caso de un sismo de interfase para una magnitud de 8.0 M_w (Figura 4.2a), para una distancia de 20 km las amplitudes en roca para PGA varían desde 0.16g (AB2003) hasta 0.51g (BC2016). Una situación similar se observa para sismos de intraplaca de 8.0 M_w , profundidad del foco de 80 km y 50 km de distancia en roca (Figura 4.3a), donde se obtiene amplitudes en el rango de 0.33g (Y1997) hasta 0.94g (Z2016).

Por otro lado, se observa también para sismos de interfase de gran magnitud el modelo AB2003 casi no presenta atenuación hasta 70 km, sin embargo, este comportamiento cambia completamente para magnitudes menores (Figura 4.2b), lo cual sugeriría la dependencia del modelo con la magnitud del evento sísmico.

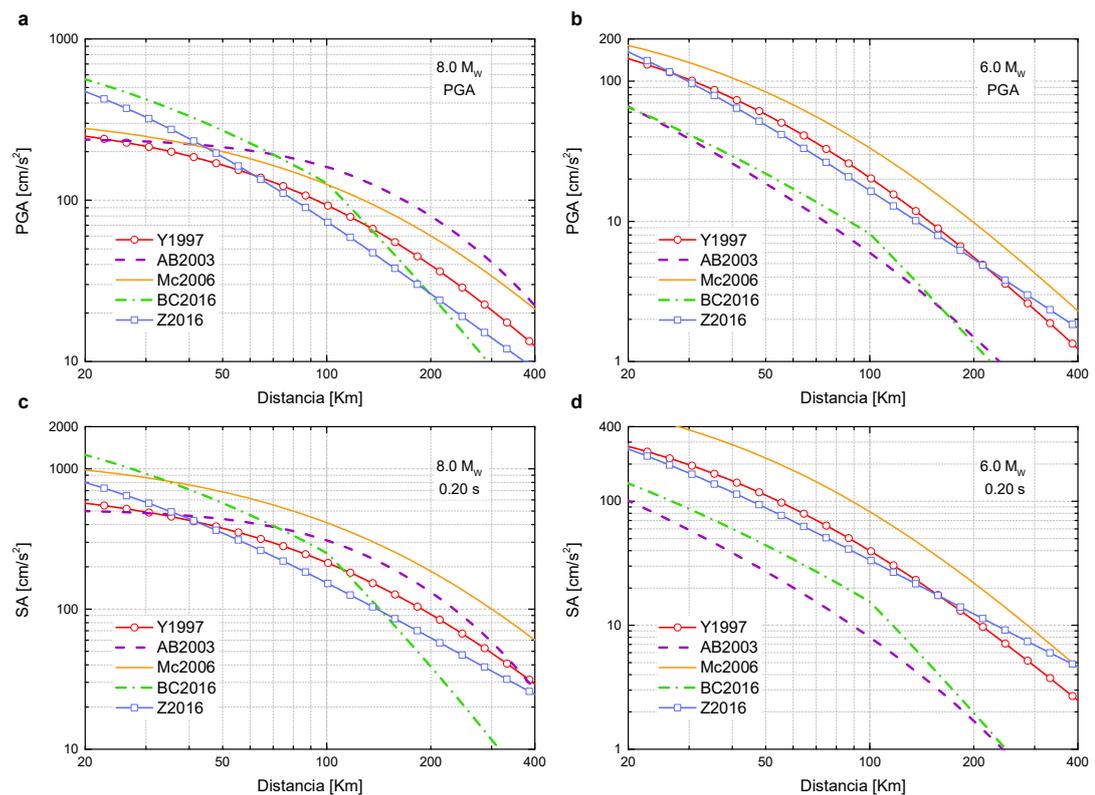


Figura 4.2 Comparación de los modelos de atenuación analizados para *sismos interfase* con magnitudes de 6.0 M_w y 8.0 M_w . Se asume una profundidad del foco de 30 km. Las gráficas se muestran para una condición de roca (definido por cada modelo)

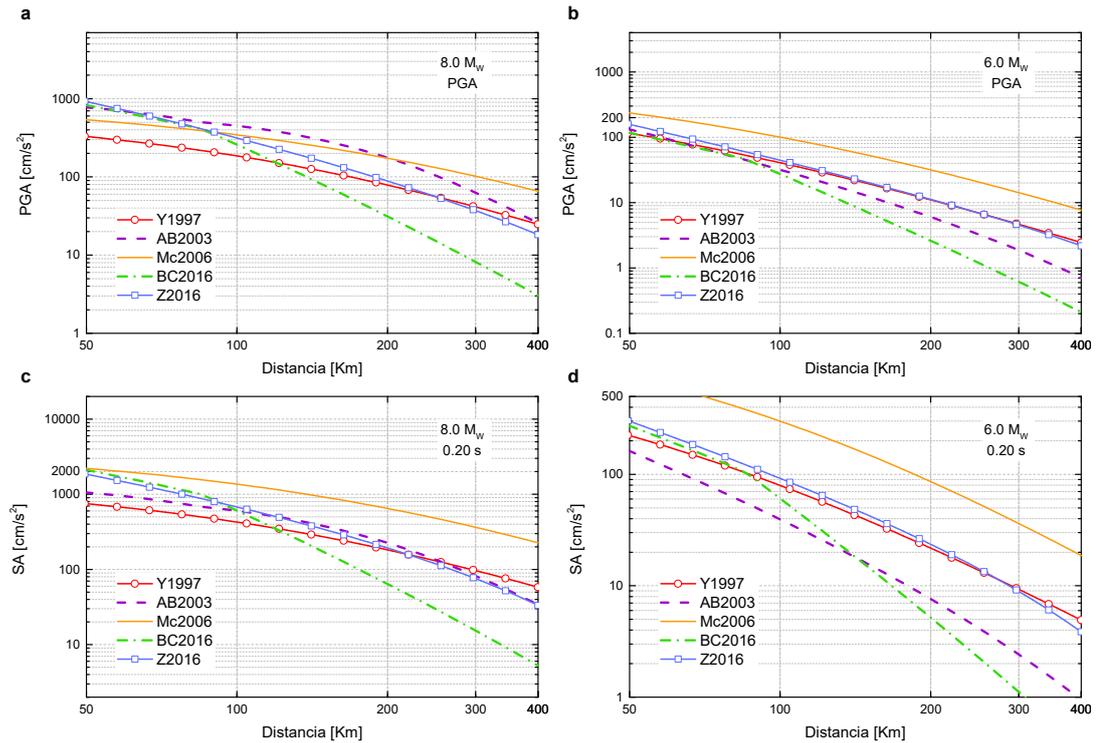


Figura 4.3 Comparación de los modelos de atenuación analizados para *sismos intraplaca* con magnitudes de 6.0 M_w y 8.0 M_w . Se asume una profundidad del foco de 80 km. Las gráficas se muestran para una condición de roca (definido por cada modelo). Fuente: elaboración propia

4.3 EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LEYES DE ATENUACIÓN

4.3.1 Registros tiempo historia requeridos

De acuerdo a Scherbaum *et al.* (2009), el parámetro LLH es independiente del número de datos, es decir que su valor no cambia con la cantidad de registros sísmicos. Sin embargo, se espera que el valor de LLH sea estable a partir de cierto número de registros sísmicos. De esta manera, Beauval *et al.* (2012) con la ayuda de datos sintéticos, investigó la mínima cantidad de registros requeridos para garantizar la estabilidad del parámetro LLH. Los resultados obtenidos por Beauval *et al.* (2012) se muestran a continuación. Asumiendo una distribución original con media igual a cero y desviación estándar de 0.70, se genera 4 distribuciones normales (m_1 , m_2 , m_3 y m_4) variando la media y la desviación estándar de la distribución original (Figura 4.4). Finalmente se obtiene el valor de LLH a medida que aumenta el número de registros para cada distribución evaluada (Figura 4.4b). Se observa que a partir de alrededor de 40 datos el valor de LLH se estabiliza, estableciéndose así el número mínimos de datos requeridos para calcular LLH. Asimismo, se nota que cuando la distribución original y el modelo coinciden, es

decir cuando el ajuste del modelo es óptimo, los valores de LLH varían entre 1.40 a 1.50.

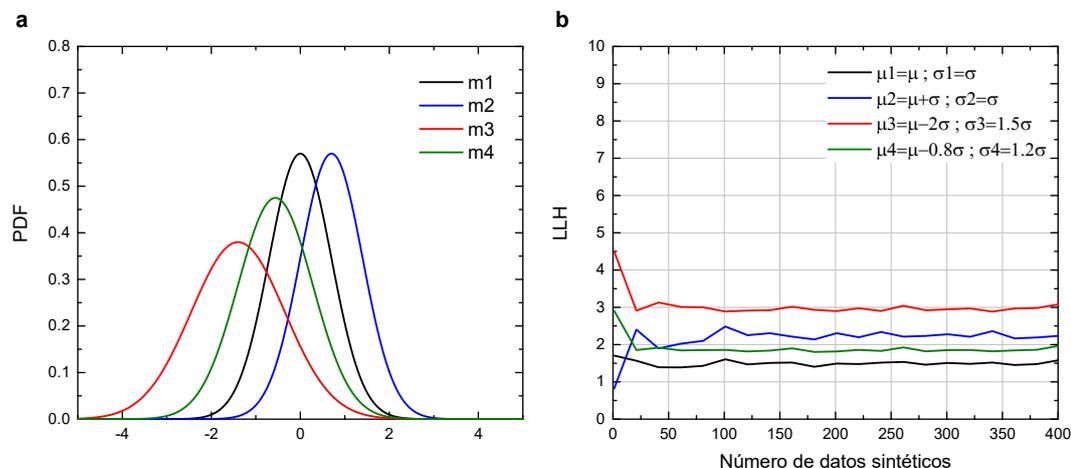


Figura 4.4 Evaluación de la estabilidad del parámetro LLH variando el número de datos. a. Distribuciones de probabilidad evaluadas. La distribución m1 representa al mismo tiempo la distribución original y el modelo m1. b. Dependencia del parámetro LLH con el número de datos. Fuente: elaboración propia

4.3.2 Modelos de atenuación de sismos de subducción interfase

Las leyes de atenuación para sismos de subducción de interfase de los modelos Y1997, AB2003, Mc2006, BC2016 y Z2016 son analizados en la presente sección de acuerdo con las metodologías de Scherbaum *et al.* (2009) y Kale y Akkar (2013). Se emplea, asimismo, como herramienta de visualización gráfica la metodología Scherbaum *et al.* (2004). El análisis de la selección de leyes de atenuación se lleva a cabo tomando en cuenta aquellos registros que sean de sismos de subducción interfase y magnitud mayor a 5.0 M_w , lo cual incluye la mayoría de los registros presentes en la base de datos. Los resultados de este análisis se muestran en la Figura 4.5, en términos de los parámetros LLH y EDR versus el periodo.

Asimismo, en la Figura 4.6 se muestran los gráficos de las distribuciones de los residuos normalizados para la base de datos completa. A partir de la distribución de los residuos normalizados, se considera un buen desempeño de una ley de atenuación cuando la distribución de los residuos concuerda con la distribución normal estándar (línea color rojo). De manera alternativa, una distribución uniforme de los valores LH indica también una distribución normal estándar.

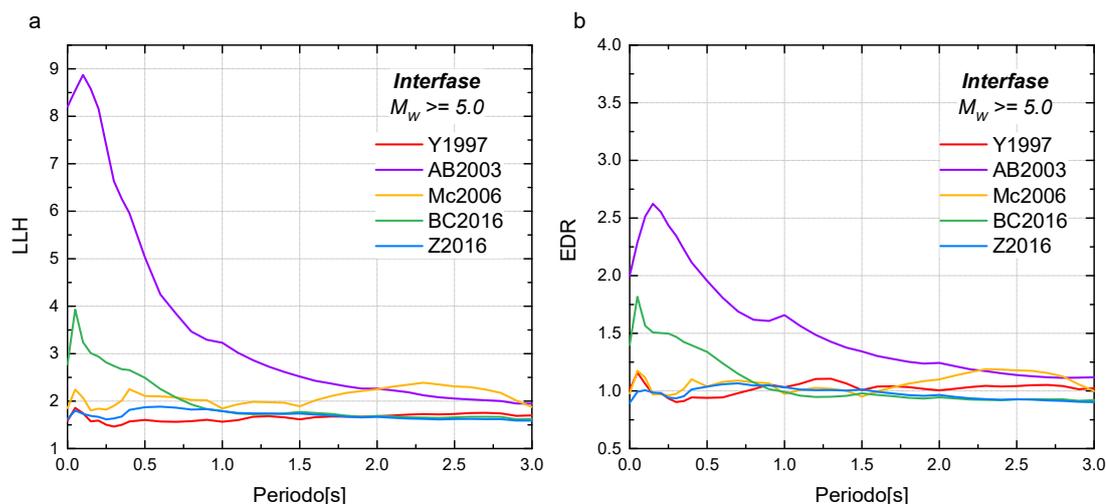


Figura 4.5 Variación de los parámetros LLH y EDR de acuerdo al periodo evaluado y según cada ley de atenuación analizada. Los registros usados en el análisis corresponden a sismos de interfase. Fuente: elaboración propia

La capacidad predictiva de las leyes de atenuación es analizada también evaluando de forma separada el desempeño de cada modelo para eventos con magnitud de momento menores a 6.0 ($5.0 \leq M_W < 6.0$), eventos con magnitudes entre 6.0 y 7.0 ($6.0 \leq M_W < 7.0$) y eventos con magnitudes mayores a 7.0 ($M_W > 7.0$). Los resultados del análisis por rango de magnitudes se muestran en la Figura 4.7.

Considerando la base de datos completa (Figura 4.5), se observa que el desempeño de las leyes de atenuación varía conforme lo hace el periodo, resaltando así la importancia de realizar el análisis de selección de leyes de atenuación según el periodo de interés. De esta manera, en caso del modelo AB2003 se nota que a medida que el periodo aumenta los valores de los parámetros LLH y EDR disminuyen, lo cual implica que el desempeño del modelo AB2003 mejora conforme aumenta el periodo. Esto también se observa en la distribución de los valores de LH y los residuos normalizados (Figura 4.6), donde para el periodo de 1.0 s se nota que los residuos se ajustan más a la distribución normal estándar que para el periodo de 0.0 s (PGA). Por otro lado, al analizar el ajuste a los datos observados según el rango de magnitud (Figura 4.7b) se observa que el modelo AB2003 mejora notoriamente su ajuste a los datos observados a medida que aumenta la magnitud; así pues, para eventos con magnitudes mayores a 7.0 M_W se observan valores de LLH menores a 1.9.

Para el caso del modelo Mc2006 se observa que los valores LLH varían entre 1.9 a 2.5 (Figura 4.5), incrementándose el sesgo del modelo para periodos mayores

a 1.50 s. Asimismo, para todo el rango de periodos analizado el modelo Mc2006 presenta valores LLH por encima de los modelos Y1997 y Z2016, lo cual sugiere el mejor desempeño de estos modelos respecto al de Mc2006. De manera similar al caso del modelo AB2003 el desempeño del modelo Mc2006 mejora al aumentar las magnitudes (Figura 4.7c).

En el caso del modelo BC2016, se observa que presenta sesgo únicamente para periodos menores a 1.0 s (Figura 4.5), mejorando su ajuste a los datos observados para periodos mayores a 1.0 s. Asimismo, cuando se divide los datos por rango de magnitud, se observa que los registros de sismos con magnitudes entre 5 y 6 M_w son los que incrementan los valores de LLH y EDR para periodos menores a 1.0 s (Figura 4.7d); este comportamiento se debería a que en el desarrollo del modelo BC2016 se excluyen los sismos de interfase con magnitudes menores a 6.0 M_w (ver Tabla 4.1).

Se nota también que los modelos Y1997 y Z2016 presentan un desempeño estable para todo el rango de periodos con valores de LLH menores a 1.9 (Figura 4.5), resaltándose así la capacidad de estas dos leyes de atenuación para predecir los datos compilados. Asimismo, al realizar el análisis por rango de magnitud se observa el modelo Y1997 presenta valores de LLH menores a 1.9 para todos los rangos de magnitudes (Figura 4.7a), de manera similar el modelo Z2016 muestra valores de LLH menores 1.9 para todos los rangos de magnitudes excepto para magnitudes menores a 6.0 M_w (Figura 4.7e).

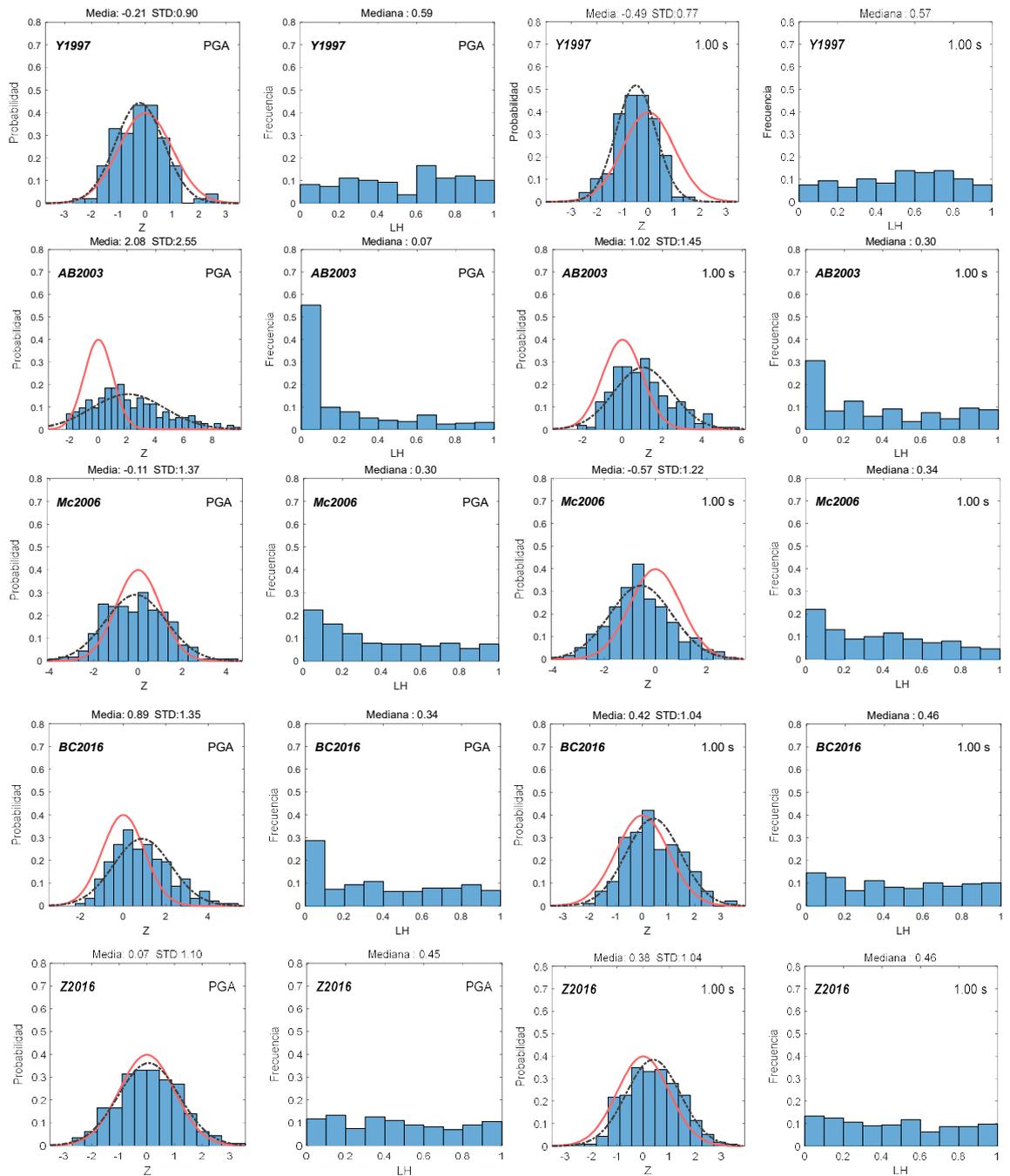


Figura 4.6 Distribución de los residuos normalizados y sus valores LH asociados para periodos de 0s (PGA) y 1s. Los datos analizados corresponden a la base de datos *completa*. Se muestra también la distribución normal estándar (línea continua color rojo) y la distribución ajustada a los residuos (línea entrecortada color negro). Fuente: elaboración propia

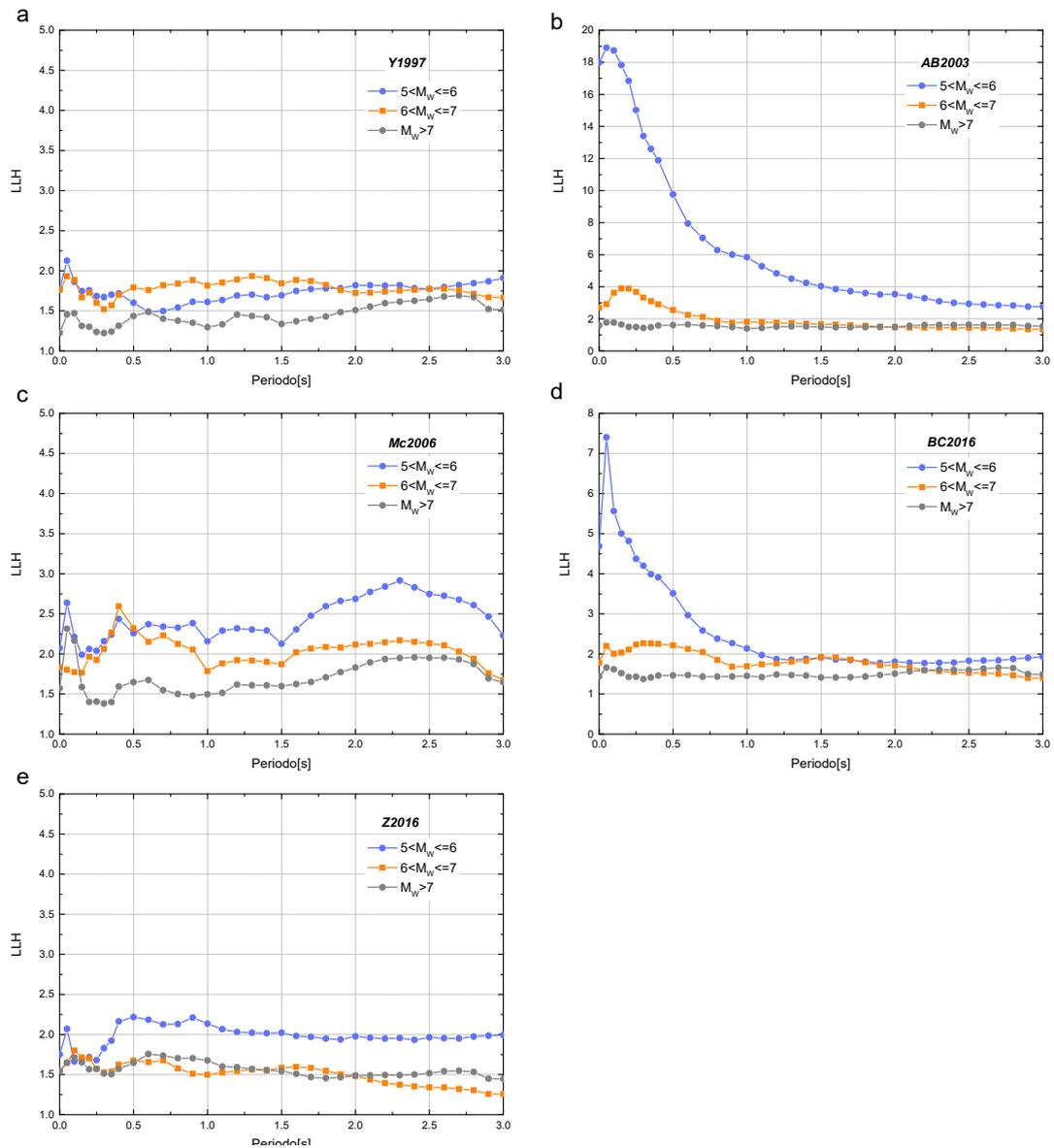


Figura 4.7 Variación del parámetro LLH para diferentes leyes de atenuación de interfase considerando el efecto las magnitudes. Fuente: elaboración propia

Por otro lado, en las Figura 4.8 a y b se muestra el análisis realizado considerando las restricciones de cada ley de atenuación (Tabla 4.1), como se esperaba, el desempeño de cada modelo mejora al considerar únicamente los datos que se encuentran dentro del rango de aplicación sugerida por cada ley de atenuación. La distribución de los residuos normalizados (Figura 4.9) muestra resultados similares, es decir, los residuos normalizados se asemejan más a una distribución normal estándar. La restricción en los datos afecta de en mayor medida a los modelos AB2003 y BC2016, ya que en el primero caso los autores sugieren un rango muy estrecho para el uso de su modelo de atenuación (Tabla 4.1), mientras que en el caso del modelo BC2016 no toma en cuenta para la realización del

modelo, sismos de subducción interfase con magnitud menor a 6.0 M_w . Sin embargo, aun tomando en cuenta las restricciones cada ley de atenuación el modelo AB2003 presenta valores de LLH mayores a 1.9 para periodos cortos, mientras que el modelo Mc2006 presenta valores de LLH mayores a 1.9 para casi todo el rango de periodos analizado.

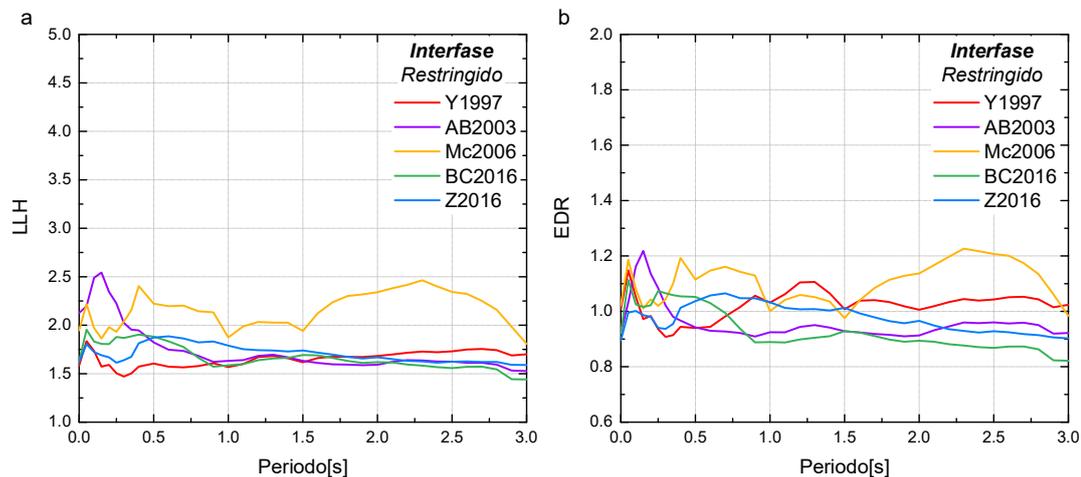


Figura 4.8 Variación de los parámetros LLH y EDR de acuerdo al periodo evaluado y según cada ley de atenuación analizada. Los registros usados en el análisis corresponden a sismos de interfase que encuentran dentro del rango de aplicación de cada ley de atenuación. Fuente: elaboración propia

Por otro lado, se analiza también el desempeño de cada modelo considerando la clasificación de sitio del lugar de registro. Para los suelos tipo B se analizan los modelos que mejor desempeño mostraron en de la base de datos completa, estos son: Y1997, BC2016 y Z2016. En el caso de suelos tipo C se analizan solamente los modelos BC2016 y Z2016, puesto que el modelo Y1997 presenta resultados únicamente para suelos tipo B y D. Los resultados del análisis se muestran en la Figura 4.10. Se observa que para suelos tipo B (Figura 4.10a) los valores LLH son menores a 1.9, siendo el modelo Z2016 el que mejor desempeño muestra para periodos mayores a 0.50 s. Se observa también que el modelo BC2016 presenta mejor ajuste a la data compilada para periodos menores a 0.50 s. En el caso suelos tipo C (Figura 4.10b) se observa que el modelo Z2016 tiene menor desajuste que el modelo BC2016 para todo el rango de periodos analizado.

Debido a que la base de datos compilada en este estudio cuenta solamente con 44 registros sísmicos de sismos de subducción interfase registrados en roca (suelo tipo B), el valor de LLH para suelos tipo B podría cambiar ligeramente a medida que se incrementen los registros sísmicos puesto que para la estabilidad del parámetro LLH se requiere como mínimo 40 registros sísmicos (Figura

4.4). Para suelos tipo C no ocurre este problema ya que la cantidad de registros sísmicos (90 registros) supera la cantidad mínima para la estabilidad de LLH.

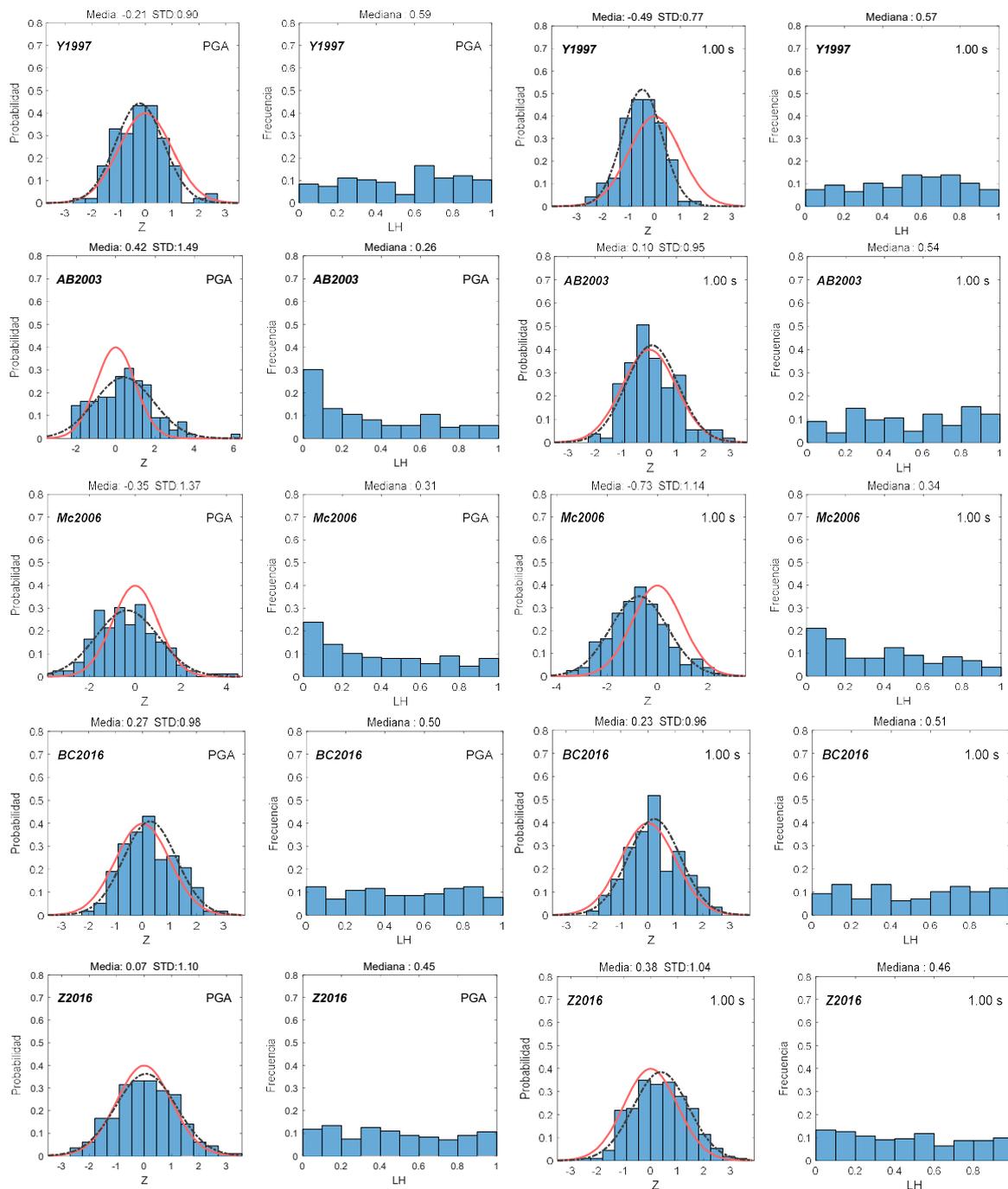


Figura 4.9 Distribución de los residuos normalizados y sus valores LH asociados para periodos de 0s (PGA) y 1s. Los datos analizados corresponden a la base de datos restringida. Se muestra también la distribución normal estándar (línea continua color rojo) y la distribución ajustada a los residuos (línea entrecortada color negro). Fuente: elaboración propia

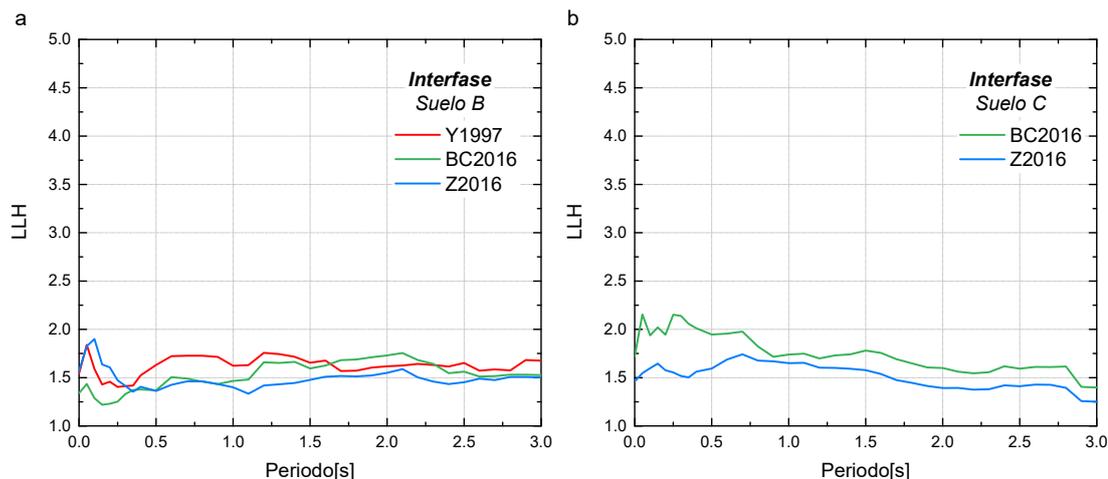


Figura 4.10 Valores de LLH para registros de sismos de interfase y según tipo de suelo. Fuente: elaboración propia

4.3.3 Modelos de atenuación de sismos de subducción intraplaca

De forma similar al análisis de los modelos de interfase, se emplean las metodologías de Scherbaum *et al.* (2009) y Kale y Akkar (2013) para medir el ajuste entre los datos observados y los valores predichos por las leyes de atenuación. Se emplea también los valores LH de la metodología de Scherbaum *et al.* (2004) como herramienta de visualización gráfica. Asimismo, los registros considerados en el análisis son aquellos que corresponden a sismos de intraplaca y magnitud mayor a 5.0 M_w . El resultado del análisis se muestra en la Figura 4.11, para ambos parámetros (LLH y EDR). Se muestra también en la Figura 4.12, la distribución de los residuos normalizados y la distribución de los valores LH correspondientes a sismos intraplaca.

De manera análoga al caso de los modelos interfase, los modelos de intraplaca presentan también un desempeño que varía significativamente con el periodo. Así, por ejemplo, en el modelo Y1997 el ajuste a los datos observados disminuye a partir del periodo 0.30 s. Además, como se muestra en la Figura 4.13a, en el modelo Y1997 las magnitudes no parecen tener influencia significativa en el ajuste del modelo a los datos observados.

En el caso del modelo AB2003, a partir del 0.40 s mejora su ajuste a los datos observados a medida que aumenta el periodo (Figura 4.11), al realizar el análisis por rango de magnitudes se observa, además, que el sesgo del modelo disminuye a medida que aumenta las magnitudes (Figura 4.13b).

En el modelo Mc2006, se nota que presenta valores de LLH mayores a 1.9 para todo el rango de periodos analizado lo cual sugiere el deficiente desempeño del modelo para sismos intraplaca (Figura 4.11). Asimismo, según el cálculo de los valores LLH por rango de magnitudes el sesgo del modelo a periodos largos (>1.0 s) se debe a los sismos de magnitud mayor a 6.0 M_w (Figura 4.13c).

Entre todas las leyes de atenuación de subducción intraplaca analizadas, el modelo BC2016 parece presentar un buen desempeño para todo el rango de periodos evaluado (Figura 4.11), excepto para periodos muy cortos (menores a 0.08 s). De acuerdo al análisis por rango de magnitudes (Figura 4.11d), el sesgo presente en periodos menores a 0.08 s se debe a los eventos con magnitud menor a 6.0 M_w . En el caso del modelo Z2016 muestra valores de LLH menores a 1.9 para todo el rango de magnitudes, asimismo, luego de realizar el análisis por rango de magnitudes se observa que el desempeño del modelo mejora a medida que se incrementa las magnitudes.

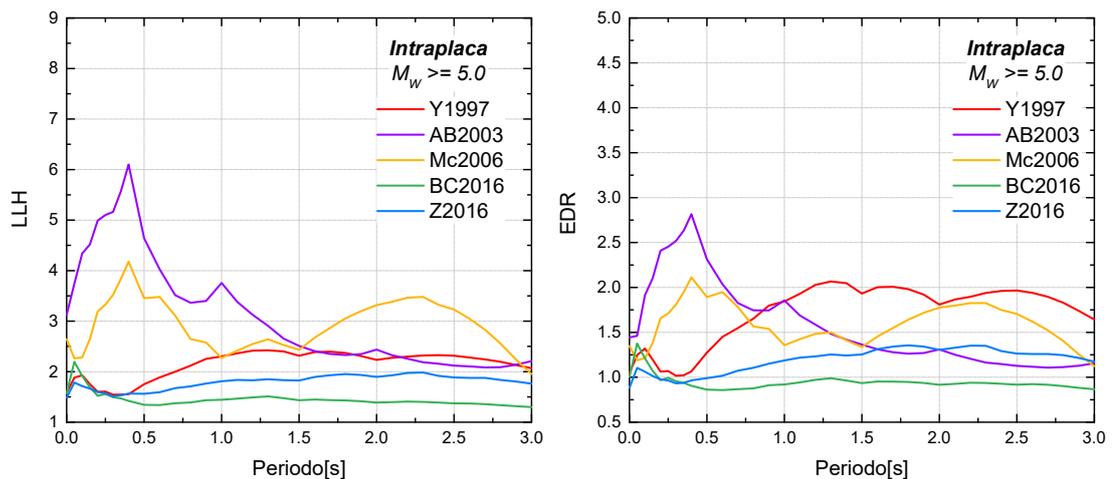


Figura 4.11 Variación de los parámetros LLH y EDR de acuerdo al periodo evaluado y según cada ley de atenuación analizada. Los registros usados en el análisis corresponden a sismos de intraplaca. Fuente: elaboración propia

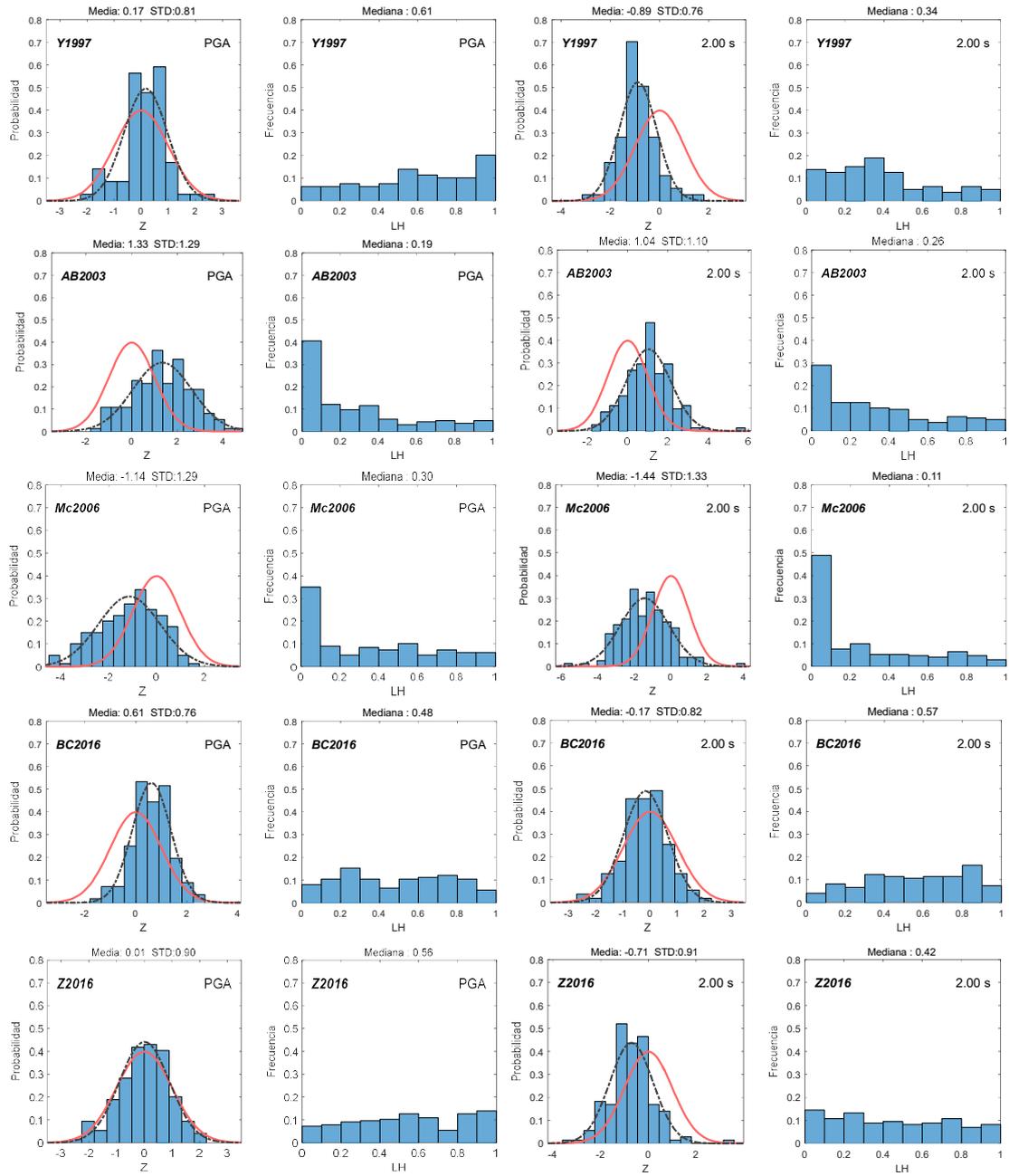


Figura 4.12 Distribución de los residuos normalizados y sus valores LH asociados para periodos de 0.00 s (PGA) y 2.00 s. Los datos analizados corresponden a la base de datos *completa*. Se muestra también la distribución normal estándar (línea continua color rojo) y la distribución ajustada a los residuos (línea color negro). Fuente: elaboración propia

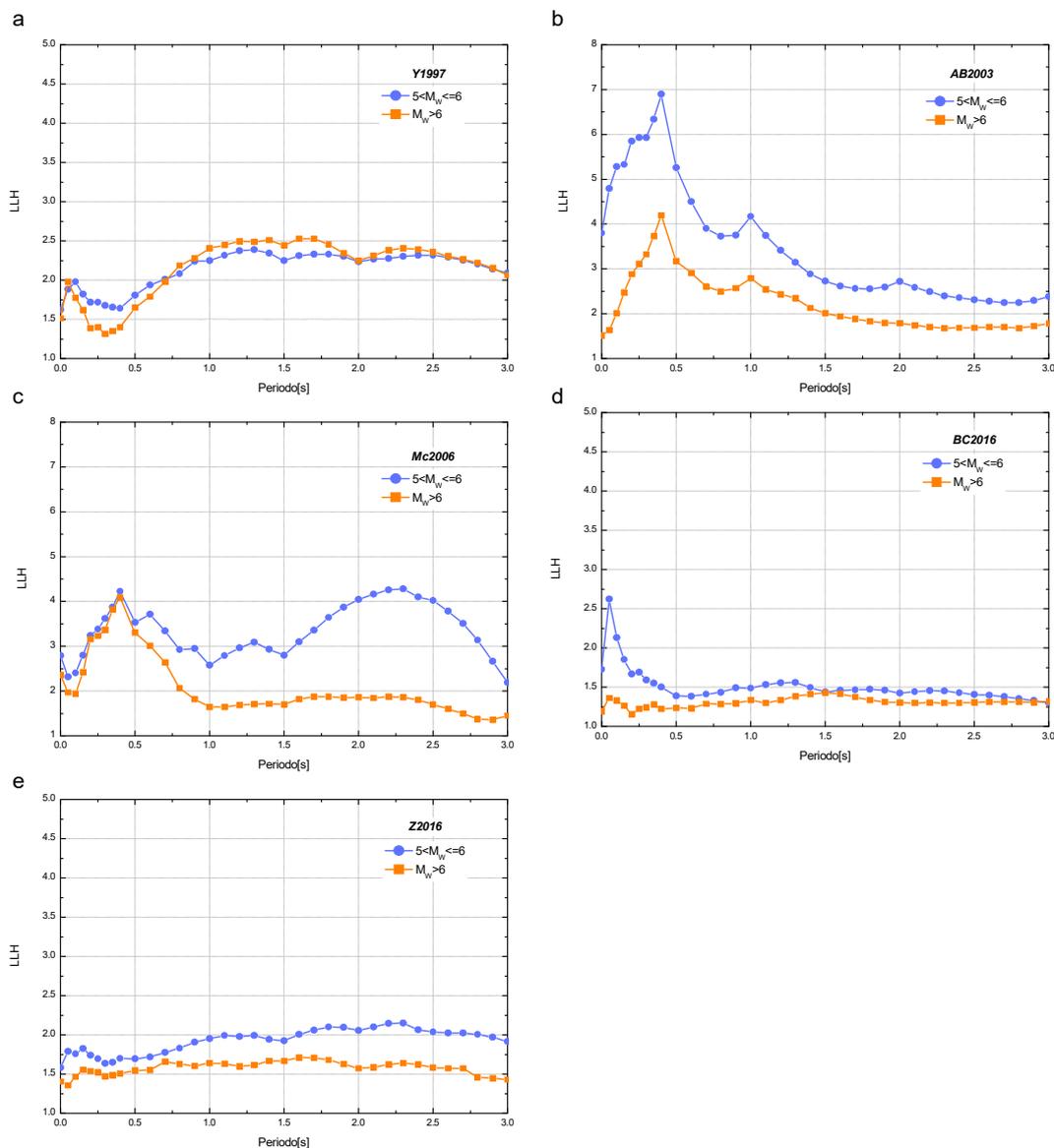


Figura 4.13 Variación del parámetro LLH para diferentes leyes de atenuación de intraplaca considerando el efecto las magnitudes

De manera similar al caso de los modelos para sismos de interfase se determina el valor de LLH para registros sísmicos asociados a sismos de subducción intraplaca registrados en suelos tipo B y C. En la Figura 4.14 se muestran los resultados. Se observa que para suelos tipo B (Figura 4.14a), el modelo BC2016 presenta mejor desempeño para todo el rango de periodos analizado excepto para periodos menores a 0.25 s, seguido del modelo Z2016. Se observa también que en el caso del modelo Y1997, el desajuste a los datos observados es mayor a periodos largos. Para el caso de suelos tipo C (Figura 4.14b), se observa que el modelo BC2016 presenta valores menores a 1.9 para todo el rango de periodos excepto para periodos muy cortos. Se observa también que el modelo Z2016

también presenta valores de LLH menores a 1.9 para todo el rango de magnitudes analizado mostrando así su buena capacidad predictiva en los registros sísmicos compilados.

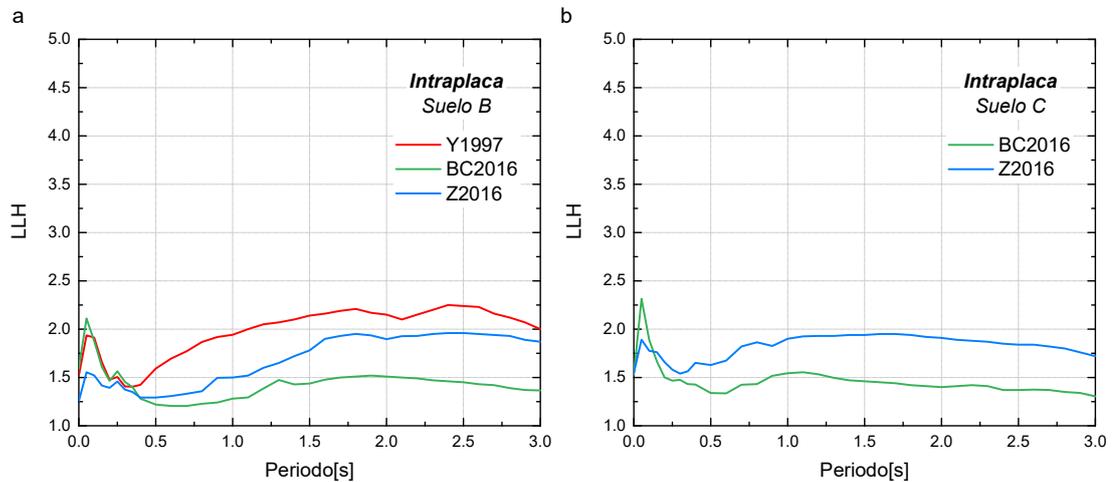


Figura 4.14 Valores LLH para registros de sismos de intraplaca y según tipo de suelo. Fuente: elaboración propia

De forma similar al caso de los sismos interfase, para el modelo de sismos de intraplaca, el número de registros usados en el cálculo de LLH para suelos tipo B es de pequeño, 48, por lo que el valor de LLH podría cambiar ligeramente cuando se incremente el número de registros de análisis. En el caso de suelos tipo C la cantidad de registros sísmicos es 102, lo cual supera la cantidad mínima de registros para la estabilidad del parámetro LLH.

4.3.4 Discusión

Los resultados obtenidos en los valores LLH y EDR sugieren que son varios los parámetros que influyen la capacidad de una ley de atenuación para predecir los datos observados. Primero, de las Figuras 4.5 y 4.11 y se interpreta que el desempeño de una ley de atenuación varía según el periodo de interés, lo cual sugiere la idea que la elección de la ley de atenuación más adecuada depende del tipo de estructura para la cual se realiza el estudio de peligro sísmico, puesto que según sea el proyecto de ingeniería el rango de periodos de interés cambia.

En segundo lugar, los resultados resaltan que el rango de magnitudes afecta significativamente al desempeño a las leyes de atenuación tanto para modelos de interfase como para modelos de intraplaca. En consecuencia, sería aconsejable seleccionar cada ley de atenuación según el rango de magnitudes, dado que hay leyes de atenuación, como el modelo de Atkinson y Boore (2003), que mejoran

considerablemente su ajuste a los datos observados conforme se incrementa la el rango de magnitudes de análisis. Este comportamiento del modelo de Atkinson y Boore (2003) es también observado por Arango *et al.* (2012) al analizar el ajuste de este modelo a la base de datos de registros sísmicos de Centroamérica.

En tercer lugar, se observa que la sismogénesis (interfase o intraplaca) influencia el desempeño de cada modelo. Así pues, por ejemplo, el modelo de Youngs *et al.* (1997) para sismos de interfase presenta un buen comportamiento en todo el rango de periodos (Figura 4.5), sin embargo, para sismos de intraplaca el sesgo del modelo se hace notorio a partir de 0.50 s (Figura 4.11). Este comportamiento sugiere que la asignación de ponderaciones a leyes de atenuación en la evaluación del peligro sísmico se debe realizar tomando en consideración el tipo de sismo de subducción.

En cuarto lugar, luego de analizar los valores de LLH tomando en cuenta la clasificación de sitio de las estaciones acelerográficas (Figuras 4.10 y 4.14) se observa que los modelos BC2016 y Z2016 presentan mejoras significativas en su capacidad predictiva (menores valores de LLH) en suelos tipo B, lo cual indicaría la menor variabilidad en términos de la respuesta sísmica de sitio de los registros en roca. Cabe señalar que los valores de LLH para suelos tipo B, podrían variar ligeramente debido a que la cantidad de registros sísmicos con los que se realizó su cálculo superan levemente a la cantidad de registros mínimos necesarios para la estabilidad del parámetro LLH.

Por otro lado, debido a que en este estudio se realizará el análisis regional del peligro sísmico, las leyes de atenuación escogidas deben presentar un buen desempeño para todo el rango de periodos y magnitudes, puesto que el análisis de peligro sísmico se realiza considerando todos los escenarios de magnitudes y distancias.

Sobre la base del criterio mencionado anteriormente, se ha procedido de la siguiente manera:

- Para el caso de modelos de interfase (Figura 4.5) se seleccionaron las leyes de atenuación de Youngs *et al.* (1997) y Zhao *et al.* (2016b), sin embargo, se incluye también la ley de atenuación de Abrahamson *et al.* (2016) puesto que presenta sesgo únicamente para periodos menores a 1.0 s (Figura 4.5), además, dicho sesgo se debe a sismos de magnitudes

entre 5 y 6 Mw (Figura 4.7d) los cuales no son escenarios que dominen en la evaluación del peligro sísmico en nuestro país. La falta de ajuste a los datos observados del modelo de Abrahamson *et al.* (2016) en sismos de interfase para periodos menores a 1.0 s también ha sido notado por Arango *et al.* (2012) y Bastías *et al.* (2015). El estudio de Arango *et al.* (2012) señala que el modelo tiende a subestimar los datos observados para periodos menores a 1.0 s; mientras el trabajo de Bastías *et al.* (2015), indica que el modelo presenta baja capacidad predictiva para periodos menores a 1.0 s.

- Para el caso de modelos de intraplaca se han seleccionado las leyes de atenuación de Zhao *et al.* (2016c) y Abrahamson *et al.* (2016), puesto que presentan el mejor ajuste a datos observados para todo el rango de periodos ($LLH < 1.9$). Se incluye también el modelo de atenuación de Youngs *et al.* (1997), debido a su buen desempeño hasta 0.50 s.

4.4 PONDERACIÓN DE LAS LEYES DE ATENUACIÓN

Para un conjunto de “N” modelos de atenuación y sus correspondientes valores LLH_i , la ponderación de cada modelo se puede asignar mediante el parámetro w_i (Scherbaum *et al.*, 2009):

$$w_i = \frac{2^{-\log_2(LLH_i)}}{\sum_{i=1}^N 2^{-\log_2(LLH_i)}}$$

Las ponderaciones así obtenidas para los modelos de atenuación seleccionados se muestran en la Figura 4.15. En la práctica, la ponderación de modelos de atenuación no se realiza tomando en cuenta la dependencia del desempeño de cada modelo con el periodo, por lo que se juzga conveniente homogenizar las ponderaciones para todo el rango de periodos. Los resultados homogenizados se muestran en la Figura 4.16. De acuerdo a estos resultados los pesos de ponderación se muestran en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 Ponderaciones estimadas para cada ley de atenuación (homogenizadas para todo el rango de periodos) considerando la sismogénesis y el tipo de suelo.

Sismogénesis	Ley de atenuación	Suelo tipo B	Suelo tipo C
Subducción interfase	Abrahamson <i>et al.</i> (2016)	0.33	0.45
	Zhao <i>et al.</i> (2016)	0.33	0.55
	Youngs <i>et al.</i> (1997)	0.33	-
Subducción intraplaca	Abrahamson <i>et al.</i> (2016)	0.40	0.60
	Zhao <i>et al.</i> (2016)	0.35	0.40
	Youngs <i>et al.</i> (1997)	0.25	-

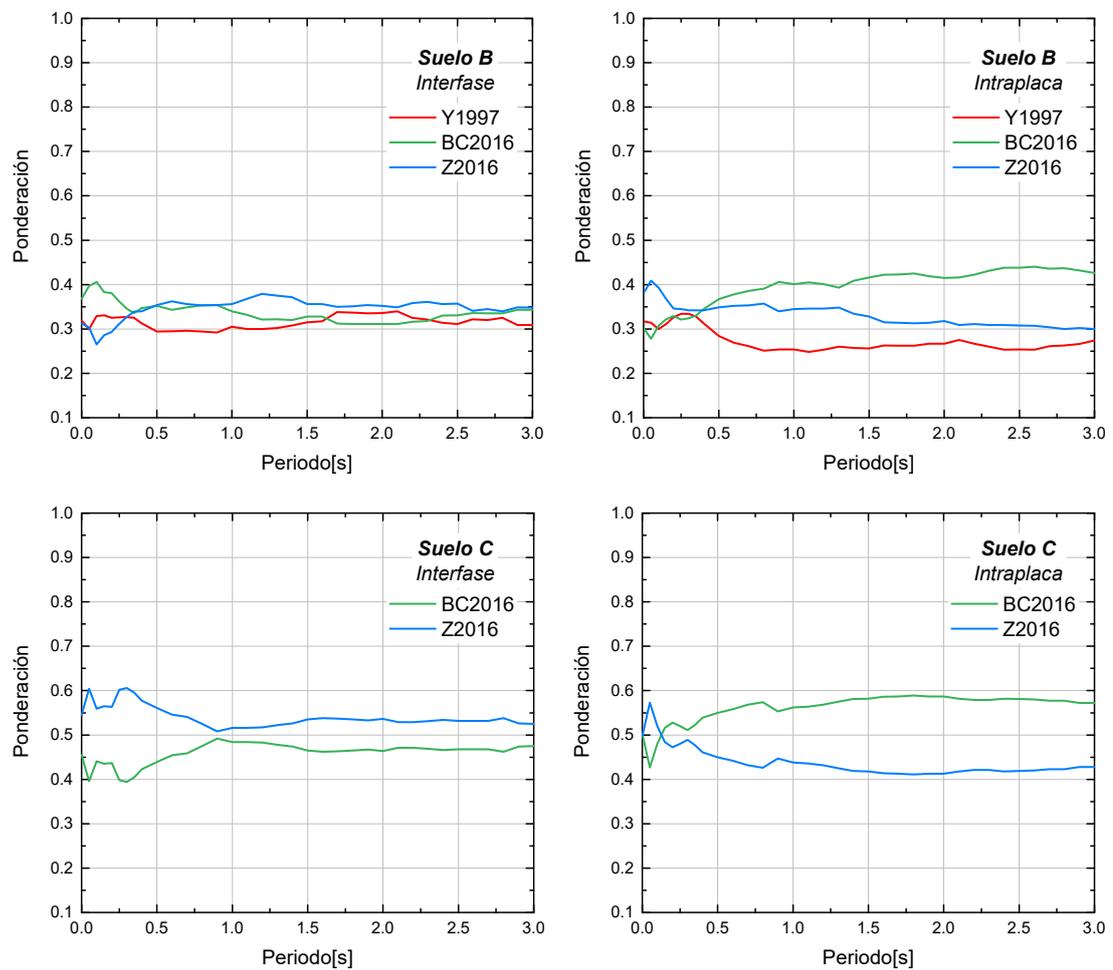


Figura 4.15 Ponderación de las leyes de atenuación seleccionadas para suelos tipo B y C, según el tipo de sismo de subducción. Fuente: elaboración propia

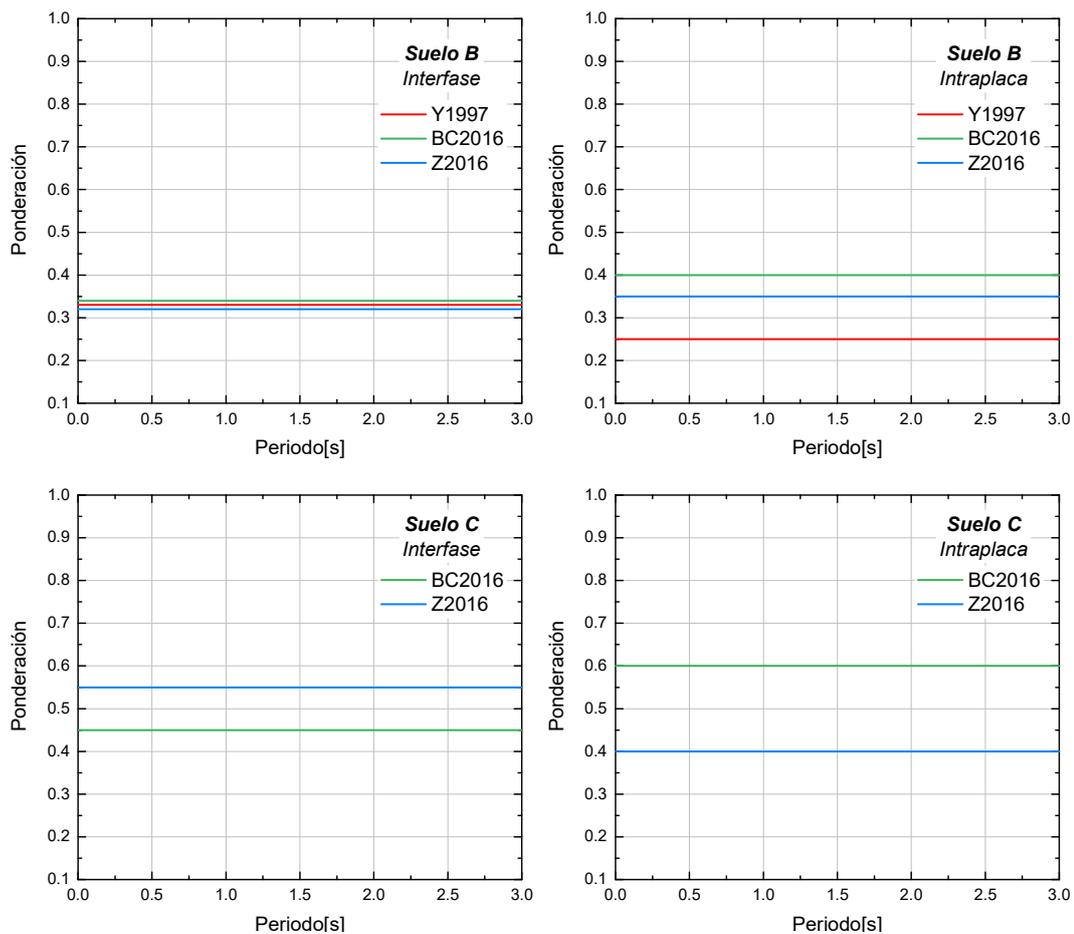


Figura 4.16 Valores de ponderación homogenizados en todo el rango de periodos, para cada las ley de atenuación seleccionada, para suelos tipo B y C (IBC, 2015).

CAPÍTULO V: EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PERÚ

5.1 ANTECEDENTES

El peligro sísmico regional en el Perú ha sido evaluado por diferentes autores, entre los primeros trabajos realizados se encuentran el de Sharma y Candia-Gallegos (1992) y Castillo y Alva (1993). El trabajo de Sharma y Candia-Gallegos (1992) evalúa el peligro sísmico en el Perú para 475 años de periodo de retorno en roca. Sobre la base de la sismicidad histórica los autores reconocen cinco fuentes sismogénicas, asimismo, con base en los registros sísmicos peruanos disponibles a la fecha seleccionan la ley de atenuación de Krinitzsky *et al.* (1988).

Con relación al trabajo de Castillo y Alva (1993), los autores definen 20 fuentes sismogénicas, las cuales se dividen en fuentes continentales y fuentes de subducción. Las fuentes sismogénicas de subducción se dividen a su vez en fuentes de subducción superficiales (0-70 km), fuentes de subducción intermedia (71-300 km) y fuentes de subducción profunda (500-700 km). Las leyes de atenuación que emplea Castillo y Alva (1993) son dos: Casaverde y Vargas (1980) y McGuire (1974), para sismos de subducción y sismos continentales, respectivamente. Cabe señalar que en la ley de atenuación de Casaverde y Vargas (1980) se emplea únicamente 10 registros sísmicos, además de no distinguir entre sismos de subducción interfase e intraplaca.

Posteriormente, Bolaños y Monroy (2004) realizan el análisis regional del peligro sísmico en base a las fuentes sismogénicas de Castillo y Alva (1993) actualizando la geometría de las fuentes sismogénicas F3, F4 y F8, arguyendo una variación de la distribución de los sismos en la costa central. Las leyes de atenuación usadas en el estudio son las propuestas por Youngs *et al.* (1997) para sismos de subducción interfase e intraplaca y la propuesta por Sadigh *et al.* (1997) para sismos de corteza superficial. Los autores presentan sus resultados para condiciones de roca y para periodos de retorno de 475 y 975 años.

Gamarra (2009) define nuevas fuentes sismogénicas para la evaluación del peligro sísmico. Las fuentes propuestas por Gamarra (2009) se dividen en fuentes de subducción y fuentes de corteza superficial. Las fuentes de subducción se dividen a su vez en fuentes de subducción interfase y fuentes de subducción intraplaca. En comparación con las fuentes de Bolaños y Monroy (2004) y Castillo y Alva (1993), las fuentes definidas por Gamarra (2009) no toman en cuenta los

sismos de foco profundo (> 300 km) ocurridos en la frontera de Perú y Brasil entre las latitudes 6° y 11° S. Las leyes de atenuación usadas por Gamarra (2009) son las presentadas por Youngs *et al.* (1997) para sismos de subducción y Sadigh *et al.* (1997) para sismos de corteza superficial. Asimismo, los resultados presentados son para condiciones de suelo firme (tipo D, IBC 2015) y para 475 años de periodo de retorno.

Recientemente, el SENCICO (Servicio Nacional de Capacitación para la Industria de la Construcción) desarrolló un aplicativo web para la consulta de resultados relacionados al peligro sísmico en el territorio nacional (SENCICO, 2016). Para el cálculo del peligro sísmico emplea cinco modelos de atenuación: para sismos de subducción (Youngs *et al.* 1997; Atkinson y Boore 2003; McVerry *et al.* 2006; Zhao *et al.* 2006 y Abrahamson *et al.* 2016) y el modelo de Sadigh *et al.* (1997) para sismos continentales. Asimismo, modela 29 las fuentes sismogénicas para sismos de subducción (6 para sismos de interfase y 23 para sismos de intraplaca) y 9 para sismos continentales. Finalmente, los resultados presentados por SENCICO (2016) corresponden a suelo tipo B (IBC, 2015).

En el presente capítulo se realiza la evaluación regional del peligro sísmico para condiciones de roca y para 475 años de periodo de retorno. Las leyes de atenuación seleccionadas y con las ponderaciones propuestas en el capítulo anterior. Las fuentes sismogénicas usadas son las presentadas por Gamarra y Aguilar (2009). Se compara además las aceleraciones obtenidas para 475 años de periodo de retorno con las aceleraciones propuestas por la norma técnica peruana de diseño sismorresistente E030-2016. Se presenta un análisis de la contribución de cada fuente sismogénica en el peligro sísmico. Una explicación detallada de la evaluación del peligro sísmico se presenta en las secciones subsiguientes.

5.2 FUNDAMENTOS PARA EL ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DEL PELIGRO SÍSMICO

El objetivo del análisis del peligro sísmico es definir la frecuencia a la cual un determinado valor de intensidad es excedido durante una ventana de tiempo específica. El término intensidad se puede referir a varias características del sismo como la aceleración máxima del suelo (PGA), la duración del sacudimiento, el

nivel de intensidad en la escala modificada de Mercalli, entre otros (McGuire, 2004).

En la Figura 5.1 se muestra un esquema de los pasos que se llevan a cabo para un análisis probabilístico del peligro sísmico. En primer lugar, se identifican las fuentes sismogénicas presentes en la zona de estudio (Figura 5.1a). Los eventos sísmicos se asumen, usualmente, uniformemente distribuidos dentro de la fuente sismogénica, es decir que su probabilidad de ocurrencia del evento sísmico es la misma en cualquier punto dentro de la fuente sismogénica. Sin embargo, una distribución uniforme de los sismos dentro de la fuente sismogénica no implica una distribución uniforme de la distancia sitio-fuente (Kramer, 1996). La incertidumbre asociada a la distancia entre la fuente sísmica y el sitio de interés puede ser caracterizada por la función de densidad de probabilidades, $f_R(r)$, que depende de la geometría de la fuente, la ubicación de sitio de interés y eventualmente de la magnitud del evento sísmico (cuando el evento es de gran magnitud).

En segundo lugar, se caracteriza la distribución de las magnitudes de los eventos sísmicos, es decir la frecuencia a la cual se espera que ocurran las diferentes magnitudes de los eventos sísmicos (Figura 5.1b). Con este fin se emplean usualmente las leyes de recurrencia de Gutenberg y Richter (1944), las cuales especifican la frecuencia de sismos con magnitud mayores a cierta magnitud de interés. Mediante esta modelo es posible definir la función de densidad de probabilidades de la magnitud de un sismo en una determinada fuente sismogénica ($f_M(m)$).

En tercer lugar, se estima la distribución de la intensidad del movimiento del terreno (Figura 5.1c), para este fin se usan las leyes de atenuación, las cuales predicen la distribución de probabilidades de la intensidad del movimiento del terreno en función de muchas variables como la magnitud del evento, distancia a la fuente sísmica, sismogénesis, tipo de suelo, entre otros.

Finalmente, una vez que se caracteriza las distancias a la fuente sísmica ($f_R(r)$), la recurrencia de sismos ($f_M(m)$) y la incertidumbre asociada al movimiento del terreno, la información es combinada mediante el teorema de la probabilidad total para producir una gráfica similar a la mostrada en la Figura 5.1d. Así pues, la probabilidad de excedencia de cierto nivel de intensidad x en un sitio dado se puede escribir como:

$$P(IM > x) = \iint P(IM > x|m, r) f_M(m) f_R(r) dm dr$$

Esta expresión, no incluye información referente a la frecuencia de los eventos sísmicos en una fuente sismogénica, además solo incluye el caso de una sola fuente sismogénica. Por tal motivo, se realiza una modificación para calcular la frecuencia anual de excedencia considerando varias fuentes sismogénicas.

$$\lambda(IM > x) = \sum_{i=1}^{n \text{ fuentes}} \lambda(M > m_{min}) \iint P(IM > x|m, r) f_M(m) f_R(r) dm dr$$

La expresión mostrada es la que resume el análisis probabilístico del peligro sísmico.

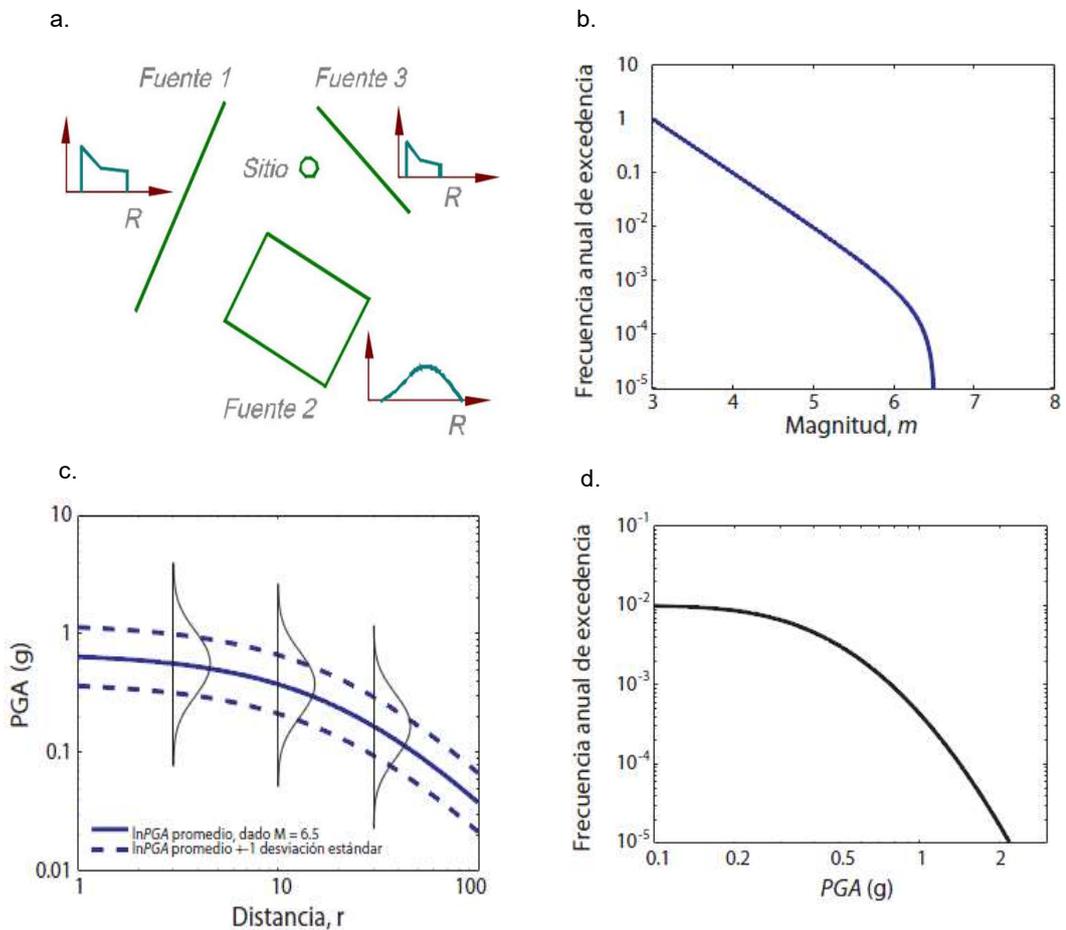


Figura 5.1 Esquema de los pasos para un análisis probabilístico del peligro sísmico. Fuente: Kramer (1996).

5.3 FUENTES SISMOGÉNICAS

Las fuentes que se usarán en el presente estudio son las propuestas por Gamarra (2009). En dicho estudio, se proponen 20 fuentes sismogénicas, de las cuales cinco son fuentes de subducción interfase, nueve son fuentes de subducción intraplaca y seis fuentes de corteza superficial.

La data sísmica utilizada en el trabajo de Gamarra (2009) abarca el catálogo sísmico del IGP (Instituto Geofísico del Perú) y el catálogo del NEIC (*National Earthquake Information Center*). Asimismo, en el caso de la sismicidad histórica los autores se basaron en la descripción de sismos históricos compilados por Silgado, (1978) y Dorbath *et al.* (1990). La data sísmica así compilada es homogenizada a magnitud de momento (M_w) mediante expresión propuestas por el GSHAP (*Global Seismic Hazard Assessment Project*) y el ISC (*International Seismological Centre*). Por último, con el fin de cumplir con las premisas de una distribución de Poisson (la ocurrencia de los sismos es independiente del tiempo), Gamarra y Aguilar (2009) depuran el catalogo sísmico mediante el algoritmo desarrollado en el proyecto piloto “*Seismic Hazard Assessment in the Northern Andes*” (GSHAP).

Para la definición de las fuentes de subducción de interfase e intraplaca, Gamarra (2009) consideran dos fenómenos: primero, las contorsiones de la placa de Nazca en el norte (Ecuador) y a la altura de la Dorsal de Nazca; y segundo, el cambio en la sismicidad que ocurre que ocurre a la altura de la Fractura de Virú y la Depresión de Trujillo. Para la definición de las fuentes sismogénicas relacionadas a sismos corticales considera los sismos ocurridos en los diversos sistemas de fallas y en general la actividad sísmica superficial. Asimismo, para la definición de las fuentes sismogénicas, Gamarra (2009), examinan la variación de la sismicidad en el Perú a través de mapas de resolución sísmica. Finalmente, las fuentes sismogénicas propuestas por Gamarra (2009) se muestran en las Figuras 5.2 y 5.3. Además, los parámetros sismológicos asociados a cada fuente sismogénica, así como la ubicación de cada fuente se muestran en las Tablas 5.1 y 5.2.

Tabla 5.1 Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas usadas en este estudio. Fuente: Gamarra (2009).

Fuente	M _{mín}	M _{máx}	beta	Tasa
F1	4.2	8.3	1.492	3.014
F2	4.5	8.2	2.128	4.750

Fuente	Mmín	Mmáx	beta	Tasa
F3	4.6	8.4	1.292	8.683
F4	4.5	8.4	1.672	7.132
F5	4.5	8.4	1.973	8.320
F6	4.4	6.5	2.001	1.104
F7	4.3	7.1	2.220	2.722
F8	4.3	7.1	1.879	3.754
F9	4.5	7.8	2.070	3.591
F10	4.9	7.8	2.022	11.211
F11	4.5	7.5	1.271	4.421
F12	4.1	7.1	1.962	3.099
F13	4.6	7.5	2.079	2.145
F14	4.8	7.3	1.810	4.650
F15	4.4	6.3	2.385	0.782
F16	4.8	6.9	2.977	1.890
F17	4.6	7.5	1.842	1.966
F18	4.6	7.4	1.881	2.220
F19	4.8	7.2	2.450	2.589
F20	4.3	6.9	2.010	1.409

Tabla 5.2 Ubicación de las fuentes sismogénicas de sismos de subducción de interfase. Fuente: Gamarra (2009)

Fuente	Longitud	Latitud	Profundidad (km)
F1	-80.323	2.000	25
F1	-78.408	2.000	60
F1	-80.044	-2.448	60
F1	-81.284	-2.448	25
F1	-81.284	-0.595	25
F2	-80.821	-2.448	25
F2	-79.310	-2.448	50
F2	-80.214	-3.622	50
F2	-80.670	-5.420	50
F2	-79.156	-7.834	60
F2	-81.050	-8.931	25
F2	-81.693	-7.632	25
F2	-82.088	-6.198	25
F2	-82.000	-3.760	25
F3	-81.050	-8.931	30
F3	-79.156	-7.834	75
F3	-75.998	-13.999	75
F3	-77.028	-14.811	30
F4	-77.028	-14.811	30
F4	-75.998	-13.999	75
F4	-72.914	-16.397	75
F4	-74.063	-17.768	30
F4	-75.684	-16.501	30
F5	-74.063	-17.768	30

Fuente	Longitud	Latitud	Profundidad (km)
F5	-72.914	-16.397	60
F5	-71.427	-17.553	60
F5	-69.641	-18.721	70
F5	-69.627	-22.000	70
F5	-71.586	-22.000	30
F5	-71.617	-19.680	30

Tabla 5.3 Ubicación de las fuentes sismogénicas de los sismos de subducción de intraplaca. Fuente: Gamarra (2009).

Fuente	Longitud	Latitud	Profundidad (km)
F6	-78.408	2.000	60
F6	-76.644	2.000	135
F6	-78.593	-2.448	150
F6	-80.044	-2.448	60
F7	-79.310	-2.448	50
F7	-78.593	-2.448	100
F7	-78.449	-5.045	125
F7	-77.429	-6.720	125
F7	-79.156	-7.834	60
F7	-80.670	-5.420	50
F7	-80.214	-3.622	50
F8	-79.156	-7.834	80
F8	-78.427	-7.363	100
F8	-74.996	-13.218	115
F8	-75.998	-13.999	80
F9	-75.998	-13.999	80
F9	-74.996	-13.218	110
F9	-72.160	-15.453	130
F9	-72.914	-16.397	80
F10	-72.914	-16.397	95
F10	-70.892	-13.863	245
F10	-69.055	-15.365	275
F10	-68.013	-19.959	200
F10	-67.868	-22.000	165
F10	-69.627	-22.000	100
F10	-69.641	-18.721	100
F10	-71.427	-17.553	110
F11	-77.923	-0.918	200
F11	-76.785	-0.918	200
F11	-75.236	-3.054	160
F11	-75.600	-5.539	145
F11	-77.429	-6.720	145
F11	-78.449	-5.045	150
F11	-78.593	-2.448	150
F12	-78.427	-7.363	100

Fuente	Longitud	Latitud	Profundidad (km)
F12	-77.177	-6.557	140
F12	-73.973	-12.421	135
F12	-74.996	-13.218	115
F13	-74.996	-13.218	110
F13	-73.577	-12.112	110
F13	-70.892	-13.863	130
F13	-72.160	-15.453	130
F14	-77.177	-6.557	145
F14	-75.600	-5.539	145
F14	-74.400	-6.567	155
F14	-73.589	-8.086	195
F14	-73.914	-9.347	170
F14	-72.963	-11.633	145
F14	-73.973	-12.421	140

Tabla 5.4 Ubicación de las fuentes sismogénicas de sismos continentales. Fuente: Gamarra (2009).

Fuente	Longitud	Latitud	Profundidad (km)
F15	-79.156	-7.834	25
F15	-78.084	-7.213	40
F15	-76.340	-10.670	40
F15	-74.760	-13.130	40
F15	-75.998	-13.999	25
F16	-75.998	-13.999	25
F16	-74.760	-13.130	50
F16	-70.176	-15.201	50
F16	-70.434	-15.947	50
F16	-69.134	-17.789	50
F16	-69.641	-18.721	25
F16	-71.427	-17.553	25
F17	-78.100	0.748	25
F17	-76.872	0.373	40
F17	-77.410	-0.867	60
F17	-76.826	-4.705	60
F17	-79.100	-5.200	25
F17	-79.085	-0.370	25
F18	-79.100	-5.200	35
F18	-75.100	-4.330	35
F18	-74.422	-7.976	50
F18	-77.143	-9.079	50
F19	-77.143	-9.079	35
F19	-74.422	-7.976	35
F19	-74.170	-9.330	35
F19	-72.480	-11.400	40
F19	-74.760	-13.130	40
F19	-76.340	-10.670	35
F20	-74.760	-13.130	40
F20	-72.480	-11.400	40
F20	-69.400	-12.966	40
F20	-70.176	-15.201	40

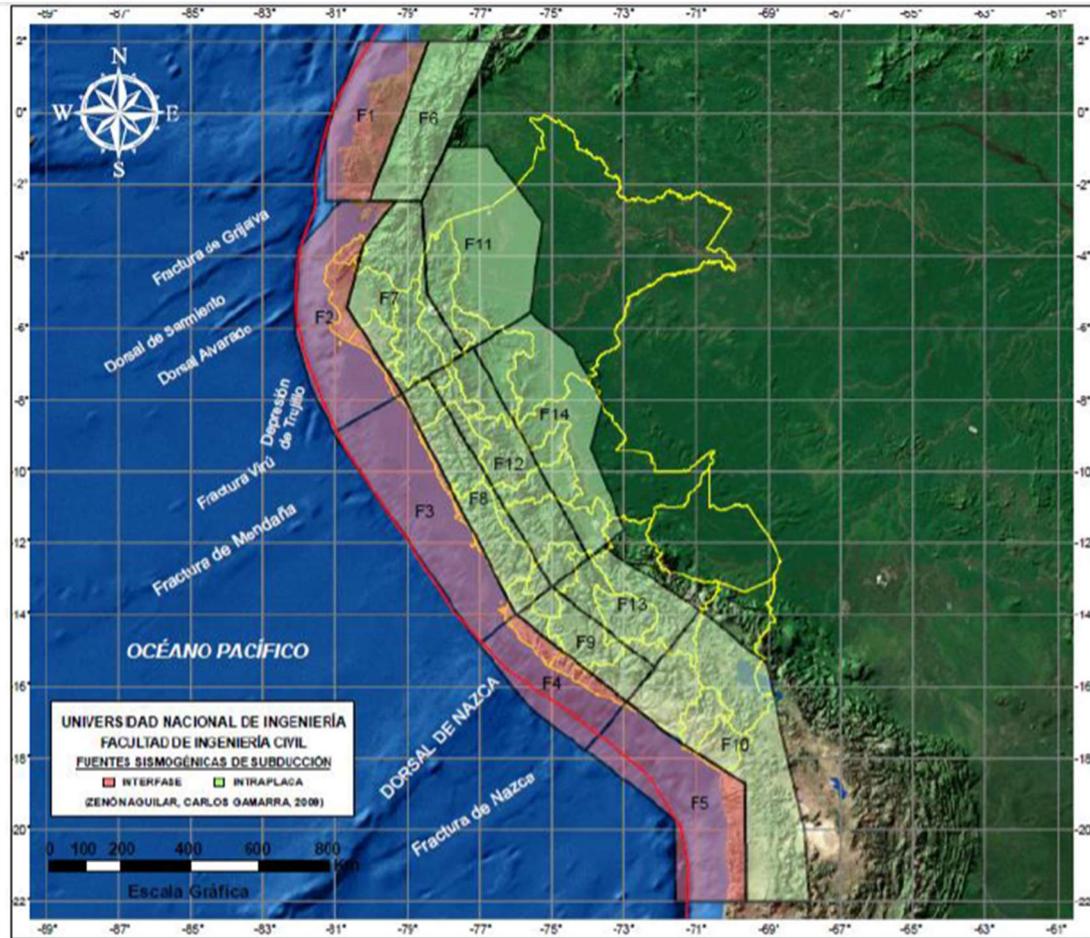


Figura 5.2 Fuentes sísmogénicas de subducción interfase e intraplaca usadas en este estudio.
Fuente: Gamarra (2009)

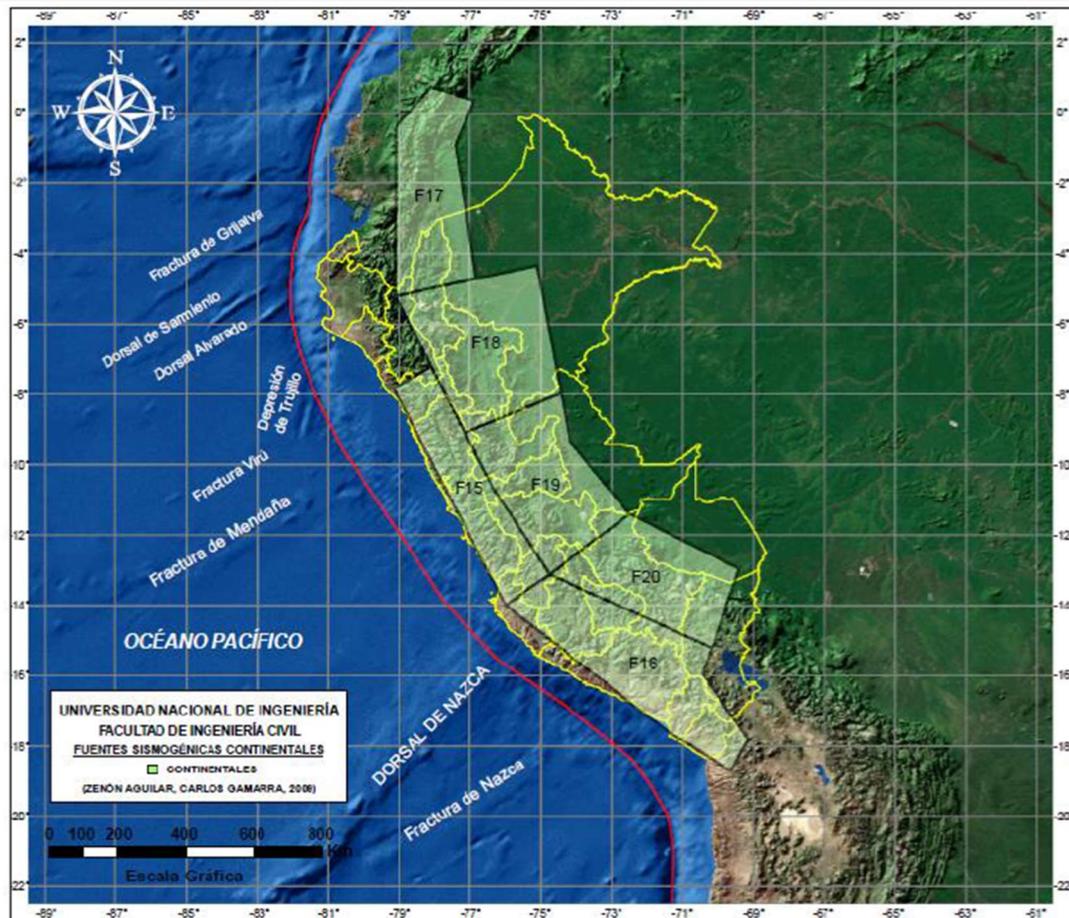


Figura 5.3 Fuentes sísmicas de corteza superficial usada en este estudio. Fuente: Gamarra (2009).

5.4 LEYES DE ATENUACIÓN SÍSMICA

Debido a que las leyes de atenuación son la principal fuente de incertidumbre en la evaluación del peligro sísmico, se realizó la selección de leyes de atenuación. Pocos estudios han sido realizados referentes a la selección de leyes de atenuación en Sudamérica.

Arango *et al.* (2012) evaluó la aplicabilidad a las regiones de Perú-Chile y Centro América de un conjunto de leyes de atenuación derivadas de datos globales y locales. Para el caso de la región Perú-Chile, Arango *et al.* (2012) utiliza la base de datos de registros sísmicos de movimiento fuerte compilada por Arango *et al.* (2011). En su trabajo emplea la metodología de máxima verosimilitud propuesta por Scherbaum *et al.* (2004) para la selección de leyes de atenuación. El análisis se divide según la sismogénesis de los eventos sísmicos. Los resultados obtenidos por Arango *et al.* (2012) indican que el modelo de Zhao *et al.* (2006b)

es el que mejor se ajusta a los datos observados, seguido del modelo de Youngs *et al.* (1997), el cual muestra aún buen ajuste para sismos de subducción interfase e intraplaca. Por otro lado, el trabajo citado indica que el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) para sismos de interfase tiende a subestimar los datos observados para periodos menores a 1.0 s, sin embargo, para sismos de subducción intraplaca presenta un buen ajuste a los datos observados.

Bastías *et al.* (2015), evalúa leyes de atenuación compilando para ello 988 registros sísmicos de 246 eventos sísmicos, con magnitudes de momento variables entre 5.0 y 8.8 M_W registrados en Chile entre 1985 y 2014. Bastías *et al.* (2015) usa la metodología de máxima verosimilitud propuesta por Scherbaum *et al.* (2004) y el enfoque del parámetro LLH propuesto por Scherbaum *et al.* (2009) a fin de seleccionar las leyes de atenuación. Bastías *et al.* (2015) divide sus resultados en sismos de subducción interfase e intraplaca. Para sismos de subducción interfase, los modelos de atenuación que muestran mejor desempeño según Bastías *et al.* (2015) son los propuestos por Zhao *et al.* (2006b) para periodos cortos (menores a 1s) y para periodos mayores a 1s el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) (2016) presenta el mejor ajuste a los datos observados. En el caso de sismos de subducción intraplaca, los autores encuentran un mejor ajuste del modelo de Zhao *et al.* (2006b) para periodos de máxima aceleración en el terreno (PGA) y 0.1 s; mientras que para periodos de 0.4 ,1.0 y 2.0 s el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) presenta mejor desempeño.

Recientemente, Beauval *et al.* (2017) evaluó leyes de atenuación para lo cual utilizó los registros sísmicos del sismo de 7.8 M_W del 16 de abril del 2016, ocurrido en Ecuador, asimismo, utilizó las réplicas de 6.7 M_W y 6.9 M_W . La metodología usada por los autores se basa en gráficas que muestran la atenuación de las aceleraciones espectrales con la distancia. Los modelos de atenuación seleccionados por Beauval *et al.* (2017) usando los registros del evento principal son los de Ghofrani y Atkinson (2014) y Abrahamson *et al.* (2016), tanto para periodos cortos y largos. Asimismo, el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) es el que muestra mejor desempeño cuando se compara con los registros sísmicos asociados a las réplicas de 6.7 y 6.9 M_W . Por otro lado, cabe resaltar que el modelo de Zhao *et al.* (2006b) no es tomado en cuenta por los autores por dos razones: en primer lugar, la mitad de las estaciones analizadas se encuentran en regiones

trasarco (estaciones ubicadas detrás de la cadena volcánica) y, en segundo lugar, el modelo no considera la mayor atenuación presente en esta región.

Tal como se describió en los capítulos anteriores, todos los análisis regionales del peligro sísmico emplearon una ley de atenuación sin justificar el porqué del uso de esas leyes y no otras existentes en la literatura técnica; sin embargo, en este estudio y sobre la base del análisis realizado en el capítulo anterior, se seleccionaron las leyes de atenuación de Youngs *et al.* (1997), Abrahamson *et al.* (2016) y Zhao *et al.* (2016b, 2016c) para los sismos de subducción. Por otro lado, la base de datos del Perú compilada no fue suficiente para llevar a cabo un análisis de aplicabilidad de las leyes de atenuación para sismos de corteza superficial, debido a lo cual se utilizó la ley de atenuación de Sadigh *et al.* (1997) para calcular el peligro sísmico debido a sismos de corteza superficial; el uso de una ley de atenuación para sismos de corteza superficial derivada de otras regiones se considera razonable puesto que no hay evidencia clara sobre grandes diferencias regionales en el caso de sismos de corteza superficial (Bommer, 2006).

5.5 ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO

La evaluación probabilística del peligro sísmico se realizó usando el programa CRISIS2015 (Aguilar-Meléndez *et al.* 2017). La ubicación y los parámetros de recurrencia de las fuentes sismogénicas se establecieron de acuerdo con el estudio de Gamarra y Aguilar (2009). Los cálculos fueron realizados en una grilla de puntos que cubren todo el territorio nacional con una separación de 0.50° tanto en latitud como en longitud. Las aceleraciones esperadas son calculadas para condiciones de roca, a fin de excluir la respuesta sísmica de sitio. Las condiciones de roca son definidas por cada ley de atenuación, para el caso del modelo de Abrahamson *et al.* (2016) se considera roca aquel sitio con V_{s30} mayor que 760 m/s. Los resultados son obtenidos para PGA y periodos de 0.05, 0.10, 0.15, 0.20, 0.25, 0.30, 0.50, 0.70, 1.00, 1.50, 2.00 y 3.00 s y para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años.

En la Figura 5.4 se presenta un modelo simple de árbol lógico con el fin de capturar la incertidumbre asociada a las leyes de atenuación. Por otro lado, para la zona costera noroccidental (departamentos de Piura y Tumbes) se observó que usando el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) se obtienen aceleraciones espectrales ligeramente menores que las obtenidas en la zona de Rioja - Moyobamba, lo cual

no es razonable en la medida que la sismicidad histórica e instrumental indica que la actividad sísmica en la zona de subducción usualmente es mayor que en el continente. Este comportamiento se podría explicar por las siguientes razones:

- La sismicidad de subducción de interfase ubicada en la zona noroccidental del Perú (Piura y Tumbes) presenta una fuerte influencia de sismos de magnitudes bajas (menores a 6.0 M_w) respecto a eventos de gran magnitud, lo cual podría ser una consecuencia de la corta ventana de observación de sismos que se dispone en la actualidad.
- El modelo de subducción interfase de Abrahamson *et al.* (2016) fue realizado con sismos de magnitudes mayores o iguales que 6.0 M_w (ver Tabla 4.1), por lo cual su aplicación para sismos de menor magnitud debe ser analizada, así pues, los resultados de log-verosimilitud promedio (LLH) obtenidos en el presente estudio (Figura 4.5) son coherentes al indicar que el modelo no se ajusta a registros sísmicos de eventos de magnitudes menores a 6.0 M_w . Estudios como el de Arango *et al.* (2012) y Bastías *et al.* (2015) sobre la aplicabilidad de leyes de atenuación en Sudamérica, sugieren resultados similares. Por lo tanto, este modelo de atenuación podría presentar limitaciones para predecir la atenuación de las ondas sísmicas en regiones fuertemente influenciadas por eventos de magnitudes menores que 6.0 M_w .

Con base en lo indicado anteriormente, para el cálculo del peligro sísmico en la zona costera de Tumbes y Piura, se decidió no tomar en cuenta el modelo de subducción interfase de Abrahamson *et al.* (2016), habiendo utilizado, para esta zona únicamente las leyes de atenuación de Youngs *et al.* (1997) y Zhao *et al.* (2016). El esquema del árbol lógico utilizado en la zona de Tumbes y Piura se muestra en la Figura 5.5, los coeficientes de ponderación mostrados se calcularon sobre la base de los valores LLH (Scherbaum *et al.* 2009) y con el mismo procedimiento mostrado en la sección 4.4.

En sur del Perú, el peligro sísmico en la zona trasarco (área detrás de la cadena volcánica) se calculó de acuerdo a las especificaciones para este tipo de regiones dadas por las leyes de atenuación utilizadas en este estudio. Estas especificaciones comprenden factores y/o variables que modelan la atenuación que presentan las ondas sísmicas al pasar por una zona volcánica.

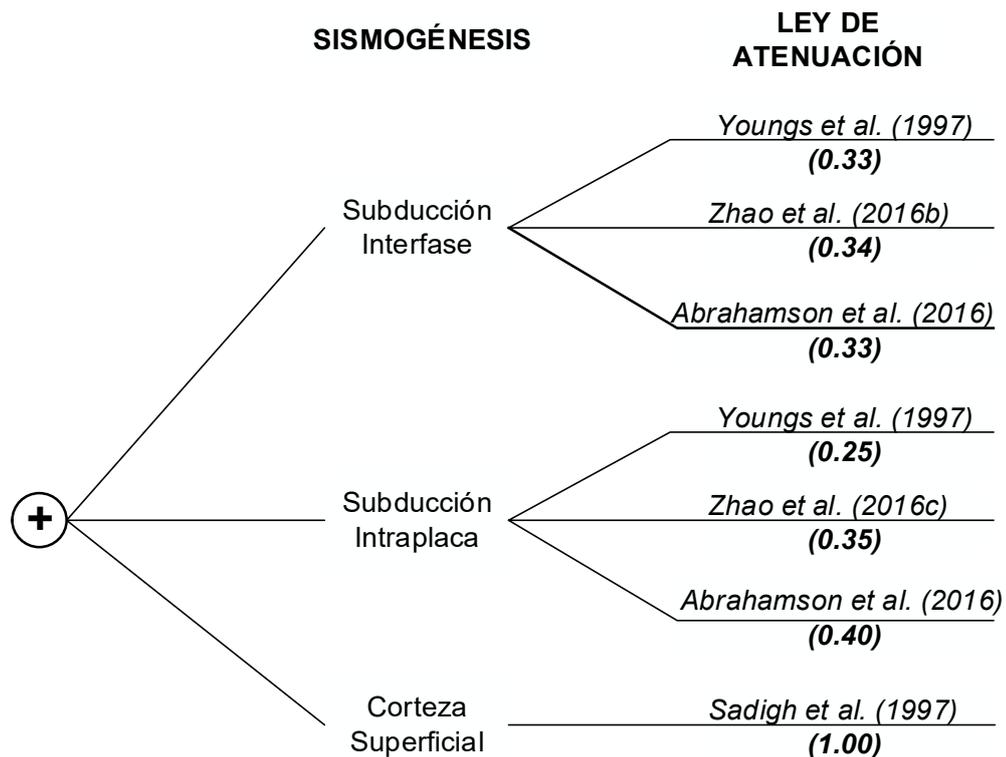


Figura 5.4 Esquema del árbol lógico usado en la evaluación del peligro sísmico para suelos tipo B (IBC, 2015). Fuente: elaboración propia.

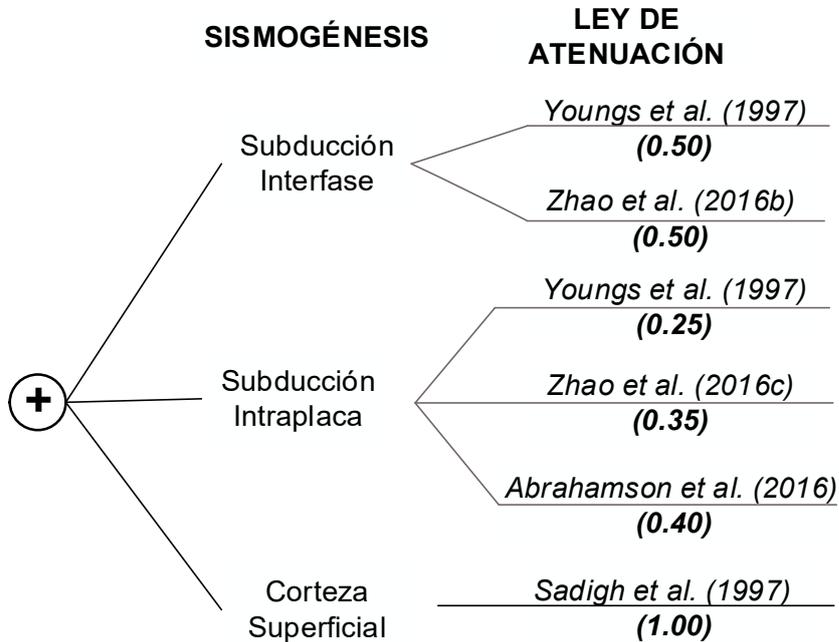


Figura 5.5 Esquema del árbol lógico usado en la evaluación del peligro sísmico para suelos tipo B (IBC, 2015) en la zona costera de Tumbes y Piura. Fuente: elaboración propia.

5.6 RESULTADOS

Los resultados obtenidos corresponden a mapas de isoaceleraciones para periodos estructurales de PGA, 0.20 s y 1.00 s y para un periodo de retorno de 475 años, el cual corresponde a un movimiento del terreno con 10% de probabilidad de ser excedido en 50 años. Los mapas obtenidos representan el resultado de combinar leyes de atenuación con sus respectivos pesos de ponderación, de acuerdo con la Figura 5.4 y 5.5. Los mapas de isoaceleraciones obtenidos se muestran en las Figura 5.6, 5.7 y 5.8, para periodos de PGA, 0.20 s y 1.00 s, respectivamente. De acuerdo a lo discutido en la sección 5.5, no se empleó la ley de atenuación para sismos de subducción interfase de Abrahamson *et al.* (2016) para la evaluación del peligro sísmico en la costa norte, la zona donde afecta este cambio se muestra en las Figuras 5.6, 5.7 y 5.8 con una línea entrecortada color azul.

La Figura 5.6 muestra que las mayores aceleraciones para PGA se obtienen a lo largo de la costa, lo cual resalta la influencia en el peligro sísmico de las fuentes sismogénicas de subducción interfase, pues son estas donde ocurren los sismos con mayor frecuencia y magnitud. Asimismo, la aceleración máxima alcanza el valor de 0.46g en la costa sur del Perú (Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna) lo cual se explicaría por la presencia de la fuente sismogénica diez (Figura 5.2) de subducción intraplaca presente en la zona, la cual presenta una gran tasa de sismos por unidad de tiempo. Cabe resaltar que en esta zona se han producido los terremotos de Atico del 2001 (8.4 M_w) y Pisco del 2007 (8.0 M_w).

Se observa también que las curvas de isoaceleraciones son paralelas a la costa con valores decrecientes hacia el este, sin embargo, este comportamiento cambia en la región nororiental debido a la alta sismicidad asociada a sismos de subducción intraplaca y de corteza superficial en la zona de Rioja-Moyobamba, la cual está vinculada a eventuales sismos de magnitudes mayores a 7.0 M_w , como el sismo ocurrido en el Valle del Alto Mayo en 1991 (7.1 M_w , sismo de corteza superficial) y Lamas del 2005 (7.5 M_w , sismo de subducción intraplaca). Asimismo, se nota un ligero cambio en la sinuosidad de las curvas de isoaceleraciones a la altura de la Dorsal de Nazca (latitud 14 a 15° S). Este cambio en la sinuosidad se debería a la variación de la geometría de la placa de Nazca, la que se caracteriza por un cambio en su buzamiento aproximado de 10° para latitudes comprendidas entre 8° y 15° S a un buzamiento de 25°-30° para latitudes de 15° a 27° S.

Tendencias similares se observan en las Figuras 5.7 y 5.8 para periodos estructurales de 0.20 s y 1.00 s, respectivamente.

Por otro lado, ocho ciudades fueron seleccionadas para la obtención de las curvas de peligro sísmico, debido a factores tales como densidad poblacional, su ubicación respecto a las características tectónicas del país y el daño causado por sismos históricos. Las ciudades seleccionadas fueron: Piura, Trujillo, Lima, Ica, Arequipa, Cusco, Puno y Tacna. La Figura 5.9 muestra las curvas de peligro sísmico de estas ciudades, para periodos de PGA, 0.20 s y 1.00 s. Asimismo, en la Figura 5.10 se presentan los espectros de peligro uniforme obtenidos para estas ciudades para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años y 5% de amortiguamiento.

Por último, se elaboraron mapas de la contribución al peligro sísmico de cada tipo de sismo considerado en el análisis, esto es, sismos de subducción interfase, subducción intraplaca y corteza superficial (Figura 5.11, 5.12 y 5.13). La contribución que se muestra es con relación al peligro sísmico total. En la Figura 5.11 se observa que los sismos de subducción interfase contribuyen al peligro sísmico en mayor medida en la costa del Perú, sin embargo, en la costa sur del Perú su aporte se observa disminuido debido a los sismos de subducción intraplaca (Figura 5.12). Se observa también que los sismos de subducción intraplaca son los que más contribuyen al peligro sísmico en la mayor parte del territorio nacional. En la Figura 5.13 se muestra la contribución al peligro sísmico de los sismos de corteza superficial, se nota que estos sismos aportan como máximo 25% en el departamento de Madre de Dios, 10 a 15% en el norte de Puno y de 3 a 6% en los departamentos de Huánuco, Pasco y Junín. La contribución de los sismos de corteza superficial al peligro sísmico en el resto del país es ínfima (menor al 5%).

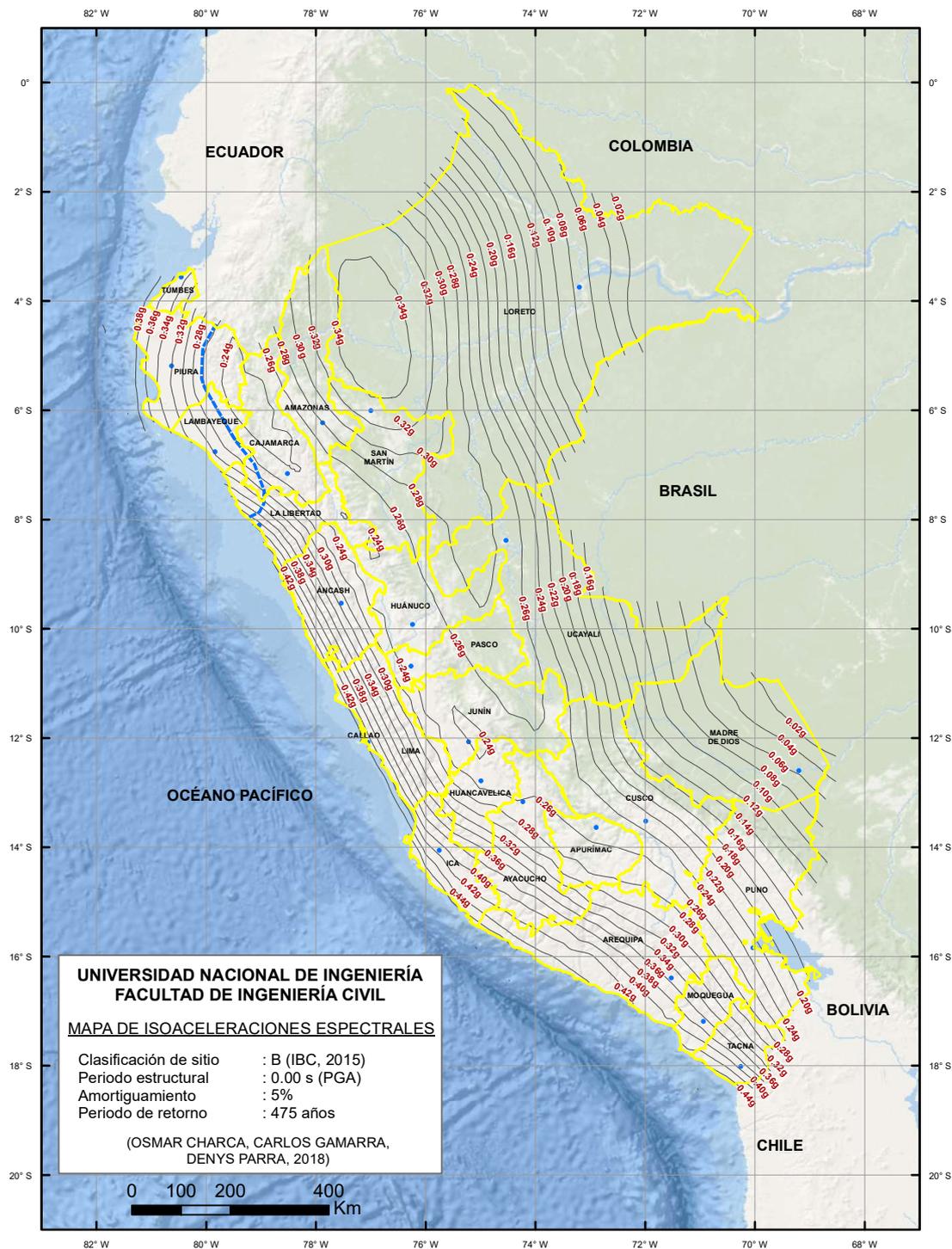


Figura 5.6 Mapa de peligro sísmico de Perú, en condiciones de roca (suelo tipo B) para un periodo de retorno de 475 años y periodo estructural de 0.00 s (PGA). Fuente: elaboración propia

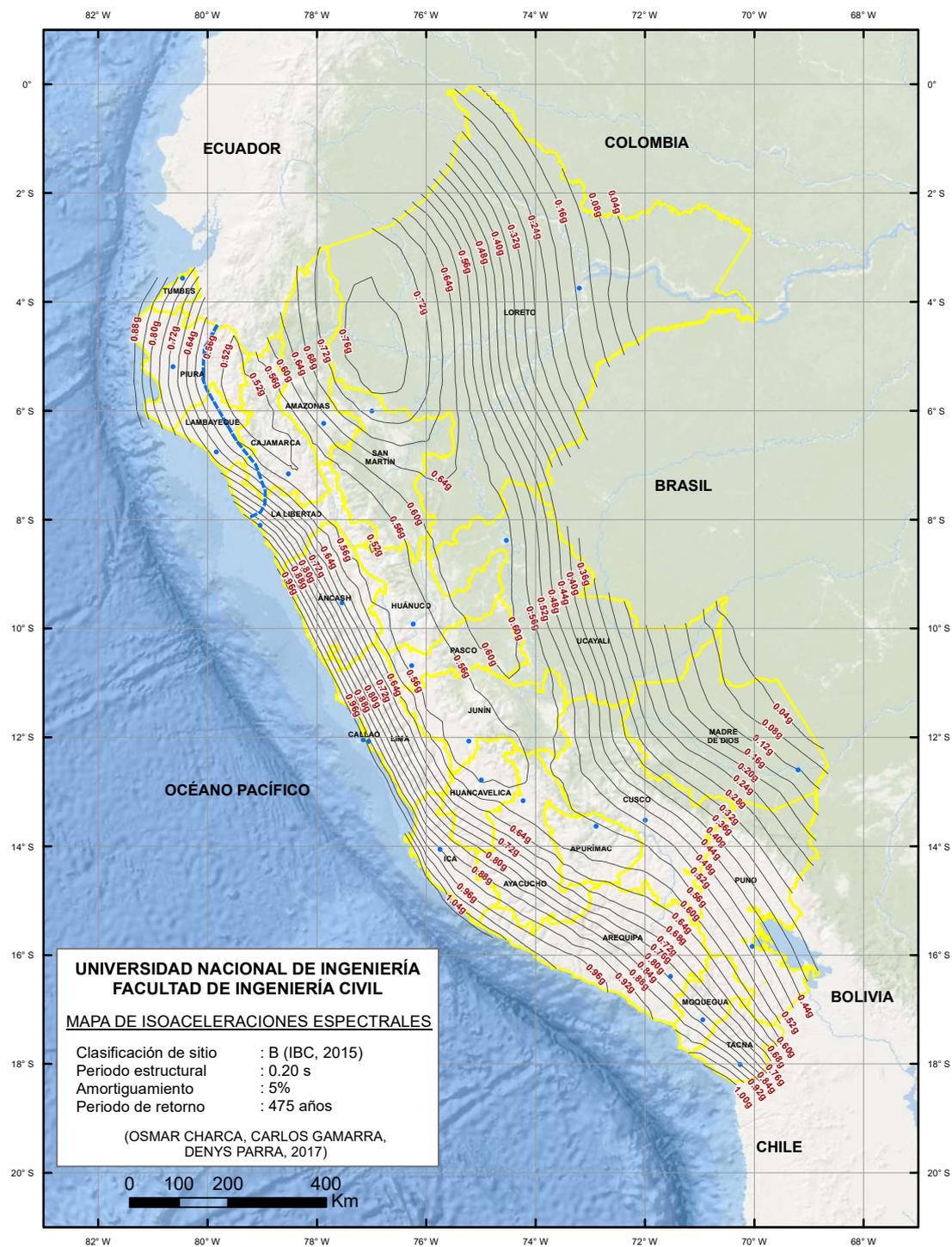


Figura 5.7 Mapa de peligro sísmico de Perú, en condiciones de roca (suelo tipo B) para un periodo de retorno de 475 años y periodo estructural de 0.20 s. Fuente: elaboración propia

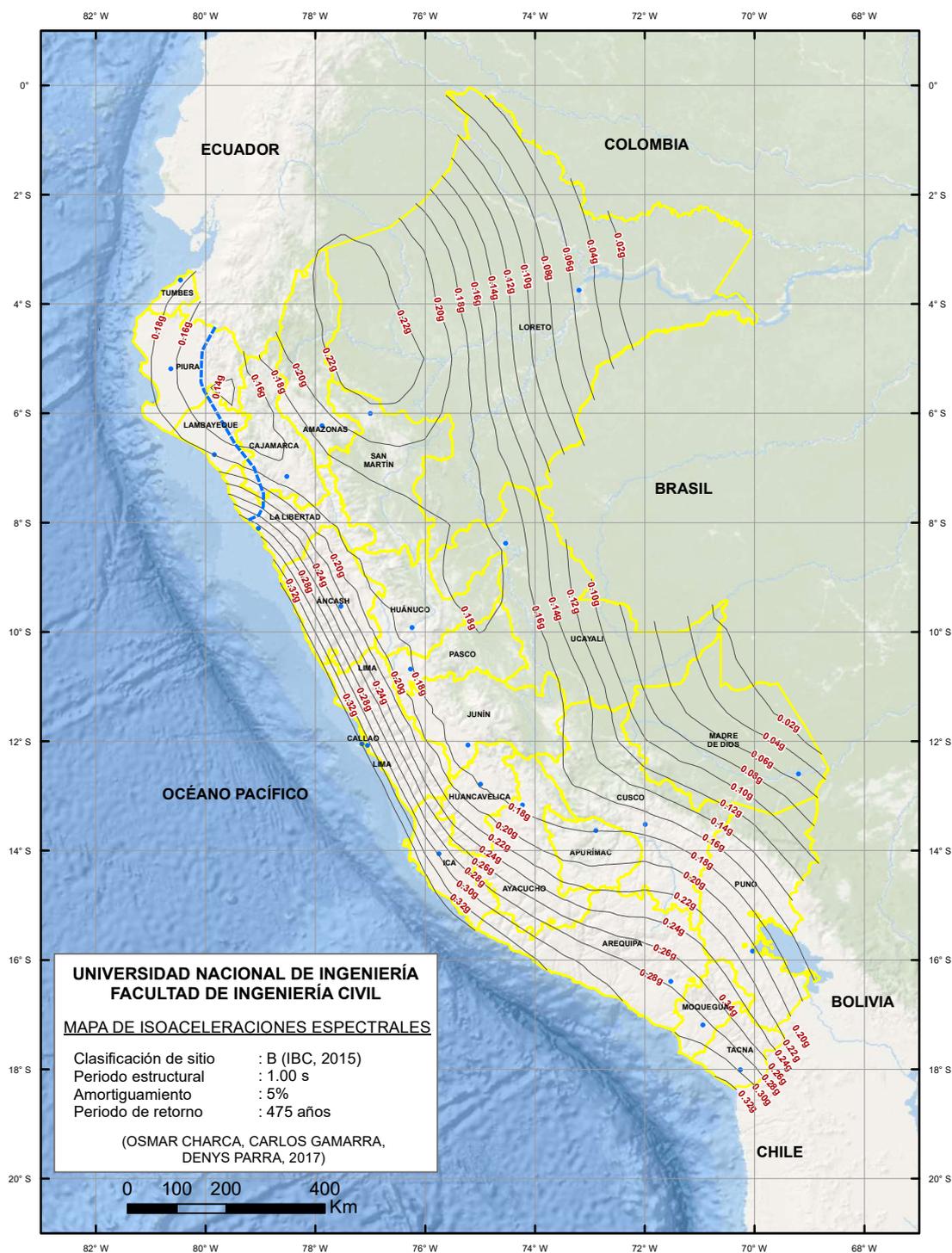


Figura 5.8 Mapa de peligro sísmico de Perú, en condiciones de roca (suelo tipo B) para un periodo de retorno de 475 años y periodo estructural de 1.00 s. Fuente: elaboración propia

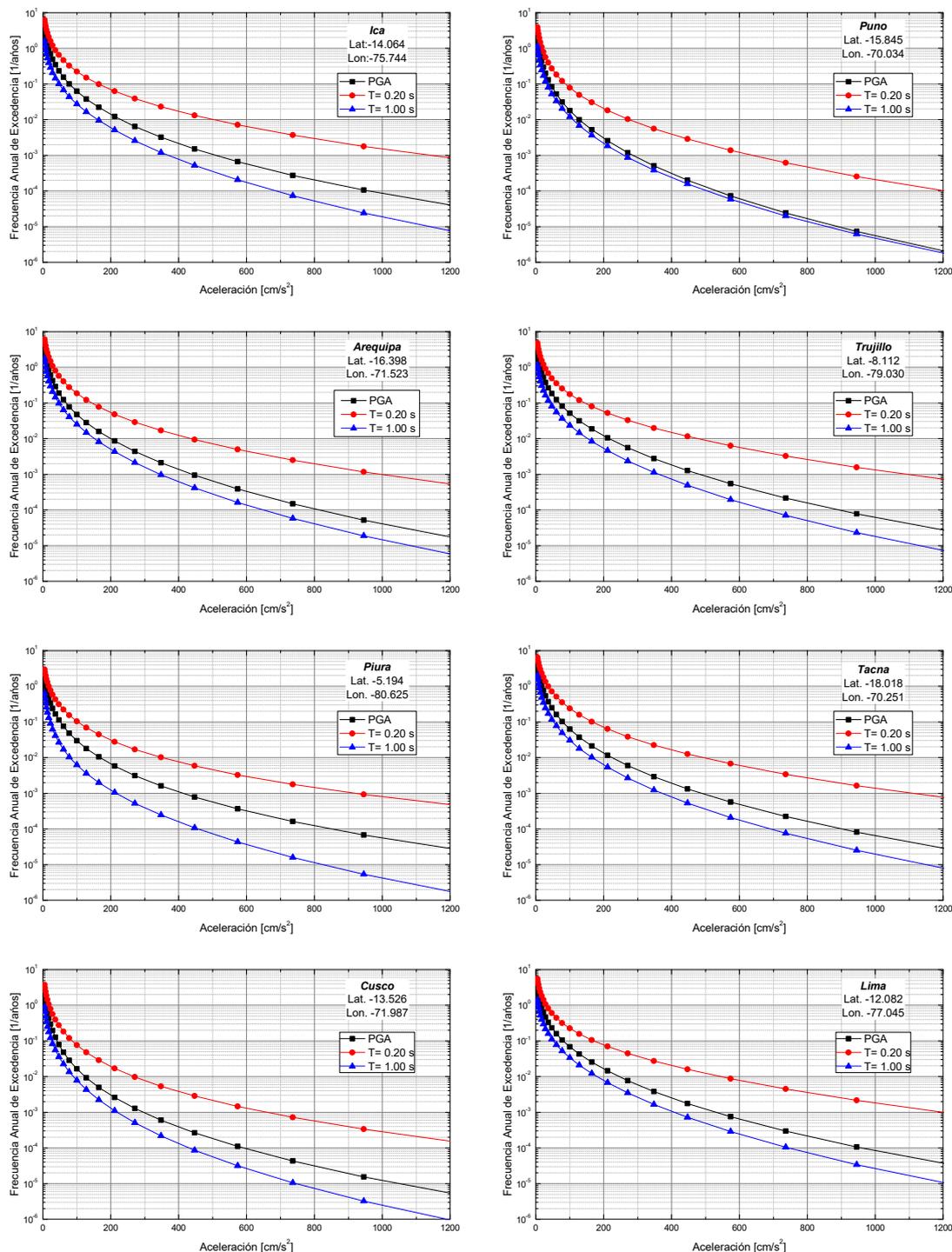


Figura 5.9 Curvas de peligro sísmico de ocho ciudades del Perú, en condiciones de roca para periodos de PGA, 0.20 s y 1.00 s. Fuente: elaboración propia.

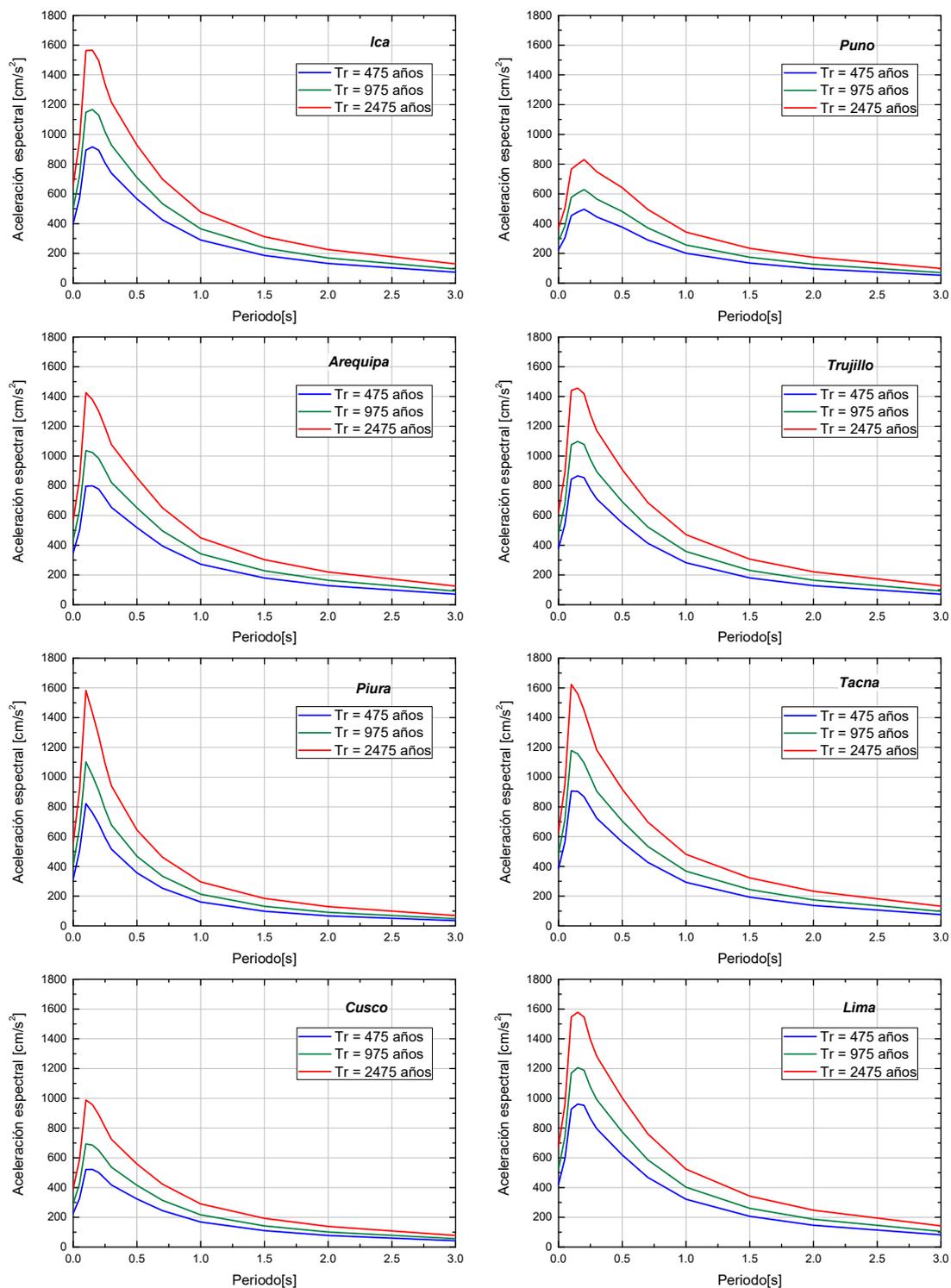


Figura 5.10 Espectros de Peligro Uniforme en suelo tipo B (IBC, 2015) de ocho ciudades del Perú para diferentes periodos de retorno. Fuente: elaboración propia.

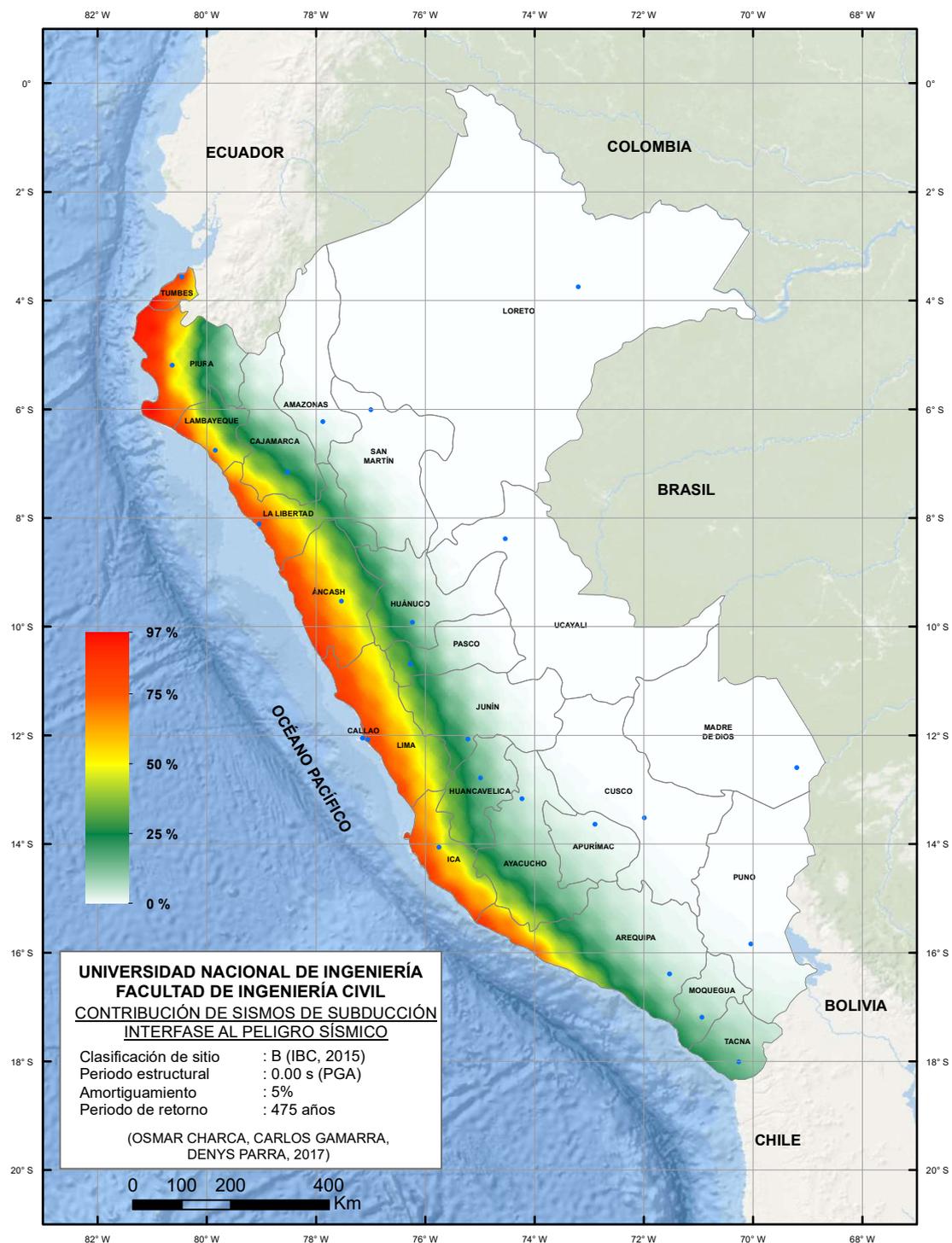


Figura 5.11 Contribución porcentual de los sismos de subducción interfase en relación al peligro sísmico total. Fuente: elaboración propia

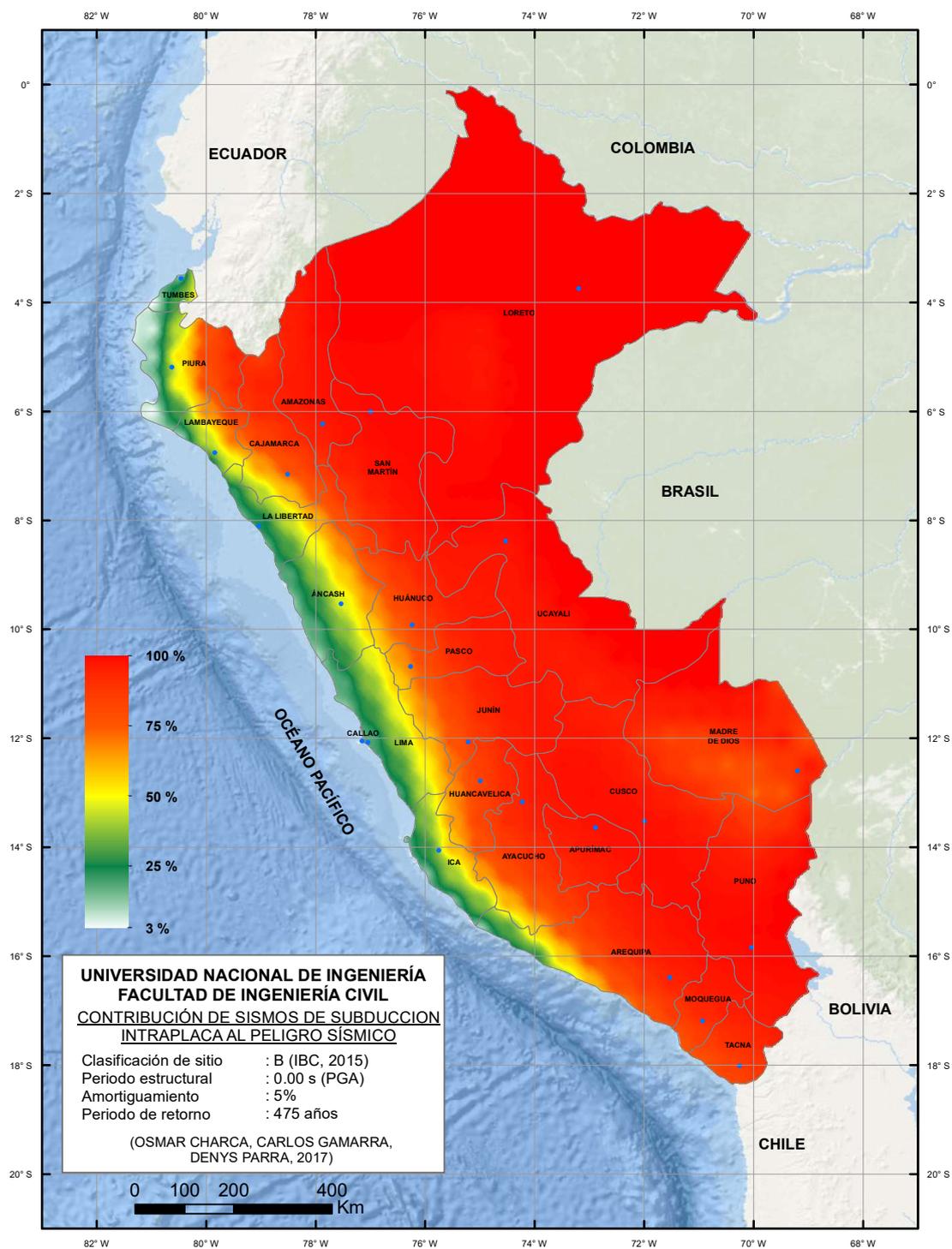


Figura 5.12 Contribución porcentual de los sismos de subducción intraplaca en relación al peligro sísmico total. Fuente: elaboración propia

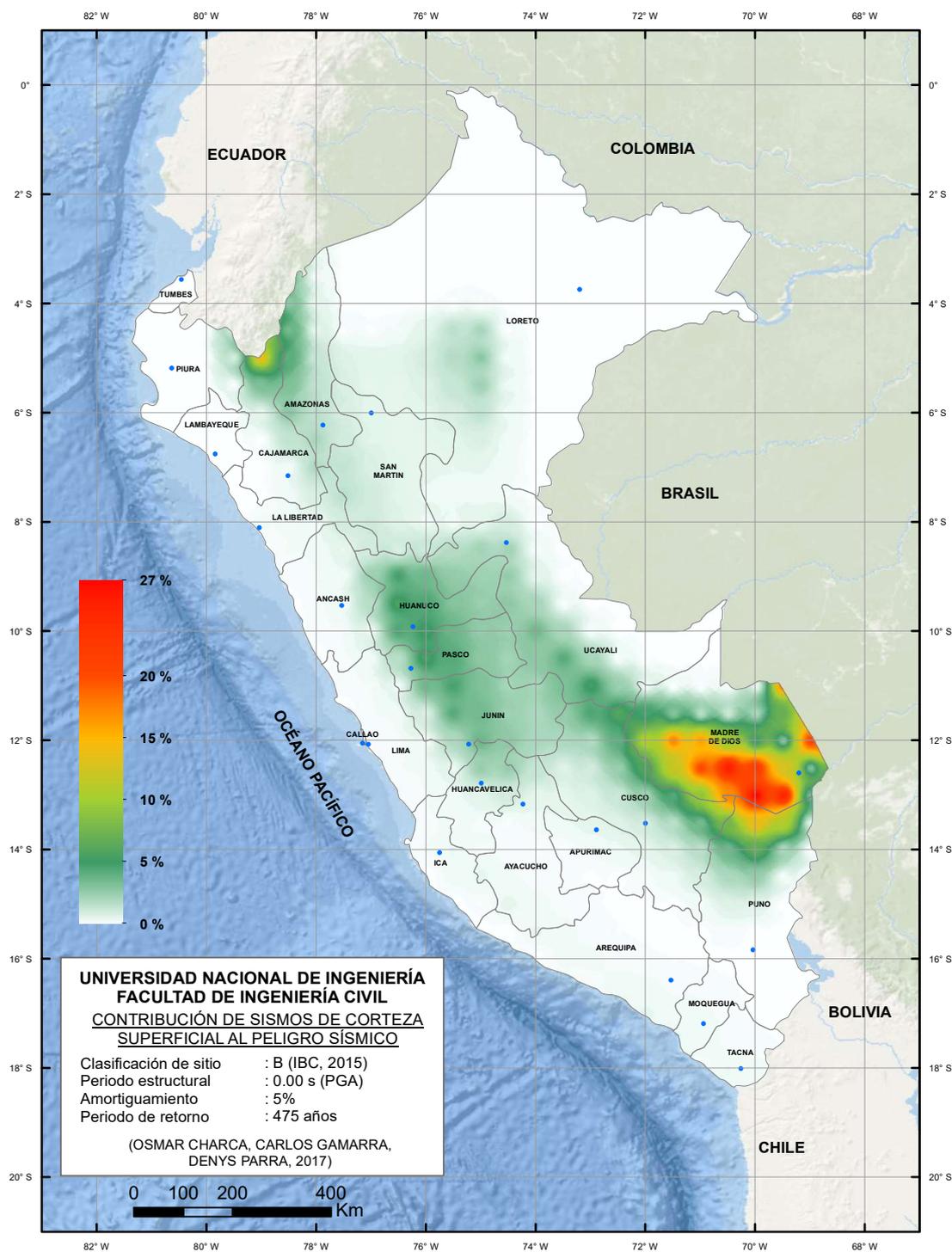


Figura 5.13 Contribución porcentual de los sismos de corteza superficial en relación al peligro sísmico total. Fuente: elaboración propia

5.7 DISCUSIÓN

La Tabla 5.5 presenta valores de PGA obtenidos por diferentes estudios regionales realizados, incluyendo este estudio, para ocho ciudades del Perú para un periodo de retorno de 475 años. Dado que los resultados de este estudio se presentan para condiciones de roca, las aceleraciones obtenidas no son comparables con el estudio de Gamarra (2009) realizado es suelo firme (tipo D, IBC 2015); sin embargo, como se esperaría, las aceleraciones obtenidas por Gamarra (2009) son mayores en todos los casos a las obtenidas en este estudio. Por otro lado, con relación al estudio de Bolaños y Monroy (2004), se observa que las mayores diferencias se encuentran en el sur del Perú, en el departamento de Puno, de hasta 0.12g. En el caso del estudio de Castillo y Alva (1993), se nota que la principal diferencia se encuentra en Puno, con una aceleración menor en 0.13g al estudio de Castillo y Alva (1993), asimismo, en el norte del país, se observa que la aceleración obtenida Piura disminuye en 0.10g. En relación al estudio realizado por SENCICO (2016), las aceleraciones obtenidas en este estudio son menores (con excepción de las ciudades de Puno y Lima), encontrándose la mayor diferencia en Piura y Tacna, con una aceleración menor en 0.09g.

Tabla 5.5 Comparación de aceleraciones máximas en el terreno (PGA) para 475 años de periodo de retorno obtenidas en este estudio y estudios regionales existentes.

Ciudad	Castillo y Alva (1993)	Bolaños y Monroy (2004)	Gamarra (2009)	SENCICO (2016)	Este estudio	E.030-2016
Piura	0.42g	0.32g	0.43g	0.41g	0.32g	0.45g
Trujillo	0.38g	0.34g	0.50g	0.37g	0.39g	0.45g
Lima	0.44g	0.41g	0.53g	0.48g	0.43g	0.45g
Ica	0.45g	0.44g	0.53g	0.49g	0.41g	0.45g
Arequipa	0.39g	0.37g	0.47g	0.45g	0.35g	0.35g
Cusco	0.27g	0.26g	0.33g	0.22g	0.23g	0.25g
Puno	0.36g	0.35g	0.32g	0.31g	0.23g	0.35g
Tacna	0.42g	0.40g	0.51g	0.47g	0.39g	0.45g

Por otro lado, la zonificación sísmica más reciente ha sido publicada en la Norma Técnica Peruana de Diseño Sismorresistente (E.030-2016), la cual está basada en un enfoque probabilístico del peligro sísmico, asumiendo un 10% de

probabilidad de excedencia en 50 años (periodo de retorno de 475 años). Esta zonificación determina cuatro zonas en las cuales la aceleración en suelo rígido varía desde $PGA=0.10g$ en la zona 1, hasta $PGA=0.45g$ en la zona 4. La comparación de resultados para PGA en roca para 475 años de periodo de retorno obtenidos en este estudio y aquellos publicados por la norma E.030 se muestran la Figura 5.14. La comparación se muestra en términos de residuos, los cuales se definen como la diferencia entre la aceleración propuesta por la norma E.030 y la aceleración obtenida en este estudio. La Figura 5.14 sugiere una sobreestimación entre $0.15g$ y $0.20g$ del factor de zona en la región noroccidental (Tumbes, Piura y Lambayeque), asimismo, se observa que la mayor subestimación se encuentra en el orden de $0.05g$ en la zona comprendida entre los departamentos de Pasco, Huánuco, Ucayali y San Martín, y en la frontera de Amazonas y Loreto con Ecuador.

5.8 PONDERACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN

Considerando los resultados obtenidos en los mapas de contribución al peligro sísmico según el tipo de sismo, esto es, que los sismos de subducción intraplaca tienen mayor influencia en el peligro sísmico en gran parte del territorio nacional, surge la interrogante de evaluar si las ponderaciones obtenidas para sismos de subducción intraplaca (Figura 4.16) pueden aplicarse también a los sismos de subducción interfase sin que esto afecte significativamente los resultados finales, esto con el fin de simplificar el análisis del peligro sísmico aplicando una sola ponderación para cada ley de atenuación. Los resultados del análisis se muestran en la Figura 5.15 en términos de espectros de peligro uniforme. Se tiene lo siguiente:

- La ponderación “P1” es la que se realiza mediante el esquema de árbol lógico mostrado en la Figura 5.4, es decir, diferentes pesos de las leyes de atenuación de subducción interfase e intraplaca.
- La ponderación “P2” se realiza considerando que los pesos de las leyes de atenuación de subducción interfase son los mismos que los asignados a las leyes de atenuación de subducción intraplaca (Figura 5.16).

En la la Figura 5.15 se muestra la comparación de los espectros de peligro uniforme obtenidos para los dos tipos de ponderación, se analizan ciudades cercanas a la costa (Atico, Pisco, Lima y Trujillo) puesto que en estos casos se

esperaría mayores diferencias entre los dos tipos de ponderación. Se observa que no hay diferencias significativas entre un tipo de ponderación u otro; similares conclusiones se obtienen al comparar los espectros de peligro uniforme obtenidos de manera similar en otras ciudades del país y para diferentes periodos de retorno. Debido a lo indicado anteriormente, esta investigación recomienda usar la ponderación "P2" a fin de hacer más práctico la evaluación del peligro sísmico. Similar conclusión se obtiene en las ponderaciones para suelos tipo C. En la Figura 5.15 se presenta el modelo simple de árbol lógico con los pesos recomendados en función de la ley de atenuación utilizada.

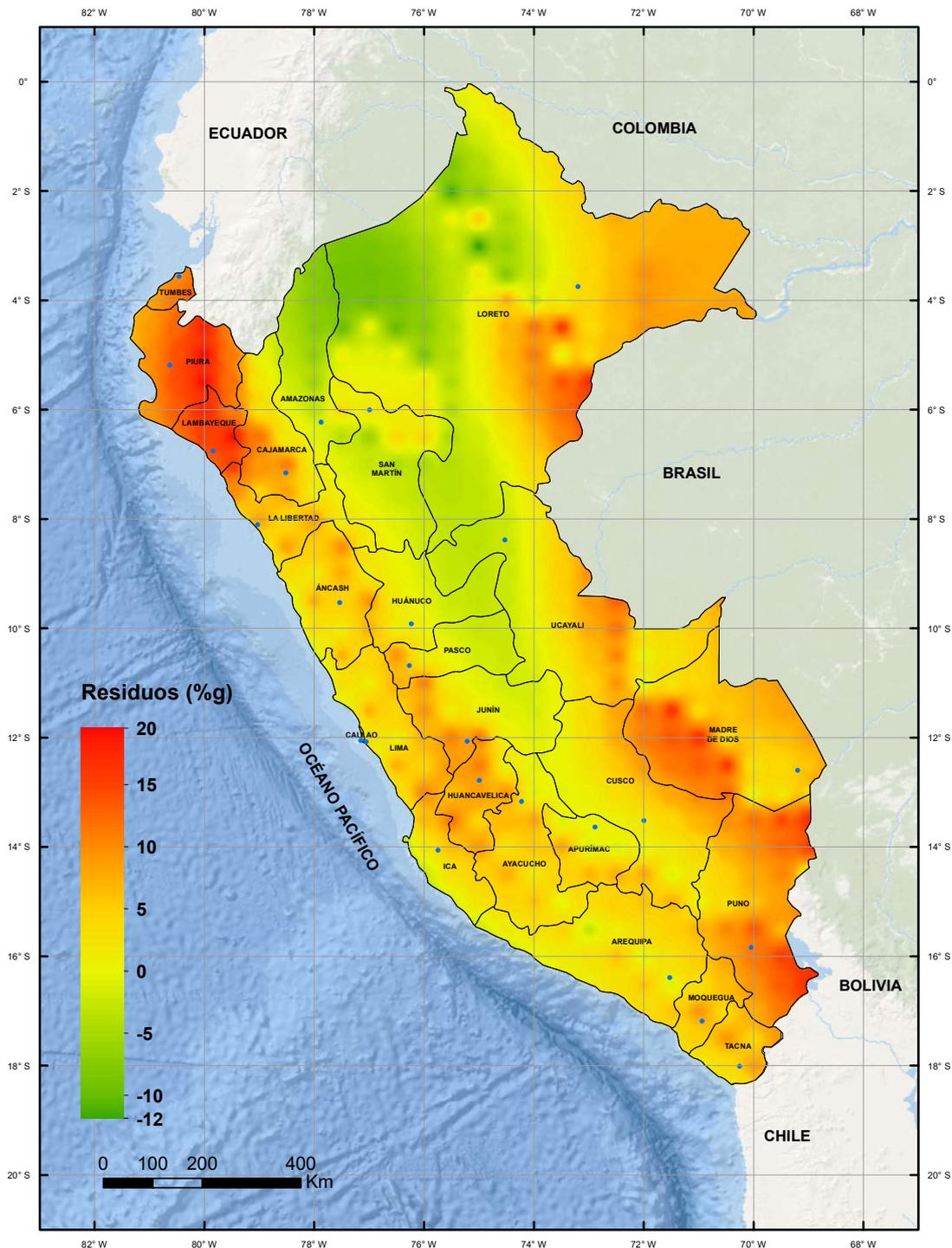


Figura 5.14 Comparación de los valores de PGA con los factores de zona propuestas por la Norma Técnica Peruana de Diseño Sismorresistente E.030. Fuente: elaboración propia

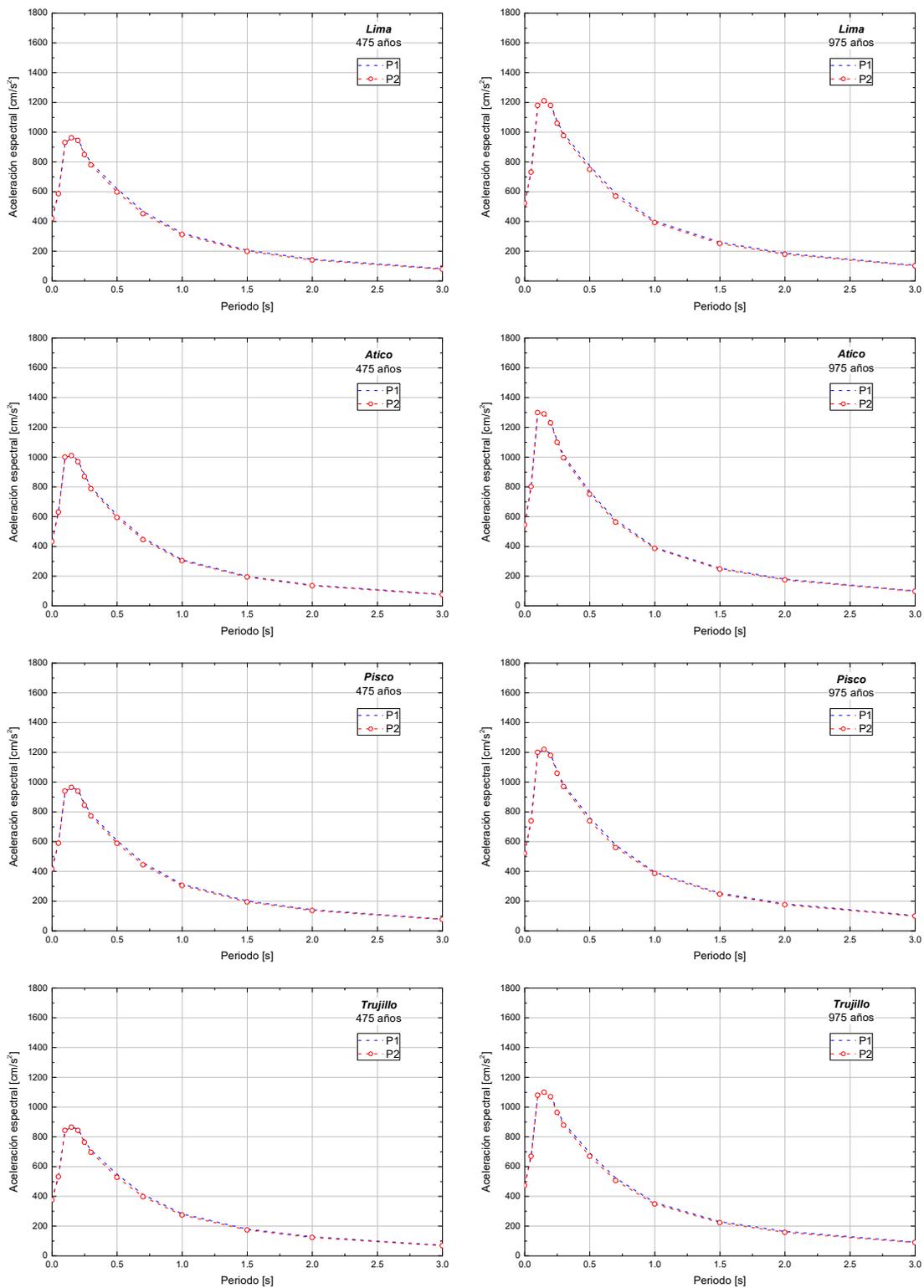


Figura 5.15 Comparación de espectros de peligro uniforme con diferentes ponderaciones, para las ciudades de Lima y Puno, para dos periodos de retorno y en condiciones de roca (suelo tipo B). Fuente: elaboración propia

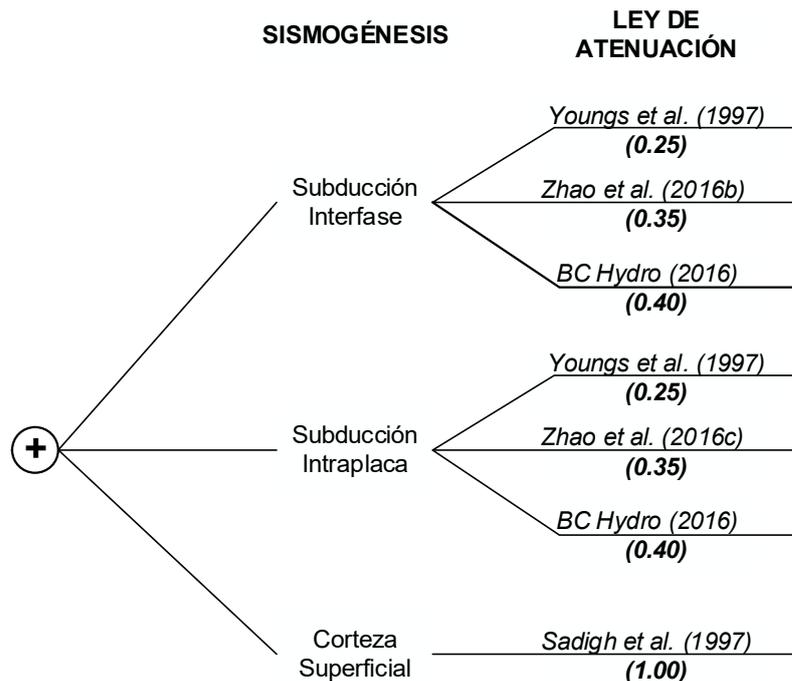


Figura 5.16 Esquema de árbol lógico P2. Se reemplaza los pesos de las leyes de atenuación para sismos de subducción interfase por las de intraplaca. Fuente: elaboración propia

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha investigado la aplicabilidad de leyes de atenuación sísmica de subducción al territorio peruano. Ya que esta información es crucial para la evaluación del peligro sísmico en el Perú. Se investigaron que leyes de atenuación que mejor representan las aceleraciones y la obtención de los espectros de respuesta derivados de registros sísmicos peruanos.

De los resultados del trabajo se pueden resaltar las siguientes conclusiones:

Se identificaron tres parámetros que influyen significativamente la capacidad de una ley de atenuación para predecir los datos observados. En primer lugar, el ajuste de una ley de atenuación a los datos observados varía de acuerdo con el periodo de interés, lo cual sugiere que la elección de la ley de atenuación más adecuada depende del tipo de estructura para la cual se realiza el estudio de peligro sísmico, dado que el rango de periodos de interés cambia según sea el proyecto de ingeniería. En segundo lugar, al analizar el desempeño de los modelos de atenuación según el rango de magnitudes, se resalta que el ajuste de los modelos a los datos observados mejora significativamente conforme aumenta la magnitud de los eventos sísmicos. En tercer lugar, se observó también que el ajuste de cada modelo cambia al analizar la sismogénesis de cada evento (subducción interfase e intraplaca), lo cual indicaría que la asignación de ponderaciones debe tomar en cuenta el tipo de subducción.

La determinación de la sismogénesis de los eventos sísmicos (Figura 3.3) muestra que los sismos de subducción interfase, en la zona de subducción del Perú, se presentan hasta una profundidad de entre 50 - 60 km, mientras que los sismos de subducción intraplaca se presentan para profundidades mayores a 60 km de profundidad.

La base de datos compilada en este trabajo consta de 485 registros sísmicos asociados a sismos de subducción de Perú y el norte de Chile correspondientes a 118 sismos de subducción ocurridos entre 1966 y 2015 con magnitudes mayores a 5.0 M_w . El 60% de los registros se encuentran en suelo tipo C, 22% en suelo A y B, 18% en suelos tipo D y ningún registro en suelo tipo E.

Respecto al procesamiento de los registros sísmicos, se observó que registros sísmicos compilados están siempre afectados en cierto grado por el ruido,

inclusive aquellos registros de estaciones acelerográficas ubicadas a campo abierto y en roca, como los registrados por las estaciones de la red IPOC. Sin embargo, los registros derivados de estas estaciones son los que presentan menor ruido de alta y baja frecuencia.

La selección del filtro de pasa alta tiene mayor impacto que la selección del filtro de pasa baja en los parámetros de intensidad del movimiento del terreno, esto es, velocidad, desplazamiento y espectros de respuesta.

La memoria pre-evento constituye una herramienta muy útil al momento de seleccionar las frecuencias de pasa alta y pasa baja, dado que esta brinda un modelo directo del ruido presente en el registro sísmico.

Los registros analógicos presentan mayor ruido de baja frecuencia por lo que requieren una mayor frecuencia de pasa baja, debido a esto el rango de periodos usable de los espectros de respuesta derivados de registros digitales es significativamente mayor a los obtenidos de registros analógicos.

Los análisis de los cocientes espectrales H/V en las estaciones acelerográficas de Perú sugieren que este método es confiable para determinar suelos rígidos o afloramientos rocosos.

La elección de las leyes de atenuación de subducción se realizó tomando en cuenta la preselección realizada por el Global Earthquake Model, el cual recomienda los modelos de Atkinson y Boore (2003), Zhao *et al.* (2006b) y Abrahamson *et al.* (2016). Sin embargo, se reemplazó el modelo de Zhao *et al.* (2006b) por su reciente actualización Zhao *et al.* (2016b, 2016c), se añade además los modelos de Youngs *et al.* (1997) y McVerry *et al.* (2006) por ser estos últimos usados para la evaluación del peligro sísmico en nuestro medio. Por otro lado, se excluyó del análisis el modelo de atenuación derivado de registros peruanos propuesto por Chávez *et al.* (2009), debido a que los espectros de peligro uniforme derivados de este modelo presentan cambios abruptos de las aceleraciones espectrales cuando varía el periodo, lo cual se juzga inapropiado.

Respecto al modelo de Abrahamson *et al.* (2016), para sismos de subducción interfase se observó un buen desempeño del modelo para todo el rango de periodos (Figura 4.5) excepto para periodos menores a 1.0 s, donde los valores de LLH son mayores a 1.9. Este comportamiento también fue observado por

Arango *et al.* (2012) y Bastías *et al.* (2015); sin embargo, este estudio encontró que este sesgo para periodos menores a 1.0 s se debería a que el modelo excluye en su desarrollo sismos de subducción interfase con magnitudes menores a 6.0 M_w . Por otro lado, en el caso de sismos de subducción intraplaca el modelo de Abrahamson *et al.* (2016) presenta el mejor ajuste de todos los modelos analizados, con valores LLH menores a 1.9 para todo el rango de periodos.

Respecto al modelo para sismos de subducción interfase e intraplaca Zhao *et al.* (2016b) y Zhao *et al.* (2016c), respectivamente, se observó que presenta un buen ajuste a los datos para todo el rango de periodos con valores LLH menores a 1.9; resaltándose así la capacidad de este modelo para representar los datos compilados.

Con relación a la ley de atenuación de Youngs *et al.* (1997), para sismos de subducción interfase, se observa un buen desempeño del modelo con valores de LLH menores a 1.9, sin embargo, se observó que para sismos de subducción intraplaca el modelo presenta un ligero sesgo para periodos mayores a 0.50 s ($LLH > 1.9$).

Respecto a la ley de atenuación de Atkinson y Boore (2003), se observa que no presenta un buen ajuste a los datos compilados ($LLH > 1.9$) tanto para sismos de interfase e intraplaca. Sin embargo, en el caso de sismos de subducción interfase, el ajuste del modelo mejora notoriamente para eventos con magnitudes mayores a 7.0 M_w , presentando en estos casos valores de LLH menores a 1.9.

En relación con la ley de atenuación de McVerry *et al.* (2006), se nota que tanto para los sismos de subducción interfase como subducción intraplaca, el modelo presenta valores de LLH mayores a 1.9, lo cual indica su poca capacidad para predecir los datos observados.

Las leyes de atenuación seleccionadas para evaluar el peligro sísmico en el Perú, debido a sismos de subducción interfase son los modelos propuestos por Youngs *et al.* (1997) y Zhao *et al.* (2016b); sin embargo, se incluye también la ley de atenuación de Abrahamson *et al.* (2016) puesto que presenta sesgo únicamente para periodos menores a 1.0 s (Figura 4.5), además, dicho sesgo se debe a sismos de magnitudes entre 5 y 6 M_w (Figura 4.7d), los cuales no son escenarios que dominen en la evaluación del peligro sísmico en el Perú. En el caso de sismos de subducción intraplaca se seleccionaron los modelos de Abrahamson *et al.*

(2016) y Zhao *et al.* (2016c), siendo el primero el que presenta mejor ajuste a los datos observados. Se incluye también el modelo de Youngs *et al.* (1997) debido a su buen desempeño para periodos menores a 0.50 s.

Se obtuvieron ponderaciones de las leyes de atenuación seleccionadas con base en la metodología de Scherbaum *et al.* (2009), las cuales se dividen por tipo de sismo (interfase o intraplaca) y tipo de suelo. Los resultados se muestran en la Figura 4.16. Asimismo, de acuerdo con el análisis en términos de espectro de peligro uniforme de las ciudades de Atico, Pisco, Lima y Trujillo, se concluye que las ponderaciones encontradas para sismos de subducción intraplaca, pueden ser utilizadas también para para sismos de subducción interfase sin que se produzca un impacto significativo en los resultados, tanto para suelos tipo B y C. Así pues, las ponderaciones para suelos tipo B y C son:

Ley de atenuación	Suelo tipo B	Suelo tipo C
Abrahamson <i>et al.</i> (2016)	0.40	0.60
Zhao <i>et al.</i> (2016)	0.35	0.40
Youngs <i>et al.</i> (1997)	0.25	-

De acuerdo con el análisis de sensibilidad del parámetro LLH, el número mínimo de registros sísmicos necesarios para realizar un análisis de selección de leyes de atenuación con la metodología de Scherbaum *et al.* (2009) es de 40.

Se realizó la evaluación probalística del peligro sísmico en el Perú en roca para 475 años de periodo de retorno. Se usaron las fuentes sismogénicas y parámetros de recurrencia sísmica propuestos por Gamarra (2009). Se utilizaron las leyes de atenuación propuestas por Youngs *et al.* (1997), Abrahamson *et al.* (2016) y Zhao *et al.* (2016b,c) para sismos de subducción y la ley de atenuación de Sadigh *et al.* (1997) para sismos de corteza superficial. El esquema del árbol lógico usado en el análisis se muestra en la Figura 5.4.

En la evaluación del peligro sísmico en la zona costera de Tumbes y Piura no se tomó en cuenta la ley de atenuación de Abrahamson *et al.* (2016) para sismos de subducción interfase, puesto que este modelo fue realizado con sismos de magnitudes mayores o iguales que 6.0 M_w , y no presenta buen ajuste a los sismos peruanos de magnitudes menores a 6.0 M_w , y además la zona de Piura y Tumbes

presenta fuerte influencia de sismos de magnitudes bajas ($6.0 M_w$) con relación a sismos de gran magnitud.

Para la evaluación del peligro sísmico de la zona trasarco ubicada en el sur del Perú (área detrás de la cadena volcánica), se tomó en cuenta los factores y/o variables que modelan la mayor atenuación que presentan las ondas sísmicas al pasar por una zona volcánica.

La evaluación del peligro sísmico para 475 años de periodo de retorno, indica que las mayores aceleraciones en roca para PGA se presentan a lo largo de la costa, de hecho, la aceleración máxima se observa en la costa sur del Perú, en los departamentos de Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna, con valores que varían entre 0.42g y 0.46g. Asimismo, se aprecia aceleraciones elevadas que alcanzan el valor de 0.34g, en la zona de alta sismicidad de Rioja-Moyobamba.

Analizando los mapas de isoaceleraciones, se observa que las curvas de isoaceleraciones son paralelas a la costa, con aceleraciones decrecientes hacia el este. Este comportamiento cambia en la zona nororiental del país debido a la alta sismicidad asociada al nido de Rioja-Moyobamba. Asimismo, el cambio en la sinuosidad de las curvas de isoaceleraciones en la latitud 14 a 15° S, estaría relacionado con el cambio del buzamiento de la placa de Nazca de 10° para latitudes comprendidas entre 8° y 15° S, a un buzamiento de 25° a 30° para latitudes de 15° a 27° S.

El peligro sísmico debido a sismos de subducción interfase (Figura 5.11) cobra mayor importancia en la costa en donde llega a representar el 97% del peligro total, este aporte se ve disminuido en la costa sur del Perú debido a los sismos de subducción intraplaca (Figura 5.12).

El peligro sísmico debido a sismos de corteza superficial en el Perú (Figura 5.13) representa como máximo el 25% del total en el departamento de Madre de Dios, 10 a 15% en el norte de Puno y de 3 a 6% en los departamentos de Huánuco, Pasco, Junín; lo cual sugiere que la elección de una ley de atenuación para sismos de corteza superficial no tendría impacto significativo en la evaluación del peligro sísmico en el Perú, a excepción del departamento de Madre de Dios.

La comparación de las aceleraciones obtenidas en este estudio (para 475 años de periodo de retorno) con los factores de zona propuestos por la norma de diseño

sismorresistente E.030-2016 (Figura 5.14) muestra que en los departamentos de Tumbes, Piura y Lambayeque existe una sobreestimación de las aceleraciones entre 0.15g y 0.20g. Se nota también una subestimación de las aceleraciones en la zona comprendida entre los departamentos de Apurímac, Cusco y Arequipa, y en el norte en la frontera de Amazonas y Loreto con Ecuador.

RECOMENDACIONES

Dado el incremento de la red acelerográfica nacional con la adquisición de nuevos equipos por parte del CISMID, IGP, Posgrado FIC-UNI y el Colegio de Ingenieros del Perú, es importante incorporar nuevos registros sísmicos a la base de datos existente de 485 registros sísmicos. Los acelerógrafos que se ubican en importantes proyectos de ingeniería, incluyendo unidades mineras, también deben ser incorporados a la red nacional, la UNI puede gestionar convenios con las empresas públicas y privadas para hacerse cargo del procesamiento de la información acelerográfica una vez que se obtengan los registros.

A medida que se publiquen más leyes de atenuación en la literatura técnica, se recomienda evaluar el ajuste de las mismas frente a registros sísmicos antes de ser usada para una evaluación del peligro sísmico.

Utilizar la forma funcional del modelo de Abrahamson *et al.* (2016) para la elaboración de una ley de atenuación derivada de registros sísmicos peruanos, dado que es la que mejor ajuste presenta a los datos compilados.

Realizar la caracterización dinámica del lugar donde se ubican las estaciones acelerográficas, a fin de obtener un mejor conocimiento de la respuesta sísmica asociada al suelo subyacente a cada estación acelerográfica y que los acelerogramas registrados puedan ser utilizados para análisis de respuesta sísmica de estructuras en general de manera confiable.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Abe, K. "Mechanics and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. USA, 1972.
2. Abrahamson, N.; Gregor, N. y Addo, K. "BC Hydro Ground Motion Prediction Equations for Subduction Earthquakes". *Earthquake Spectra*. USA, 2016.
3. Aguilar, Z. "Microzonificación sísmica de la ciudad de Arequipa", Tesis de grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 1991.
4. Aguilar, Z. y Alva, J. "Microzonificación Sísmica de Lima". Conferencia Internacional de Ingeniería Sísmica, Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 2007.
5. Aguilar-Meléndez, A.; Ordaz-Schroeder, M.; De la Puente, J.; González-Rocha, S.; Rodríguez-Lozoya, H.; Córdova-Ceballos, A.; García-Elías, A.; Calderón-Ramón, C.; Escalante-Martínez, J.; Laguna-Camacho, J. y Campos-Ríos, A. "Development and Validation of Software CRISIS to Perform Probabilistic Seismic Hazard Assessment with Emphasis on the Recent CRISIS2015". *Computación y Sistemas*. México, 2017.
6. Akkar, S. y Bommer, J. "Influence of long-period filter cut-off on elastic spectral displacements". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. USA, 2006.
7. Akkar, S.; Kale, Ö.; Yenier, E. y Bommer, J. "The high-frequency limit of usable response spectral ordinates from filtered analogue and digital strong-motion accelerograms". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. USA, 2011.
8. Akkar, S.; Kale, Ö.; Boore, D. M.; Çektimur, E. y Baş, S. "USDP: Utility Software for Data Processing". Turquía, 2016.
9. Di Alessandro, C.; Bonilla, L. F.; Boore, D. M.; Rovelli, A. y Scotti, O. "Predominant-period site classification for response spectra prediction equations in Italy". *Bulletin of the Seismological Society of America*. USA, 2012.

10. Allen, T. I. y Brillon, C. "Assessment of Ground-Motion Models for Use in the British Columbia North Coast Region, Canada". Bulletin of the Seismological Society of America, USA, 2015.
11. Alva, J.; Ortiz, C. y Huanacuni, D. "Caracterización dinámica de los suelos en la ciudad de Tacna". Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Huaraz, Perú, 2015.
12. Arango, M.; Strasser, F.; Bommer, J.; Boroschek, R.; Comte, D. y Tavera, H. "A strong-motion database from the Peru-Chile subduction zone". Journal of Seismology. Países Bajos, 2011.
13. Arango, M.; Strasser, F.; Bommer, J.; Cepeda, J.; Boroschek, R.; Hernandez, D. A. y Tavera, H. "An Evaluation of the Applicability of Current Ground-Motion Models to the South and Central American Subduction Zones". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2012.
14. Atkinson, G. M. "Earthquake source spectra in eastern North America". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 1993.
15. Atkinson, G. M. y Boore, D. M. "Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2003.
16. Atkinson, G. M. y Boore, D. M. "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. USA, 2008.
17. Azarbakht, A.; Rahpeyma, S. y Mousavi, M. "A new methodology for assessment of the stability of ground-motion prediction equations". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2014.
18. Barazangi, M. y Isacks, B. L. "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America". Geology. USA, 1976.
19. Bastías, N.; Montalva, G.; Leyton, F.; Saez, E.; Ruz, F. y Troncoso, P. "Evaluation of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) for Chile

- Subduction". 15th Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering. Buenos Aires, Argentina, 2015.
20. Beauval, C.; Tasan, H.; Laurendeau, A.; Delavaud, E.; Cotton, F.; Guéguen, P. y Kuehn, N. "On the Testing of Ground-Motion Prediction Equations against Small-Magnitude Data". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2012.
 21. Beauval, C.; Marinière, J.; Laurendeau, A.; Singaicho, J. -C.; Viracucha, C.; Vallée, M.; Maufroy, E.; Mercerat, D.; Yepes, H.; Ruiz, M. y Alvarado, A. "Comparison of Observed Ground-Motion Attenuation for the 16 April 2016 M_W 7.8 Ecuador Megathrust Earthquake and Its Two Largest Aftershocks with Existing Ground-Motion Prediction Equations". Seismological Research Letters, USA, 2017.
 22. Becerra, A.; Podestá, L.; Monetta, R.; Sáez, E.; Leyton, F. y Yañez, G. "Seismic microzoning of Arica and Iquique, Chile". Natural Hazards. USA, 2015.
 23. Bernal, I. y Tavera, H. "Geodinámica, sismicidad y energía sísmica en el Perú". Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú, 2002.
 24. Bernal, I. y Tavera, H. "Aceleraciones máximas registradas en la ciudad de Ica: Sismo de Pisco del 15 de agosto de 2007". El Terremoto de Pisco (Perú) del 15 de agosto de 2007 (7.9 M_W). Lima, Perú, 2008a.
 25. Bernal, I. y Tavera, H. "Aceleraciones máximas registradas en la ciudad de Lima: Sismo de Pisco del 15 de agosto de 2007". El Terremoto de Pisco (Perú) del 15 de agosto de 2007 (7.9 M_W). Lima, Perú, 2008b.
 26. Bernal, I.; Arredondo, L. y Tavera, H. "Aceleraciones máximas registradas en el sismo de Yauca-Acarí de 25 de septiembre del 2013". Informes técnicos IGP, Lima, Perú, 2013.
 27. Bernal, I.; Arredondo, L. y Tavera, H. "Aceleraciones máximas registradas en el sismo de Sechura de 15 de marzo del 2014." Informes técnicos IGP, Lima, Perú, 2014.
 28. Blaser, L.; Krüger, F.; Ohrnberger, M. y Scherbaum, F. "Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on

- Subduction Environment”. Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2010.
29. Bolaños, A. y Monroy, O. “Espectros de peligro uniforme”. Tesis para optar el grado de Magíster en Ingeniería Civil - PUCP. Lima, Perú, 2004.
 30. Bolt, B. A. “The Nature of Earthquake Ground Motion”. The Seismic Design Handbook. Editorial Springer. Boston, USA, 2001.
 31. Bommer, J. “On the Use of Logic Trees for Ground-Motion Prediction Equations in Seismic-Hazard Analysis”. Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2005.
 32. Bommer, J. “Empirical estimation of ground motion: advances and issues”. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Grenoble, Francia, 2006.
 33. Bommer, J.; Douglas, J.; Scherbaum, F.; Cotton, F.; Bungum, H. y Fäh, D. “On the Selection of Ground-Motion Prediction Equations for Seismic Hazard Analysis”. Seismological Research Letters. USA, 2010.
 34. Boore, D. M. “TSPP: a collection of FORTRAN programs for processing and manipulating time series”. Disponible online en http://www.daveboore.com/software_online.html. Último acceso en Junio del 2016, 2008.
 35. Boore, D. M. y Bommer, J. “Processing of strong-motion accelerograms: Needs, options and consequences”. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, UK, 2005.
 36. Boroscsek, R. “Registros del terremoto del 13 de junio de 2005 (7.9 Mw).” Red Nacional de Acelerógrafos, Universidad de Chile. 2005.
 37. Brune, J. “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”. Journal of Geophysical Research. USA, 1970.
 38. Cahill, T. y Isacks, B. L. “Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate”. Journal of Geophysical Research. USA, 1992.
 39. Calderón, D.; Sekiguchi, T.; Aguilar, Z.; Lázares, F. y Nakai, S. “Dynamic characteristics of the surface soils in Lima, Peru”. 8th International Conference on Urban Earthquake Engineering. Tokyo Institute of Technology. Tokio, Japón, 2011.

40. Casaverde, L. y Vargas, J. "Zonificación Sísmica del Perú". II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente, Organización de Estados Americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima, Perú. 1980.
41. Casimiro, S. "Desempeño sísmico de edificaciones bajo el sismo de nivel ocasional", Tesis de Maestría Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 2012.
42. Castillo, J. y Alva, J. "Peligro sísmico en el Perú", Tesis de grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 1993.
43. Chávez, J. "Leyes de atenuación para aceleraciones espectrales en el Perú", Tesis de grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 2006.
44. Chávez, J.; Alva, J.; Aguilar, Z. y Lázares, F. "Actualización de las relaciones de atenuación CISMID para aceleraciones espectrales de sismos de subducción en el Perú". XVII Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Chiclayo, Perú, 2009.
45. Chintanapakdee, C.; Naguit, M. E. y Charoenyuth, M. "Suitable attenuation model for Thailand". The 14th World Conference on Earthquake Engineering. Pekín, China, 2008.
46. Climent, Á.; Rojas, W.; Alvarado, G. E. y Benito, B. "Calibration of Strong-Motion Models for Central America Region". The 14th World Conference on Earthquake Engineering. Pekín, China, 2008.
47. Contreras, V. "Curvas de atenuación espectrales para sismos chilenos", Memoria para optar al título de ingeniero civil, Universidad de Chile. Santiago, Chile, 2009.
48. Converse, A.; Brady, A. "BAP-basic strong-motion accelerogram processing software; Version 1.0." United States Geological Survey. USA, 1992.
49. Cortez-Flores, A. "Site Response of the 2001 Southern Peru Earthquake". Tesis de Maestría Washington State University. USA, 2004.
50. Cotton, F.; Scherbaum, F.; Bommer, J. y Bungum, H. "Criteria for Selecting and Adjusting Ground-Motion Models for Specific Target

- Regions: Application to Central Europe and Rock Sites”. *Journal of Seismology*, Países Bajos, 2006.
51. Crouse, C. B. “Ground Motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zone”. *Earthquake Spectra*. USA, 1991.
 52. DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D. F. y Stein, S. “Current plate motions”. *Geophysical Journal International*. UK, 1990.
 53. Dorbath, L.; Cisternas, A. y Dorbath, C. “Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru”. *Bulletin of the Seismological Society of America*. USA, 1990.
 54. Douglas, J. “Ground motion prediction equations 1964-2016”. Disponible online en <http://www.gmpe.org.uk>. UK, 2016.
 55. Douglas, J. y Mohais, R. “Comparing predicted and observed ground motions from subduction earthquakes in the Lesser Antilles”. *Journal of Seismology*. Países Bajos, 2009.
 56. Douglas, J. y Boore, D. M. “High-frequency filtering of strong-motion records”. *Bulletin of Earthquake Engineering*. Países Bajos, 2011.
 57. Drouet, S.; Scherbaum, F.; Cotton, F. y Souriau, A. “Selection and ranking of ground motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees”. *Journal of Seismology*. Países Bajos, 2007.
 58. EERI. “The Pisco, Peru, Earthquake of August 15, 2007”. USA, 2007.
 59. Ekström, G.; Nettles, M. y Dziewoński, A. M. “The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes”. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Países Bajos, 2012.
 60. FUCHIGE. “Fundación Chilena de Investigación Geotecnia: Reportes de mediciones geofísicas.” Disponible online en www.fuchige.cl. Último acceso en agosto del 2016. Chile, 2016.
 61. Fukushima, Y.; Bonilla, L. F.; Scotti, O. y Douglas, J. “Site classification using horizontal-to-vertical response spectral ratios and its impact when deriving empirical ground-motion prediction equations”. *Journal of Earthquake Engineering*. UK, 2007.

62. Gamarra, C. "Nuevas Fuentes Sismogénicas para la evaluación del Peligro Sísmico y generación de Espectros de Peligro Uniforme en el Perú", Tesis de grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 2009.
63. Ghasemi, H.; Zare, M.; Fukushima, Y. y Sinaeian, F. "Applying empirical methods in site classification, using response spectral ratio (H/V): A case study on Iranian strong motion network (ISMN)". Soil Dynamics and Earthquake Engineering. UK, 2009.
64. Ghofrani, H.; Atkinson, G. M. "Ground-motion prediction equations for interface earthquakes of M7 to M9 based on empirical data from Japan". Bulletin of Earthquake Engineering. Países Bajos, 2014.
65. Guardia, P.; Tavera, H. "Inferencias de la superficie de acoplamiento sísmico interplaca en el borde occidental del Perú". II Encuentro de Investigadores Ambientales. Arequipa, Perú, 2013.
66. Hanks, T. C. y Kanamori, H. "A moment magnitude scale". Journal of Geophysical Research. USA, 1979.
67. Hartzell, S. y Langer, C. "Importance of model parameterization in finite fault inversions: Application to the 1974 M_w 8.0 Peru Earthquake". Journal of Geophysical Research. USA, 1993.
68. Hayes, G. P.; Wald, D. J. y Johnson, R. L. "Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries". Journal of Geophysical Research. USA, 2012.
69. IBC. "International Building Code". 2015.
70. Idini, B. "Curvas de atenuación para terremotos intraplaca e interplaca en la zona de subducción chilena", Tesis para optar el grado de Magíster en ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile. Santiago, Chile, 2016.
71. Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V. y Ando, C. "Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate". Geological Society of America Bulletin. USA, 1983.

72. Kaklamanos, J. y Baise, L. G. "Model validations and comparisons of the Next Generation Attenuation of ground Motions (NGA-West) project". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2011.
73. Kale, Ö. y Akkar, S. "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. USA, 2013.
74. Konno, K. y Ohmachi, T. "Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 1998.
75. Kramer, S. "Geotechnical Earthquake Engineering"; Editorial Pentice-Hall. USA 1996.
76. Krinitzsky, E.; Chang, F. y Nuttli, O. "Magnitude-Related Earthquake Ground Motions". Bulletin of the Association of Engineering Geologists. USA, 1988.
77. Kuroiwa, J. "Reducción de desastres: viviendo en armonía con la naturaleza". Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID-UNI), Lima, Perú, 2002.
78. Lázares, F.; Aguilar, Z. y Piedra, R. "La Red Acelerográfica Nacional del CISMID y su contribución para una base de datos de sismos fuertes". Lima, Perú, 2007.
79. Mai, P. M. y Thingbaijam, K. K. S. "SRCMOD: An Online Database of Finite-Fault Rupture Models". Seismological Research Letters. USA, 2014.
80. McGuire, R. "Seismic Structural Response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance". MIT Report. USA, 1974.
81. McGuire, R. "Seismic Hazard and Risk Analysis". Earthquake Engineering Research Institute. USA, 2004.
82. McVerry, G.; Zhao, J. X. y Abrahamson, N. "New Zealand acceleration response spectrum attenuations relations for crustal and subduction zone

- earthquakes”. Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering. Nueva Zelanda, 2006.
83. Mousavi, M.; Ansari, A.; Zafarani, H. y Azarbakht, A. “Selection of Ground Motion Prediction Models for Seismic Hazard Analysis in the Zagros Region, Iran”. Journal of Earthquake Engineering. UK, 2012.
84. Ogweno, L. P. y Cramer, C. H. “Comparing the CENA GMPEs Using NGA-East Ground-Motion Database”. Seismological Research Letters. USA, 2014.
85. Pritchard, M. E. y Fielding, E. J. “A study of the 2006 and 2007 earthquake sequence of Pisco, Peru, with InSAR and teleseismic data”. Geophysical Research Letters. USA, 2008.
86. Pritchard, M. E.; Norabuena, E. O.; Ji, C.; Boroschek, R.; Comte, D.; Simons, M.; Dixon, T. H. y Rosen, P. A. “Geodetic, teleseismic, and strong motion constraints on slip from recent southern Peru subduction zone earthquakes”. Journal of Geophysical Research. USA, 2007.
87. Pulido, N.; Nakai, S.; Yamanaka, H.; Calderón, D.; Aguilar, Z. y Sekiguchi, T. “Estimation of a Source Model and Strong Motion Simulation for Tacna City, South Peru”. Journal of Disaster Research. Japón, 2014.
88. Pulido, N.; Aguilar, Z.; Tavera, H.; Chlieh, M. y Calderón, D. “Scenario Source Models and Strong Ground Motion for Future Mega- earthquakes: Application to Lima, Central Peru”. Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2015.
89. Quispe, S.; Chimoto, K.; Yamanaka, H.; Tavera, H.; Lázares, F. y Aguilar, Z. “Estimation of s-wave velocity profiles at Lima city, Peru using microtremor arrays”. Journal of Disaster Research. Japón, 2014.
90. Rosenblad, B. L. y Bay, J. A. “Shear Wave Velocity Profiles Determined from SASW Measurements at Sites Affected by the August 15th, 2007 Earthquake in Peru”. Report prepared for CERESIS. USA, 2008.
91. Sadigh, K.; Chang, C.-Y.; Egan, J. A.; Makdisi, F. y Youngs, R. R. “Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data”. Seismological Research Letters. USA, 1997.

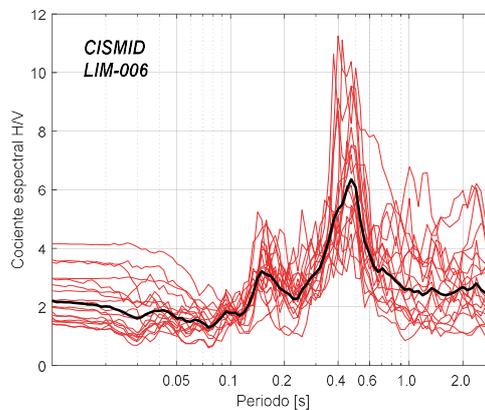
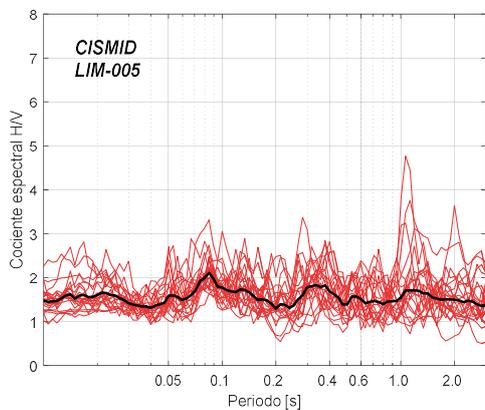
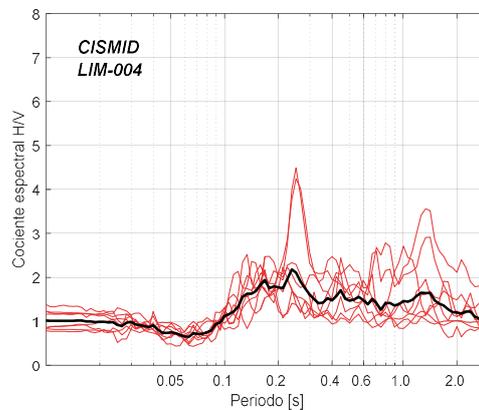
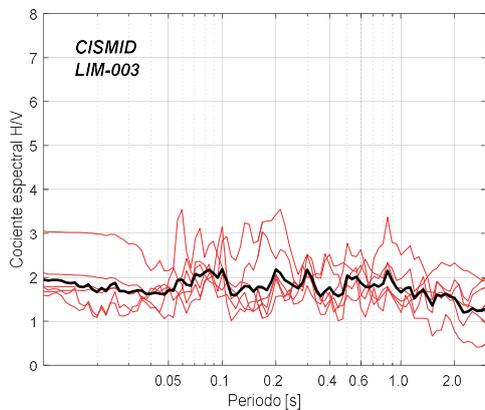
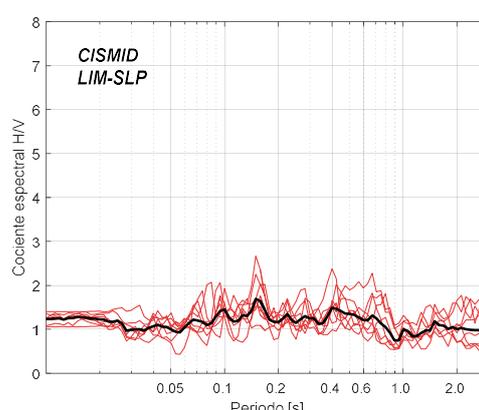
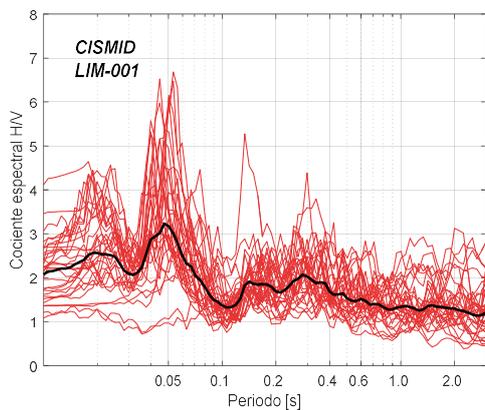
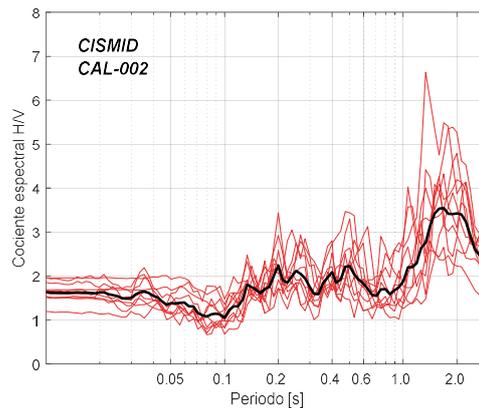
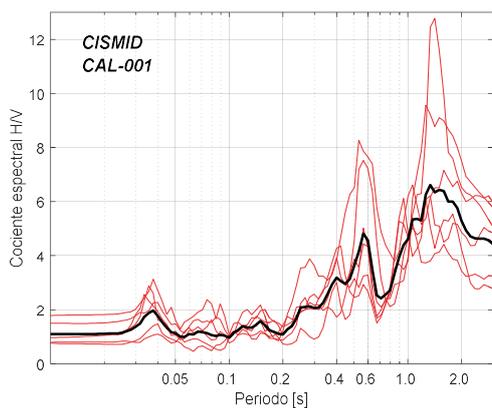
92. Salas, L. "Zonificación geotécnica sísmica de la ciudad de Moquegua", Tesis de grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú, 2003.
93. Scherbaum, F.; Cotton, F. y Smit, P. "On the Use of Response Spectral-Reference Data for the Selection and Ranking of Ground-Motion Models for Seismic-Hazard Analysis in Regions of Moderate Seismicity: The Case of Rock Motion". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2004.
94. Scherbaum, F.; Delavaud, E.; Riggelsen, C. "Model selection in seismic hazard analysis: An information-theoretic perspective". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2009.
95. SENCICO. "Actualización del programa de cómputo orientado a la determinación del peligro sísmico en el país". Perú, 2016.
96. Sharma, S.; Candia-Gallegos, M. "Seismic hazard analysis of Peru". Engineering Geology. Países Bajos, 1992.
97. Shoja-Taheri, J.; Naserieh, S. y Hadi, G. "A Test of the Applicability of NGA Models to the Strong Ground-Motion Data in the Iranian Plateau". Journal of Earthquake Engineering. UK, 2010.
98. Silgado, E. "Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú (1513- 1974)". Geodinámica e Ingeniería Geológica. Lima, Perú, 1978.
99. Sladen, A.; Tavera, H.; Simons, M.; Avouac, J. P.; Konca, A. O.; Perfettini, H.; Audin, L.; Fielding, E. J.; Ortega, F. y Cavagnoud, R. "Source model of the 2007 M_w 8.0 Pisco, Peru earthquake: Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts". Journal of Geophysical Research. USA, 2010.
100. Stafford, P.; Strasser, F. y Bommer, J. "An evaluation of the applicability of the NGA models to ground-motion prediction in the Euro-Mediterranean region". Bulletin of Earthquake Engineering. Países Bajos, 2008.
101. Stewart, J. P.; Douglas, J.; Javanbarg, M.; Bozorgnia, Y.; Abrahamson, N.; Boore, D. M.; Campbell, K. W.; Delavaud, E.; Erdik, M. y Stafford, P. J. "Selection of Ground Motion Prediction Equations for the Global Earthquake Model". Earthquake Spectra. USA, 2015.

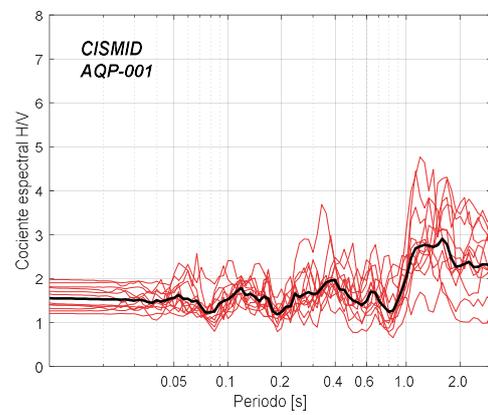
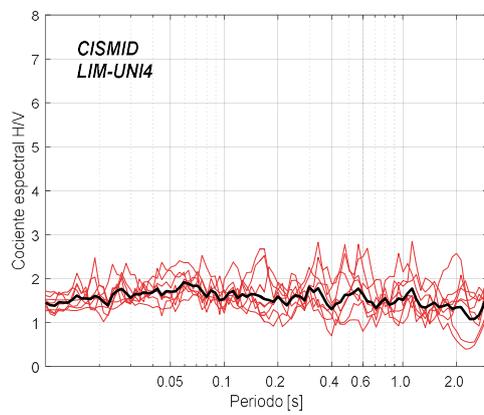
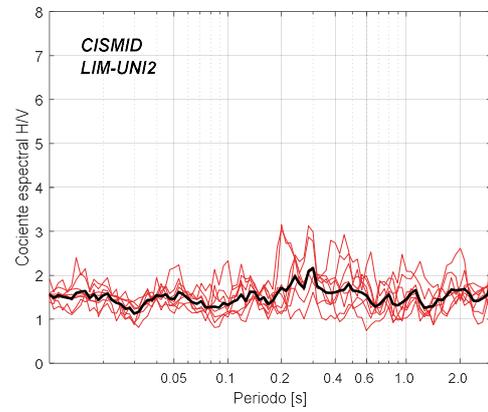
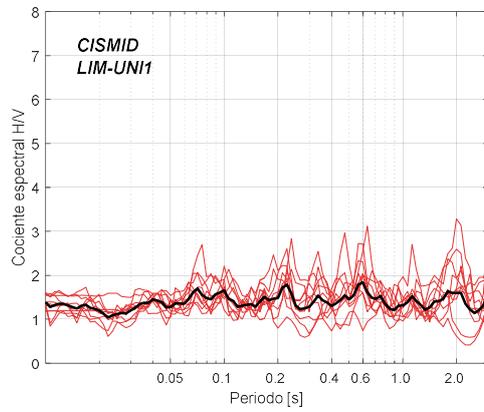
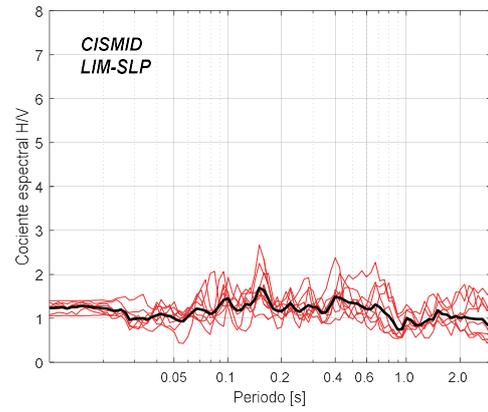
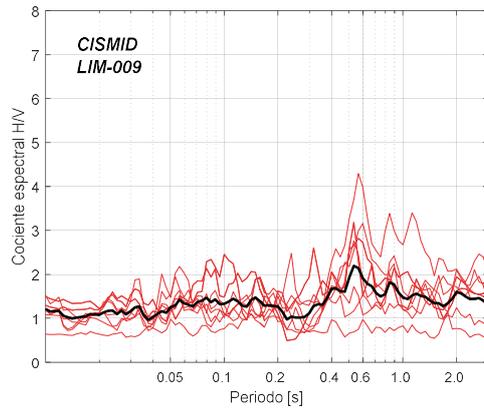
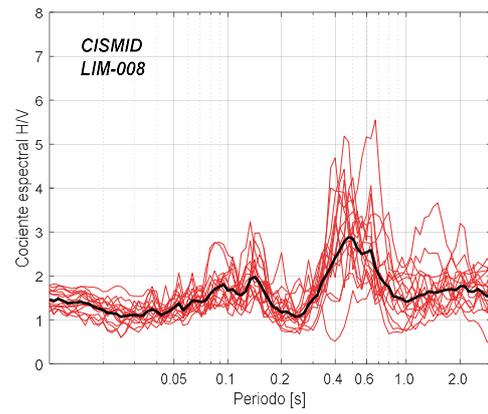
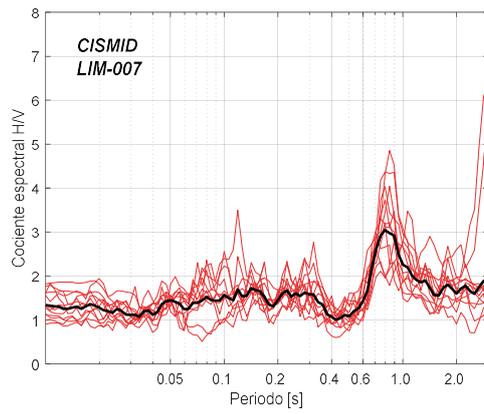
102. Strasser, F. O.; Arango, M. C. y Bommer, J. "Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude". *Seismological Research Letters*. USA, 2010.
103. Sucuoğlu, H. y Akkar, S. "Basic Earthquake Engineering: From Seismology to Analysis and Design". Editorial Springer International. USA, 2014.
104. Tarbuck, E. J. y Lutgens, F. "Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física". Editorial Pearson Educación. Madrid, 2005.
105. Tavera, H.; Buforn, E.; Bernal, I.; Antayhua, Y. y Vilacapoma, L. "The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001". *Journal of Seismology*. Países Bajos, 2002.
106. Tavera, H.; Bernal, I.; Strasser, F. O.; Arango-Gaviria, M. C.; Alarcón, J. E. y Bommer, J. "Ground motions observed during the 15 August 2007 Pisco, Peru, earthquake". *Bulletin of Earthquake Engineering*. Países Bajos, 2008.
107. Toro, G. "The effects of ground-motion uncertainty on seismic hazard results: Examples and approximate results". Annual Meeting of the Seismological Society of America. San Francisco, California, 2006.
108. Vacareanu, R.; Aldea, A.; Lungu, D.; Pavel, F.; Neagu, C.; Arion, C.; Demetriu, S. y Iancovici, M. "Probabilistic Seismic Hazard Assessment for Romania". *Earthquakes and Their Impact on Society*. Editorial Springer International. USA, 2016.
109. Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement". *Bulletin of the Seismological Society of America*. USA, 1994.
110. Youngs, R. R.; Chiou, S.-J.; Silva, W. J. y Humphrey, J. R. "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes". *Seismological Research Letters*. USA, 1997.
111. Zafarani, H.; Mousavi, M. "Applicability of different ground-motion prediction models for northern Iran". *Natural Hazards*. Países Bajos, 2014.

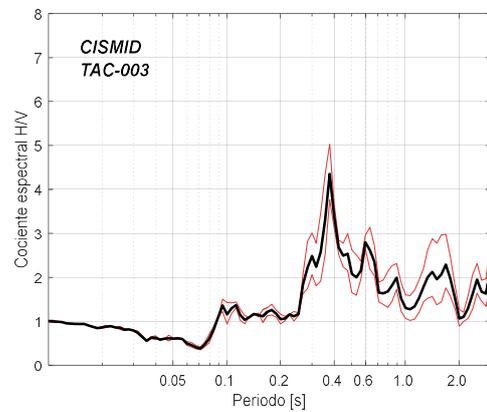
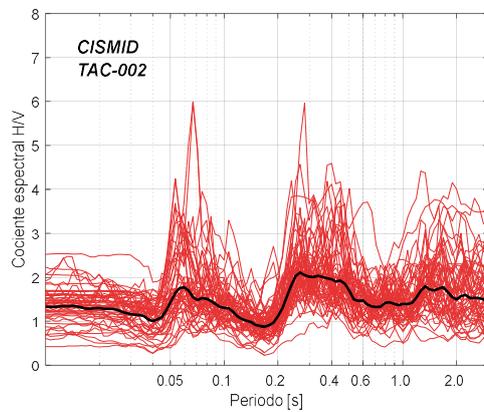
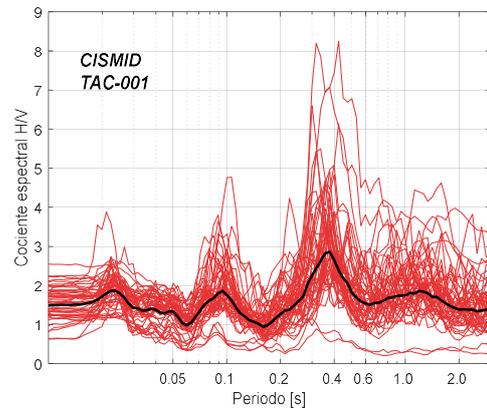
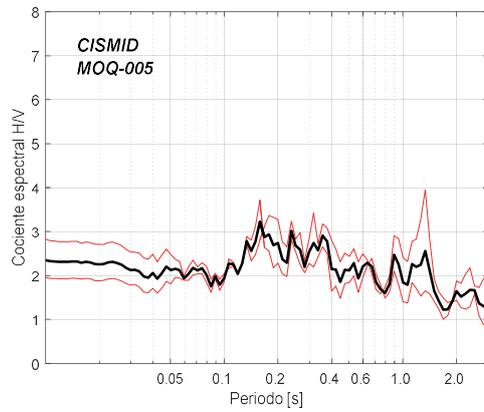
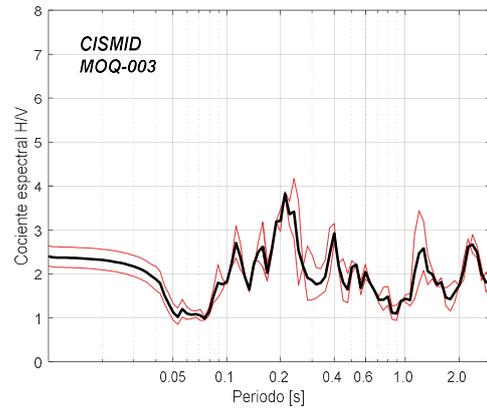
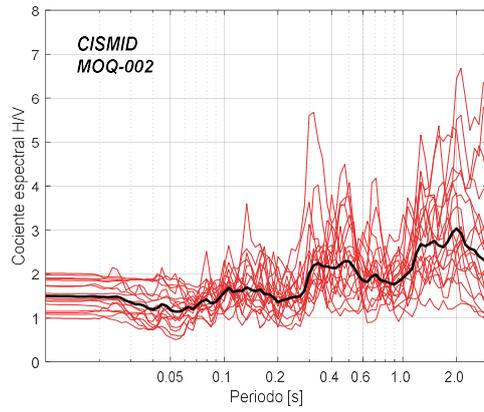
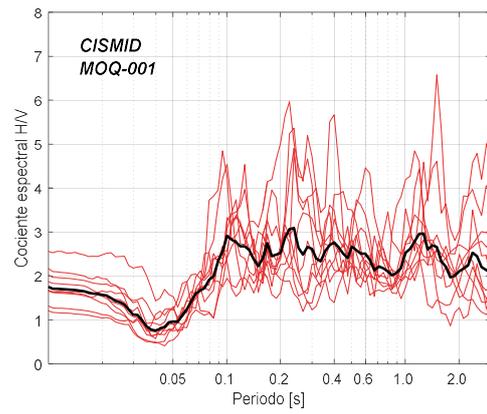
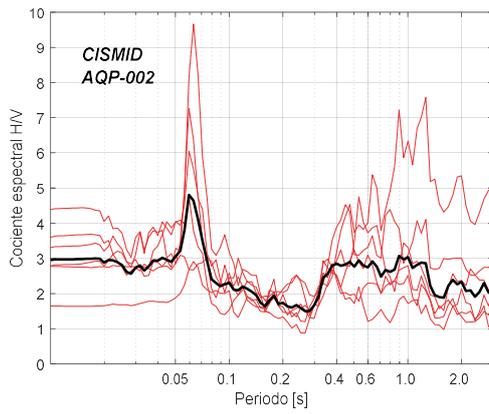
112. Zaré, M. y Bard, P.Y. "Strong motion dataset of Turkey: data processing and site classification". Soil Dynamics and Earthquake Engineering. UK, 2002.
113. Zhao, J. X. "Geometric Spreading Functions and Modeling of Volcanic Zones for Strong-Motion Attenuation Models Derived from Records in Japan". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2010.
114. Zhao, J. X.; Irikura, K.; Zhang, J.; Fukushima, Y.; Somerville, P. G.; Asano, A.; Ohno, Y.; Oouchi, T.; Takahashi, T. y Ogawa, H. "An empirical site-classification method for strong-motion stations in Japan using H/V response spectral ratio". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2006a.
115. Zhao, J. X.; Zhang, J.; Asano, A.; Ohno, Y.; Oouchi, T.; Takahashi, T.; Ogawa, H.; Irikura, K.; Thio, H. K.; Somerville, P. G.; Fukushima, Y. y Fukushima, Y. "Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2006b.
116. Zhao, J. X.; Zhou, S.; Zhou, J.; Zhao, C.; Zhang, H.; Zhang, Y.; Gao, P.; Lan, X.; Rhoades, D.; Fukushima, Y.; Somerville, P. G. y Irikura, K. "Ground Motion Prediction Equations for Shallow Crustal and Upper Mantle Earthquakes in Japan Using Site Class and Simple Geometric Attenuation Functions". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2016a.
117. Zhao, J. X.; Liang, X.; Jiang, F.; Xing, H.; Zhu, M.; Hou, R.; Zhang, Y.; Lan, X.; Rhoades, D. A.; Irikura, K.; Fukushima, Y. y Somerville, P. G. "Ground Motion Prediction Equations for Subduction Interface Earthquakes in Japan Using Site Class and Simple Geometric Attenuation Functions". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2016b.
118. Zhao, J. X.; Jiang, F.; Shi, P.; Xing, H.; Huang, H.; Hou, R.; Zhang, Y.; Yu, P.; Lan, X.; Rhoades, D. A.; Somerville, P. G.; Irikura, K. y Fukushima, Y. "Ground Motion Prediction Equations for Subduction Slab Earthquakes in Japan Using Site Class and Simple Geometric Attenuation Functions". Bulletin of the Seismological Society of America. USA, 2016c.

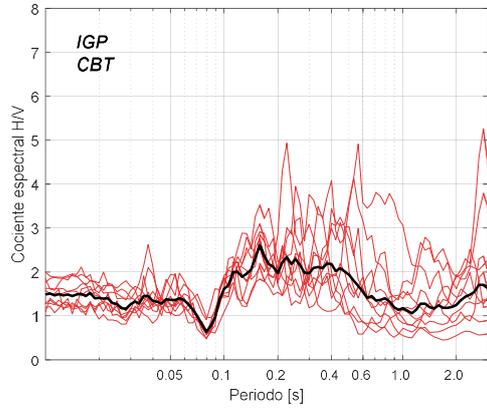
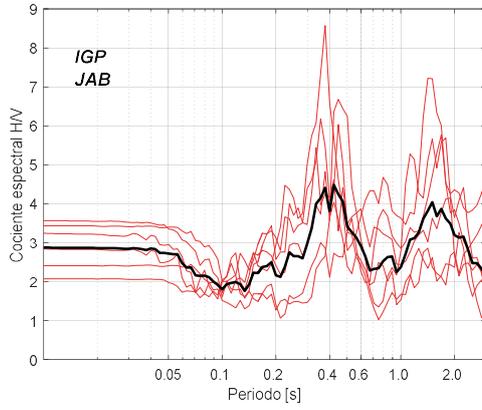
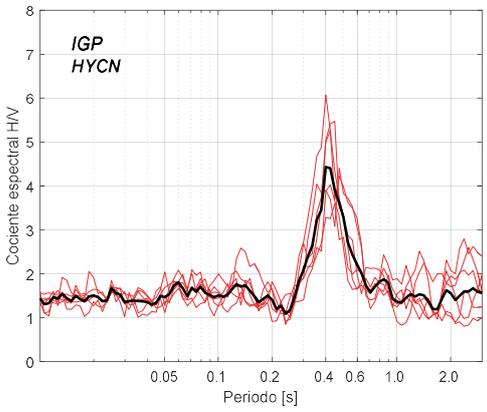
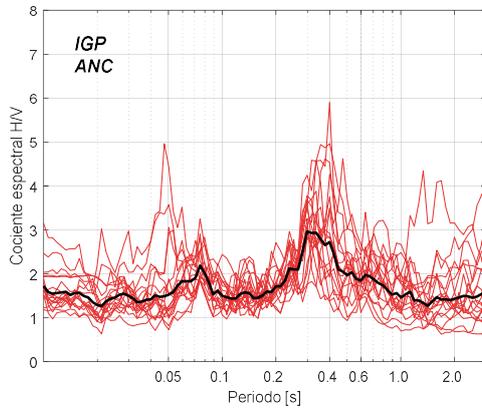
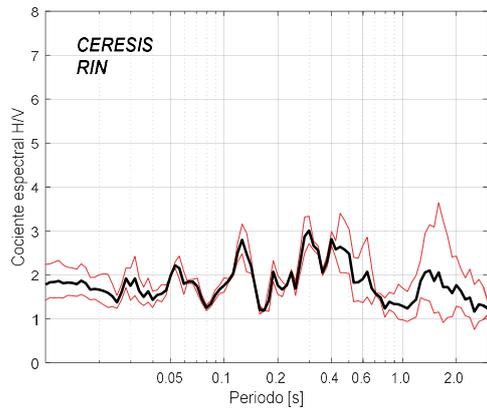
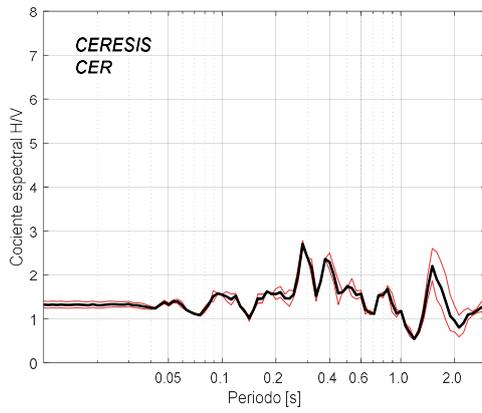
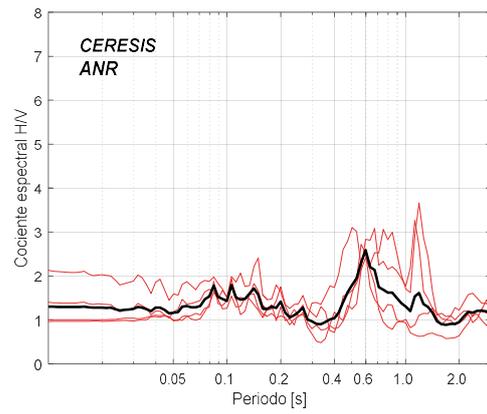
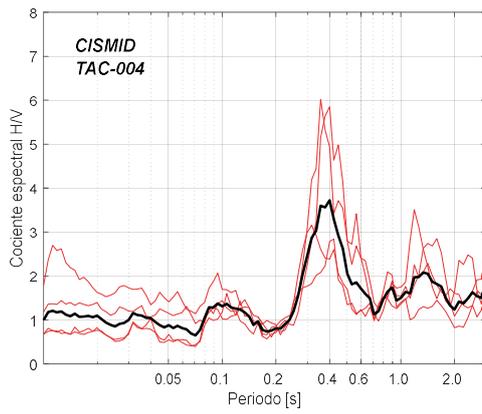
ANEXOS

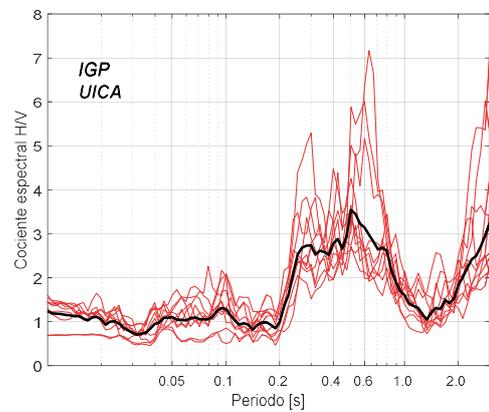
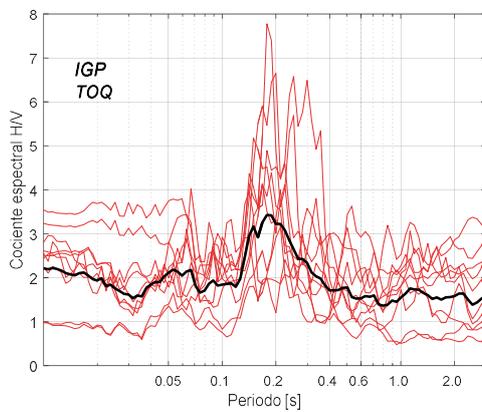
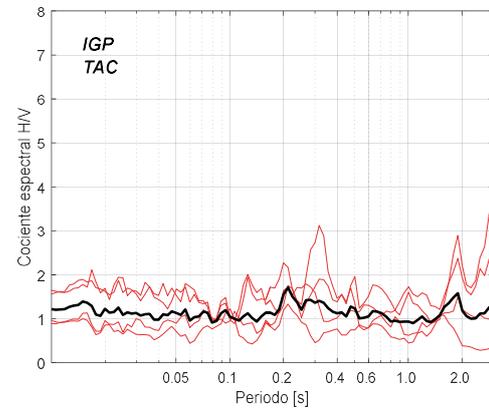
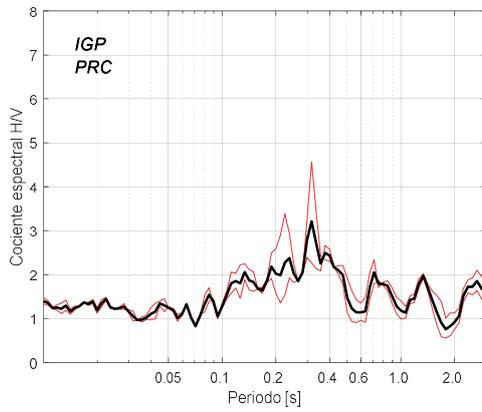
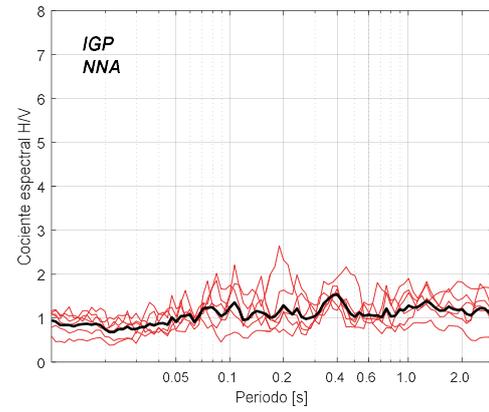
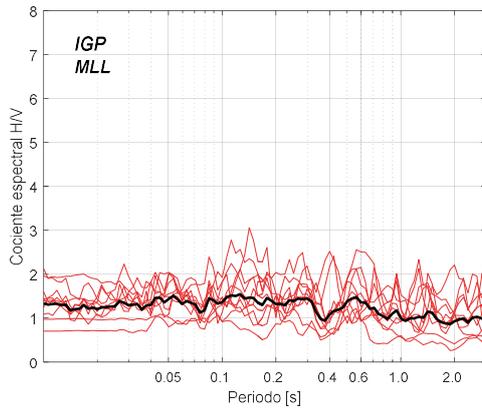
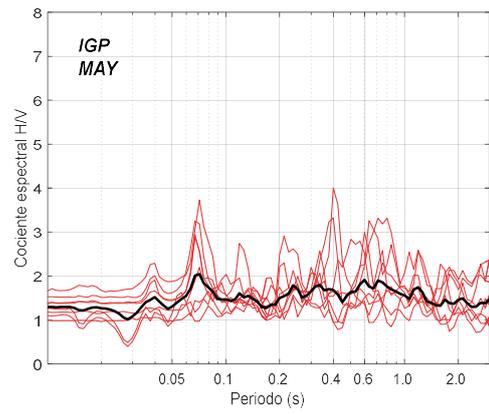
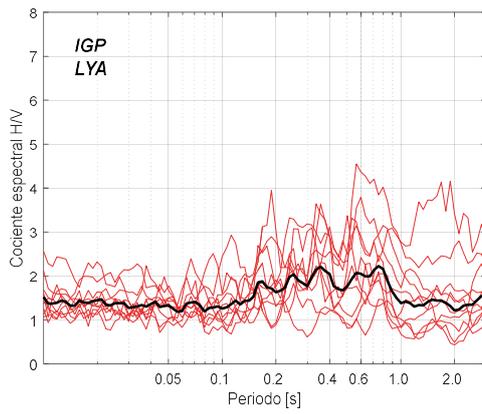
ANEXO A - COCIENTES ESPECTRALES H/V PARA LAS ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS DE PERÚ USADAS EN ESTE ESTUDIO

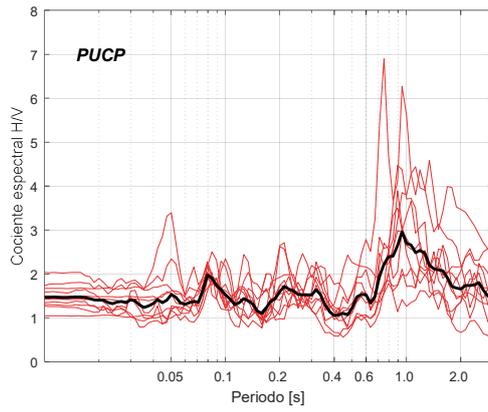












ANEXO B - BASE DE DATOS DE LOS SISMOS UTILIZADOS

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _w	Sismogénesis	Geometría de la falla
1	23/06/2001 [20:33:15]	16.200	73.750	32	8.4	Interfase	Pritchard <i>et al.</i> (2007)
2	17/10/1966 [21:41:56]	10.807	78.684	20.7	8.1	Interfase	Abe (1972)
3	03/10/1974 [14:21:29]	12.390	77.760	15	8.1	Interfase	Hartzell y Langer (1993)
4	30/07/1995 [05:11:23]	23.340	70.294	45.6	8.1	Interfase	USGS
5	01/04/2014 [23:46:47]	19.610	70.769	25	8.1	Interfase	USGS
6	15/08/2007 [23:40:59]	13.386	76.603	39	8.0	Interfase	Sladen <i>et al.</i> (2010)
7	31/05/1970 [20:23:32]	9.248	78.840	73	7.9	Intraplaca	Abe (1972)
8	13/06/2005 [22:44:32]	20.010	69.240	108	7.8	Intraplaca	USGS
9	14/11/2007 [15:40:50]	22.247	69.890	40	7.7	Interfase	USGS
10	03/04/2014 [02:43:13]	20.517	70.439	27.7	7.7	Interfase	USGS
11	07/07/2001 [09:38:43]	17.380	71.780	26	7.6	Interfase	Pritchard <i>et al.</i> (2007)
12	26/09/2005 [01:55:37]	5.678	76.398	115	7.5	Intraplaca	USGS
13	09/11/1974 [12:59:52]	12.587	77.705	15	7.1	Interfase	Hartzell y Langer (1993)
14	24/08/2011 [17:46:11]	7.567	74.759	148	7.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
15	25/09/2013 [16:42:43]	15.838	74.511	40	7.0	Interfase	Relaciones de escalamiento
16	28/10/2011 [18:54:34]	14.438	75.966	24	6.9	Interfase	Relaciones de escalamiento
17	24/08/2014 [23:21:45]	14.598	73.571	101	6.8	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
18	20/10/2006 [10:48:56]	13.550	77.020	23	6.7	Interfase	Pritchard y Fielding (2008)

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _w	Sismogénesis	Geometría de la falla
19	16/03/2014 [21:16:29]	19.965	70.814	20.6	6.7	Interfase	Relaciones de escalamiento
20	05/01/1974 [08:33:51]	12.360	76.390	82	6.6	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
21	03/04/2014 [01:58:30]	20.290	70.613	25.6	6.6	Interfase	Relaciones de escalamiento
22	30/11/1999 [04:01:53]	18.901	69.171	128.1	6.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
23	05/07/2001 [13:53:48]	16.086	73.987	62	6.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
24	13/11/2009 [03:05:57]	19.508	70.505	39	6.5	Interfase	Relaciones de escalamiento
25	03/04/2014 [05:26:15]	20.797	70.587	25	6.5	Interfase	Relaciones de escalamiento
26	20/06/2011 [16:36:01]	21.701	68.228	128	6.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
27	30/01/2012 [05:11:00]	14.168	75.635	43	6.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
28	17/03/2014 [05:11:14]	20.017	70.884	21	6.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
29	23/03/2015 [04:51:38]	18.353	69.166	130	6.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
30	04/02/2008 [17:01:29]	20.271	70.274	45.9	6.3	Interfase	Relaciones de escalamiento
31	06/03/2011 [12:31:59]	18.021	69.362	118	6.3	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
32	14/05/2012 [10:00:40]	17.678	69.591	105.9	6.3	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
33	06/05/2010 [02:42:47]	18.096	70.587	46.8	6.2	Interfase	Relaciones de escalamiento
34	07/06/2012 [16:03:18]	15.877	72.413	110	6.2	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
35	23/03/2014 [18:20:01]	19.690	70.854	21	6.2	Interfase	Relaciones de escalamiento
36	11/04/2014 [00:01:45]	20.659	70.647	13.8	6.2	Interfase	Relaciones de escalamiento

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _w	Sismogénesis	Geometría de la falla
37	12/07/2010 [00:11:21]	22.146	68.216	115	6.2	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
38	01/04/1997 [18:33:32]	18.298	69.526	113.8	6.1	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
39	17/04/2009 [02:08:08]	19.666	70.680	37.2	6.1	Interfase	Relaciones de escalamiento
40	12/07/2009 [06:12:47]	15.041	70.445	198.9	6.1	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
41	23/05/2010 [22:46:52]	13.928	74.352	101.4	6.1	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
42	15/03/2014 [08:59:21]	14.085	76.311	20	6.1	Interfase	Relaciones de escalamiento
43	10/06/2015 [13:52:09]	22.400	68.432	124	6.1	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
44	02/08/2012 [09:38:30]	8.414	74.259	144.6	6.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
45	10/11/2012 [14:57:50]	8.866	75.071	129	6.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
46	29/04/1991 [18:12:23]	11.258	77.672	58.3	5.9	Interfase	Relaciones de escalamiento
47	03/06/2003 [23:58:02]	17.360	72.807	33	5.9	Interfase	Relaciones de escalamiento
48	02/02/2009 [17:53:21]	13.582	76.558	21	5.9	Interfase	Relaciones de escalamiento
49	25/01/2010 [22:52:46]	8.498	74.466	146.7	5.9	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
50	02/04/2011 [10:59:40]	19.543	69.014	110	5.9	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
51	08/06/2011 [03:06:22]	17.083	69.518	145.7	5.9	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
52	18/02/2014 [23:35:58]	14.143	75.637	60.8	5.9	Interfase	Relaciones de escalamiento
53	01/11/2015 [15:16:17]	23.247	68.417	111	5.9	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
54	16/04/2005 [22:41:16]	17.647	69.663	118.7	5.8	Intraplaca	Relaciones de escalamiento

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _w	Sismogénesis	Geometría de la falla
55	05/09/2009 [03:58:39]	15.252	70.384	208.6	5.8	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
56	02/07/2012 [23:31:37]	14.423	75.598	39.7	5.8	Interfase	Relaciones de escalamiento
57	07/04/2014 [13:43:21]	20.127	70.851	8	5.8	Interfase	Relaciones de escalamiento
58	19/06/2014 [19:54:05]	19.815	70.941	40.1	5.8	Interfase	Relaciones de escalamiento
59	20/06/2014 [20:22:27]	19.761	71.037	33.2	5.8	Interfase	Relaciones de escalamiento
60	23/08/2013 [08:34:06]	22.274	68.593	111	5.8	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
61	12/02/2014 [11:43:10]	22.354	68.813	99.9	5.8	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
62	08/05/2003 [16:33:02]	12.787	77.448	28.6	5.7	Interfase	Relaciones de escalamiento
63	27/01/2004 [16:00:37]	17.840	71.070	56.9	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
64	13/07/2005 [12:06:13]	17.847	70.109	79.9	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
65	17/10/2005 [19:23:02]	17.775	69.486	123	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
66	03/01/2010 [20:39:12]	8.802	77.718	116.8	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
67	22/09/2010 [08:00:14]	13.390	76.073	50	5.7	Interfase	Relaciones de escalamiento
68	29/01/2014 [10:01:50]	18.509	69.374	120	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
69	24/03/2014 [15:45:31]	19.593	70.821	17.1	5.7	Interfase	Relaciones de escalamiento
70	28/03/2015 [16:36:53]	22.217	68.618	112	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
71	08/11/2015 [08:13:37]	17.319	69.429	159.9	5.7	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
72	20/02/2003 [20:07:04]	18.433	71.000	33	5.6	Interfase	Relaciones de escalamiento

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _W	Sismogénesis	Geometría de la falla
73	01/03/2008 [19:51:59]	20.256	69.941	36.6	5.6	Interfase	Relaciones de escalamiento
74	31/03/2014 [12:53:06]	19.511	69.174	114.5	5.6	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
75	23/07/2014 [21:39:08]	20.238	68.740	122	5.6	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
76	23/08/2014 [04:45:32]	20.174	69.038	100	5.6	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
77	24/12/2009 [14:01:58]	15.766	73.978	59.1	5.5	Interfase	Relaciones de escalamiento
78	24/09/2010 [19:01:32]	7.809	74.373	150.3	5.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
79	06/05/2012 [12:40:59]	13.820	75.801	54.4	5.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
80	25/11/2013 [20:06:55]	12.770	76.480	59	5.5	Interfase	Relaciones de escalamiento
81	25/08/2014 [14:31:37]	16.126	73.113	62	5.5	Interfase	Relaciones de escalamiento
82	01/04/2015 [16:45:21]	10.541	78.079	48	5.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
83	16/05/2014 [17:08:32]	23.446	68.539	105	5.5	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
84	11/08/2001 [06:44:28]	17.900	71.207	37.1	5.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
85	02/09/2001 [09:31:37]	17.680	72.090	33	5.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
86	28/05/2003 [21:26:47]	12.394	77.172	43	5.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
87	30/05/2004 [16:43:57]	17.243	70.546	108.9	5.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
88	17/02/2005 [03:12:46]	10.927	76.101	126.2	5.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
89	15/06/2009 [13:04:36]	13.563	76.133	42.2	5.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
90	26/06/2010 [19:01:18]	18.927	69.164	104.4	5.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _w	Sismogénesis	Geometría de la falla
91	07/10/2014 [05:09:10]	19.653	69.769	109.2	5.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
92	15/11/2014 [15:00:39]	12.690	76.735	44.9	5.4	Interfase	Relaciones de escalamiento
93	01/09/2015 [15:28:51]	19.785	69.245	97.2	5.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
94	26/02/2002 [08:32:48]	18.297	69.707	91.7	5.4	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
95	09/01/2003 [07:02:57]	18.123	70.989	33	5.3	Interfase	Relaciones de escalamiento
96	29/03/2008 [12:51:24]	12.178	77.164	51.3	5.3	Interfase	Relaciones de escalamiento
97	22/03/2010 [01:00:41]	16.246	69.546	208.9	5.3	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
98	14/08/2014 [00:02:55]	20.158	70.023	50.9	5.3	Interfase	Relaciones de escalamiento
99	01/09/2014 [22:55:21]	15.008	74.904	59.7	5.3	Interfase	Relaciones de escalamiento
100	28/02/2011 [20:45:43]	20.387	68.898	104	5.3	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
101	13/01/2013 [21:23:26]	20.058	69.049	75.3	5.3	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
102	09/11/2015 [04:46:27]	23.576	68.946	101	5.3	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
103	11/10/2003 [14:35:50]	17.832	69.352	128.4	5.2	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
104	26/10/2003 [16:27:08]	17.708	69.887	107.9	5.2	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
105	13/06/2009 [20:10:52]	17.360	70.804	61.4	5.2	Interfase	Relaciones de escalamiento
106	01/08/2009 [23:07:01]	12.097	75.406	101.3	5.2	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
107	28/03/2010 [01:08:24]	10.152	78.055	65	5.2	Interfase	Relaciones de escalamiento
108	22/06/2014 [18:05:51]	13.930	75.980	85	5.2	Intraplaca	Relaciones de escalamiento

#	Fecha UTC	Lat. (°S)	Lon. (°W)	H (km)	M _w	Sismogénesis	Geometría de la falla
109	12/12/2014 [12:35:30]	19.917	70.930	20	5.2	Interfase	Relaciones de escalamiento
110	05/01/2010 [01:34:25]	16.481	74.034	28	5.1	Interfase	Relaciones de escalamiento
111	08/06/2010 [06:32:24]	17.302	72.593	36.3	5.1	Interfase	Relaciones de escalamiento
112	01/12/2015 [13:39:55]	16.379	71.112	117.3	5.1	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
113	29/07/2004 [10:00:20]	11.097	78.217	51.7	5.0	Interfase	Relaciones de escalamiento
114	03/06/2005 [19:24:49]	16.481	70.725	134.8	5.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
115	16/09/2015 [18:24:21]	19.971	70.943	12.8	5.0	Interfase	Relaciones de escalamiento
116	01/04/2012 [07:31:36]	23.045	69.025	94.5	5.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
117	02/03/2013 [11:42:02]	22.851	70.375	50.7	5.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento
118	03/10/2011 [17:35:54]	20.070	68.916	106.7	5.0	Intraplaca	Relaciones de escalamiento