



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DEL PARÁMETRO DE DECAIMIENTO
ESPECTRAL KAPPA (κ) EN CHILE**

POR

IGNACIO ALONSO POZO ROCHA

Tesis presentada al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y

Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al título profesional de

Geofísico.

Marzo, 2019.

Concepción, Chile.

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DEL PARÁMETRO DE DECAIMIENTO
ESPECTRAL KAPPA (κ) EN CHILE

POR

IGNACIO ALONSO POZO ROCHA

Tesis presentada al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y
Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al título profesional de
Geofísico.

Profesor Guía: Dr. Matthew Miller

Comisión de evaluación: Dr. Gonzalo Montalva, Dr. Klaus Bataille

Marzo, 2019.

Concepción, Chile.

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

©IGNACIO ALONSO POZO ROCHA 2019

Dedicado a José Rocha Villa.

AGRADECIMIENTOS

Para realizar este trabajo hubieron muchas personas que influyeron en su realización y es necesario destacarlas y agradecerles. Comenzando por Camila quien ha sido mi compañera en los buenos y malos momentos y un pilar fundamental para poder seguir adelante con mis sueños, gracias por estar siempre a mi lado y entregarme tu amor incondicional.

A mi familia, en especial a mi madre Verónica y mis abuelos Alicia y José, que fueron como unos padres más durante toda mi etapa formativa, les agradezco por el amor y la paciencia que siempre tuvieron. Gracias a mis tíos y tías, primos y primas, por el cariño y por confiar en que sería capaz de lograr mis objetivos.

Gracias al Núcleo Milenio CYCLO, por permitirme aportar al estudio del ciclo sísmico en Chile mediante este trabajo y por el soporte financiero entregado para la realización de este. A mis amigos de la universidad, a mis compañeros de equipo en el fútbol y a los profesores, Klaus por instruirme en la investigación acerca de los terremotos, Gonzalo por ayudarme a entrar en el área de la ingeniería, a Matt por la dedicación y enseñanzas acerca de la sismología y a todos los profesores y personas que me entregaron la motivación necesaria para hacer posible esta investigación.

Índice

Resumen	XIV
1. Introducción	1
2. Hipótesis y objetivos	3
2.1. Hipótesis	3
2.2. Objetivos	3
3. Antecedentes geológicos	5
4. Marco teórico	15
4.1. Espectro de Fourier	15
4.1.1. Transformada rápida de Fourier (FFT)	17
4.1.2. Modelos espectrales	19
4.2. Definición de kappa (κ)	22
4.2.1. Relación con Q	24
4.3. Parámetros de caracterización de sitio	26
4.3.1. Velocidad onda de corte (V_{S30})	27
4.3.2. Frecuencia fundamental (f_0)	28
5. Metodología	30
5.1. Base de datos y zona de estudio	30

5.2. Espectro de aceleración de Fourier	32
5.2.1. Ventanas de señal y de ruido	32
5.2.2. Cálculo del espectro	34
5.3. Cálculo de κ	35
5.4. Determinación de componente de sitio	36
6. Resultados	39
7. Discusión	47
7.1. Comparación de κ para eventos Interplaca e Intraplaca	54
7.2. Variación de ajuste con distancia epicentral	56
7.3. κ_0 vs V_{S30} y κ_0 vs f_0	58
7.4. Variación espacial de κ_0	60
8. Conclusiones	65
Bibliografía	68
9. Anexos	77
9.1. Criterio de Arias	77
9.2. Aspectos estadísticos	78
9.3. Intervalos de confianza con norma L1	81

Índice de tablas

1.	Tabla 1. Clasificación sísmica del terreno de fundación.	13
2.	Tabla 2. Valores de κ_0 y κ_R obtenidos para cada estación.	44
3.	Tabla 3. Valores de κ_0 y κ_R obtenidos para eventos interplaca.	45
4.	Tabla 4. Valores de κ_0 y κ_R obtenidos para eventos intraplaca.	46
5.	Tabla 5. Valores finales de κ_0 y κ_R obtenidos para eventos interplaca. . . .	52
6.	Tabla 6. Valores finales de κ_0 y κ_R obtenidos para eventos intraplaca. . . .	53
7.	Tabla7 . Intervalos de confianza para los parametros calculados con norma L1 para todos los eventos.	81

Índice de figuras

1.	Figura 1. Entorno geodinámico de las placas Nazca, Sudamericana y Antártica.	6
2.	Figura 2. Modelo de slab para la zona de subducción de Sudamérica.	7
3.	Figura 3. Perfiles topográficos a través de los Andes.	8
4.	Figura 4. Zonificación sísmica de las regiones I, II, III y XV.	11
5.	Figura 5. Mapa de microzonificación sismo-geológica.	12
6.	Figura 6. Representación gráfica de la transformada de Fourier.	16
7.	Figura 7. Modelo de Brune 1970.	20
8.	Figura 8. Amplificación de sitio para distintos valores de κ_0	21
9.	Figura 9. Espectro de aceleración de Fourier.	23
10.	Figura 10. Mapa estaciones y eventos sísmicos.	31
11.	Figura 11. Ventana de señal y ventana de ruido	33
12.	Figura 12. Ajuste lineal realizado al decaimiento del espectro.	35
13.	Figura 13. Ajuste lineal de los valores de κ con respecto a la distancia hipocentral.	39
14.	Figura 14. Estaciones con mal ajuste.	41
15.	Figura 15. Ajuste lineal de los valores de κ para eventos interplaca e intraplaca.	43
16.	Figura 16. Ajuste lineal de los valores de κ para eventos interplaca en la estación CCSP.	48

17.	Figura 17. Espectro de aceleración para evento interplaca estación CCSP.	49
18.	Figura 18. Relación entre magnitud y f_E para la estación CCSP.	49
19.	Figura 19. Reanálisis evento interplaca estación CCSP.	51
20.	Figura 20. Ajustes para los valores de κ de las estaciones de la región de Antofagasta.	55
21.	Figura 21. Ubicación de estaciones utilizadas de la región de Antofagasta.	56
22.	Figura 22. Diferencia entre ajustes utilizando distancia hipocentral y epicentral.	57
23.	Figura 23. κ_0 vs V_{S30}	59
24.	Figura 24. κ_0 vs f_0	59
25.	Figura 25. Distribución espacial de κ_0	61
26.	Figura 26. Valores de κ_0 para la zona norte de Chile.	62
27.	Figura 27. Valores de κ_0 para la zona centro de Chile.	64

Resumen

Desde el megaterremoto de Chile ocurrido en Maule el 2010, una gran cantidad de estaciones sísmicas han entrado en funcionamiento a lo largo del país. Esto ha permitido que, dada la gran cantidad de movimientos telúricos que ocurren, donde la mayoría se produce debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, se tenga una gran cantidad de señales sísmicas y así también un amplio número de datos disponibles para poder estudiar de mejor manera el proceso físico detrás de estos eventos sísmicos que ocurren en el país y la forma espectral de los sismogramas asociados a cada uno de estos terremotos.

El factor de decaimiento espectral kappa (κ), es un parámetro que fue introducido por Anderson y Hough (1984), el cual modela la forma en como la amplitud del espectro de aceleración decae a altas frecuencias. Dado que la información acerca de la forma del espectro de aceleración es importante para la predicción de movimientos de suelo, el valor de κ será un parámetro útil en, por ejemplo, el ajuste de los modelos (ecuaciones) predictivos de movimiento de suelo (GMPE). Con el propósito de estudiar la atenuación de las ondas sísmicas a nivel local, se calculan los valores de κ y su componente de sitio κ_0 . Este valor de κ_0 se correlaciona tanto con parámetros de sitio; como el parámetro de caracterización de sitio V_{S30} o la frecuencia fundamental, como con características asociadas al evento, como es el caso de la magnitud del evento. Estos resultados permitirán determinar la dependencia que tiene el parámetro κ con las condiciones del sitio, su variación según las propiedades de la fuente, mejorar el entendimiento físico de dicho parámetro y junto

con esto aportar a los modelos predictivos que ya se tienen de las zonas de estudio dentro del país.

1. Introducción

El parámetro κ introducido por Anderson y Hough (1984), es un factor que caracteriza el decaimiento del espectro en altas frecuencias. Es uno de los parámetros más utilizados en el área de la ingeniería sísmica, por eso es importante conocer y comprender los rangos de valores que puede tener y entender las propiedades físicas del medio que representa. A este parámetro de decaimiento se le asocian principalmente dos componentes, una relacionada con el sitio y otra con la distancia. La primera, fue introducida por Hanks (1982) y es la que comunmente se vincula con el significado físico de κ . Mientras que la componente asociada a la trayectoria (distancia fuente-estación) se relaciona con el factor de calidad Q , el cual representa la atenuación de una zona de manera regional.

Este factor se puede utilizar dentro del contexto de las ecuaciones predictivas de movimiento, para representar la atenuación superficial (en los primeros kilómetros de la corteza) de las ondas sísmicas, considerándolo como un parámetro de entrada en las ecuaciones de movimiento, tanto de forma implícita como en la mayoría de los estudios (Toro et al., 1997, Campbell, 2003) tomándolo como parte de la incerteza de los resultados, como de manera explícita (Laurendeau et al., 2013). Además de emplearlo para realizar ajustes de estas ecuaciones para diferentes sitios, a través de su relación con V_{S30} (Cotton et al., 2006).

La forma de determinar κ no solo se puede hacer a través de la metodología establecida por Anderson y Hough (1984), que es a través del espectro de aceleración de Fourier de la onda S , sino que también a través de otros métodos, como la medición directa desde

la función de transferencia del sitio ó de manera indirecta a través de los espectros de respuesta generados de manera estocástica (Drouet et al., 2010, Silva y Darragh, 1995). Los distintos métodos para determinar este factor han sido compilados por Ktenidou et al., 2014, quien hace un resumen de las distintas metodologías existentes en la literatura y también de las distintas aplicaciones que tiene el parámetro κ .

Existen variados estudios acerca de este factor en diferentes zonas sísmicas del mundo, no obstante hay solamente unos pocos realizados en zonas de subducción, donde se producen una gran cantidad de terremotos, como es en el caso de Chile. Generalmente los trabajos acerca de κ se realizan directamente en función del análisis de este parámetro (Ktenidou et al., 2013, Lai et al., 2016, Neighbors et al., 2015), mientras que otros lo utilizan como un variable para el estudio de atenuación sísmica en diferentes zonas del mundo (Pilz y Fah, 2017, Fu y Li, 2016).

Este trabajo se enfocará en estudiar la componente de sitio de κ , denominada κ_0 , así como también la metodología usada para determinar este parámetro a lo largo de Chile y la relación existente entre su valor y la zona de estudio asociada. Esto se realizará comparando los valores calculados para diferentes zonas a lo largo del territorio nacional con parámetros de caracterización de sitio para ver la correlación que tiene κ_0 con la variación en las características del sitio, además de analizar la asociación que tiene este parámetro con las características de las fuentes sísmicas del país.

2. Hipótesis y objetivos

2.1. Hipótesis

La idea principal de este estudio se puede establecer en la siguiente hipótesis:

”Dado que las características geológicas a lo largo de Chile son heterogéneas y tanto los tipos de fuente sísmica como la localización de terremotos es variable, el parámetro de decaimiento espectral en altas frecuencias, κ , también varía según la región en la que se calcule.”

Lo que se espera determinar es, para diferentes tipos de suelo, un valor o rango de valores de κ_0 que caractericen la zona a estudiar en función de la atenuación sísmica en altas frecuencias. Además, poder corroborar y comparar los resultados obtenidos con otros estudios realizados, tanto en Chile (Neighbors et al., 2015) como en el resto del mundo (Castro et al., 2000, Biasi y Anderson, 2007, Fernández et al., 2010, Ktenidou et al., 2012) para identificar las limitaciones que tiene su uso y la metodología empleada y también aportar al conocimiento físico que se tiene sobre este parámetro en estudio.

2.2. Objetivos

El objetivo principal en el trabajo a realizar, es determinar valores de κ_0 a partir de registros sísmicos y posteriormente establecer una discusión en función del entendimiento físico de este factor y de su distribución espacial a lo largo de Chile. Para lo cual se

establecen varios objetivos específicos, que son parte fundamental de la realización del objetivo principal. Estos son los siguientes

- Determinar una metodología acorde a los datos disponibles para poder calcular los espectros de las series de tiempo, considerando las limitaciones en relación a los datos y a los recursos computacionales y temporales, para posteriormente calcular los respectivos valores de κ_0 ,
- Comparar los valores de κ_0 medidos con otros parámetros de caracterización de sitio, como la velocidad de onda de corte promedio en los primeros 30 metros V_{S30} y la frecuencia fundamental del suelo f_0 ,
- Hacer un análisis según el tipo de evento asociado al cálculo de κ ,
- Proponer valores de κ_0 para distintas zonas de estudio,
- Discutir entorno a la comparación de los resultados obtenidos con los resultados de otros estudios sobre el factor de decaimiento espectral κ .

3. Antecedentes geológicos

El margen occidental de Sudamérica se caracteriza por ser una región de alto peligro sísmico, esto se debe principalmente a la gran cantidad de terremotos que ocurren a causa de la interacción entre las placas de Nazca y Sudamerica, y en menor medida la placa Antártica, teniendo en cuenta que el límite entre estas placas está cercano a la costa de países como Perú y Chile, los cuales tienen numerosas ciudades costeras que presentan una elevada densidad de población. La velocidad de convergencia de las placas Nazca y Sudamerica varía según la zona que se considere, teniendo un valor medio de 66 mm yr^{-1} (Figura 1). La interacción de estas placas se extiende a lo largo de la fosa Perú-Chile llegando hasta los 47°S aproximadamente donde se encuentra el Punto Triple Chileno, en el cual la placa Antártica empieza a subducir bajo la placa Sudamericana con una velocidad media de 20 mm/yr^{-1} (DeMets et al., 1990). La rápida convergencia de la placa de Nazca produce tanto un acortamiento como un engrosamiento de la corteza terrestre, generando-se la orogénesis de la Cordillera de los Andes (Tassara y Echaurren, 2012).

La geometría de subducción a lo largo de Chile se relaciona rigurosamente con la tectónica andina. Jordan et al., (1983) describe a los Andes como una estructura morfológicamente continua a lo largo de la dirección del strike (desde los 5°S hasta los 45°S), donde se pueden distinguir distintos segmentos tectónicos a gran escala, los cuales se ubican sobre segmentos de una escala similar en la placa subductante que están definidos por variaciones (en dirección del strike) del dip de la zona de Benioff. Se destacan cuatro zonas, a partir de los 2°S hasta los 15°S y entre los 27°S y 33°S , la zona de Benioff tiene un ángulo

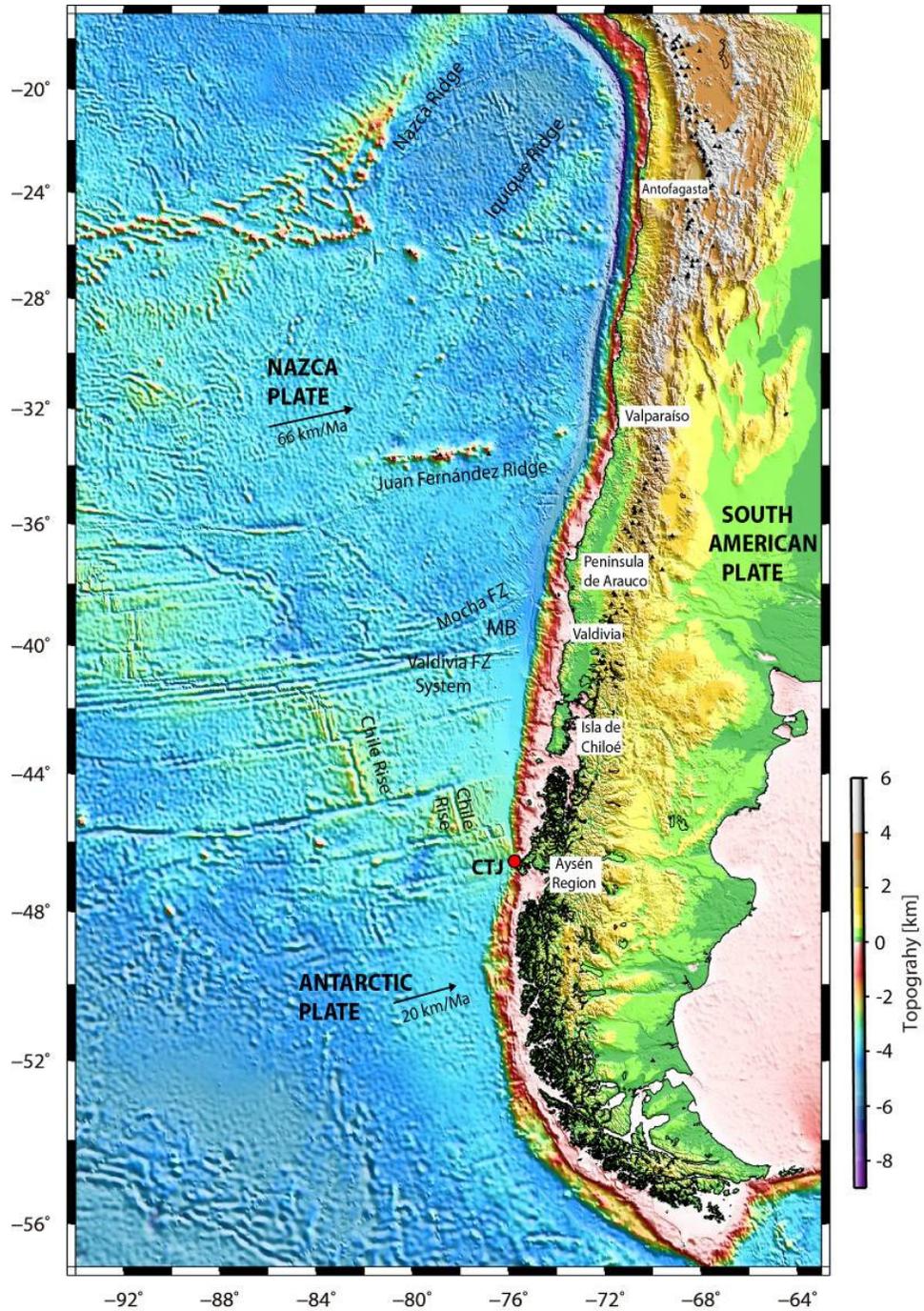


Figura 1: Entorno geodinámico de las placas Nazca, Sudamericana y Antártica. Estas placas se encuentran en el punto triple chileno donde la dorsal de Chile colisiona con el margen chileno a los $\sim 46.5^\circ\text{S}$. Contreras, 2018.

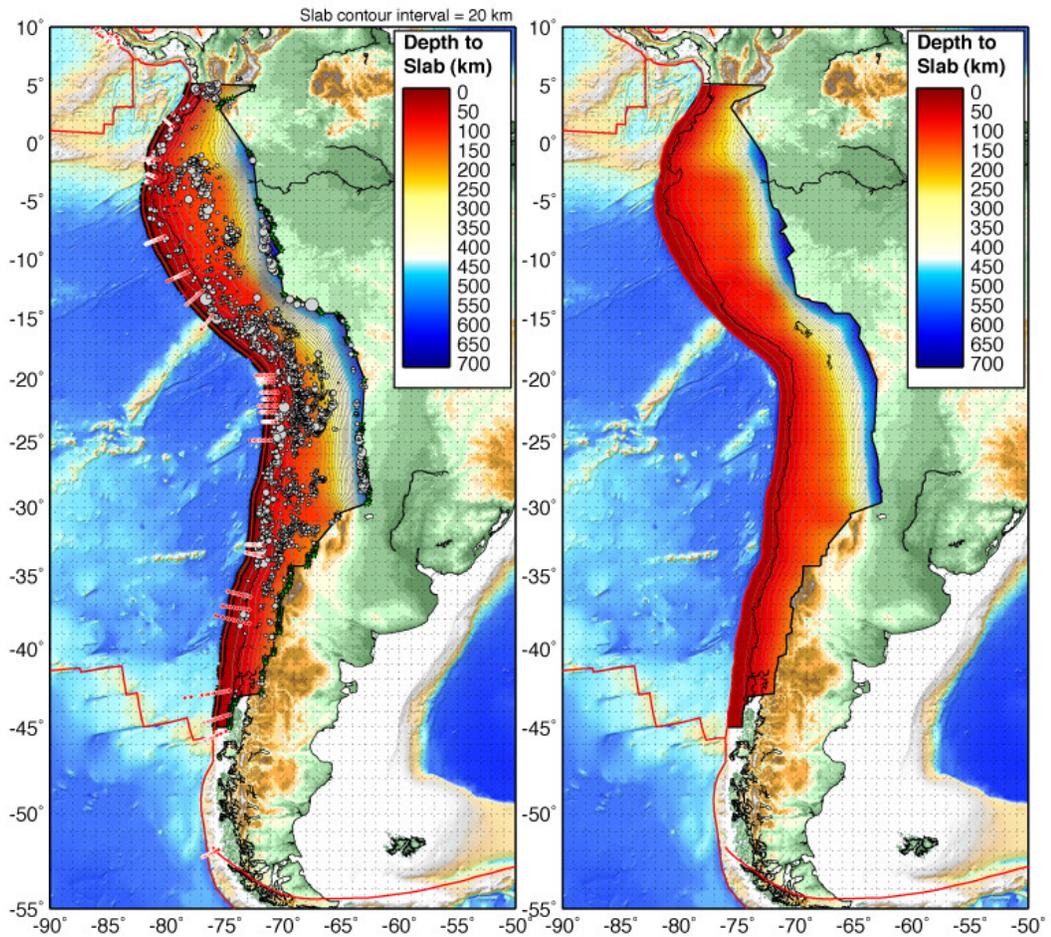


Figura 2: Modelo de slab para la zona de subducción de Sudamérica. Hayes et al., 2012

de dip entre 5° a 10° , mientras que desde los 15°S a los 24°S y desde los 33°S hasta los 45°S , esta zona está inclinada alrededor de 30° . El largo del slab, en dirección del dip, para los dos segmentos casi planos es de aproximadamente 750 km, medido desde el eje de la fosa hasta una profundidad de 160 km. El segmento con un dip más pronunciado que interviene entre los segmentos anteriormente mencionados es levemente más corto, con un largo de 650 a 700 km hasta una profundidad de 300 km, mientras que el otro segmento con pendiente pronunciada es significativamente más corto, menos de 500 km

medido desde el eje de la fosa hasta 160 km de profundidad (Figura 2).

Aparte de considerar variaciones a lo largo del strike también se identifican diferentes franjas tectónicas paralelas a esta dirección (ver Figura 3): (1) La región del antearco, ubicada entre la fosa y el arco magmático. (2) La cordillera o arco magmático, zona donde se concentra la actividad volcánica. (3) La denominada zona “hinterland” o zona interior de la cordillera, que está entre el arco magmático y la zona del arco posterior. Esta incluye,

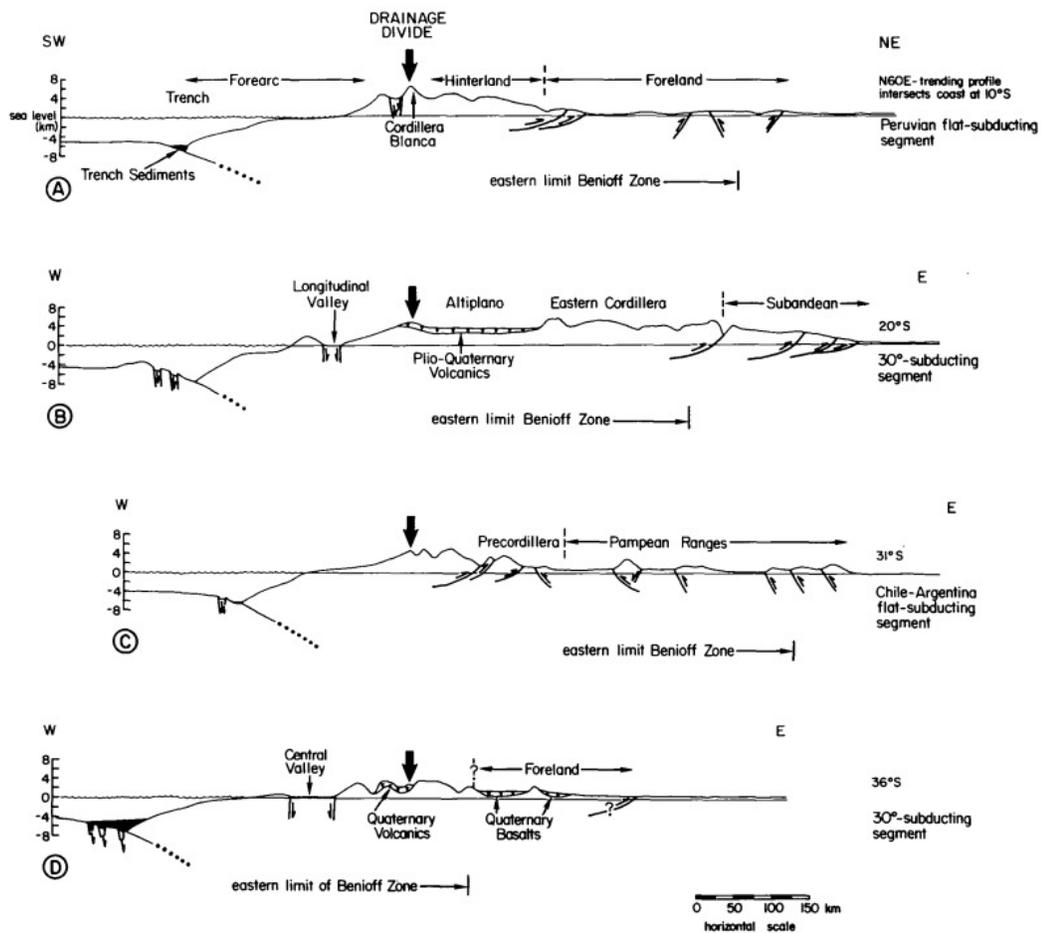


Figura 3: Perfiles topograficos a través de los Andes perpendicular al strike tectónico, se contrastan dos regiones con un dip casi horizontal (A,C) con dos regiones donde el dip es más pronunciado (B,D). Jordan et al. 1983.

por ejemplo, el Altiplano de Bolivia y las cordilleras del este de Perú, Bolivia y Argentina.

(4) El arco posterior, la región de deformación más joven en los Andes delimitada al este por el cratón que abarca la mayor parte de Brasil.

La topografía del antearco, se ve influenciada por la estructura de la fosa chilena. Desde los 22°S hasta los 27°S, la fosa está entre los 7000 y 8000 m de profundidad y contiene sedimentos aislados, mientras que la pendiente continental no presenta cobertura sedimentaria. A partir de los 27°S y hasta los 33°S el eje de la fosa es angosto y está a aproximadamente 6400 m de profundidad con alrededor de 350 m de sedimentos sobre irregularidades estructurales. Además la pendiente continental presenta una mayor inclinación, con respecto al segmento de más al norte. Alrededor de los 32°S se encuentra la dorsal de Juan Fernández que se comporta como una barrera en el transporte de sedimentos (Contreras, 2018). Al sur de esta dorsal (33°S hacia al sur), la fosa es una cuenca amplia y relativamente plana a 5000 m bajo el nivel del mar, con una columna adicional de sedimentos de aproximadamente 1 km. Estos cambios de profundidad del eje de la fosa se correlacionan con los cambios del grado de curvatura y fallamiento de la pendiente de la fosa, y las transiciones laterales en la curvatura de la pendiente se correlacionan con los límites de la placa de Nazca segmentada.

Para Chile, las características geotectónicas anteriormente descritas se representan a través del mapa geológico chileno (SERNAGEOMIN, 2003). Este mapa, a través de una recopilación de trabajos de diferentes zonas del país, establece una representación de las diferentes rocas o formaciones rocosas de distintas edades que se encuentran en la superficie

de la corteza terrestre. Se definen tres unidades morfoestructurales principales, de oeste a este en el siguiente orden: la cordillera de la costa, depresión central y cordillera de los Andes. Desde los 18°S hasta los 27°S aproximadamente, se identifica una cuarta unidad estructural entre el valle central y la cordillera principal llamada precordillera. Posteriormente entre los 27°S y 33°S, solamente están presente la cordillera de la costa y cordillera de los Andes. Finalmente, desde los 33 °S, vuelve a aparecer entre ambas cordilleras el valle central, extendiendose hasta el Punto Triple Chileno junto con la cordillera de la costa.

La variación en la geología de Chile está condicionada por su ubicación en el borde convergente de placas tectónicas, lo que caracteriza a las unidades geológicas en bandas con orientación norte-sur hasta la región de Aysén y noroeste-sureste desde dicha región hasta el Cabo de Hornos. Estas unidades geológicas están formadas principalmente por rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, además de depósitos no consolidados de distinto origen, teniendo edades desde principios del Cámbrico hasta el Holoceno (SERNAGEOMIN, 2003), esta amplia gama de composición y variación en el origen de las rocas y depósitos, condiciona la respuesta sísmica de estos.

La zonificación sísmica del país permite evaluar como interactúan los suelos de fundación y la infraestructura en distintos puntos del territorio nacional siendo una guía que indica que zonas son más propensas a sufrir una mayor demanda (o solicitud) sísmica. El mapa de zonificación sísmica de Chile está descrito en la norma chilena de diseño de edificios NCh433 (INN, 2009), presentando tres zonas orientadas en dirección norte-sur

y que varían desde la costa a la cordillera (Figura 4). Por otra parte, Rauld et al., 2015 presentaron un mapa de microzonificación sismo-geológica para Chile (Figura 5), el cual se representa a través de una estimación de la velocidad promedio de la propagación de

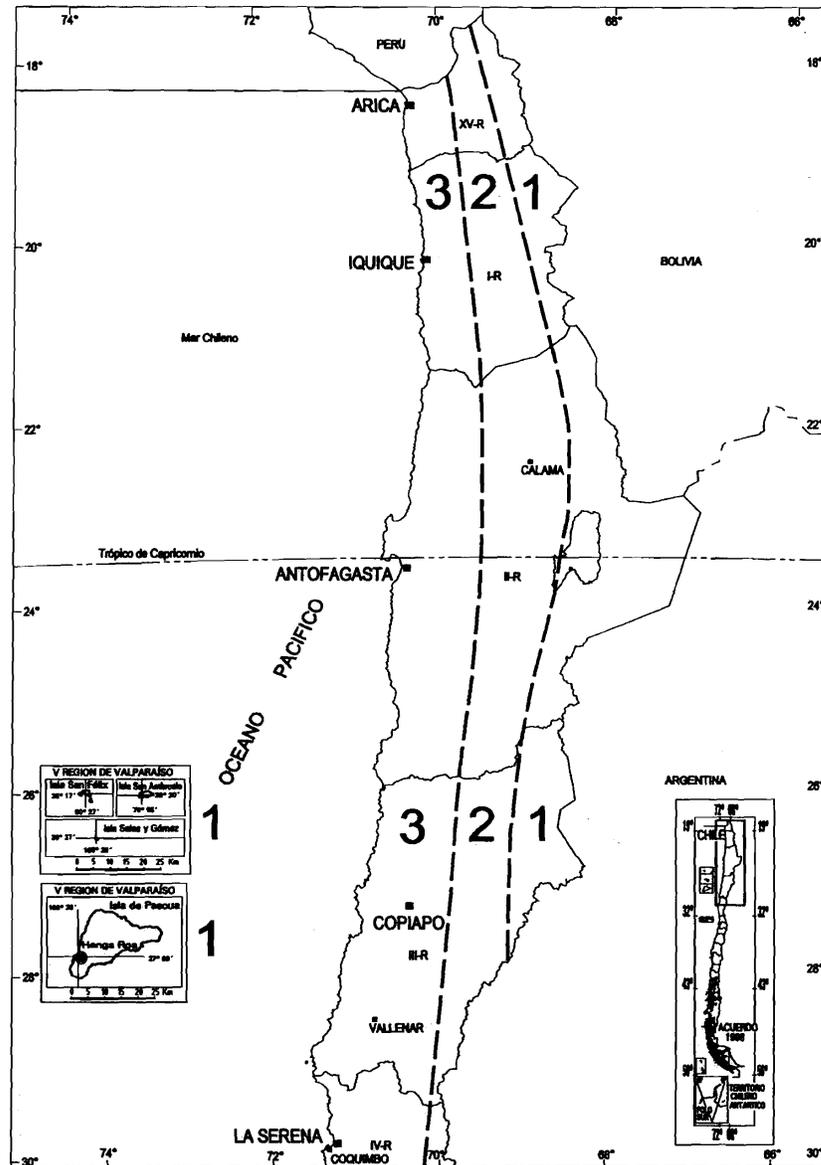


Figura 4: Zonificación sísmica de las regiones I, II, III y XV. La zona 1 está asociada a una aceleración máxima de 0.20g, la zona 2 0.30g y la zona 3 0.40g. Imágen de la norma chilena NCh433, INN (2009).

las ondas sísmicas de corte en los primeros 30 metros, V_{S30} . Este parámetro es uno de los escogidos por la norma chilena para realizar la clasificación de distintos tipos de suelo, los cuales se especifican en la Tabla 1, distinguiéndose cinco tipos de suelos clasificados según la velocidad de onda de corte y otros parámetros que se detallan en el cuadro.

VS30 (m/s)	0	180	400	500	760	900	1.500
UNIDADES DE SUELO	4e	3d	2c	2b		1a	
TIPOS DE SUELO	E	D	C	B		A	
	IV	III	II		I		

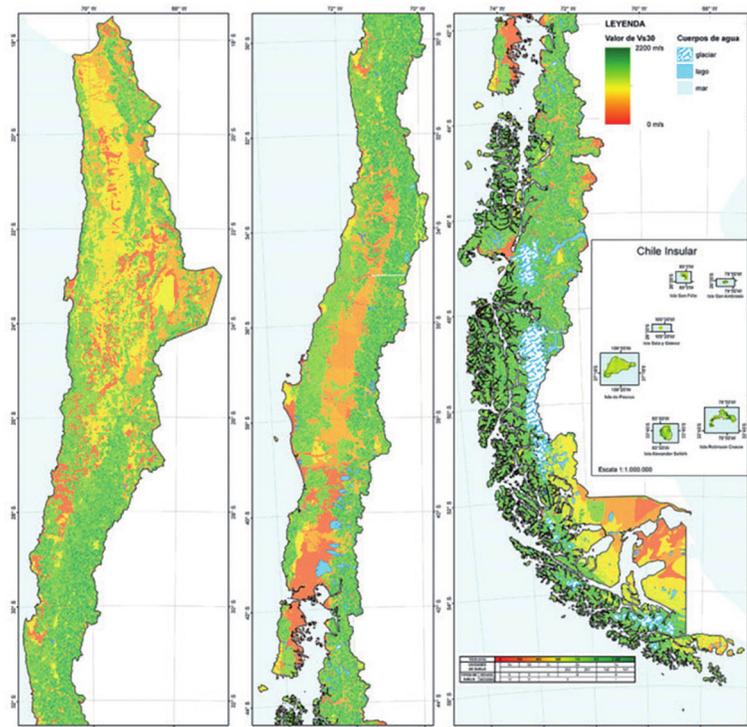


Figura 5: Arriba: Clasificación de las unidades geológicas (unidades de suelo) según su velocidad V_{S30} y equivalencia con las normas sísmicas chilenas NCh433 y NCh2369. Abajo: Mapa de microzonificación sismo-geológica representada por V_{S30} para Chile continental e insular. La escala de colores indica el valor de V_{S30} obtenido considerando litología y pendiente topográfica. Figura representativa no a escala, la escala de colores corresponde a los de la tabla de la figura 5.a. Rauld et al., 2015.

	Suelo Tipo	V_{S30} (m/s)	RQD	q_u (MPa)	N_1 (golpes/pie)	S_u (MPa)
A	Roca, suelo cementado	≥ 900	$\geq 50\%$	≥ 10 ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)		
B	Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme	≥ 500		≥ 0.40 ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	≥ 50	
C	Suelo denso o firme	≥ 350		≥ 0.30 ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	≥ 40	
D	Suelo medianamente denso, o firme	≥ 180			≥ 30	≥ 0.05
E	Suelo de compacidad, o consistencia mediana	< 180			≥ 20	< 0.05
F	Suelos Especiales	*	*	*	*	*

Tabla 1: Clasificación sísmica del terreno de fundación. RQD: Rock Quality Designation, según norma Astm D 6032. q_u : Resistencia a la compresión simple del suelo. N_1 : Índice de Penetración Estándar normalizado por presión de confinamiento de 0.1 MPa. Aplicable sólo a suelos que clasifican como arenas. ϵ_{qu} : Deformación unitaria desarrollada cuando se alcanza la resistencia máxima en el ensayo de compresión simple. S_u : Resistencia al corte no-drenada del suelo. Dto. 61, MINVU 2011.

El parámetro V_{S30} es usado también para estimar el efecto de sitio en una zona determinada. El efecto de sitio hace referencia al cambio en amplitud, duración y contenido frecuencial que sufren las ondas sísmicas cuando llegan a la superficie, distinguiéndose distintas respuestas según el tipo de suelo que se considere. No obstante, una forma más precisa de analizar la respuesta de sitio de un lugar es a través de las ecuaciones predictivas de movimiento de suelo (GMPEs), las cuales proporcionan un medio para predecir el nivel de movimiento del terreno y su incertidumbre asociada en cualquier ubicación, basándose en la magnitud del terremoto, la distancia de la fuente al sitio, las condiciones locales del suelo, el mecanismo de falla, etc., empleándose para estimar los movimientos del terreno para su uso en análisis determinísticos y probabilísticos de peligro sísmico. En la zona

de subducción chilena existen estudios donde se han determinados las GMPEs (Montalva et al., 2017, Contreras y Boroschek, 2012, Idini et al., 2016) en los cuales se especifican los parámetros de entrada que tienen estas ecuaciones y de que forma contribuyen a la generación de estas.

4. Marco teórico

4.1. Espectro de Fourier

En el procesamiento de series de tiempo, como los registros grabados por un acelerómetro al ocurrir un terremoto, es esencial conocer el contenido frecuencial de la señal a estudiar. Para señales periódicas, el teorema de Fourier señala que estas se pueden descomponer en una suma de senos y cosenos de distintos periodos múltiplos de 2π (Ec. 1) que se denominan series de Fourier.

$$f(t) \sim \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(nt) + b_n \sin(nt)] \quad (1)$$

donde a_0 , a_n y b_n son los coeficientes de Fourier de $f(t)$ y se calculan mediante

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(t) dt \\ a_n &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(t) \cos(nt) dt \\ b_n &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(t) \sin(nt) dt \end{aligned} \quad (2)$$

En el caso de señales no periódicas, como los son la mayoría de las señales sísmicas, existe una extensión del trabajo hecho por Fourier y que se utiliza para el análisis espectral de una serie, es la denominada transformada de Fourier. La transformada de Fourier de una

serie de tiempo $x(t)$ está dada por

$$X(f) = \int_{\mathbb{R}} x(t)e^{-i2\pi ft} dt, \quad \forall f \in \mathbb{R} \quad (3)$$

y la transformada inversa

$$x(t) = \int_{\mathbb{R}} X(f)e^{i2\pi ft} df, \quad \forall t \in \mathbb{R} \quad (4)$$

A través de la transformada de Fourier de una señal se obtiene la representación de esta en el dominio de las frecuencias (Figura 6), dominio en el cual las operaciones matemáticas, que en el dominio temporal tenían una alta complejidad, se pueden resolver de manera mucho más fácil.

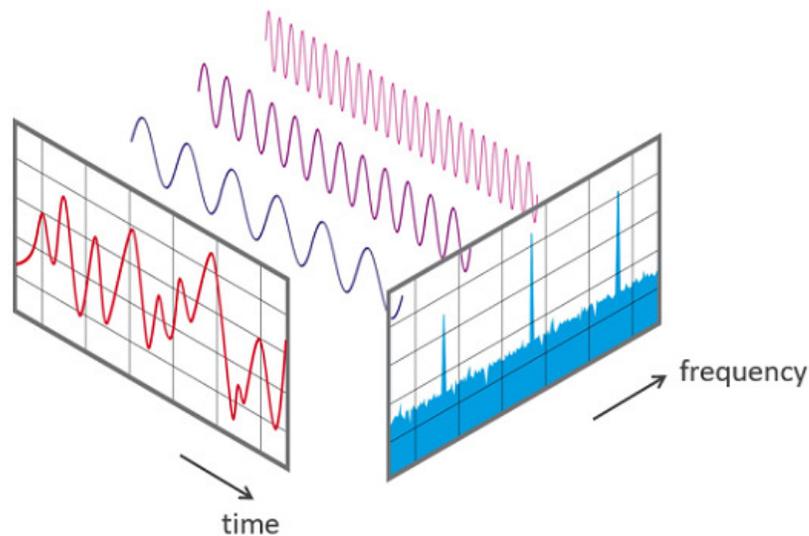


Figura 6: Representación de una señal en el dominio del tiempo (rojo) y en el dominio de las frecuencias (azul).

Además de simplificar operaciones, como se mencionó anteriormente, la transformada de Fourier entrega como resultado la representación de una serie de tiempo en el dominio de las frecuencias, la cual se conoce como espectro de Fourier. El espectro de Fourier, desde ahora espectro de una señal, muestra la amplitud que tiene cada componente frecuencial de la serie de tiempo, permitiendo saber qué frecuencias son las que predominan en la señal original.

4.1.1. Transformada rápida de Fourier (FFT)

La transformada rápida de Fourier, por sus siglas en inglés FFT, es un algoritmo ampliamente utilizado en diferentes disciplinas, que se implementa para calcular la transformada de Fourier discreta (DFT). La DFT tiene el mismo significado que la transformada de Fourier continua anteriormente descrita, pero esta considera series de tiempo discretizadas y con una duración finita. El algoritmo de la FFT considera dos parámetros relevantes para su cálculo, la frecuencia de muestreo (f_s), que es la cantidad de puntos obtenidos en un segundo, y el número de puntos de la señal. De estos dos parámetros básicos se pueden obtener

- Frecuencia de Nyquist: frecuencia máxima que puede ser determinada por la FFT.

La frecuencia de muestreo debe ser al menos el doble de la frecuencia de Nyquist.

$$f_N = \frac{f_s}{2} \quad (5)$$

- Largo temporal: la duración de la medición se determina mediante la frecuencia de muestreo y el número total de puntos, $t_L = N/f_s$.
- Resolución frecuencial: el espacio, en frecuencia, entre dos mediciones, $df = f_s/N$.

La metodología de la FFT fue presentada por Cooley y Tukey (1965) quienes se basaron en un trabajo realizado por Gauss alrededor de 1805¹. De manera conceptual el algoritmo consiste en dividir en dos grupos el número total de puntos a estudiar, lo cual se puede repetir hasta que se llegue al cálculo de la transformada discreta de solo dos muestras. Este tipo de algoritmo recibe el nombre de *decimación en tiempo*.

Las ecuaciones análogas a las de la transformada de Fourier continua, pero en el caso discreto están dadas por

$$X(j) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} x(k) e^{-i2\pi jk/N} \quad (6)$$

$$x(k) = \sum_{j=0}^{N-1} X(j) e^{i2\pi jk/N} \quad (7)$$

para $j = 0, 1, \dots, N-1$; $k = 0, 1, \dots, N-1$ y donde $X(j)$ y $x(k)$ son, en general, ecuaciones complejas (Bergland, 1969). Empleando esta ecuación el cálculo de un solo punto de la DFT requiere de N^2 operaciones en total, no obstante utilizando el algoritmo de la FFT las operaciones se reducen a un total de $N \log_2 N$, mejorando el tiempo de cálculo de la DFT. Bergland (1969), muestra el procedimiento y las ecuaciones empleadas en el algoritmo de Cooley y Tukey, para el caso de $N = 8$.

¹El escrito donde Gauss describía el algoritmo no fue publicado oficialmente, solamente apareció en una colección de sus trabajos como un manuscrito no publicado, donde se presume que el año de composición de este manuscrito fue en 1805. Heideman et al., 1984.

4.1.2. Modelos espectrales

Normalmente en sismología, para estudiar la física del proceso detrás de un terremoto y las ondas sísmicas que se propagan cuando uno de estos eventos ocurre, se estudia el espectro de movimiento del terremoto. En consecuencia desarrollar un modelo para describir el espectro es fundamental. Siguiendo la notación de Boore (2003), el espectro de movimiento de tierra en un lugar dado ($Y(M_0, R, f)$) se puede descomponer en

$$Y(M_0, R, f) = E(M_0, f)P(R, f)G(f)I(f) \quad (8)$$

donde M_0 representa el momento sísmico. En esta ecuación se representa el espectro con contribuciones de la fuente (E), trayectoria (P), sitio (G) y la respuesta del instrumento (I). Cada una de estas componentes tiene su propio modelo y se pueden caracterizar de manera separada según sea el caso. Para la fuente ($E(M_0, f)$), uno de los modelos más conocido y utilizado es el de Brune (1970) (Figura 7), que es el modelo ω^{-2} llamado así por el decaimiento que tiene el espectro de desplazamiento de la fuente. La componente que representa el efecto de trayectoria contiene los efectos de la trayectoria desde la fuente a la estación, ignorando el efecto de sitio bajo esta. Boore (2003) la describe como una función que depende de la dispersión debido a la geometría del medio ($Z(R)$) y además del parámetro Q (ver sección 5.2.1), es decir

$$P(R, f) = Z(R)\exp(-\pi fR/Q(f)c_Q) \quad (9)$$

donde c_Q representa la velocidad sísmica utilizada para calcular $Q(f)$.

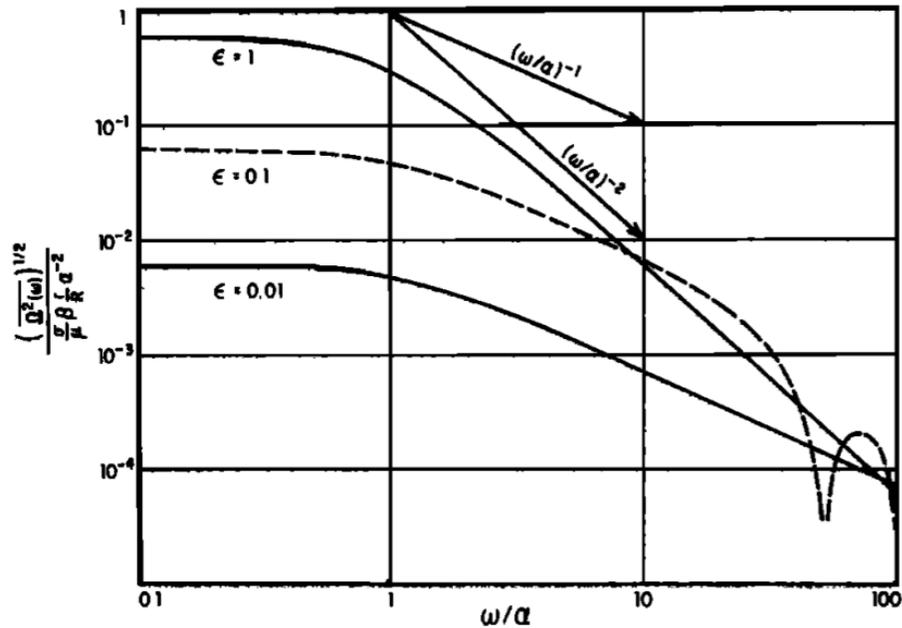


Figura 7: Modelo espectral de campo lejano definido por Brune (1970). Se presentan diferentes formas espectrales dependiendo de los valores que tomen los parámetros de esfuerzo (σ), las dimensiones de la fuente (r : radio de una dislocación circular equivalente en la superficie) y la fracción de caída de esfuerzo (ϵ). β , μ y R representan la velocidad de onda de corte, la rigidez y la distancia, respectivamente. $\alpha = 2,21\beta/r$.

Otra componente que se considera en el modelo corresponde a la contribución de sitio, $G(f)$. Aunque la modificación de las ondas sísmicas debido a las condiciones de sitio es parte del efecto de trayectoria, dado que los efectos de sitio son independientes de la distancia recorrida desde la fuente, estas componentes deben tratarse por separado. Boore (2003) describe el efecto de sitio considerando una función de atenuación y otra de amplificación, representada por

$$G(f) = A(f)D(f) \quad (10)$$

en donde el término de amplificación ($A(f)$) depende del cambio de impedancia entre el basamento y la estructura subsuperficial, mientras que la de atenuación representa la pérdida de energía a altas frecuencias que es independiente de la trayectoria y su función es aplicada como un filtro en la forma espectral, dado por

$$D(f) = \exp(-\pi\kappa_0 f) \quad (11)$$

donde valores más grandes de κ_0 representan una mayor atenuación en altas frecuencias (Figura 8).

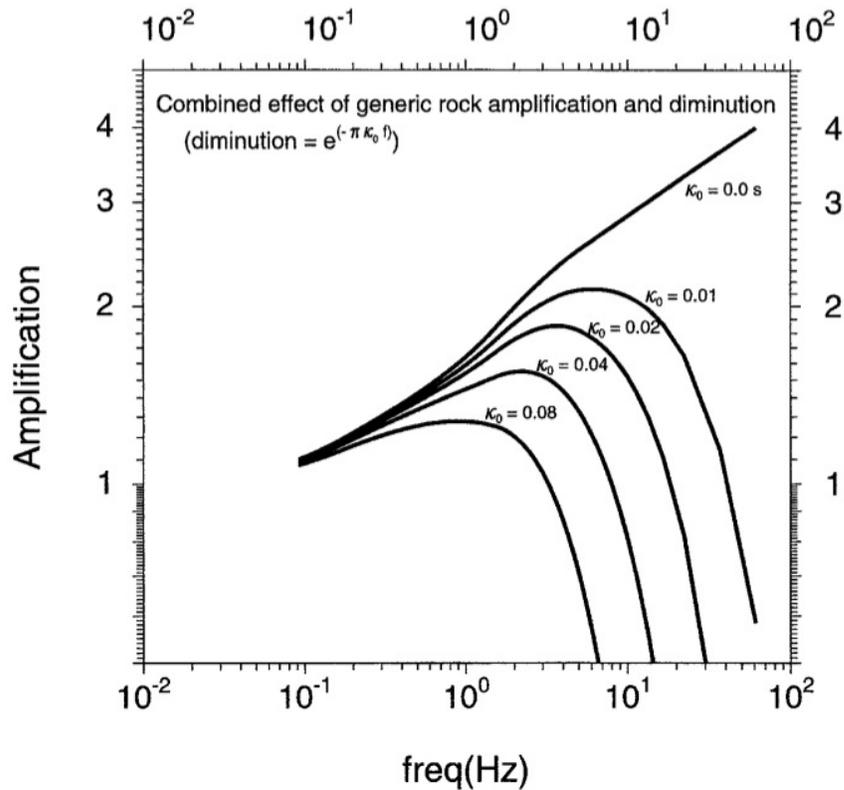


Figura 8: Efecto combinado de amplificación y atenuación para diferentes valores de κ_0 . Boore y Joyner, 1997.

4.2. Definición de kappa (κ)

En altas frecuencias, la amplitud del espectro de aceleración decae exponencialmente según

$$a(f) = A_0 e^{-\pi\kappa f} \quad (12)$$

Hanks (1982) fue el primero en parametrizar este comportamiento del espectro definiendo f_{max} , frecuencia sobre la cual la forma espectral empezaba a decaer. Además, asoció dicha frecuencia a las condiciones locales de sitio. Posteriormente, Anderson y Hough (1984) introdujeron otro parámetro para modelar este decaimiento: κ . Ellos calcularon κ directamente desde la parte de alta frecuencia del espectro de aceleración de Fourier (FAS) de un registro sísmico. Sobre una frecuencia dada, que denominaron f_e , la forma del espectro generalmente decae de manera exponencial con la frecuencia, el cual puede ser medido realizando un ajuste lineal al espectro en una escala logarítmica-lineal (Figura 9). Para un registro dado a una distancia r desde la fuente, el valor de κ (definido como κ_r) está relacionado con la pendiente de la regresión lineal del espectro (λ) según:

$$\kappa_r = -\frac{\lambda}{\pi} \quad (13)$$

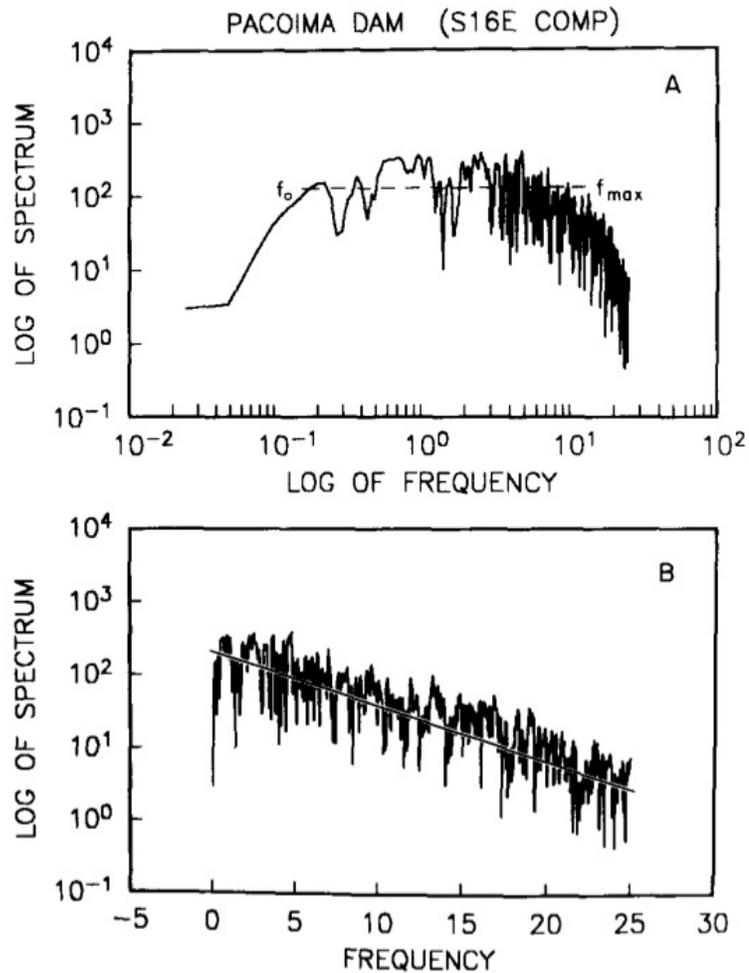


Figura 9: Espectro de aceleración de Fourier para la componente S16°E del acelerograma Pacoima Dam, San Fernando, California, terremoto del 9 de febrero de 1971. El acelerograma fue digitalizado a mano. (A) Escala log-log. (B) Escala lineal-log. Anderson y Hough, 1984

Los mismos autores observaron que κ_r aumentaba con la distancia y concluyeron que este parámetro no solo estaba relacionado con la geología superficial de los primeros kilómetros de la corteza cerca de la estación sino que también a la estructura regional, entonces aproximaron κ_r mediante:

$$\kappa_r = \kappa_0 + \kappa_R \cdot R \quad [s] \quad (14)$$

El valor de κ_r a una distancia igual a cero (κ_0) corresponde a la atenuación que sufre la onda sísmica (onda S) al viajar a través de la estructura geológica cercana a la estación, mientras que la dependencia con la distancia (representada por κ_R) es considerada lineal y corresponde al incremento de la atenuación debido a la propagación de la onda S mayormente horizontal a través de la corteza.

La interpretación física de κ es variable. La atribución a la atenuación de sitio es el punto de vista que prevalece hoy en día, aunque algunos estudios lo relacionan con propiedades de la fuente (Purvance y Anderson, 2003, Kilb et al., 2012). Ktenidou et al. (2014) establece una ecuación generalizada de κ (Ec. 15) considerando todas las hipótesis acerca de su significado físico, es decir su componente de sitio κ_0 , la contribución de la fuente κ_s y κ_R que representa la dependencia con la distancia

$$\kappa_r = \kappa_0 + \kappa_s + \kappa_R(R) \quad (15)$$

En general los trabajos relacionados al estudio del proceso físico detrás de κ son consistentes con este modelo, con las condiciones de sitio teniendo la mayor relevancia y los terminos de fuente y distancia variando en su importancia según la región en estudio.

4.2.1. Relación con Q

La onda sísmica al viajar a través de la tierra pierde energía. La cantidad de atenuación que sufre una onda plana con frecuencia f si su amplitud inicial es A_0 , viajando una

distancia r a través del medio a una velocidad β está dada según:

$$\frac{A}{A_0} = e^{-\frac{\pi r f}{Q\beta}} \quad (16)$$

donde Q es un parámetro adimensional que representa la calidad del medio donde viaja la onda. Así un valor más grande de Q implica que el medio genera menos pérdida de energía (menos atenuación). Este factor usualmente es dividido en dos componentes: una asociada a la atenuación intrínseca o anelástica que no tiene dependencia frecuencial (Q_{in}^{-1}) y una componente dependiente de la frecuencia asociada a la dispersión (Q_{sc}^{-1}), resultado de las heterogeneidades a lo largo de la trayectoria (Campbell, 2009). La relación de estas componentes está dada por:

$$Q^{-1} = Q_{in}^{-1} + Q_{sc}^{-1} \quad (17)$$

De esta ecuación, solo el término Q_{in} afecta la forma del espectro, que es representada a través de κ . Hough y Anderson (1988) propusieron un modelo general para κ y su relación con Q dada por la ecuación

$$\kappa(r) = \int_{\text{path}} Q_{in}(z)^{-1} V_S(z)^{-1} dr \quad (18)$$

donde $Q_{in}(z)$ representa el valor de Q_{in} a una profundidad z dentro del medio de propagación. La componente de κ que representa la dependencia con la distancia (κ_R) es la componente que se relaciona con el factor de calidad Q a lo largo de la trayectoria de la

onda. Esta relación se puede establecer considerando las ecuaciones que describen el espectro de amplitud de Fourier dadas por Boore (2003), donde el factor de atenuación, con sus componentes de disminución debido al sitio y la atenuación anelástica a lo largo de la trayectoria, está representado por

$$e^{-\pi f \left(\kappa_0 + \frac{R}{\beta Q(f)} \right)} \quad (19)$$

Teniendo en cuenta que a través de la obtención de κ_r desde el FAS se considera que Q es independiente de la frecuencia y considerando la ecuación (12) se puede establecer entonces que

$$\kappa_r = \kappa_0 + \frac{R}{\beta Q_{in}} \quad (20)$$

Comparando con la Ec. 14 se tiene finalmente que $\kappa_R = 1/Q_{in}\beta$. Esta ecuación permite asociar directamente distintos valores de κ_R determinados con valores de Q calculados para un área de trabajo específica.

4.3. Parámetros de caracterización de sitio

La estimación de la respuesta de sitio durante un terremoto es una de las partes fundamentales de la microzonificación sísmica, junto con la intensidad de movimiento de la tierra y la amplificación. La caracterización de sitio entrega índices de las propiedades básicas e ingenieriles del suelo, las cuales son determinadas a través de la exploración de este, que pueden ser de tipo geológicas, geotécnicas o geofísicas. El propósito principal de

la caracterización de sitio sísmica es determinar la naturaleza del comportamiento de todos los aspectos de las condiciones de sitio y su entorno cuando ocurre un evento sísmico, permitiendo establecer las bases correctas durante el armado, diseño y construcción de un proyecto de ingeniería.

Para la caracterización de las condiciones de sitio se usan diferentes parámetros. Cada uno de estos, sirve para hacer clasificaciones de suelo en función de rango de valores que tienen estos índices. Algunos se determinan directamente haciendo ensayos en laboratorio, a través de muestras geotécnicas y otro se obtienen de manera indirecta utilizando métodos de prospección geofísica, que permiten determinar la geología del suelo sin necesidad de realizar excavaciones. Uno de los parámetros más utilizados mundialmente es el V_{S30} , el cual es utilizado actualmente por la norma sísmica chilena para realizar la clasificación de suelos.

4.3.1. Velocidad onda de corte (V_{S30})

El V_{S30} es la velocidad de onda de corte promedio en los primeros 30m de suelo. La formulación general para la velocidad de onda de corte promedio está dada por

$$\bar{V}_S = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{Si}}} \quad (21)$$

donde para V_{S30} , $\sum_{i=1}^n d_i = 100 \text{ ft}$ (30 m apróx). Este conocido parámetro tiene su origen en los Estados Unidos, donde fue introducido por el Código de Construcción del NEHRP

(*National Earthquake Hazards Reduction Program*) en 1994, como el índice de caracterización de suelo a utilizar en este país. De ahí en adelante, se masificó y se ha instaurado en diferentes lugares del mundo como el parámetro de caracterización más utilizado, debido a lo simple y fácil que es su determinación. No obstante no siempre representa bien la geología de la superficie, especialmente cuando se trata de lugares donde los depósitos sedimentarios tienen mucha profundidad y la diferencia de dureza con la roca base es grande como es el caso de las cuencas, o también lugares en donde los perfiles de velocidades no son monotamente crecientes (Castellaro, 2011, Lee y Triunfac, 2010). Por esto es que en el caso de Chile y otros lugares del mundo se requieren de parámetros adicionales que permitan complementar los valores de V_{S30} estimados y que se utilizan para realizar clasificaciones de suelo.

4.3.2. Frecuencia fundamental (f_0)

La frecuencia fundamental (f_0), o período fundamental del sitio, es la frecuencia (o período) en la cual el suelo vibra de forma natural y permite identificar los posibles efectos locales del suelo, al ser sometido a solicitudes sísmicas. El período fundamental no solo permite caracterizar la vibración natural de suelo, si no que también de toda estructura que tenga la capacidad de oscilar, como por ejemplo edificios, puentes, etc. Al haber un terremoto se propagan ondas con diferente contenido frecuencial, estas pueden excitar el suelo de distinta forma dependiendo el tipo de suelo con el que interactuen, donde normalmente suelos más blandos están asociados a f_0 más altos que suelos más consolidados.

El método de obtención más utilizado para determinar el período fundamental es el cálculo de la razón H/V, introducido por Nakamura 1989, quien planteó la hipótesis de que la componente vertical de ruido sísmico ambiental en la superficie mantiene la características del basamento, siendo influenciada por la onda Rayleigh en los sedimentos, y por lo tanto, puede utilizarse para eliminar tanto efectos de la fuente como de la onda Rayleigh en las componentes horizontales. Diferentes autores han mostrado como es aplicable este método para la determinación de algunos factores de amplificación del suelo y de la frecuencia fundamental de resonancia (Ohmachi et al., 1991, Lermo y Chávez-García, 1993).

La determinación de estos periodos es fundamental para la construcción de estructuras, ya que dependiendo del sitio la frecuencia fundamental del suelo podría ser cercana a la de la edificación, provocando un fenómeno conocido como resonancia, en donde la amplitud de oscilación de la estructura se ve aumentada debido a la coincidencia entre ambos períodos fundamentales, como lo sucedido en Ciudad de México en 1985 en donde los edificios de mediana altura fueron los más afectados, debido a que el rango de frecuencias que fue mayormente amplificado por el subsuelo, coincidía con el periodo de resonancia de la estructura (Chávez-García y Bard, 1994).

5. Metodología

5.1. Base de datos y zona de estudio

Los datos utilizados están basados en las dos principales redes sísmológicas a lo largo de Chile, llamadas Chilean National Seismic Network (C) y Red Sísmológica Nacional (C1). Aunque algunas estaciones entraron en funcionamiento tiempo antes, estas redes de estaciones funcionan en su integridad desde 1991 y 2012, respectivamente y están bajo la supervisión del Centro Sísmológico Nacional (CSN) de Chile. Además de las redes ya mencionadas, también hay datos de estaciones provenientes de otras redes que se han instalado en el país, que son temporales y que son utilizadas por algunos investigadores en el marco de proyectos científicos con diversos fines. De la gran cantidad de sismogramas y acelerogramas que hay disponibles de estas redes, los registros que se usan para este estudio son los usados por Bastías y Montalva (2016), los cuales establecieron una base de datos de 3829 registros provenientes de 243 estaciones sísmicas (Figura 10), las que incluyen eventos sísmicos desde el año 1985 hasta el 2015, que tienen una magnitud que varía entre 4.6 - 8.8 M_w .

Las zonas de estudio abarcan el norte y centro sur de Chile, concentrándose la mayor parte de las estaciones y eventos en el norte. A partir de estas estaciones se escogen solamente las que tengan por más de 10 registros, ya que para la posterior obtención de κ_0 se necesita realizar un ajuste lineal de los resultados obtenidos a partir de cada registro en la estación.

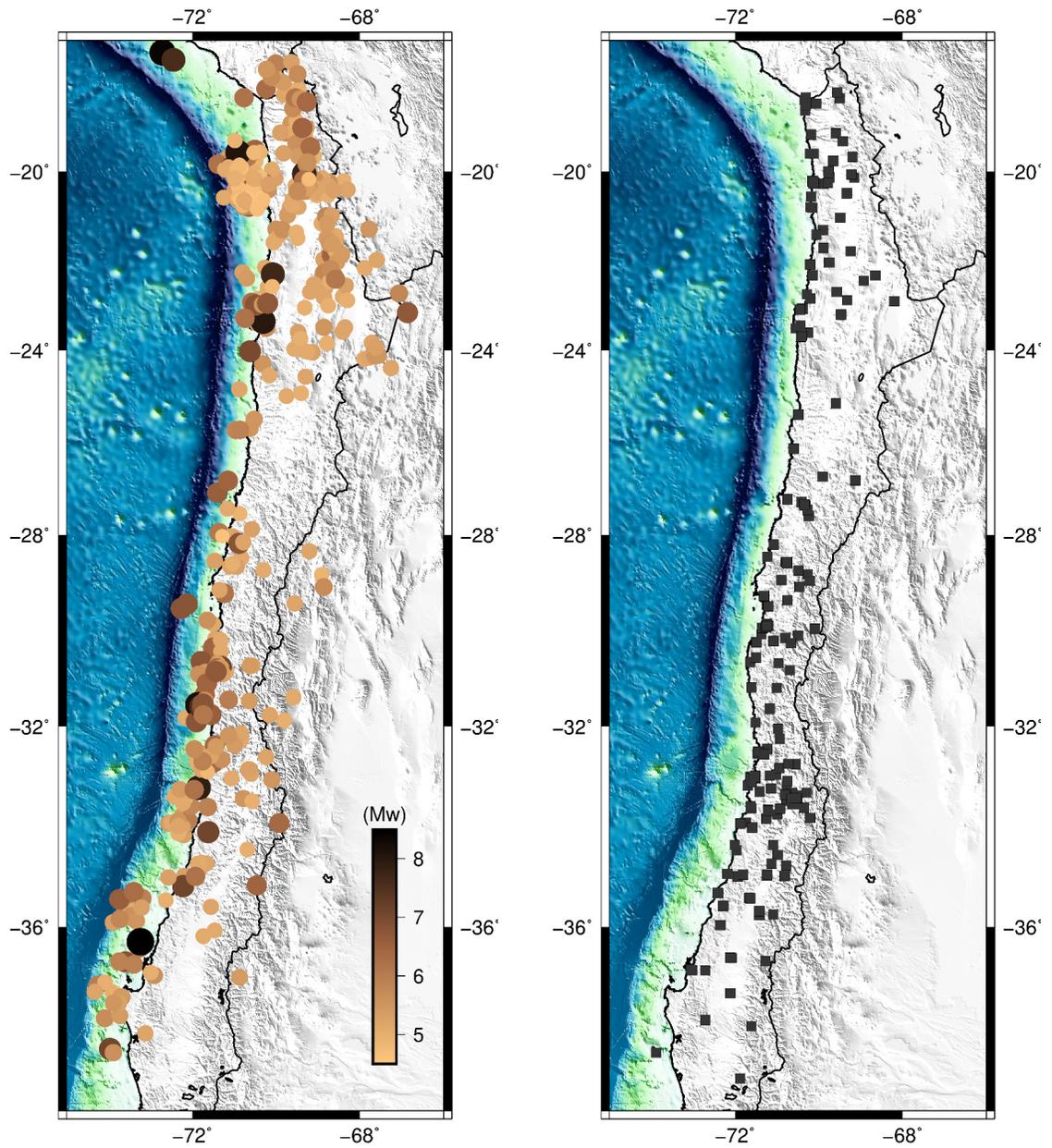


Figura 10: A la izquierda la distribución de los eventos sísmicos y en la derecha las estaciones de la base de datos de Bastías y Montalva (2016) a lo largo de Chile.

Además de contener las series de tiempo, la base de datos utilizada también tiene información útil para el posterior proceso de análisis, como información acerca de las estaciones

sísmicas (frecuencia fundamental del sitio (f_0) y V_{S30}), tipo de falla del evento, es decir, si el evento es de tipo interplaca o intraplaca y la distancia tanto hipocentral como epicentral del terremoto a la estación que midió el evento.

5.2. Espectro de aceleración de Fourier

5.2.1. Ventanas de señal y de ruido

La estimación de κ sigue la metodología desarrollada por Anderson y Hough (1984), la cual ha sido implementada en gran parte de los estudios acerca de este parámetro (Ktenidou et al., 2013, Douglas et al., 2010). El procesamiento de los datos comienza por el ‘picado’ manual de las fases P y S . Para este picado, se utiliza la componente vertical de los acelerogramas (en cm/s^2) para seleccionar el tiempo de llegada de la onda P , y la componente este-oeste para seleccionar la llegada de la onda S . La componente norte-sur no es considerada en este trabajo, teniendo en cuenta la pequeña diferencia que presentan los valores de κ calculados a partir de ambas componentes horizontales (<20%) en otros estudios (Ktenidou et al., 2013, Van Houtte et al., 2011). En la posterior obtención del espectro se emplean estos tiempos picados para seleccionar las ventanas de ruido y las ventanas de señal del registro (Figura 11) asociado a la componente este-oeste de los datos. Se le denomina ventana de ruido, a la parte del registro sísmico que se selecciona previo a la llegada de la onda P , mientras que la ventana de señal está asociada a la llegada de la onda S . El largo de la ventana de señal está delimitada por los tiempos t_{s1} y t_{s2} , donde el primero corresponde al tiempo de llegada de la fase S y el segundo al tiempo en el cual

la energía liberada durante el registro del evento llega a un 80%, donde el criterio para seleccionar dicho umbral se basa en la Intensidad de Arias (Anexo 1). Por otra parte, en el caso de la ventana de ruido, el largo se fija según el largo de la ventana de la señal entre los tiempos t_{p1} y t_{p2} , con $t_{p1} = t_{p2} - \Delta t_s$, donde t_{p2} es el tiempo de llegada de la fase P seleccionado en el picado de las señales y $\Delta t_s = t_{s2} - t_{s1}$ es el largo de la ventana de la señal. En el caso de que $t_{p2} - \Delta t_s < 0$ se fija el valor de $t_{p1} = 0$. Siguiendo este criterio, si el ruido pre-evento no tiene una duración mayor o igual a cinco segundos, el registro no se considera para este estudio.

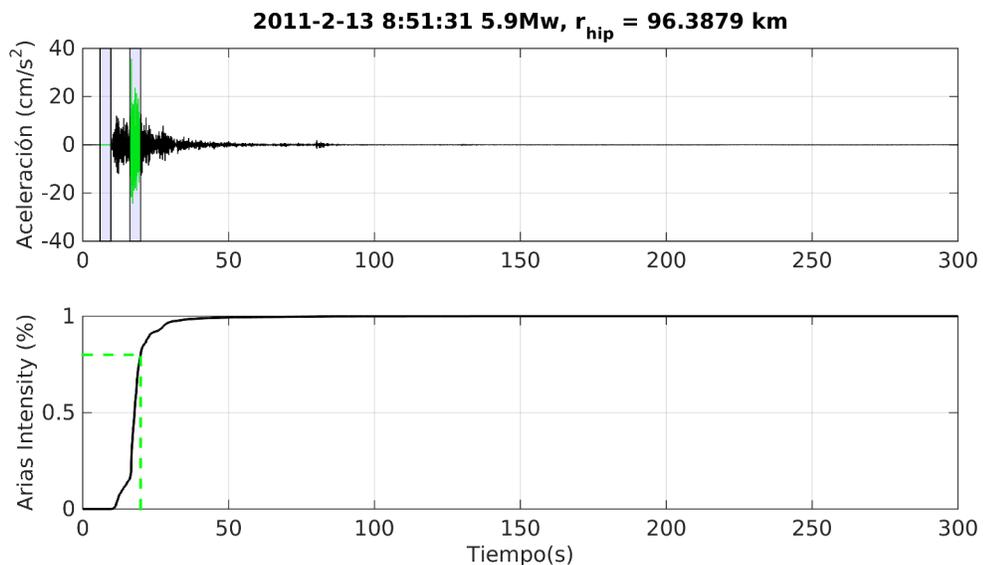


Figura 11: Selección de las ventanas de señal y ruido (arriba) a través del criterio de Arias (abajo).

Una vez establecidas ambas ventanas se determina la amplitud promedio de la ventana de onda S y se divide por la amplitud promedio de la ventana de ruido para calcular la razón señal-ruido de las ventanas (SNR_w) (Ec. 19) y se escogen los que tengan un $SNR_w > 100$

(Lai et al., 2016).

$$SNR_w = \frac{A_{\text{señal}}}{A_{\text{ruido}}} \quad (22)$$

5.2.2. Cálculo del espectro

Para la determinación del espectro de aceleración de Fourier, de forma previa y para disminuir el efecto en el espectro de la discontinuidad entre el inicio y el final de la serie cortada (Pilz y Parolai, 2012), a ambas ventanas de tiempo se le realiza un ‘Hanning taper’ de 2.5%. Cuando ya se aplicó el taper, se procede a calcular el espectro de ambas ventanas. Se determina la transformada rápida de Fourier para obtener el espectro de amplitud, tanto de la señal como del ruido. Con los espectros calculados, se procede a determinar otro SNR, esta vez para los espectro de señal y ruido, definido por:

$$SNR_s = \log \left(\frac{AS_{\text{señal}}}{AS_{\text{ruido}}} \right) \quad (23)$$

de donde se seleccionan los espectros asociados a los registros sísmicos con un $SNR_s > 3$. Posteriormente, siguiendo la metodología de Anderson y Hough (1984) los espectros se grafican con el eje de la amplitud en una escala logarítmica y el eje de las frecuencias en escala lineal, de esta forma se puede apreciar mejor el decaimiento a altas frecuencias que tiene el espectro. Finalmente con los espectros graficados se procede a determinar las frecuencias f_E y f_X , que son las frecuencias entre las cuales el espectro decae linealmente y entre las cuales se realizará el ajuste lineal para la estimación de κ .

5.3. Cálculo de κ

El cálculo de κ asociado a un registro dado, κ_r , se determina calculando la pendiente con la cual el espectro decae linealmente entre ciertas frecuencias, f_E y f_X (Figura 12). La elección de estas se hace de manera manual, f_E se elige como la frecuencia a la cual el espectro comienza a decaer de forma lineal, la cual debe ser mayor a la frecuencia de esquina del registro (f_c), que está dada en la base de datos. En el caso de f_X , se selecciona cuando el decaimiento deja de ser lineal ó la amplitud de espectro de ruido es mayor a la del espectro de la señal.

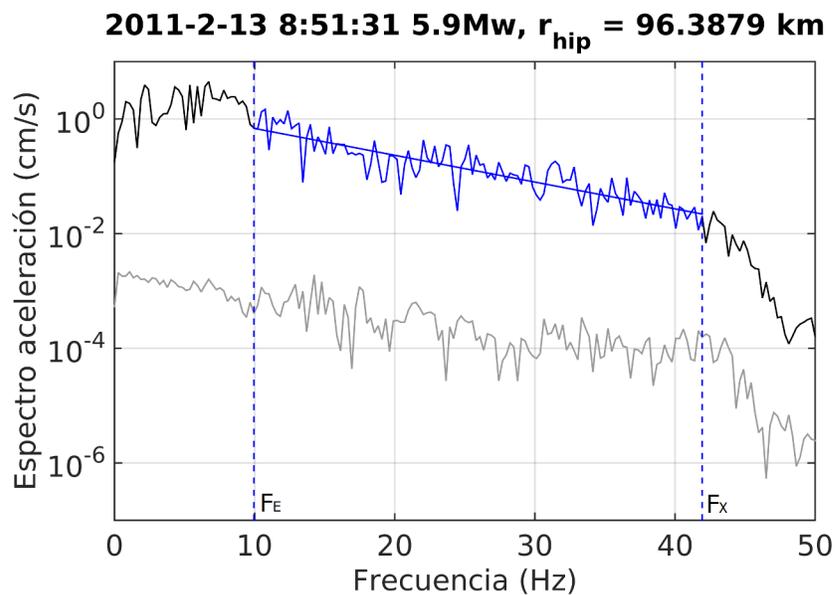


Figura 12: Ajuste lineal realizado al decaimiento del espectro en altas frecuencias utilizando una escala logarítmica lineal. En color azul el espectro de la ventana de señal y en color gris el espectro de la ventana de ruido pre-evento.

Luego, a través del ajuste de una recta entre estas frecuencias donde hay un decaimiento lineal del espectro, se obtiene κ_r a partir de la pendiente del ajuste, utilizando la relación dada en la (Ec. 14). Con los ajustes calculados, se revisa si $\Delta f = f_X - f_E < 10$, de ser así

el cálculo de κ asociado a esa regresión no es considerado para el estudio debido a que no entrega un ajuste robusto para la determinación de la pendiente (Ktenidou et al., 2013). Así, considerando los valores de κ_r que cumplen con $\Delta f > 10$, para cada evento registrado en la estación se obtiene un valor de este, el cual posteriormente se grafica en función de la distancia del terremoto a la estación y se realiza un segundo ajuste pero en este caso para obtener κ_0 .

5.4. Determinación de componente de sitio

Para el cálculo de κ_0 se utiliza el modelo generalizado de κ en función de su distancia dado por la ecuación (14). Su determinación se hace a través de una regresión lineal, utilizando dos tipos de normas distintas: la norma L1 o regresión de mínimas desviaciones absolutas y la conocida norma L2 o regresión de mínimos cuadrados.

Considerando que se tiene el problema directo

$$Gm = d \tag{24}$$

donde G representa el modelo matemático mediante una matriz de tamaño $a \times b$ por el cual se multiplica el modelo m de los b parámetros a determinar y d representan los datos.

Para este estudio m representa los parámetros κ_0 y κ_R , d los valores de κ_r determinados para cada registro y G la matriz que contiene los factores que ajustan el modelo a los datos.

Teniendo en cuenta el problema directo representado mediante la ecuación (24) se busca

encontrar un modelo m que minimize el desajuste entre los datos d y Gm . De esta forma se define el residual

$$r = d - Gm \quad (25)$$

el cual se minimiza mediante mínimos cuadrados o mínimas desviaciones absolutas. En el caso de la norma L2, se minimiza la raíz cuadrada del residual al cuadrado:

$$\|d - Gm\|_2 = \sqrt{\sum_{i=1}^m (d_i - (Gm)_i)^2} \quad (26)$$

mientras que en el caso de la norma L1, se minimiza el valor absoluto del residual:

$$\|d - Gm\|_1 = \sum_{i=1}^m |d_i - (Gm)_i| \quad (27)$$

la principal diferencia entre ambos tipos de regresiones es que en el caso de la norma L1, la regresión se denomina *robusta* lo cual significa que el resultado final no considera valores anómalos o fuera de la tendencia principal, mientras que el método de mínimos cuadrados si se ve afectado por estos valores. Sin embargo, encontrar una única solución a través de la minimización de desviaciones absolutas es difícil, a diferencia de la norma L2, por lo que se emplea un método denominado IRLS (iteratively reweighted least squares) el cual emplea una sucesión de mínimos cuadrados con diferente peso dentro de la inversión cuya solución converge a una solución de norma L1 minimizada (Aster et al., 2013).

De esta manera el problema directo a solucionar queda establecido de la siguiente forma

$$\begin{pmatrix} 1 & R_1 \\ 1 & R_2 \\ 1 & R_3 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & R_k \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \kappa_0 \\ \kappa_R \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \kappa_{r1} \\ \kappa_{r2} \\ \kappa_{r3} \\ \vdots \\ \kappa_{rk} \end{pmatrix} \quad (28)$$

con la cual se determina tanto la componente de sitio de κ como la componente dependiente de la distancia, teniendo los datos del registro k –esimo para una estación dada. Para establecer un punto de comparación de los valores obtenidos de κ_0 se utilizan los datos de V_{S30} y f_0 proveniente de la base de datos de Bastías y Montalva (2016). Finalmente a las regresiones obtenidas se les realiza un análisis estadístico, para determinar la validez que tienen los resultados obtenidos y comparar que tipo de ajuste utilizado es mejor para cada caso (Anexo 2).

6. Resultados

De las 243 estaciones que se tenían registros dentro de la base de datos utilizada, se usaron 37 para el análisis de κ . Estas estaciones seleccionadas son las que poseían más de 10 registros de terremotos cada una (sin considerar los criterios de SNR que se aplican para la determinación de κ_0), de manera que el posterior ajuste para el cálculo de κ_0 tuviera datos suficientes para entregar resultados que coincidan con el modelo propuesto (Ecuación 14).

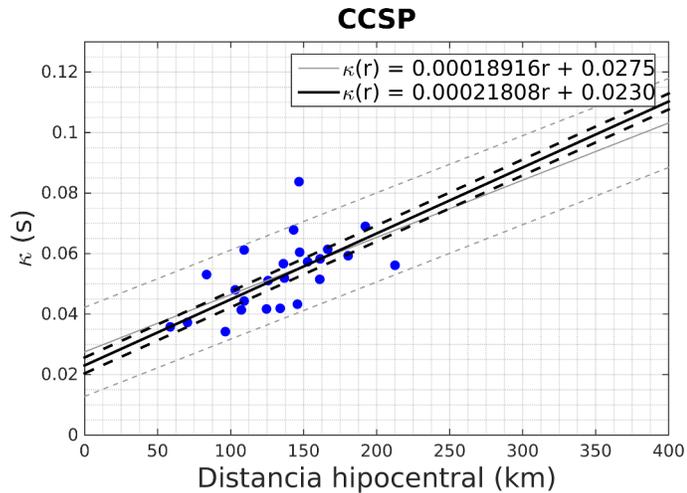


Figura 13: Ajuste lineal de los valores de κ calculados a partir de los espectros de cada registro en la estación CCSP (San Pedro de la Paz). Los valores de κ se grafican con respecto a la distancia hipocentral para realizar dicha regresión. En este caso el modelo mostrado con línea negra continua corresponde a la regresión robusta y en línea punteada los intervalos de confianza del modelo (Anexo 3). La línea gris corresponde a la ajuste obtenido por mínimos cuadrados con sus respectivos intervalos de confianza.

Los valores de κ_0 y κ_R obtenidos para cada estación, utilizando la metodología descrita anteriormente, se muestran en la Tabla 2 donde además aparece el número de eventos registrados en cada estación y su ubicación. Todos los resultados presentados en esta tabla

corresponden a los valores obtenidos a través de la regresión robusta, esto es debido a la dispersión de los κ calculados de cada registro. El resultado de κ_0 , siguiendo el modelo lineal propuesto anteriormente, representa el valor de κ extrapolado a una distancia cero, es decir, el valor en el sitio de la estación, mientras que κ_R representa la contribución que tiene la distancia, del evento a la estación, al valor de κ calculado a dicha distancia y caracteriza la pendiente del ajuste realizado, como se muestra en la Figura 13 donde está presentado el modelo obtenido para la estación CCSP.

En ciertos casos, ya fuera por la dispersión de los valores de κ , calculados a partir de los espectro de aceleración, o por la poca cantidad de valores que se tenían posterior a aplicar los criterios de SNR explicados anteriormente, los valores de κ_0 y κ_R obtenidos no se encontraban dentro de los valores esperados, es decir, valores de κ_0 entre 0 y 0.1 y κ_R valores positivos. Como en el caso de la estación DG01 (Figura 14a) que posterior a la eliminación de registros por la aplicación de los criterios de SNR, solamente quedaron 4 registros, con los cuales no se puede obtener una representación del modelo lineal esperado, con pendiente positiva e intersecto con el eje de los valores de κ (eje y en el plano cartesiano), resultando en un valor de κ_0 negativo.

Por otra parte en el caso de la estación PB12 (Figura 14b) si se obtuvo un valor positivo de κ_0 que está dentro de los rangos esperados, no obstante el κ_R calculado dió un valor negativo, indicando una disminución de los valores de κ con la distancia, lo cual se contradice con el modelo propuesto. A partir de este último caso se realizó un análisis del origen que tenían los eventos en función de su hipocentro, separando los registros que provenían de

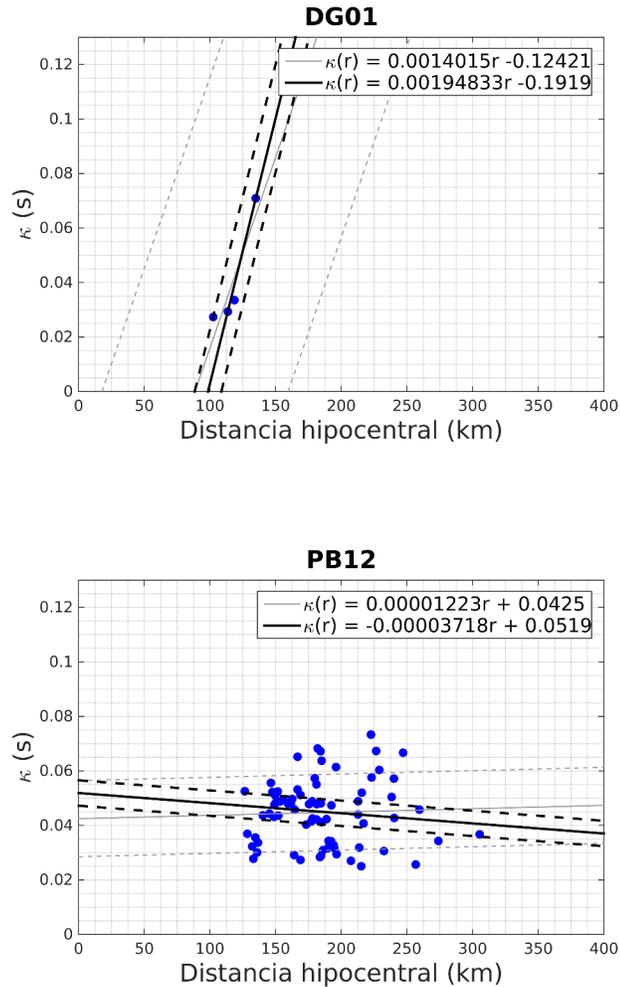


Figura 14: Estaciones con un ajuste diferente al modelo lineal esperado. (a) La estación DG01 (Santiago) entrega un mal ajuste debido a los pocos datos que se tienen. (b) En el caso de la estación PB12 (Arica), se obtuvieron datos, que en primera instancia, tienen mucha dispersión y provocan el desajuste de la regresión con respecto al modelo. En ambas imágenes se muestra la regresión robusta (línea negra) y la de mínimos cuadrados (línea gris) junto con los respectivos intervalos de confianza.

eventos de tipo interplaca de los de origen intraplaca, donde los primeros son terremotos producidos por el contacto entre dos placas, con epicentros localizados a lo largo de la costa de Chile y con una profundidad entre 15 y 50 km, mientras que los eventos intra-

placa son eventos que se producen en la placa subductante, con epicentros continentales y profundidades intermedias, es decir, mayores que 50 km (Leyton et al., 2009). En la Figura 15, se muestran las dos diferentes tendencias obtenidas a partir de la separación de los eventos según el tipo de origen, las cuales presentan las respectivas ecuaciones de modelo calculadas a través de la inversión, que para el caso de la separación de los eventos por origen, se va a usar la regresión de mínimos cuadrados.

Considerando los dos tipos de eventos, se extendió el mismo análisis por separado para las demás estaciones, obteniéndose los resultados mostrados en las tablas 3 y 4. Para esta situación, en que los datos no presentan tanta dispersión al estar separados por su origen, los ajustes para obtener κ_0 , como se mencionó anteriormente, se realizaron a través de mínimos cuadrados, ya que el ajuste robusto no representaba una mejora en los resultados y los valores de las componentes no variaban mucho si se usaba este tipo de regresión ($\sim 15\%$). Es importante mencionar que algunas de las estaciones, al realizar el tratamiento de los eventos por separado, quedaron con muy pocos registros para realizar la inversión, por lo que los valores de κ_0 y κ_R presentan un mayor error y en el caso que quedaba un

solo registro estos no se calcularon.

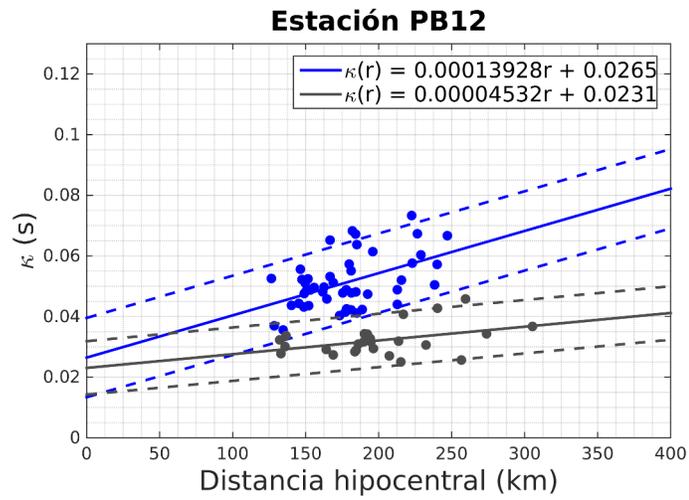


Figura 15: Ajuste lineal de los valores de κ para eventos interplaca e intraplaca para el caso de la estación PB12. Las líneas continuas de color representan los ajustes usando una regresión con norma L2 y las líneas segmentadas los intervalos de confianza.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	N° Registros	κ_0 (s)	κ_R (s/km)
AP01	-18.3708	-70.3419	78	0.0561	0.00014228
PB12	-18.6141	-70.3281	96	0.0519	-0.00003718
PB13	-18.3359	-69.5016	19	0.0287	0.00024239
T11A	-19.3124	-69.4273	32	0.0049	0.00025009
T10A	-19.9954	-69.7670	60	0.0314	0.00002915
GO01	-19.6685	-69.1942	100	0.0469	0.00032951
T09A	-19.5957	-70.2109	23	0.0375	-0.00003847
T12A	-20.0707	-69.2172	15	-0.0087	0.00030771
TA01	-20.5656	-70.1807	95	0.0619	-0.00007444
T13A	-20.4963	-69.3375	34	-0.0054	0.00037250
T07A	-20.2562	-69.7859	83	0.0122	0.00037925
T05A	-20.2098	-70.1502	32	0.0338	0.00009499
TA02	-20.2704	-70.1311	33	0.0288	0.00012852
PB03	-22.0485	-69.7531	87	0.0091	0.00011046
PB06	-22.7058	-69.5719	82	-0.0087	0.00022623
PB05	-22.8528	-70.2024	42	0.0036	0.00015808
PB15	-23.2083	-69.4709	50	0.0239	0.00004519
PB10	-23.5134	-70.5541	48	0.0579	0.00002588
GO02	-25.1626	-69.5904	14	0.0529	0.00001542
GO03	-27.5937	-70.2347	20	0.0319	0.00000749
TLL	-30.1696	-70.8054	15	0.0152	0.00010701
GO04	-30.1727	-70.7993	50	0.0425	0.00015560
CO03	-30.8389	-70.6891	23	0.0280	0.00007711
VA03	-32.7637	-70.5508	23	0.0578	0.00008033
ROC1	-32.9759	-71.0156	62	0.0402	0.00004203
MT02	-33.2591	-71.1377	15	0.0178	0.00011893
FAR1	-33.3377	-70.2994	29	0.0053	0.00037630
LMEL	-33.8476	-70.2034	35	0.0231	0.00020692
MT05	-33.3919	-70.7381	15	0.0394	0.00001433
ANTU	-33.5691	-70.6335	33	0.0399	0.00000758
DG01	-33.4563	-70.6624	17	-0.1919	0.00194833
BO02	-34.7924	-70.7814	11	0.0395	0.00005817
GO05	-35.0099	-71.9303	32	0.0404	0.00001897
CCH2	-36.6030	-72.0778	39	0.0472	0.00024940
BI03	-36.8438	-73.0258	11	0.0345	0.00025643
CCSP	-36.8442	-72.7112	33	0.0230	0.00021808

Tabla 2: Valores de κ_0 y κ_R obtenidos para cada estación. Las estaciones seleccionadas están separadas por regiones: Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta, Atacama, Coquimbo, Valparaíso, Santiago, O'higgins, Maule y Biobío, respectivamente. Los números de registros corresponden al total para la respectiva estación.

Estación	N° Interplaca	κ_0 (s) Interplaca	κ_R (s/km) Interplaca
AP01	43	0.0242	0.00031905
PB12	48	0.0265	0.00013928
PB13	1	-	-
T11A	23	-0.0220	0.00045543
T10A	17	0.0111	0.00025175
GO01	55	0.0431	0.00039589
T09A	12	0.0210	0.00014492
T12A	4	-0.0075	0.00029240
TA01	65	0.0405	0.00017808
T13A	13	0.0080	0.00029186
T07A	17	0.0186	0.00033863
T05A	16	0.0301	0.00017288
TA02	10	0.0030	0.00049907
PB03	32	0.0253	0.00008521
PB06	15	-0.0051	0.00026837
PB05	11	0.0140	0.00021253
PB15	9	0.0133	0.00018074
PB10	11	0.0620	0.00003681
GO02	1	-	-
GO03	7	0.0395	-0.00003068
TLL	5	0.0135	0.00013121
GO04	24	0.0526	0.00011145
CO03	12	0.0276	0.00009971
VA03	12	0.0543	0.00012839
ROC1	36	0.0420	0.00003957
MT02	8	0.0272	0.00003367
FAR1	19	0.0260	0.00027977
LMEL	22	0.0257	0.00020617
MT05	5	0.0443	0.00000323
ANTU	13	0.0444	-0.00001595
DG01	3	-0.2042	0.0020
BO02	7	0.0608	0.00001464
GO05	19	0.0336	0.00010580
CCH2	14	0.0582	0.00019205
BI03	8	0.0431	0.00016316
CCSP	24	0.0275	0.00018916

Tabla 3: Lista de los valores de κ_0 y κ_R calculados a partir de eventos de origen interplaca. La cantidad de registros considera los criterios de SNR ya aplicados. En el caso de que los registros disponibles eran insuficientes los parámetros no se especifican.

Estación	N° Intraplaca	κ_0 (s) Intraplaca	κ_R (s/km) Intraplaca
AP01	7	0.0389	0.00008074
PB12	25	0.0231	0.00004532
PB13	10	0.0292	0.00023700
T11A	5	0.0437	-0.00003533
T10A	7	0.0472	-0.00008814
GO01	28	0.0677	0.00003633
T09A	1	-	-
T12A	2	0.0991	-0.00056432
TA01	18	0.0449	-0.00003929
T13A	6	0.0728	-0.00031439
T07A	3	0.0081	0.00024271
T05A	1	-	-
TA02	7	0.0363	0.00006062
PB03	41	0.0190	0.00003146
PB06	63	-0.0087	0.00023172
PB05	27	0.0296	0.00000053
PB15	41	0.0307	0.00000919
PB10	34	0.0747	-0.00005427
GO02	13	0.0532	0.00002549
GO03	11	0.0243	0.00005209
TLL	2	0.0510	-0.00026907
GO04	17	0.0423	0.00011612
CO03	6	0.0237	0.00007196
VA03	7	0.0523	0.00009324
ROC1	12	0.0238	0.00008377
MT02	4	0.0116	0.00027439
FAR1	8	0.0247	0.00015940
LMEL	11	0.0385	0.00008234
MT05	4	0.0418	-0.00000618
ANTU	1	-	-
DG01	1	-	-
BO02	4	0.0431	-0.00000549
GO05	8	0.0206	0.00007797
CCH2	1	-	-
BI03	0	-	-
CCSP	0	-	-

Tabla 4: Lista de los valores de κ_0 y κ_R calculados a partir de eventos de origen intraplaca. La cantidad de registros considera los criterios de SNR ya aplicados. En el caso de que los registros disponibles eran insuficientes los parámetros no se especifican.

7. Discusión

Dentro de los resultados de κ_0 y κ_R obtenidos, tanto cuando se utilizaron todos los eventos como cuando se usaron por separado según el origen del terremoto, los valores calculados fluctúan entre 0.01 y 0.09 para κ_0 , y para κ_R se obtienen resultados del orden de 10^{-4} a 10^{-5} , lo cual coincide con los resultados obtenidos en zonas de estudio similares (Neighbors et al., 2015) y en otras partes del mundo (Lai et al., 2016, Van Houtte et al., 2011). No obstante, hay casos en que los resultados están fuera de este rango y hay que hacer un reanálisis de los valores de κ por separado, como por ejemplo la estación TA01 que, en el caso de los eventos intraplaca, se observa un valor de κ_0 positivo pero para el caso de κ_R da un resultado negativo. Este reanálisis se hace para revisar la forma espectral de los acelerogramas, verificando las frecuencias f_E y f_X que se eligen de manera manual para esta. Además, para considerar los valores finales de las componentes de κ se necesita tener en cuenta la cantidad de eventos que se tienen por estación para cada tipo de evento, ya que en el caso que el número de eventos sean pocos (menor a 10) y tengan una mala distribución con respecto a la distancia, es decir los eventos que esten a una distancia hipocentral similar, los resultados finales del ajuste de κ seguirán teniendo valores fuera del rango esperado, inclusive si se hace un reanálisis de los eventos, como en el caso de la estación DG01, que para eventos de tipo interplaca solamente considera tres eventos cuyas distancias hipocentrales estan a 20 km de diferencia apróx. y para los eventos intraplaca se tiene un solo registro con lo cual no se puede realizar una inversión.

Como ejemplo del reanálisis mencionado anteriormente, se utiliza la estación CCSP (ver

Figura 13). Esta estación presenta solamente eventos de tipo interplaca, con una desviación estándar de 0.0122 y una correlación entre distancia hipocentral y los valores de κ de cada registro igual a 0.3856. Los valores de κ , determinados a través de los espectros, presentan una buena correlación en comparación a otras estaciones. Un solo evento está fuera de los intervalos de confianza al 95 % que es el evento indicado con el número 19 en la Figura 16. Este evento, cuya forma espectral es mostrada en la Figura 17, es un evento de magnitud 5.8 Mw a 147 km aproximadamente al suroeste de la estación CCSP. En la figura se aprecia

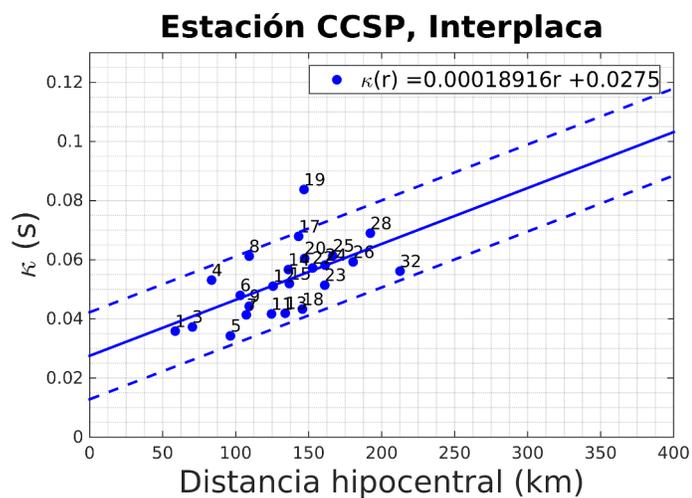


Figura 16: Ajuste lineal de los valores de κ para eventos interplaca en la estación CCSP. Las líneas continuas de color representan los ajustes usando una regresión con norma L2 y las líneas segmentadas los intervalos de confianza.

que entre las frecuencias que se escogieron, entre las cuales decae el espectro de aceleración, hay una pendiente pronunciada, lo que lleva a que el valor de κ calculado sea alto (aproximadamente 0.085) para la estación y distancia dada. Además el espectro, luego del decaimiento seleccionado, alrededor de los 20 Hz tiene un descenso en la amplitud de aceleración, lo que ocasiona que la ventana de decaimiento del espectro sea seleccio-

nada como se muestra en la imagen. No obstante siguiendo la relación obtenida entre la magnitud del evento y la frecuencia f_E seleccionada para los espectros de aceleración de

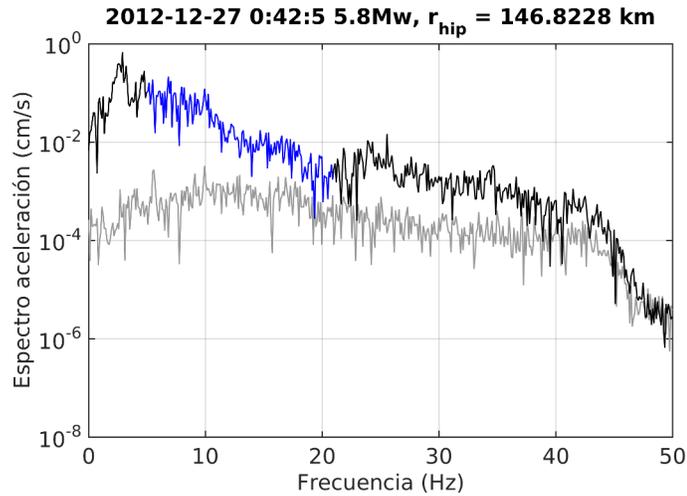


Figura 17: Espectro de aceleración para evento interplaca de la estación CCSP. En negro el espectro de aceleración y en azul la ventana de decaimiento lineal seleccionada. Las frecuencias entre las cuales decae son $f_E = 4.985$ y $f_X = 20.858$ Hz. En gris claro el espectro de aceleración de la ventana de ruido.

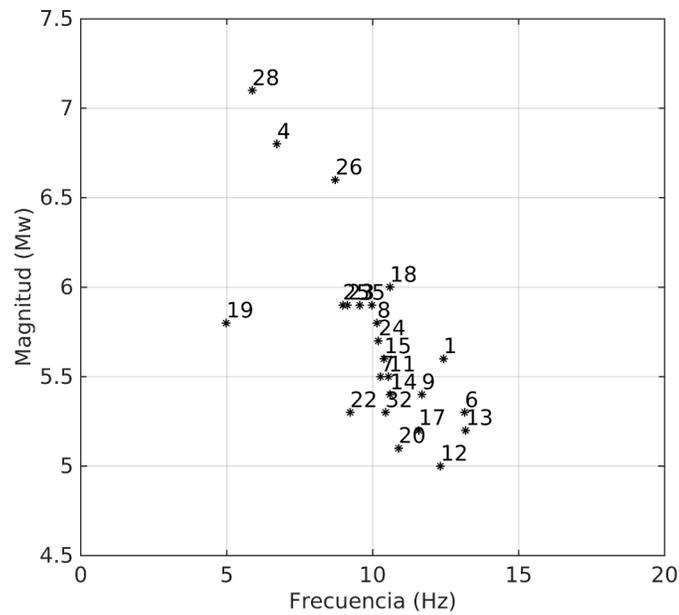


Figura 18: Relación entre magnitud del evento y la frecuencia f_E para la estación CCSP.

la estación CCSP (Figura 18), desde la cual empieza a decaer linealmente el espectro, el evento que está fuera de la tendencia del modelo de κ está también notoriamente afuera de la relación dada. Utilizando esta relación entre magnitud y frecuencia inicial de decaimiento, se realiza nuevamente la selección de la frecuencia f_E teniendo en cuenta que dicha frecuencia tiene que estar dentro del rango de la relación (Figura 18). Con esta nueva selección la ventana de decaimiento espectral queda como se muestra en la Figura 19, presentando un decaimiento entre las frecuencias 11.235 y 21.553 Hz. Por otra parte, al cambiar la ventana de decaimiento espectral, también hay una nueva distribución de los valores de κ con la respectiva regresión con norma L2 que es mostrada en la Figura 19, donde el valor de κ calculado anteriormente para el espectro (~ 0.085) tiene un nuevo valor de 0.0688.

Este mismo reanálisis se realiza para las demás estaciones, considerando la relación entre magnitud y frecuencia, en donde a mayor magnitud del evento la frecuencia a la que comienza a decaer el espectro está más a la izquierda, es decir, tiene un valor menor. Esto coincide con otros estudios que han mostrado una relación similar entre magnitud y f_E (Ktenidou et al., 2013, Tsai y Chen, 2000), en los cuales también se considera la magnitud como un factor importante al momento de seleccionar la frecuencia en la que el espectro comienza su decaimiento lineal.

De esta forma, se establecen los valores finales de κ_0 y κ_R (ver Tabla 5 y 6) con los cuales se realiza el posterior análisis en función de la variabilidad espacial de estos valores y su relación con otros parámetros físicos.

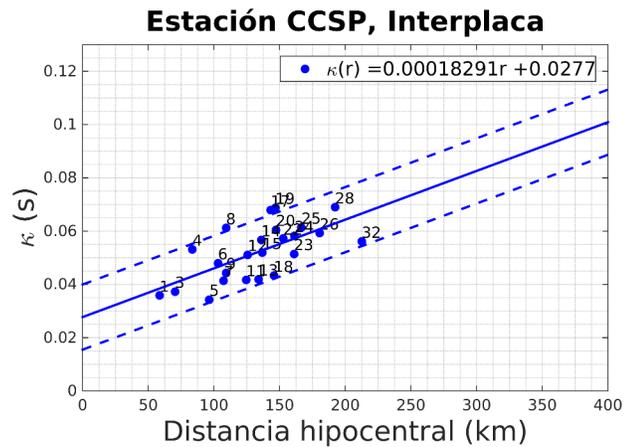
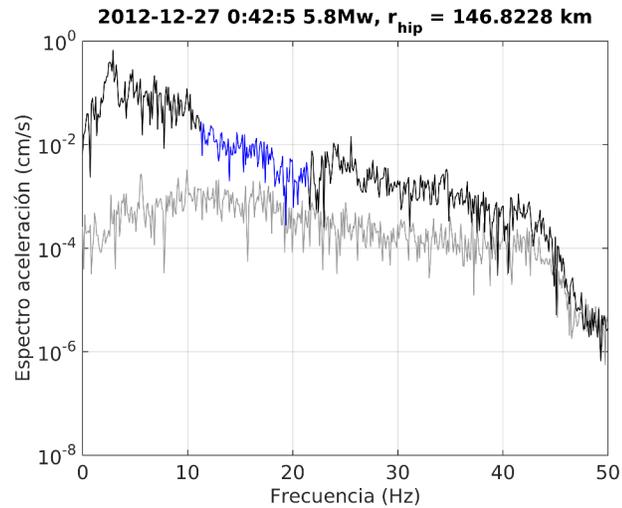


Figura 19: Arriba: Espectro de aceleración de Fourier para la ventana de señal (negro) y para el ruido pre-evento (gris). Además la nueva ventana de decaimiento espectral, seleccionada a partir de la relación entre magnitud y frecuencia. Abajo: Ajuste final, a través de mínimos cuadrados, para los valores de κ .

Estación	κ_0 (s) Interplaca	κ_R (s/km) Interplaca
AP01	0.0498 ± 0.0156	$0.00018711 \pm 0.00007606$
PB12	0.0233 ± 0.0129	$0.00016034 \pm 0.00007145$
PB13	-	-
T11A	0.0418 ± 0.0259	$0.00024212 \pm 0.00015322$
T10A	0.0366 ± 0.0134	$0.00013107 \pm 0.00011798$
GO01	0.0204 ± 0.0324	$0.00051026 \pm 0.00017513$
T09A	0.0070 ± 0.0252	$0.00031952 \pm 0.00028497$
T12A	0.0099 ± 0.0314	$0.00014715 \pm 0.00021560$
TA01	0.0329 ± 0.0068	$0.00022466 \pm 0.00006924$
T13A	0.0117 ± 0.0342	$0.00032599 \pm 0.00020531$
T07A	0.0263 ± 0.0166	$0.00026107 \pm 0.00013858$
T05A	0.0115 ± 0.0143	$0.00044702 \pm 0.00018066$
TA02	0.0227 ± 0.0175	$0.00029646 \pm 0.00021102$
PB03	0.0196 ± 0.0114	$0.00010074 \pm 0.00005166$
PB06	0.0166 ± 0.0173	$0.00019711 \pm 0.00007371$
PB05	0.0366 ± 0.0285	$0.00009754 \pm 0.00010842$
PB15	0.0306 ± 0.0205	$0.00011751 \pm 0.00006498$
PB10	0.0240 ± 0.0145	$0.00017344 \pm 0.00005471$
GO02	-	-
GO03	0.0297 ± 0.0139	$0.00005842 \pm 0.00008639$
TLL	0.0329 ± 0.0193	$0.00006822 \pm 0.00011059$
GO04	0.0466 ± 0.0098	$0.00016276 \pm 0.00005787$
CO03	0.0276 ± 0.0119	$0.00009971 \pm 0.00009027$
VA03	0.0543 ± 0.0128	$0.00012839 \pm 0.00007651$
ROC1	0.0208 ± 0.0083	$0.00016283 \pm 0.00005036$
MT02	0.0178 ± 0.0191	$0.00020759 \pm 0.00016605$
FAR1	0.0260 ± 0.0295	$0.00027977 \pm 0.00014917$
LMEL	0.0307 ± 0.0199	$0.00022256 \pm 0.00009754$
MT05	0.0410 ± 0.0286	$0.00017939 \pm 0.00015143$
ANTU	0.0610 ± 0.0164	$0.00005776 \pm 0.00009443$
DG01	-0.2042 ± 0.0650	$0.00203396 \pm 0.00052986$
BO02	0.0318 ± 0.0309	$0.00010652 \pm 0.00015867$
GO05	0.0236 ± 0.0089	$0.00018732 \pm 0.00005924$
CCH2	0.0593 ± 0.0248	$0.00018187 \pm 0.00014101$
BI03	0.0333 ± 0.0209	$0.00026151 \pm 0.00017497$
CCSP	0.0277 ± 0.0122	$0.00018291 \pm 0.00008837$

Tabla 5: Valores finales de κ_0 y κ_R obtenidos para eventos de origen interplaca, con sus respectivos intervalos de confianza al 95%. Las estaciones que no presentan valores solo quedaron con un registro para realizar el ajuste

Estación	κ_0 (s) Intraplaca	κ_R (s/km) Intraplaca
AP01	0.0479 ± 0.0154	$0.00006873 \pm 0.00007323$
PB12	0.0216 ± 0.0076	$0.00004640 \pm 0.00003697$
PB13	0.0543 ± 0.0131	$0.00006744 \pm 0.00006810$
T11A	0.0384 ± 0.0099	$0.00002297 \pm 0.00005256$
T10A	0.0316 ± 0.0112	$0.00002353 \pm 0.00006983$
GO01	0.0190 ± 0.0130	$0.00020808 \pm 0.00006828$
T09A	-	-
T12A	0.0475	-0.00017689
TA01	0.0299 ± 0.0132	$0.00002742 \pm 0.00006621$
T13A	0.0091 ± 0.0211	$0.00028876 \pm 0.00016359$
T07A	0.0081 ± 0.0399	$0.00024271 \pm 0.00032133$
T05A	-	-
TA02	0.0293 ± 0.0492	$0.00013900 \pm 0.00032400$
PB03	0.0157 ± 0.0061	$0.00004373 \pm 0.00003014$
PB06	0.0110 ± 0.0178	$0.00011146 \pm 0.00009179$
PB05	0.0307 ± 0.0099	$0.00001770 \pm 0.00004964$
PB15	0.0298 ± 0.0099	$0.00003370 \pm 0.00004452$
PB10	0.0212 ± 0.0101	$0.00014808 \pm 0.00004783$
GO02	0.0326 ± 0.0154	$0.00014377 \pm 0.00007508$
GO03	0.0291 ± 0.0107	$0.00002400 \pm 0.00006221$
TLL	0.0510	-0.00026907
GO04	0.0422 ± 0.0152	$0.00012637 \pm 0.00007793$
CO03	0.0237 ± 0.0169	$0.00007196 \pm 0.00010174$
VA03	0.0523 ± 0.0127	$0.00009323 \pm 0.00006696$
ROC1	0.0205 ± 0.0099	$0.00008559 \pm 0.00005486$
MT02	0.0145 ± 0.0125	$0.00006877 \pm 0.00007456$
FAR1	0.0247 ± 0.0141	$0.00015940 \pm 0.00008755$
LMEL	0.0317 ± 0.0121	$0.00011701 \pm 0.00006175$
MT05	0.0388 ± 0.0016	$0.00001637 \pm 0.00000787$
ANTU	-	-
DG01	-	-
BO02	0.0322 ± 0.0205	$0.00007297 \pm 0.00010253$
GO05	0.0182 ± 0.0087	$0.00007385 \pm 0.00004053$
CCH2	-	-
BI03	-	-
CCSP	-	-

Tabla 6: Valores finales de κ_0 y κ_R obtenidos para eventos de origen intraplaca, con sus respectivos intervalos de confianza al 95 %. Las estaciones que no tienen los intervalos, son estaciones que solo quedaron con 2 registros para el cálculo del ajuste. Mientras que las que no tienen los valores, no tenían registros o quedaron con uno solo.

7.1. Comparación de κ para eventos Interplaca e Intraplaca

De manera general, todas las estaciones utilizadas en el estudio y los respectivos valores de κ calculados muestran que el modelo simple dado por la ecuación (14) propuesto por Anderson y Hough (1984), funciona bien tanto para terremotos intraplaca como interplaca en donde a mayor distancia estación-evento, hay un mayor valor de κ asociado al registro correspondiente. Si bien los valores de κ_0 determinados a través de los dos tipos de eventos no presentan una gran diferencia (0.006 s es la mayor variación), para 22 de un total de 27 estaciones de las cuales se obtuvieron ajustes para ambos tipos de terremotos, se obtuvo que para los eventos de tipo intraplaca el valor calculado tiende a ser menor que para el caso de los eventos interplaca (ver Figura 20). Esto también fue encontrado por Ktenidou et al. (2013), quien comparó los valores de κ para eventos de subducción con eventos que se producían en la corteza, determinando que los eventos con una mayor profundidad, presentaban valores de κ menores.

Por otra parte, las pendientes de los ajustes obtenidos para cada estación con cada tipo de terremoto presentan una clara diferencia entre sí, es decir, hay una variación de la componente asociada a la trayectoria de la onda, κ_R . Para eventos interplaca los valores de κ_R resultan ser mayores que para eventos intraplaca, que para el caso de este estudio, son eventos que se producen a una mayor profundidad y en la placa subductante denominados también como eventos *in-slab*. Esta mayor magnitud en los valores de κ_R se puede explicar por el aumento en el valor de Q a mayor profundidad Van Houtte et al. (2011). De esta forma la propagación de la onda para los eventos que se originan dentro de la placa

subductante, que tienen una profundidad mayor, encuentran una trayectoria con valores de Q altos, lo que conlleva a una menor atenuación de la onda sísmica, en el rango de frecuencias correspondiente (Lin y Lee, 2008).

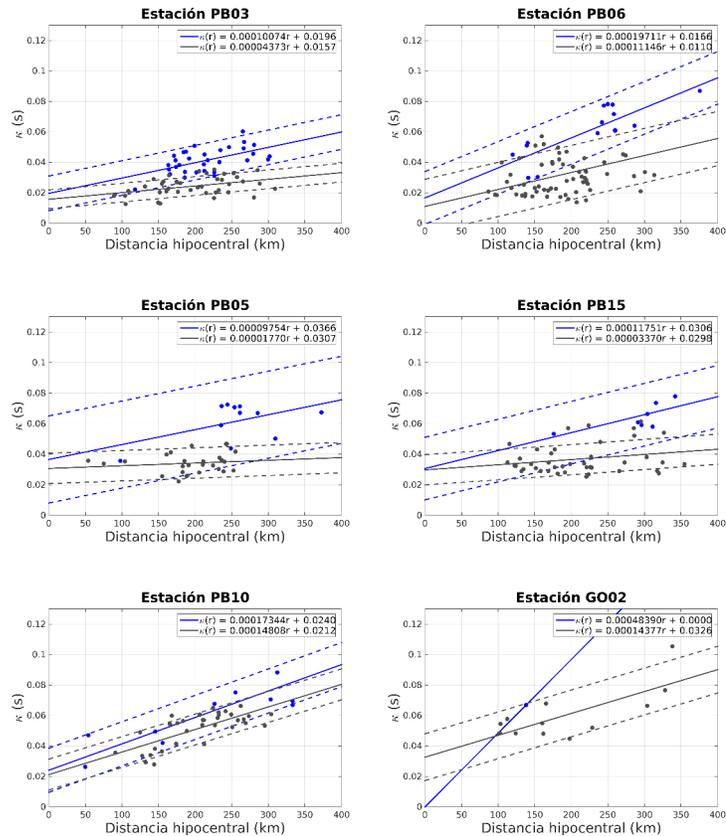


Figura 20: Ajustes obtenidos para los valores de κ provenientes de las estaciones pertenecientes a la región de Antofagasta. La distribución espacial de las estaciones se muestra en la Figura 21. En color plomo los ajustes para eventos intraplaca y en color azul para eventos interplaca. En la esquina superior derecha de cada imagen se muestra el modelo lineal obtenido a través de mínimos cuadrados para cada estación.

7.2. Variación de ajuste con distancia epicentral

Otra consideración importante dentro del análisis de κ , y más aun en una zona donde la principal sismogénesis de los terremotos es la subducción, es la distancia que se utiliza para realizar el ajuste de κ . Ya sea la distancia hipocentral o epicentral que se emplee para realizar la inversión, los valores de κ calculados presentan un aumento conforme aumenta también la distancia (ver Figura 22), por lo que considerando cualquiera de las dos distancias, el modelo de Anderson y Hough (1984) se ajusta de buena forma a los datos. Sin embargo existe una variación de las componente de sitio y de trayectoria asociadas a κ según la distancia que se utilice. Los resultados obtenidos utilizando la distancia epicentral,

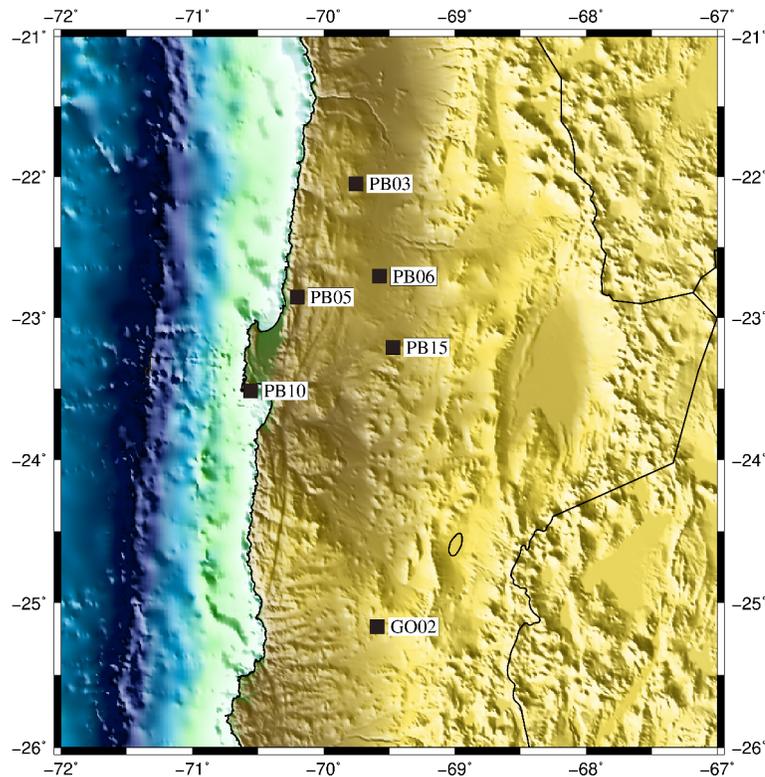


Figura 21: Distribución espacial de las estaciones utilizadas de la región de Antofagasta.

presentan valores de κ_0 mayores a los determinados a través de la distancia hipocentral tanto como para los terremotos de origen interplaca como los de origen intraplaca, donde para el caso del ajuste utilizando datos provenientes de los terremotos interplaca la diferencia entre los valores de κ_0 alcanzó un 20%, mientras que para el caso de los terremotos intraplaca la variación fue mayor, llegando a valores cercanos al 35%. Ktenidou et al. (2013) también notó esta variación en el cálculo del ajuste de κ , identificando que cuando se utilizaba distancia hipocentral en vez de epicentral el valor de κ_0 calculado resultaba ser menor, mientras que la componente asociada a la trayectoria κ_R resultaba ser semejante, al igual que en este estudio donde la variación porcentual de κ_R no supera el 8%.

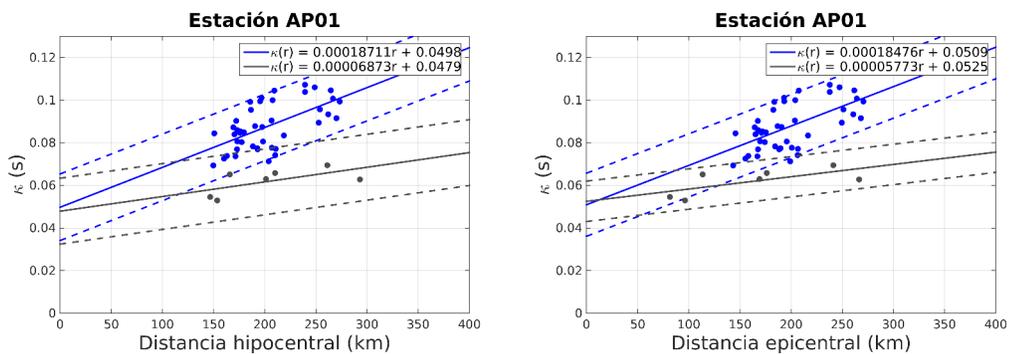


Figura 22: Diferencia entre los ajustes obtenidos utilizando distancia hipocentral (izq.) y epicentral (der.). Los ajustes corresponden a la estación AP01 ubicada en la región de Arica. En color gris oscuro los valores de κ y el ajuste de los eventos intraplaca y en color azul el caso de los registros de terremotos interplaca.

La variación en la componente de sitio se debe al hecho de que la distancia hipocentral tiene incorporada la distancia en profundidad del evento, lo que ocasiona que los valores de κ queden más alejados del eje del origen ($R = 0$), que es donde κ_0 es determinado, y con esto la regresión lineal calculada subestime el cálculo de dicho factor. Por otro lado, el

hecho de que haya una mayor diferencia para el caso de los terremotos intraplaca, se debe a que estos eventos al tener una profundidad mayor, la distancia hipocentral presentará también un cambio más grande con respecto a la distancia epicentral, lo que explicaría porque la variación porcentual es menor para el caso de eventos interplaca.

El uso de la distancia hipocentral o epicentral para determinar los ajustes de κ es diversa en la literatura, presentando trabajos que usan tanto la distancia hipocentral (Castro et al., 2000, Van Houtte et al., 2011, Lai et al., 2016) como epicentral (Purvance y Anderson, 2003, Ktenidou et al., 2013, Neighbors et al., 2015).

7.3. κ_0 vs V_{S30} y κ_0 vs f_0

La relación de la componente de sitio κ_0 , con respecto a V_{S30} y f_0 ha sido estudiada también en otros trabajos (Ktenidou et al., 2015). Ktenidou et al. (2014) realiza un resumen de las diferentes relaciones que se han tenido en la literatura de V_{S30} y κ_0 , donde se representa igual el tipo de suelo asociado a la velocidad de onda de corte correspondiente. La tendencia que siguen los resultados recopilados por Ktenidou et al. (2014) siguen la misma forma de la obtenida en este estudio (Figura 23), donde los valores de κ_0 disminuyen a medida que V_{S30} aumenta.

Esta correlación encontrada entre V_{S30} y κ_0 , permite relacionar la componente de sitio de κ con el tipo de suelo asociado. Siguiendo la clasificación de la norma chilena (ver Tabla 1), los suelos menos consolidados ($V_{S30} < 400$) están asociados a valores de κ_0 mayores que para suelos más compactos. Esto se traduce en que la onda sísmica al propagarse a

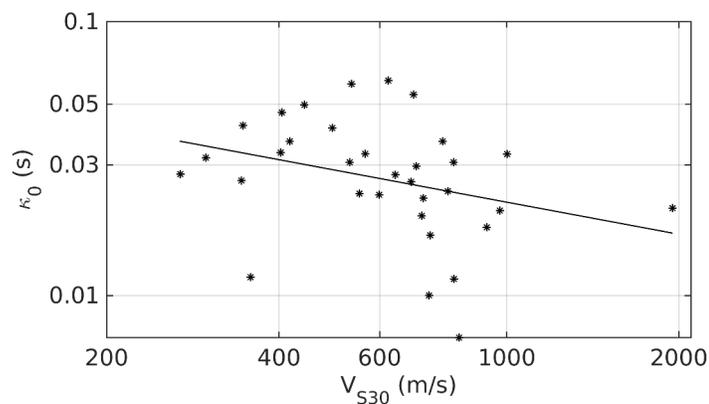


Figura 23: Relación entre κ_0 y V_{S30} calculada a partir de eventos interplaca. Esta tiene un valor de $R^2 = 0.0364$.

través de la estructura superficial asociada al sitio donde se determina el valor de κ_0 sufre una mayor atenuación, a altas frecuencias, en suelos más blandos. Mientras que para roca dura, que tiene valores de V_{S30} mayores, la atenuación en un rango de alta frecuencia será menor permitiendo que la onda sísmica que tengan un contenido frecuencial en dicho rango tengan una mayor amplitud.

Para el caso de la variación de κ_0 con respecto a la frecuencia fundamental del suelo, la

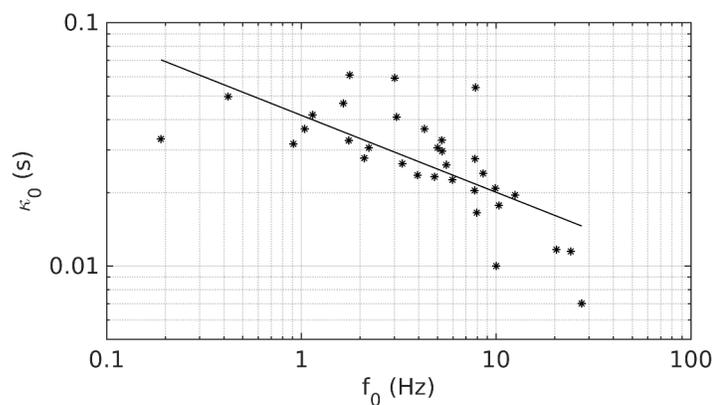


Figura 24: Relación entre κ_0 y f_0 calculada a partir de eventos interplaca. Esta tiene un valor de $R^2 = 0.1492$, mayor que para la relación calculada con respecto a V_{S30} .

cual está asociada a una estructura más profunda bajo la estación, la relación obtenida se muestra en la Figura 24, donde se obtiene un ajuste con pendiente negativa al igual que para el caso de la velocidad de onda de corte, lo que es esperado considerando los resultados obtenidos en la literatura (Ktenidou et al., 2015, Van Houtte et al., 2011) y teniendo en cuenta que el origen de κ se asocia a no solamente los primeros 30 metros considerados en el cálculo de V_{S30} , sino que también a una profundidad de unos pocos kilómetros bajo el lugar de la estación.

Ktenidou et al., 2015 también correlacionó la componente de sitio de κ con la profundidad que hay desde la superficie hasta la roca base, obteniendo también una buena concordancia entre ambas variables, lo que indica que el fundamento de κ se extiende por lo menos hasta la profundidad de la columna sedimentaria.

7.4. Variación espacial de κ_0

Con respecto a la distribución espacial de la componente de sitio, esta no presenta una clara tendencia, obteniéndose valores de κ_0 de magnitud similar tanto en la zona norte como en la zona sur (ver Figura 25). A pesar de esto, es posible notar que en los sitios asociados a las estaciones del norte se presentan los valores más bajos de κ_0 , mientras que en la zona centro sur (bajo los 32°) se pueden identificar algunos de los valores más altos. Leyton et al. (2018), hacen una caracterización geofísica de las estaciones de la red sismológica nacional, en donde se indica que las estaciones ubicadas en la zona norte del país se caracterizan por estar ubicadas en sitios con valores de $V_{S30} \geq 350$ m/s, es decir

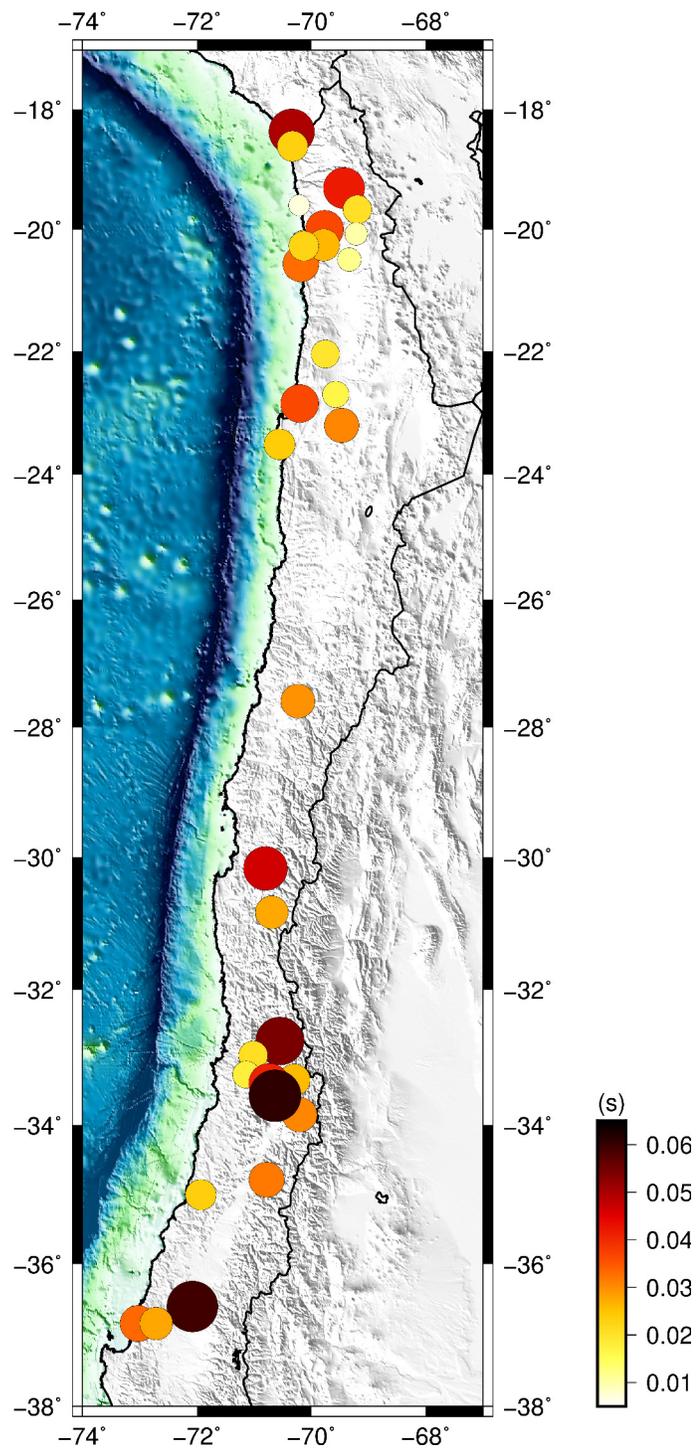


Figura 25: Distribución espacial de los valores de κ_0 , calculados a partir de los eventos interplaca, a lo largo de Chile.

sitios de clase C o superiores de acuerdo a la clasificación de la norma chilena, lo que de cierta forma coincide con los valores más bajos de κ_0 obtenidos en esa zona.

En las Figuras 26 y 27, se muestra la disposición de los valores de κ_0 para el caso de las estaciones ubicadas en la zona norte (regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá) y para la zona centro (regiones Metropolitana y Valparaíso) del país. Del análisis proveniente de la variación de κ_0 obtenido de estas figura, es posible establecer que las estaciones, en el caso de la zona norte, que de encuentran en la zona costera; estaciones A, B, H, K y L (ver Figura 26 para detalle de los nombres de las estaciones), y depresión central; estaciones D y J, tienen valores más altos de κ_0 que las estaciones localizadas en la zona de cordillera y precordillera (E, G, I). Este mismo patrón se puede apreciar con mayor claridad en la zona centro, donde los valores mayores de κ_0 están asociados a las estaciones que estan en la zona del valle de Santiago, donde en general existen depositos sedimentarios con valores

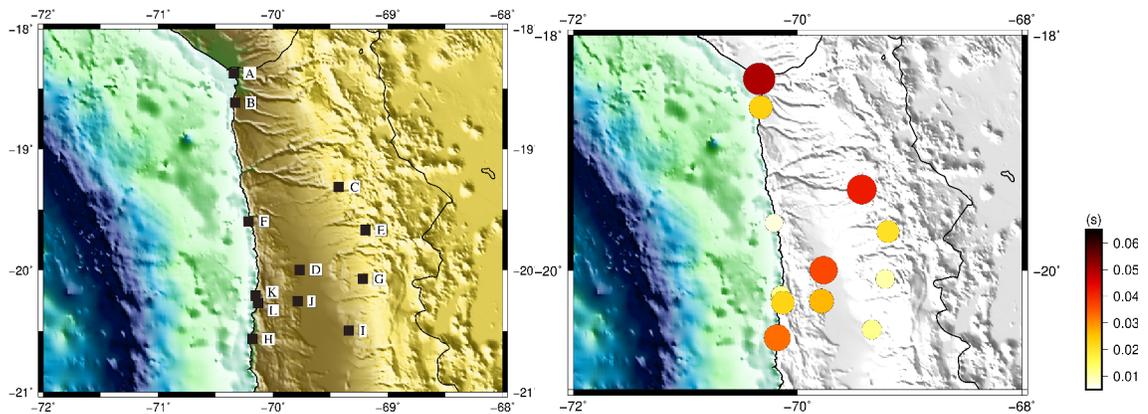


Figura 26: Distribución espacial de los valores de κ_0 para las estaciones ubicadas en la zona norte de Chile, correspondiente a la región de Arica y Parinacota y a la región de Tarapacá. La nomenclatura de las estaciones es la siguiente: A: AP01, B: PB12, C: T11A, D: T10A, E: GO01, F: T09A, G: T12A, H: TA01, I: T13A, J: T07A, K: T05A, L: TA02.

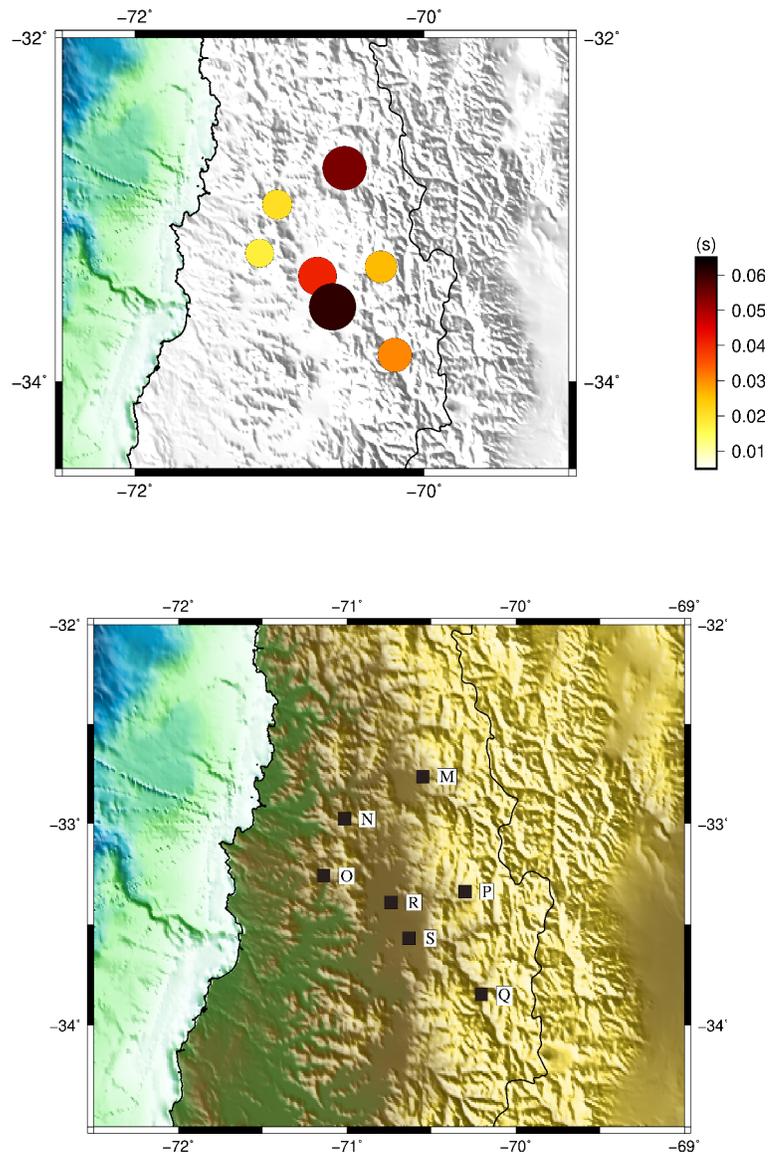


Figura 27: Posición geográfica de los valores de κ_0 asociados a las estaciones ubicadas en la región Metropolitana y de Valparaíso. La estaciones mostradas corresponden a: M: VA03, N: ROC1, O: MT02, P: FAR1, Q: LMEL, R: MT05, S: ANTU.

de V_{S30} bajos. Mientras que los κ_0 de menor magnitud se encuentran en la zona de la cordillera de la costa y cordillera principal, que comunmente se asocian a suelos mucho más consolidados, en donde la roca que aflora en superficie presenta valores de V_{S30} mayores.

Neighbors et al. (2015), realizó una comparación de los valores de κ_0 con la geología del sitio de estudio, encontrando también que los valores de la componente de sitio de κ tendían a ser menores para sitios de roca dura que para zonas con sedimentos.

8. Conclusiones

A través del estudio de κ , en este trabajo se pudieron establecer varios factores importantes al momento de determinar las componentes de este parámetro. Siguiendo la metodología de Anderson y Hough (1984), donde se emplea su modelo lineal para el cálculo de la componente de sitio y de trayectoria, κ_0 y κ_R respectivamente, se obtienen las regresiones lineales para cada una de las estaciones, obteniéndose resultados con una gran dispersión. Esto sucede debido a que el tratamiento de los eventos interplaca e intraplaca debe hacerse por separado, ya que la componente asociada a la trayectoria del modelo de κ , resulta ser significativamente menor a la que se obtiene por medio de los eventos interplaca.

Cuando se calculan los ajustes por separado, según el origen del evento, los resultados mejoran considerablemente presentando una menor dispersión. No obstante, debido al sesgo que existe en la selección de la frecuencia f_E , en la cual comienza a decaer el espectro linealmente, que se escoge de manera manual, es necesario hacer una revisión de las frecuencias seleccionadas teniendo en cuenta la relación que existe entre dichas frecuencias y la magnitud del evento asociada al registro sísmico.

Los valores de κ_0 determinados mediante eventos interplaca, en general resultan ser más altos que los determinados a través de eventos intraplaca, no obstante la variación es pequeña y utilizar cualquiera de los tipos de eventos entrega resultados similares. Por otra parte, los valores de κ_R para eventos interplaca son mayores que los de eventos intraplaca, lo que está asociado a valores de Q menores. Esto implica que eventos que vengan de

profundidades mayores (eventos intraplaca), donde los valores de Q son mayores, tendrán una atenuación más lenta en alta frecuencia que eventos que se originen a profundidades donde el factor de calidad Q asociado a las estructuras geológicas de alrededor sea mayor. Otro punto importante es la utilización de la distancia hipocentral o de la distancia epicentral para el cálculo del ajuste de κ , ya que los valores de κ_0 tienden a subestimarse cuando se opta por usar la distancia hipocentral, debido a que esta contiene la distancia en profundidad que hay al evento y en el caso de zonas donde la principal fuente sísmica son terremotos de subducción y de tipo intraplaca a grandes profundidades, este efecto es más notorio debido al hipocentro más profundo que tienen estos eventos, en comparación a otras zonas del mundo.

La variación de κ_0 con los parámetros V_{S30} y f_0 concuerda con las relaciones obtenidas en otros estudios, donde valores de κ_0 mayores están asociados a valores más bajos, tanto de la velocidad de onda de corte promedio en los primeros 30 m, como con la frecuencia fundamental del sitio y, en consecuencia, valores más bajos estarán asociados a valores más altos de los parámetros en comparación.

Finalmente se muestra la variación de la componente de sitio a lo largo de Chile, no mostrando una clara tendencia en la variación de estos valores con la ubicación de la estación, ya sea en el norte o en el sur. No obstante la escasa cantidad de estaciones hacia al sur impide establecer si es que existe una clara variación norte-sur de la componente de sitio de κ . Por otra parte, si existe una relación entre los valores de κ_0 y su distribución en sentido oeste-este, obteniéndose valores mayores en zonas de suelo blando o sedimentos

y valores más pequeños en lugares de roca dura, como la cordillera y precordillera. Esto puede ser útil para el cálculo y ajuste de GMPEs de zonas de suelo más blando a sitios de roca dura, y viceversa, a través de la relación existente entre V_{S30} y el factor de atenuación de sitio κ_0 .

Bibliografía

Anderson, J. G., and S. E. Hough (1984). *A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies*, Bulletin of the Seismological Society of America 74, 1969-1993.

Arias, A. (1970). *A measure of earthquake intensity*, in: *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, edited by: Hansen, R. J., MIT Press, Cambridge MA, 438-483.

Aster, R. C., B. Borchers and C. H. Thurber (2013). *Parameter Estimation and Inverse Problems (Second Edition)*, Academic Press, 376 pp.

Bastías, N., and G. A. Montalva (2016). *Chile strong ground motion flatfile*, Earthquake Spectra 32 (4), 2549-2566.

Bergland, G. D. (1969). *A guided tour of the Fast Fourier Transform*, IEEE Spectrum (6), 41-52.

Biasi, G. P., and J. G. Anderson (2007). *Measurement of the parameter kappa, and reevaluation of kappa for small to moderate earthquakes at seismic stations in the vicinity of Yucca Mountain, Nevada*, Final Technical Report TR-07-007, Nevada System of Higher Education (NSHE), University of Nevada, Las Vegas (UNLV), 232 pp..

Boore, D. M. (2003). *Simulation of ground motion using the stochastic method*, Pure and Applied Geophysics 160, 635-676.

Boore, D. M. and W. B. Joyner (1997). *Site Amplifications for Generic Rock Sites*, Bulletin of the Seismological Society of America 87(2), 327-341.

Boroschek, R. and V. Contreras (2012) *Strong ground motion from the 2010 Mw 8.8 Maule Chile earthquake and attenuation relations for Chilean subduction zone interface earthquakes*, Proc. International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, Tokyo, Japan, 1-4 March.

Brune, J. (1970). *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves*, Journal of Geophysical Research 75, 4997-5009.

Campbell, K. W. (2003). *Prediction of Strong Ground Motion Using the Hybrid Empirical Method and Its Use in the Development of Ground-Motion (Attenuation) Relations in Eastern North America*, Bulletin of the Seismological Society of America 93 (3), 1012-1033.

Campbell, K. W. (2009). *Estimates of shear-wave Q and κ_0 for unconsolidated and semiconsolidated sediments in eastern North America*, Journal of Geophysical Research 77, 329-342.

Cameron, A. C. and A. G. Windmeijer (1997). *An R-squared measure of goodness of fit for some common nonlinear regression models*, Bulletin of the Seismological Society of America 99, 2365-2392.

Castro, R. R., L. Trojani, G. Monachesi, M. Mucciarelli and M. Cattaneo (2000).

The spectral decay parameter κ in the region of Umbria-Marche, Italy, Journal of Geophysical Research 105, 23811-23823.

Castellaro, S. (2011). *The VFZ matrix: Simplified seismic soil classification from a different perspective*, Fourth IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, University of California, Santa Barbara, 23-26 August 2011.

Chávez-García, F. J. and P-Y. Bard (1994). *Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering 13, 229-247.

Contreras, E. (2018). *Structure and tectonics of the Chilean convergent margin from wide-angle seismic studies: a review*, The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes, Chapter 1, 3-29.

Cooley, J. W. and J. W. Tukey (1965). *An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series*, Mathematics of Computation 19(90), 297-301.

Cotton, F., F. Scherbaum, J. J. Bommer, and H. Bungum (2006). *Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions: Application to central Europe and rock sites*, Journal of Seismology 10, 137-156.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein (1990). *Current plate motions*, Geophysical Journal International 101, 425-478.

Douglas, J., P. Gehl, L. F. Bonilla and C. Gélis (2010). *A κ model for mainland France*, Pure and Applied Geophysics 167, 1303-1315.

Drouet, S., F. Cotton, and P. Gueguen (2010). *V_{S30} , κ , regional attenuation and M_W from accelerograms: Application to magnitude 3-5 French earthquakes*, Geophysical Journal International 182, 880-898.

Fernández, A. I., R. R. Castro and C. I. Huerta (2010). *The spectral decay parameter kappa in northeastern Sonora, Mexico*, Bulletin of the Seismological Society of America 100, 196-206.

Fu L. and X. J. Li (2016). *The characteristics of high-frequency attenuation of shear waves in the Longmen Shan and adjacent regions*. Bulletin of the Seismological Society of America 106(5), 1979-1990.

Hanks, T. C. (1982). *f_{max}* , Bulletin of the Seismological Society of America 72, 1867-1879.

Hayes, G. P., D. J. Wald and R. L. Johnson (2012). *Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries*. Journal of Geophysical Research 117, B01302.

Heideman, M. T., D. H. Johnson and C. S. Burrus. *Gauss and the history of the fast fourier transform*. IEEE ASSP Magazine 1, 14-21.

Hough, S. E. and J. G. Anderson (1988). *High-frequency spectra observed at Anza*,

California: Implications for Q structure. Bulletin of the Seismological Society of America 78(2), 692-707.

Idini, B., F. Rojas, S. Ruiz and C. Pastén (2016). *Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone.* Bulletin of Earthquake Engineering 15(5), 1853-1880.

Instituto Nacional de Normalización (2009). *Norma Chilena sobre diseño sísmico de edificios,* Norma Chilena Oficial. NCh 433. Of1996 (Modificada en 2009).

Jordan, T. E., B. L. Isacks, R. W. Allmendinger, J. A. Brewer, V. A. Ramos and C. J. Ando (1983). *Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate,* Geological Society of America Bulletin 94 (3), 341-361.

Kilb, D., G. Biasi, J. Anderson, J. Brune, Z. Peng and F. L. Verno (2012). *Comparison of spectral parameter kappa from small and moderate earthquakes using southern California ANZA seismic network data,* Bulletin of the Seismological Society of America 102, 284-300.

Ktenidou, O. -J., S. Drouet, N. Theodulidis, M. Chaljub, S. Arnaouti, and F. Cotton (2012). *Estimation of kappa (κ) for a sedimentary basin in Greece (EUROSEIS-TEST): Correlation to site characterization parameters,* Proc. 15th World Conference of Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, 24-28 September, 10 pp.

Ktenidou, O. -J., C. Gelis and F. Bonilla (2013). *A study on the variability of kappa*

in a borehole, Implications on the computation method used, Bulletin of the Seismological Society of America 103, 1048-1068.

Ktenidou, O. -J., F. Cotton, N. Abrahamson and J. G. Anderson (2014). *Taxonomy of kappa: a review of definitions and estimation approaches targets to applications*, Seismological Research Letters 85(1), 135-146.

Ktenidou, O. -J., N. A. Abrahamson, S. Drouet and F. Cotton (2015). *Understanding the physics of kappa (κ): insights from a downhole array*, Geophysical Journal International 203, 678-691.

Lai, T. S., H. Mittal, W. A. Chao and Y. M. Wu (2016). *A study on kappanvalue in Taiwan using borehole and surface seismic Array*, Bulletin of the Seismological Society of America 106, 1509-1517.

Laurendeau, A., F. Cotton, O. -J. Ktenidou, L. -F. Bonilla and F. Hollender (2013). *Rock and stiff-soil site amplification: Dependencies on V_{S30} and kappa (κ_0)*, Bulletin of the Seismological Society of America 103(6), 3131-3148.

Lee, V. W. and M. D. Trifunac (2010). *Should average shear-wave velocity in the top 30m of soil be used to describe seismic amplification?*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering 30, 1250-1258.

Lermo, J. and F. J. Chávez-García (1993). *Site effect evaluation using spectral ratios with only one station*, Bulletin of the Seismological Society of America 73(5), 1574-

1594.

Leyton, F., J. Ruiz, J. Campos and E. Kausel (2009). *Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison*, Physics of the Earth and Planetary Interiors 175, 37-46.

Leyton, F., A. Leopold, G. Hurtado, C. Pastén, S. Ruiz, G. Montalva and E. Sáez (2018). *Geophysical Characterization of the Chilean Seismological Stations: First Results*, Seismological Research Letters 89(2A), 519-525.

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

Montalva, G. A., N. Bastías and A. Rodríguez-Marek (2017). *Ground-Motion Prediction Equation for the Chilean Subduction Zone*, Bulletin of the Seismological Society of America 107(2), 901-911.

Mortimer, C. and N. Saric Rendic (1975). *Cenozoic studies in northernmost Chile*, Geologische Rundschau 64, 395-420.

Nakamura, Y. (1989). *A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtemor on the Ground Surface*, Railway Technical Research Institute Quarterly Reports 30(1), 25-33.

Neighbors C., E. J. Liao, E. S. Cochran, G. J. Funning, A. I. Chung, J. F. Lawrence,

C. Christensen, M. Miller, A. Belmonte and H. H. Andrés Sepulveda (2015). *Investigation of the high-frequency attenuation parameter, κ (kappa), from aftershocks of the 2010 M_w 8.8 Maule, Chile earthquake*. *Geophysical Journal International* 200, 200-215.

Ohmachi, T., Y. Nakamura and T. Toshinawa (1991). *Ground Motion Characteristics of the San Francisco Bay Area Detected by Microtremor Measurements*, International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 6 pp.

Paskoff, R. P. (1977). *Quaternary of Chile: the state of research*, *Quaternary Research* 8, 2-31.

Pilz, M. and D. Fäh (2017). *The contribution of scattering to near-surface attenuation*, *Journal of Seismology* 21, 1-19.

Pilz, M. and S. Parolai (2012). *Tapering of windowed time series*, Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 1-4.

Purvance, M. D. and J. G. Anderson (2003). *A Comprehensive Study of the Observed Spectral Decay in Strong-Motion Accelerations Recorded in Guerrero, Mexico*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93(2), 600-611.

Rauld, R., F. Medina, F. Leyton y S. Ruiz (2015). *Mapa de microzonificación sismo-*

geológica para Chile, XIV Congreso geológico chileno, La Serena, octubre 2015.

Servicio Nacional de Geología y Minería (2003). *Mapa Geológico de Chile*, Publicación geológica digital 4.

Silva, W. J., and R. Darragh (1995). *Engineering Characterization of Earthquake Strong Ground Motion Recorded at Rock Sites*, Palo Alto, Electric Power Research Institute, TR-102261.

Tassara, A. and A. Echaurren (2012). *Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models*, Geophysical Journal International 189, 161-168.

Toro, G. R., N. A. Abrahamson, and J. F. Schneider (1997). *Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: Best estimates and uncertainties*, Seismological Research Letters 68, 41-57.

Tsai, C-C. P. and K-C. Chen (2000). *A model for the High-Cut Process of Strong-Motion Accelerations in Terms of Distance, Magnitude, and Site Condition: An Example from the SMART 1 Array, Lotung, Taiwan.*, Bulletin of the Seismological Society of America 90(6), 1535-1542.

Van Houtte, C., C. Drouet and F. Cotton (2011). *Analysis of the origins of κ (kappa) to compute hard rock to rock adjustment factors for GMPEs*, Bulletin of the Seismological Society of America 101, 2926-2941.

9. Anexos

9.1. Criterio de Arias

La Intensidad de Arias (I_A) es un parámetro, dentro del contexto de la ingeniería sísmica, que entrega información acerca de la fuerza de un movimiento de suelo. Esta medida de intensidad fue propuesta por el ingeniero chileno Arturo Arias en 1970 (Arias, 1970). La principal suposición dentro de su trabajo es que la cantidad de daño experimentado por un estructura es proporcional a la energía disipada por la estructura (por unidad de peso) durante la duración media del movimiento inducido en esta por un terremoto.

Arias (Arias, 1970) define este parámetro como la integral, en el dominio del tiempo, del cuadrado de la aceleración y está dada por la ecuación

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{T_d} a(t)^2 dt \quad \left[\frac{m}{s} \right] \quad (29)$$

donde g es la aceleración de gravedad y T_d es la duración de la señal dado un umbral.

La Intensidad de Arias se correlaciona bien con otras medidas asociadas a la demanda sísmica como de desempeño de estructura, licuefacción y estabilidad sísmica de pendientes, describiendo el posible movimiento de suelo ocasionado por un terremoto necesario para gatillar un desplazamiento de tierra.

9.2. Aspectos estadísticos

Los intervalos de confianza al 95 % para cada uno de los parámetros del modelo \mathbf{m}_{L_2} , obtenido a través de mínimos cuadrados, considerando que tienen una distribución normal, están dados por¹

$$\mathbf{m}_{L_2} \pm 1,96 \text{ diag}(\text{Cov}(\mathbf{m}_{L_2}))^{1/2} \quad (30)$$

donde el valor 1.96 viene de

$$\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-1,96\sigma}^{1,96\sigma} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} dx \approx 0,95 \quad (31)$$

y la matriz de covarianza

$$\text{Cov}(\mathbf{m}_{L_2}) = \sigma^2(\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \quad (32)$$

Para el caso de los parámetros obtenidos con norma L_1 , no es tan simple encontrar la incerteza de estos. En este caso se utiliza la técnica de propagación de errores de Monte Carlo, donde se simulan vectores de datos con ruido y a partir de estos se examinan la estadísticos de los modelos resultantes. Primero se resuelve el problema inverso sin agregar ruido

$$\mathbf{G}\mathbf{m}_{L_1} = \mathbf{d} \quad (33)$$

¹Los siguientes aspectos estadísticos se obtienen del libro *Parameter Estimation and Inverse Problems, 2da Edición* de Richard C. Aster et al. (2013).

posteriormente se resuelve nuevamente el problema inverso a través de IRLS, pero añadiéndole a los datos ruido un vector de ruido η_i , obteniéndose un conjunto de q soluciones con norma L_1

$$\mathbf{G}\mathbf{m}_{L_1} = \mathbf{d} + \eta_i \quad (34)$$

Definiendo A como la matriz q por n donde la i -ésima fila contiene la diferencia entre el modelo estimado y el promedio de este,

$$\mathbf{A}_i = \mathbf{m}_{L_1,i}^T - \bar{\mathbf{m}}_{L_1}^T \quad (35)$$

la matriz de covarianza se puede estimar mediante

$$\text{Cov}(\mathbf{m}_{L_1}) = \frac{\mathbf{A}^T \mathbf{A}}{q} \quad (36)$$

y los posteriores intervalos de confianza se pueden obtener a través de la ecuación (30).

Otro estadístico usado para analizar los resultados de los parámetros obtenidos a través de una regresión lineal es el Coeficiente de determinación, el cual se denomina comunmente como R^2 . Este parámetro indica la cantidad de la variación de la variable dependiente que es explicada por la variable independiente. Además, refleja la bondad del ajuste de un modelo a los datos que se quieren explicar (Cameron and Windmeijer (1997)). Varía entre 0 y 1, donde mientras más cercano a 1 la regresión se ajustará mejor a la variable. Por el contrario mientras más cercano a 0 el modelo será menos preciso con respecto a los datos.

Su cálculo está dado por

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (37)$$

donde Y_i corresponde a los datos, \hat{Y}_i al ajuste y \bar{Y} la media de los datos.

9.3. Intervalos de confianza con norma L1

Estación	Intervalo de confianza κ_0 (s)	Intervalo de confianza κ_R (s/km)
AP01	± 0.0076	± 0.00003000
PB12	± 0.0047	± 0.00002739
PB13	± 0.0060	± 0.00003477
T11A	± 0.0083	± 0.00004154
T10A	± 0.0025	± 0.00002324
GO01	± 0.0092	± 0.00006582
T09A	± 0.0052	± 0.00007407
T12A	± 0.0037	± 0.00002963
TA01	± 0.0028	± 0.00001826
T13A	± 0.0065	± 0.00004765
T07A	± 0.0026	± 0.00001490
T05A	± 0.0030	± 0.00004023
TA02	± 0.0044	± 0.00002564
PB03	± 0.0056	± 0.00003026
PB06	± 0.0024	± 0.00001573
PB05	± 0.0004	± 0.00000410
PB15	± 0.0029	± 0.00001068
PB10	± 0.0025	± 0.00001130
GO02	± 0.0013	± 0.00000726
GO03	± 0.0013	± 0.00000530
TLL	± 0.0007	± 0.00000468
GO04	± 0.0025	± 0.00000770
CO03	± 0.0051	± 0.00003283
VA03	± 0.0003	± 0.00000561
ROC1	± 0.0019	± 0.00001344
MT02	± 0.0036	± 0.00001962
FAR1	± 0.0029	± 0.00001618
LMEL	± 0.0024	± 0.00001633
MT05	± 0.0020	± 0.00000608
ANTU	± 0.0078	± 0.00004707
DG01	± 0.0198	± 0.00004328
BO02	± 0.0043	± 0.00001963
GO05	± 0.0028	± 0.00001554
CCH2	± 0.0049	± 0.00002955
BI03	± 0.0029	± 0.00002879
CCSP	± 0.0036	± 0.00001690

Tabla 7: Intervalos de confianza al 95% para los parametros calculados con norma L1 utilizando todos los eventos.