



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

**ANÁLISIS ESPECTRAL DE RUIDO SÍSMICO PARA DETECTAR TREMORES NO  
VOLCÁNICOS EN EL PUNTO TRIPLE CHILENO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

ROGELIO TORRES CUENCA

PROFESOR GUÍA:  
SERGIO ARTURO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MARIO HERNÁN PARDO PEDEMONTTE  
FELIPE ORLANDO LEYTON FLOREZ

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por AGCID

SANTIAGO DE CHILE

2021

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: ROGELIO TORRES CUENCA  
FECHA: 03/09/2021  
PROF. GUÍA: SERGIO ARTURO RUIZ TAPIA

## **ANÁLISIS ESPECTRAL DE RUIDO SÍSMICO PARA DETECTAR TREMORES NO VOLCÁNICOS EN EL PUNTO TRIPLE CHILENO**

En la presente tesis, se estudió la zona del Punto Triple Chileno (PTC) que se localiza al oeste de la región de Aysén, en el extremo de la zona de subducción Nazca-Sudamérica, en el sur de Chile. Durante el periodo de febrero de 2009 a enero de 2010 se realizaron mediciones de ruido sísmico ambiental cercanos al PTC usando sismógrafos en el fondo oceánico (OBS, por sus siglas en inglés). Se usó una porción de los datos para estudiar la ocurrencia de señales sísmicas asociados a episodios superficiales de tremores no volcánicos (NVT's, por sus siglas en inglés) documentados en esta región.

Durante el desarrollo de este trabajo, se analizaron datos sísmicos de cinco sensores triaxiales (LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5) durante el periodo de tiempo del 2 de marzo al 16 de agosto de 2009 (167 días) de ruido sísmico ambiental en el fondo oceánico. La existencia aleatoria de tremores no volcánicos cercanos al PTC ha sido previamente documentada usando técnicas como la correlación cruzada en diferentes intervalos de tiempo. Para correlacionar este fenómeno en el dominio espectral, se realizó el método de cocientes espectrales de ruido sísmico (HVSR, por sus siglas en inglés) propuesto por Nogoshi e Igarashi (1971) y generalizada por Nakamura (1989, 1996, 2000). Este método propone calcular los espectros de Fourier en cortos intervalos de tiempo para las 3 componentes y realizar un cociente espectral entre las componentes horizontales sobre la componente vertical. Se analizó el comportamiento temporal de las amplitudes en cortos intervalos de tiempo durante los 167 días para identificar la presencia o ausencia de NVT's para diferentes periodos de tiempo.

Los análisis demuestran que existe una alta correlación en forma y amplitud espectral entre los sensores LC1 y LC3 en sus 2 direcciones para la frecuencia fundamental de 6.1 [Hz]. Hay días con una intensa actividad de tremores, señales en tiempo que corresponden a deslizamientos lentos continuos que se aceleran y desaceleran con periodos de recurrencia que han podido ser relacionados con los periodos de las mareas.

Estos episodios de largo periodo en aproximadamente 27.03 días están fuertemente relacionados con el comportamiento periódico en las mareas causados por la interacción que existe entre la Tierra, la Luna y el Sol. Los resultados espectrales demuestran que el comportamiento de las amplitudes espectrales está fuertemente relacionado con el periodo de las mareas y con la actividad de tremores no volcánicos registrados en sensores OBS. Las mareas coexisten en el dominio de las bajas frecuencias que predominan en el ruido sísmico ambiental modificando o no las trazas en tiempo y alterando el comportamiento espectral, que por momentos, no corresponde a un comportamiento estático invariante en el tiempo.

*A mis padres, familia y a mi compañera de vida*

*Después de todo, ¿qué es un científico entonces? Es un hombre curioso que mira a través del ojo de una cerradura, la cerradura de la naturaleza, tratando de saber qué es lo que sucede*

–Jacques Yves Cousteau–

# Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo a mis padres, mi mamá Carmen Cuenca Bahena y mi papá Ramón Torres Soto, siempre serán mi más grande motor para seguir adelante en la vida. A mis hermanos que siempre han estado conmigo y especialmente a mi compañera de viaje Karen Salcedo que, a pesar de las etapas y los retos, siempre tiene una voz de aliento que me impulsa a seguir adelante.

Agradecer a las decenas de profesores que han sido parte de mi formación académica en México y en Chile, especialmente mi reconocimiento y mi admiración al Profesor Sergio Ruíz por sus consejos, comprensión, paciencia y motivación para que yo continúe con mis sueños profesionales. Al profesor Mario Pardo por sus consejos y enseñanzas en todo momento dentro y fuera de las aulas. Al profesor Felipe Leyton que siempre fue generoso conmigo aportando ideas y dándome oportunidades para mi desarrollo profesional.

He tenido la oportunidad de conocer a grandes colegas que me han acompañado durante todo este proceso, personas que se han convertido en parte de mi vida, me refiero a Miguel, Leoncio, Daniel, Claudia que siempre estuvieron conmigo y nunca me dejaron durante mi estancia en el extranjero, gracias.

Agradezco a la beca AGCID para que yo pudiera estudiar mi magister en la Universidad de Chile, fueron un gran apoyo durante mi proceso educativo.

Gracias a Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) por proporcionar los datos para realizar este estudio, en especial a Satoshi Ide y Hiro Sugioka.

Estoy consciente que no he mencionado a muchas personas que también han contribuido en mi formación, a todas ellas gracias.

# Tabla de contenido

Tabla de contenido .....	iv
<b>Índice de tablas .....</b>	<b>v</b>
<b>Índice de ilustraciones .....</b>	<b>vi</b>
<b>Capítulo 1 .....</b>	<b>1</b>
1.1 Introducción .....	1
1.2 Objetivos .....	4
<b>Capítulo 2 .....</b>	<b>5</b>
Zona de estudio .....	5
2.1 La Región de Aysén y la Península de Taitao .....	5
2.2 Tectónica .....	6
2.3 Estudios sísmicos previos .....	6
2.4 Señales de deslizamiento lento .....	8
2.5 Ocurrencia de tremores .....	12
2.6 Tremores superficiales en el Punto Triple .....	13
<b>Capítulo 3 .....</b>	<b>15</b>
Marco teórico y metodología .....	15
3.1 Red de estaciones .....	15
3.2 Microtremores .....	16
3.3 Cálculo del HVSR y procesamiento .....	17
<b>Capítulo 4 .....</b>	<b>24</b>
Resultados .....	24
4.1 Procesamiento del cociente espectral .....	24
4.2 Análisis espectral de amplitudes espectrales en el tiempo .....	34
<b>Capítulo 5 .....</b>	<b>41</b>
Discusión y conclusiones .....	41
<b>Bibliografía .....</b>	<b>44</b>
<b>Anexo A .....</b>	<b>48</b>
<b>Anexo B .....</b>	<b>53</b>

# Índice de tablas

Tabla 1. Ubicación de los OBS .....	15
Tabla 2. Valores de los cocientes espectrales.....	26
Tabla 3. Variaciones de la marea, Wahr 1995.....	33
Tabla 4. Periodos característicos, Gallego 2013.....	33
Tabla 5. Valores de amplitudes y frecuencias dominantes calculadas en tiempo (k) .....	35
Tabla 6. Valores de amplitudes y frecuencias dominantes obtenidos de la Transformada de Fourier (K).....	35

# Índice de ilustraciones

*Figura 1. Área de estudio. Los cuadrados azules muestran la distribución espacial de los sensores OBS colocados en el fondo oceánico. Las flechas indican el sentido y la velocidad de las placas. La línea roja representa la dorsal de Chile y los círculos de colores detallan la distribución de los temores no volcánicos de acuerdo con Ide, (2010) y obtenidos de Idehara et al. (2014). Figura modificada de Sáez et al. (2018).* ..... 2

*Figura 2. Configuración tectónica del margen de Chile y velocidades GPS. Las flechas grandes etiquetadas son vectores de movimiento de placas en relación con América del Sur. Los triángulos indican la ubicación de los volcanes. Las nuevas velocidades de GPS se muestran con flechas rojas (Klotz et al., 2001). La elipse de error representa una desviación estándar. La línea discontinua indica aproximadamente la zona de ruptura del terremoto de 1960 Mw 9.5 (Agurto et al., 2012).* ..... 7

*Figura 3. Sección transversal de una zona de subducción (Basada en la zona de Nankai) que muestra la zona de ocurrencia de varios tipos de terremotos lentos; ETS, episodic tremor y slip; SSE, slow slip evento; VLF, very low frequency y terremotos tradicionales (Rogers y Dragert, 2003)*..... 8

*Figura 4. Comparación entre los movimientos de deslizamiento representados con círculos azules, el periodo intersísmico como una pendiente de color verde y en la parte inferior la acumulación de temores no volcánicos. Es clara una correlación entre los eventos de deslizamiento y los temores por periodos entre 13 y 16 meses. Presentando periodos relativamente estables de movimiento (Rogers y Dragert, 2003).*..... 10

*Figura 5. Comparación entre el momento sísmico y la duración de distintos terremotos. LFE (rojo), VLF (naranja) y SSE (verde) ocurren en el canal Nakai mientras que ETS (azul claro) ocurren en la zona de subducción de Cascadia. Estos siguen una relación de escala para terremotos lentos. En la parte inferior se ve la escala para terremotos regulares de tipo interplaca poco profundos (Ide et al., 2007).* ..... 11

*Figura 6. Comparación de las ocurrencias de NVT's observadas y el estrés de falla de marea de Coulomb teórico (CFS), secuencia de tiempo de NVT's por hora para el enjambre de febrero de 2006 (barras), serie de tiempo de la tasa de  $\Delta$ CFS (línea continua) y  $\Delta$ CFS (línea discontinua) debido a la marea terrestre. Los ejes verticales izquierdos indican  $\Delta$ CFS y la tasa de  $\Delta$ CFS, y el eje derecho indica las duraciones de NVT's por minutos (Nakata et al., 2008).*..... 12

*Figura 7. (a) Envoltente diaria de la correlación cruzada entre las componentes horizontales y verticales durante los días de mayo. La línea roja indica días consecutivos durante los cuales emerge S-P tiempo cerca de 2 s, y la línea azul muestra días consecutivos durante los cuales no se puede identificar S-P tiempo. b) observaciones 6 horas de un día* ..... 13

Figura 8. Componente  $H_1$  registrado por la estación LC3 en un día con intensa actividad de tremores en a) las flechas indican numéricamente las trazas que se observa en (c). (b) el espectrograma de la forma de onda que se muestra en (a) y (c) envolventes de las correlaciones cruzadas entre las componentes  $H_1$  y  $V$  de las trazas mostradas en (a) (Sáez et al., 2019). ..... 14

Figura 9. Área de estudio con la batimetría de alta resolución. Los cuadrados rojos muestran la ubicación de los 5 sismómetros de fondo oceánico (OBS). La flecha indica el sentido y la velocidad de la placa Antártica. El sensor LC3 es el sensor más cercano al PTC. .... 16

Figura 10. Registros sísmicos de los 5 sensores para una componente horizontal ( $H_1$ ) durante el periodo de 167 días. Los primeros 4 sensores mantiene una forma similar en amplitud a diferencia de LC5 que difiere completamente. Las 5 estaciones registran los eventos sísmicos. .... 25

Figura 11. Espectro de Fourier y su dispersión de amplitud y su coeficiente de variación para cada una de las frecuencias. Las 3 componentes influyen en el comportamiento del cociente espectral ..... 25

Figura 12. Cálculo del cociente espectral promedio ( $H_5/V_5$ ) para cada uno de los sensores LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5 usando los 167 días de registro. La línea punteada representa los intervalos de confiabilidad  $I_{cs}$  e  $I_{ci}$ . .... 27

Figura 13. La línea continua representa el promedio de la amplitud en los cocientes espectrales usando el valor medio cuadrático para los 5 sensores. Las líneas punteadas son los intervalos de confianza  $I_{cs}$  e  $I_{ci}$  que filtran las señales por forma y amplitud. .... 27

Figura 14. Movimiento de partícula que estima el ángulo de azimut para diferentes frecuencias para una estación con un comportamiento espectral suave (LC3) y una estación con variaciones abruptas en la frecuencia (LC5). .... 28

Figura 15. Cálculo del cociente espectral promedio ( $H_5/V_5$ ) para cada uno de los sensores LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5 usando los 167 días de registro. LC1 y LC3 comparte forma y amplitud, LC2 y LC4 muestran una sola frecuencia característica. LC5 es anómalo al resto de las estaciones. .... 29

Figura 16. Se muestran los HVgramas para cada una de las 5 estaciones. Los colores rojos representan los altos de amplitud espectral. Las amplitudes están normalizadas para realizar una correcta comparación entre ellas. Las líneas punteadas hacen referencia a saltos de amplitud en el tiempo. .... 30

Figura 17. Señales en tiempo para LC1 con eventos sísmicos y comparación con las amplitudes espectrales analizadas en el tiempo para la frecuencia 6.1 [Hz] con un promedio móvil de 1 día. Entre las líneas punteadas hay un bajo de amplitud abrupto, se observa un comportamiento ascendente de las amplitudes entre el día 190 al día 225. .... 32



<i>Figura 18. Señales en tiempo para LC3 con posibles eventos sísmicos y comparación con las amplitudes espectrales analizadas en el tiempo para la frecuencia 6.1 [Hz] con un promedio móvil de 1 día. Entre las líneas punteadas hay un bajo de amplitud abrupto, se observa un comportamiento ascendente de las amplitudes entre el día 190 al día 225.....</i>	<i>32</i>
<i>Figura 19. Valores de la transformada de Fourier en periodos de días. De color rojo la estación LC1 y de color azul LC3. Las letras son los valores de frecuencia; K1=0.0055 [1/día]; K2=0.023 [1/día]; K3=0.035[1/día]; K4=0.097[1/día].....</i>	<i>34</i>
<i>Figura 20. Con línea continua se muestran los modelos matemáticos calculados usando los valores aproximados de la transformada de Fourier con los valores de Gallego (2013) y Wahr (1995) para las componentes LC1 y LC3. ....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 21. Valores de amplitudes espectrales usando un filtro de promedio móvil entre 11 y 13 días. Las curvas suaves representan los modelos matemáticos propuestos para las estaciones LC1 y LC3. ....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 22. Coeficiente de correlación para LC1 y LC3 entre el modelo matemático y las variaciones de amplitud espectral en el tiempo. Se compararon los resultados para filtros entre 1 y 20 días de promedio móvil. Para LC1 y LC3 la mayor correlación existe en el promedio móvil de 13 días. a) y b) corresponden al periodo entre el día 78 y el día 2015, mientras que c) y d) al periodo que comprende del día 78 al día 175 del año 2009. ....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 23. De forma continua se muestra la señal de amplitudes espectrales normalizada. El histograma representa la cantidad de tremores localizados por esa zona de estudio por Sáez et al. (2019). Existe una correlación entre los bajos de amplitud espectral y la ocurrencia de tremores no volcánicos para las 2 estaciones LC1 y LC3.....</i>	<i>38</i>
<i>Figura 24. En línea continua se muestran las amplitudes espectrales corregidas por marea para las 2 componentes en la señal LC1<sub>m</sub>. Los puntos representan los tremores ubicados por latitud, duración y profundidad. Hay una estrecha correlación entre los bajos de amplitud y la ocurrencia de tremores .....</i>	<i>39</i>
<i>Figura 25. En línea continua se muestran las amplitudes espectrales corregidas por marea para las 2 componentes en la señal LC3<sub>m</sub>. Los puntos representan los tremores ubicados por latitud, duración y profundidad. Hay una estrecha correlación entre los bajos de amplitud y la ocurrencia de tremores. ....</i>	<i>39</i>
<i>Figura A1. Espectros de Fourier promedio y su desviación estándar en las 3 componentes. Se utilizaron datos por día. ....</i>	<i>48</i>

<i>Figura A2. Coeficientes de variación para las 3 componentes en los 5 sensores. Existen cambios de amplitud espectral para las componentes horizontales y verticales, en general la mayor variación está en las componentes horizontales. ....</i>	<i>49</i>
<i>Figura A3. Cocientes espectrales para cada dirección H1/V y H2/V por cada estación durante los 167 días. La línea continua con el promedio y la línea punteada es el intervalo de confianza Ic que filtran las señales por forma y amplitud. ....</i>	<i>50</i>
<i>Figura A4. El comportamiento del ángulo frecuencial permite conocer la dirección de las señales registradas para cada estación en ambas componentes horizontales. Los sensores LC1, LC2 y LC3 mantienen un comportamiento suave con respecto a las frecuencias, mientras que LC4 y LC5 son señales inestables que no representan un patrón entre ambas componentes .....</i>	<i>51</i>
<i>Figura A5. Variación de las amplitudes espectrales normalizadas para los 2 sensores LC1 y LC2 entre las direcciones H<sub>1</sub> y H<sub>2</sub> en la frecuencia de 6.1 [Hz]. Se utilizó un promedio móvil de 13 días.. ....</i>	<i>52</i>
<i>Figura B1. Comparación de la variación de amplitud espectral para la frecuencia 6.1 [Hz] para la misma componente horizontal en las estaciones LC1 y LC3. ....</i>	<i>53</i>
<i>Figura B2. Comparación de la variación de amplitud espectral en la frecuencia de 6.1 [Hz] para las 2 componentes horizontales en las estaciones LC1 y LC3 .....</i>	<i>53</i>
<i>Figura B3. Señal de amplitud espectral a) filtro de 1 muestra por día y b) filtro entre 11 y 13 días para la estación LC1. Con línea continua está el modelo matemático propuesto. ....</i>	<i>54</i>
<i>Figura B4. Modelo matemático LC1 ajustado para las 2 componentes horizontales H<sub>1</sub>/V, H<sub>2</sub>/V y H/V y el promedio cuadrático horizontal (H). Existe diferencia de amplitud en las componentes horizontales debido a la dirección máxima de energía, siendo la componente H<sub>1</sub> la que presenta las mayores amplitudes. ....</i>	<i>54</i>
<i>Figura B5. Señal de amplitud espectral a) filtro de 1 muestra por día y b) filtro entre 11 y 13 días para la estación LC3. Con línea continua está el modelo matemático propuesto. ....</i>	<i>55</i>
<i>Figura B6. Modelo matemático LC3 ajustado para las 3 combinaciones H<sub>1</sub>/V, H<sub>2</sub>/V y H/V. Existe diferencia de amplitud en las componentes horizontales debido a la dirección de máxima de energía. ....</i>	<i>55</i>

# Capítulo 1

## 1.1 Introducción

En Chile, dos placas (Nazca y Antártica) convergen con la placa Sudamericana formando zonas de subducción, y la placa de Scotia desliza con respecto a la placa Sudamericana en un borde transformante. La región se ubica al Oeste de la Península de Taitao al Sur de Chile que también es llamado Punto Triple Chileno (PTC), donde convergen tres placas tectónicas, la placa de Nazca, la placa Sudamericana y la placa Antártica. En los últimos años, esta región ha sido de gran interés sísmológico debido a la interacción somera que existe entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamérica. Históricamente, la zona cerca al PTC ha sido poco estudiada debido a su ubicación geográfica de difícil acceso.

En este trabajo de tesis, se analizaron datos continuos de ruido sísmico ambiental adquiridos desde instrumentos desplegados en el fondo oceánico que rodearon al PTC durante el periodo del 2 de marzo (día 62) al 16 de agosto (día 228) del año 2009, siendo la primera red sísmica OBS que rodea el PTC. Los sensores OBS registraron datos de ruido sísmico ambiental con un muestreo de 200 muestras por segundo en 5 estaciones de manera simultánea LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5 (Figura 1). La distancia entre cada uno de los sensores fue de aproximadamente  $\sim 35$  [km]. Cada sensor registró señales sísmicas en 3 direcciones ortogonales, dos componentes horizontales ( $H_1$  y  $H_2$ .) y una componente vertical (V) simultáneamente.

En este contexto, se propuso realizar el análisis espectral del ruido sísmico para observar la ocurrencia temporal de señales de deslizamiento lento (SSE, por sus siglas en inglés) en más de una estación sísmica usando el método propuesto por Nogoshi e Igarashi (1971), generalizada por Nakamura (1989, 1996, 2000) y retomada por diversos autores (Lermo y Chávez-García, 1994; Kudo, 1995; Mucciarell, 1998; Delgado et al., 2000; Arai y Tokimaatsu, 2000; Bonnefoy-Claudet, 2006).

El método consiste en calcular los espectros de Fourier del ruido ambiental y realizar el cociente espectral de las componentes horizontales sobre la componente vertical (HVSR) para una sola estación. Se analizaron los 167 días de registros continuos de forma consecutiva usando ventanas de 120 [s] para calcular su espectro de Fourier y realizar el apilamiento por ventanas de 2 horas. La elección de las ventanas y el apilamiento se realizó usando pruebas continuas para evitar que se perdieran datos de amplitud asociadas al fenómeno de deslizamiento lento.

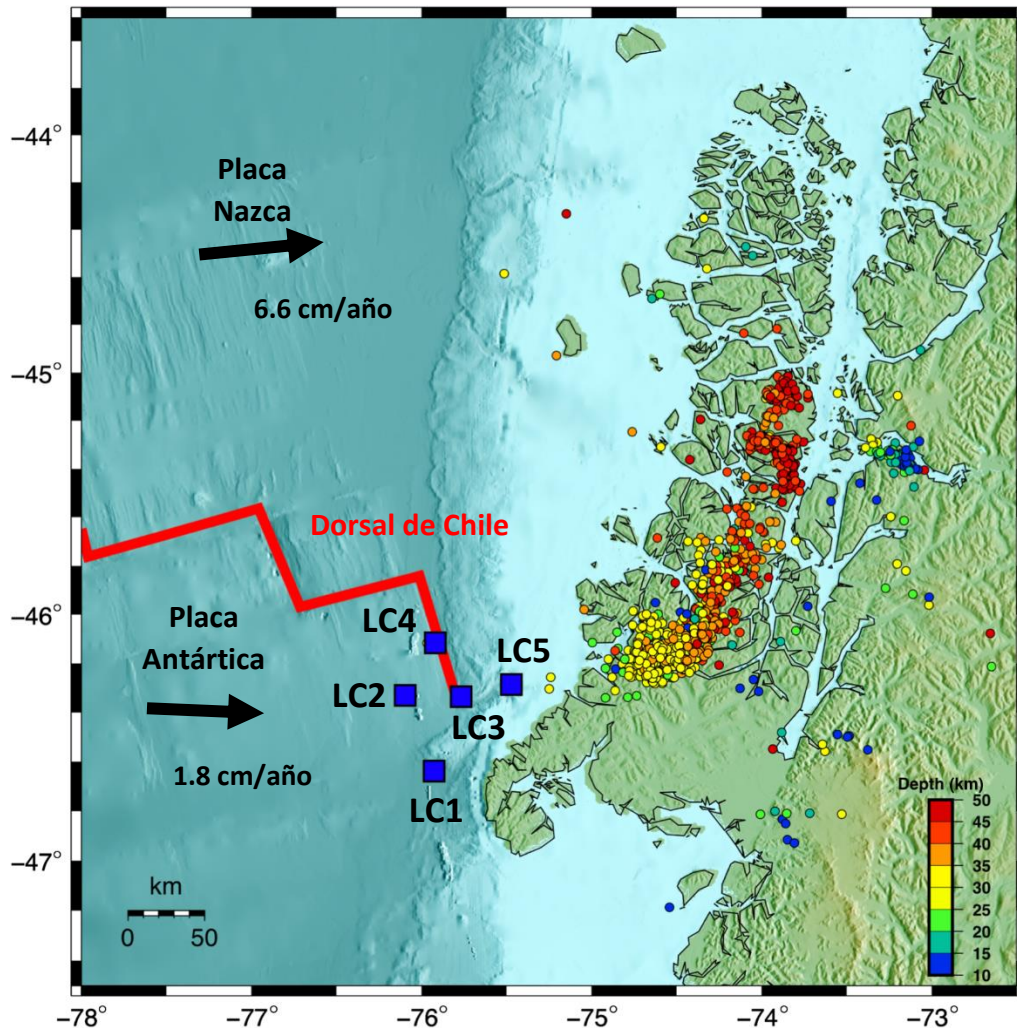


Figura 1. Área de estudio. Los cuadrados azules muestran la distribución espacial de los sensores OBS colocados en el fondo oceánico. Las flechas indican el sentido y la velocidad de las placas. La línea roja representa la dorsal de Chile y los círculos de colores detallan la distribución de los tremores no volcánicos de acuerdo con Ide, (2010) y obtenidos de Idehara et al. (2014). Figura modificada de Sáez et al. (2018).

Diversos trabajos (Nakamura, 2000; Zhang y Chan, 2003; Okada y Suto 2003; Parolai et al., 2004; Malischewsky y Scherbaum, 2004; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Dal Moro, 2014) presentan evidentes variaciones diarias y semanales vinculadas con actividades culturales ( $f > 1$  Hz), mientras que las variaciones en el tiempo de baja frecuencia no están vinculadas con la actividad antropogénica. Los valores promedios de amplitud espectral a lo largo del tiempo muestran que los microtremores predominantes son diferentes según la hora y han podido ser correlacionados con la altura del oleaje y algunas actividades meteorológicas (Tuladhar et al., 2004; Dikmen y Mirzaoglu, 2005; Panou et al., 2005; Raptakis et al., 2005, Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

En este trabajo, se realiza un preprocesamiento de los datos para eliminar señales que no cumplan con los rangos de amplitud promedios establecidos. Las señales transitorias fueron removidas aplicando filtros y correcciones que permitan analizar la forma de las señales de ruido

sísmico ambiental sin alterar su comportamiento de amplitud en distintas ventanas de tiempo. Las correcciones durante el procesamiento espectral fueron realizadas de la misma manera en los 5 sensores OBS para evitar errores metodológicos.

Este trabajo identifica los periodos de tiempo en que las señales sísmicas presentan un aumento o disminución de la amplitud espectral que contiene el ruido sísmico ambiental durante 167 días de registro. Este fenómeno de amplitud puede cuantificarse analizando las señales horizontales por separado con su respectiva componente vertical ( $H_1/V$  y  $H_2/V$ ). Con los cocientes espectrales analizan las variaciones en forma y amplitud de la onda sísmica para cada dirección.

Para comparar el comportamiento dinámico de la amplitud en el cociente espectral, se realizó una normalización para una determinada frecuencia sobre el promedio de todas las variaciones de las amplitudes calculadas, usando este valor como una corrección se pueden comparar las diferentes estaciones.

Este procedimiento tiene gran correlación con las conclusiones obtenidas por Sáez et al. (2018), quien analizó la correlación cruzada para la estación LC3 con los mismos datos de OBS y sugiere que existen días con intensa actividad de tremores no volcánicos (NVT's) que corresponden a deslizamientos lentos casi continuos, que pueden acelerarse y desacelerarse casi al azar, con variaciones espaciales y temporales.

Los sensores LC2, LC4 y LC5 cumplen con la condición que define Nakamura, (1989), asumiendo que los datos sísmicos están exentos de señales externas que no modifican el cociente espectral. En cambio, las señales LC1 y LC3 se comportan de forma dinámica en tiempo y su valor de amplitud se considera inestable. Usando esta metodología se observaron amplitudes asociadas a SSE para la frecuencia de 6.1 [Hz].

La variación de las amplitudes en las estaciones LC1 y LC3 coincide con señales de periodo largo aproximadamente de 27.5 días que controlan la ocurrencia de tremores detectados cerca del PTC. Diversos estudios han reportado que no existe una correlación entre las mares y la ocurrencia de tremores (Schuster, 1897; Morgan et al., 1961; Heaton, 1982; Vidale et al., 1998), mientras que otros estudios afirman que sí existe una positiva correlación, pero particularmente en algunas regiones de la Tierra (Souriau et al., 1982; Wilcock, 2001; Tolstoy et al., 2002; Kasahara, 2002).

Para responder las inquietudes planteadas con anterioridad, este trabajo de tesis está dividido en cinco capítulos que se detallan a continuación.

En el capítulo 2 analizamos la zona de estudio para conocer su proceso tectónico, complementando con los estudios previos realizados cerca de la zona para definir el contexto

sismotectónico y comprender la recurrencia de señales preexistentes asociadas a eventos de deslizamiento lento.

En el Capítulo 3 abordaremos el tema de la adquisición de datos usando sensores del fondo oceánico (OBS). Explicaremos la técnica de Nakamura utilizada para el procesamiento de las señales sísmicas y analizaremos el procesamiento que se llevó a cabo para realizar este proyecto de tesis.

El Capítulo 4 es el apartado que muestra los resultados obtenidos después de haber realizado el procesamiento de los datos, ejemplifica las soluciones encontradas y acota el intervalo de estudio para enfocarse en un área específica.

Por último, el Capítulo 5, es donde se discuten y se describen los resultados obtenidos usando el tratamiento de señales previamente descrito. Las conclusiones explican los gráficos realizados y el seguimiento que se podría realizar para continuar con el trabajo en un futuro cercano.

## 1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo consiste en analizar señales de ruido sísmico en sensores de fondo oceánico (OBS) y cuantificar las variaciones espectrales de amplitud en periodos largos de tiempo para identificar la ocurrencia de tremores no volcánicos.

Además del objetivo específico se encuentra:

- Implementar una metodología para clasificar espectralmente señales sísmicas por amplitud usando cocientes espectrales (HVSR).
- Comparar amplitudes espectrales en más de una estación para cuantificar señales asociadas a tremores no volcánicos que ocurren en el fondo oceánico.

# Capítulo 2

## Zona de estudio

### 2.1 La Región de Aysén y la Península de Taitao

Esta Región es la segunda más austral de Chile, está localizada entre los paralelos 44° y 49° S aproximadamente. Ocupa el tercer lugar en ser la región más grande de Chile, por detrás de las regiones de Magallanes y Antofagasta.

La Región de Aysén contiene al Batolito Patagónico, conformando la mayoría de las rocas expuestas en las vecindades del Golfo de Penas. Consiste de rocas de naturaleza calco-alcalina que varían desde gabro hasta el granito cuyas edades van desde el Jurásico Superior al Terciario (Forsythe, 1985, 1986, 1992). Al este del batolito existe una serie de plutones del Mioceno y centros volcánicos, activos y no activos, de la misma época. Estos se localizan en una línea paralela a la fosa, a unos 150 kilómetros tierra adentro (Cande et al., 1987).

Esta zona es cruzada por un complejo de fallas, denominada Zona de Fallas Liquiñe- Ofqui (LOFS, por sus siglas en inglés), que se extiende por más de 1000 [km], partiendo desde el sur del Istmo de Ofqui hasta la zona de Liquiñe, en la Región de los Ríos. Corresponde a fallas transcurrentes dextrales, las cuales, morfológicamente, consisten en segmentos rectos paralelos con orientación nor-noreste unidos por lineamientos en escalón en dirección noreste (Hervé, 1976; Cembrano et al., 1996).

La Península de Taitao es la más grande de la región, siendo una de las características geográficas más prominentes de Aysén y la extensión de tierra que se adentra más hacia el oeste del país. La Cordillera de los Andes en estas latitudes comienza a fragmentarse y a perder altura, presentando elevaciones entre los 400 y 2000 m.s.n.m. (Haller y Lapido, 1982). Fuera de la Península de Taitao se encuentran los picos más altos de la zona, sobresaliendo el San Valentín, que llega hasta los 4058 m.s.n.m. La Península de Taitao está principalmente compuesta por un complejo metamórfico que constituye la unidad más antigua de la región, con rocas que preceden al Jurásico, principalmente de origen Paleozoico (Forsythe, 1985, 1986, 1992). Estas dos unidades, el Batolito Patagónico y el Basamento Paleozoico, son las más extensas en la región.

Estudios de batimetría y sísmica de reflexión en la vecindad del Punto Triple Chileno fueron realizados en 1997 entre los límites de 45-48°S. Esta región proporciona una única oportunidad para investigar la interacción geológica entre un centro de expansión que subduce activamente un margen continental. Se sabe que una gran zona de expansión activa está subductando bajo la

cordillera continental Andina. Los resultados muestran un desarrollo del margen continental formado por procesos tectónicos que abarcan un espectro desde la subducción-erosión hasta la subducción-acreción. El margen continental andino y la fosa de Chile exhiben una gran segmentación y ocasiona la migración del PTC. La actual migración hacia el norte del PTC a lo largo del límite de la placa introduce un cambio brusco en el modo tectónico de subducción-erosión al norte a subducción-acreción al sur. Estos datos han revelado la compleja estructura tridimensional de la cuña de acreción (Bourgeois et al., 2000, 2002; Lagabrielle et al., 2015).

## **2.2 Tectónica**

La región de estudio se encuentra en la parte final del sur de la placa de Nazca que subduce a la placa de Sudamérica. La extensión activa de la dorsal de Chile se ha estado subduciendo debajo de Chile Patagónico desde el Mioceno medio. Después de la subducción, la separación de la placa de Nazca continúa siendo más rápida que la placa Antártica, abriendo una brecha entre las litosferas oceánicas subducidas debajo de América del Sur (Cande et al., 1987).

El Punto Triple Chileno (PTC) representa el punto de unión entre las placas Antártica, Nazca y Sudamericana. La colisión de la dorsal con respecto a la placa Sudamericana genera el punto triple que se va desplazando rápidamente hacia el norte hasta alcanzar su posición actual en el paralelo 46.3°S (Folguera et al., 2002). Esta alta velocidad en el desplazamiento es debida a la baja oblicuidad del segmento de la dorsal con respecto al límite de placas (Cande et al., 1987). Entre las zonas de fractura de Darwin y Taitao subduce la dorsal activa de las placas Antártica y Nazca con la placa Sudamericana, llamada Dorsal de Chile (Herron et al., 1981; Cande et al., 1987). Esta subducción se inició hace aproximadamente 14 Ma y el segmento actual aproximadamente hace 0.3 Ma (Cande et al., 1987). Al norte del PTC existe una porción joven de la placa de Nazca que está subduciendo a una velocidad de aproximadamente 6.6 cm/año, mientras que, al sur, la placa Antártica está subduciendo a 2 cm/año por debajo de la placa Sudamericana (Wang et al., 2007).

La placa Nazca tiene una baja densidad debido a que se trata de una placa joven y por lo tanto una alta flotabilidad que es subducida en dirección Noreste mientras que la placa Antártica también de edad joven subduce casi ortogonalmente en dirección Este (Wang et al., 2007).

## **2.3 Estudios sísmicos previos**

El Punto Triple Chileno es el único ejemplo de subducción activa de un sistema de dorsales oceánicas transformantes por debajo de un margen continental de tipo andino y ha sido objeto de investigación intensa. Estos datos permiten predecir la posición actual y la cinemática de las placas oceánicas Nazca y Antártica que subducen bajo de la placa Sudamericana (Forsythe et al., 1986; Ramos y Kay, 1992; Forsythe, 1992). El margen Andino se caracteriza por terremotos en la zona de subducción con mecanismos paralelos a la trinchera, en su mayoría con mecanismo focal compresivo (Barazangi e Isaaks, 1976; Dewey y Lamb, 1992).



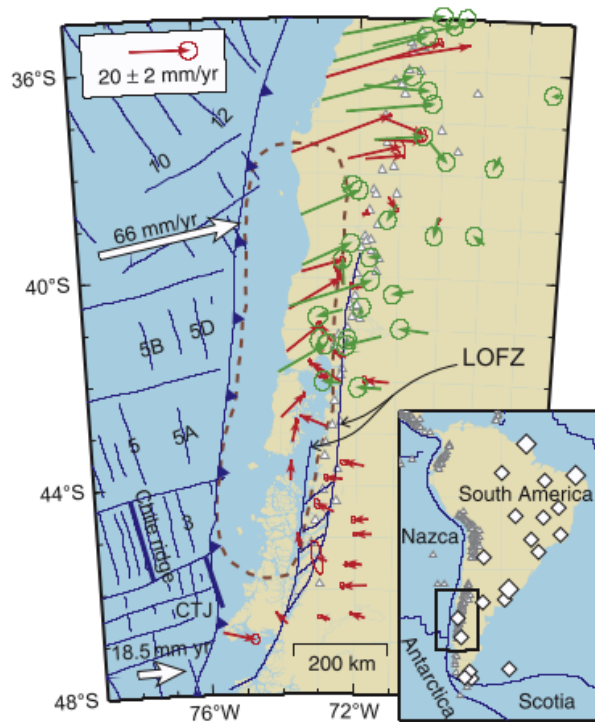


Figura 2. Configuración tectónica del margen de Chile y velocidades GPS. Las flechas grandes etiquetadas son vectores de movimiento de placas en relación con América del Sur. Los triángulos indican la ubicación de los volcanes. Las nuevas velocidades de GPS se muestran con flechas rojas (Klotz et al., 2001). La elipse de error representa una desviación estándar. La línea discontinua indica aproximadamente la zona de ruptura del terremoto de 1960 Mw 9.5 (Plafker, 1972). Figura de Wang et al., 2007.

La subducción de la litosfera es muy joven (< 15 y 25 Ma) y producen terremotos poco profundos con vulcanismo escaso o ausente. De acuerdo a los estudios realizados, la sismicidad en la región de Aysén ocurre solamente a profundidades menores a los 30 [km], presentando sismos de bajas magnitudes. Sin embargo, las magnitudes máximas en la región podrían alcanzar Mw 7 como lo demuestran los recientes eventos del Fiordo de Aysén relacionados con el sistema LOFS y un terremoto ocurrido en 1927 (Kirby et al. 1996).

Se necesitan más observaciones para abordar las posibles magnitudes máximas de terremotos en la zona, estudiar la variación de las velocidades de convergencia, las tasas de deslizamiento, la segmentación y también su interacción con el empuje de subducción. Para caracterizar esta zona se requieren las ubicaciones precisas de terremotos, mejores soluciones que definan con mejor precisión los planos de falla para caracterizar esta zona que carece de estudios locales, y en general, para comprender los procesos involucrados en zonas de subducción oblicua en la que se espera una gran deformación (Wang et al., 2007) (Figura 2).

Existen pocos estudios sobre la actividad tectónica actual asociada con el Punto Triple. Murdie et al. (1993) analizó datos de una red de monitoreo microsísmico alrededor del Punto Triple en 1992. El margen Andino es caracterizado por una zona de subducción y la distribución de los hipocentros está controlada por los ángulos de subducción.

El límite inferior de magnitud para esta región a partir de los datos de Centro Sismológico Internacional (ISC, por sus siglas en inglés) fue de M 4. Durante febrero y marzo de 1992 se desplegó una red de pequeña abertura (Taitao) de 9 sismógrafos digitales de tres componentes para determinar si se están produciendo sismos de menor magnitud alrededor del PTC. Los eventos locales fueron registrados muy cerca de la red de estaciones. Las profundidades de los sismos no están bien definidas, pero la mayoría de los eventos sugieren que son de tipo superficiales. Los epicentros definen una dirección oeste-suroeste y este-noroeste que corresponden linealmente con la subducción de fractura del Taitao.

## 2.4 Señales de deslizamiento lento

En los últimos años se han realizado numerosas investigaciones sobre terremotos no tectónicos en el mundo, también llamados “Nonvolcanic tremors o NVT’s. Los NVT’s son movimientos continuos y débiles de la Tierra de duración prolongada (Beroza e Ide, 2011) y fueron descubiertos por Obara (2002) en a la zona de subducción de Japón. Son uno de los descubrimientos geofísicos más significativos y emocionantes del siglo XXI.

A finales del siglo pasado se registró por primera vez la ocurrencia de un evento de deslizamiento lento (SSE), estos eventos han sido reportados en Japón (Heki et al., 1997), Cascadia (Dragert, 2001), Nueva Zelanda (Douglas et al., 2005), México (Cruz-Atienza et al., 2015), Chile (Baez et al., 2018) entre otros. De la misma forma incluyen esporádicamente temores profundos, terremotos de baja frecuencia (LFE), terremotos de muy baja frecuencia (VLFE) y terremotos silenciosos (Silent EQ). Se ha demostrado que cada uno de ellos surge del deslizamiento por cizalla, al igual que los terremotos regulares, pero con duraciones más largas e irradiando mucha menor energía sísmica (Figura 3).

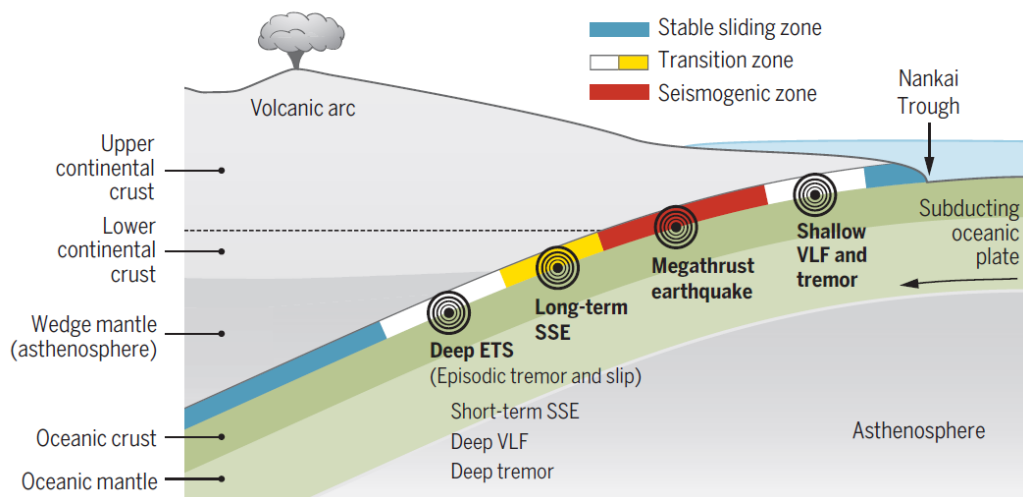


Figura 3. Sección transversal de una zona de subducción (Basada en la zona de Nankai) que muestra la zona de ocurrencia de varios tipos de terremotos lentos; ETS, episodic tremor and slip; SSE, slow slip evento; VLF, very low frequency y terremotos tradicionales (Rogers y Dragert, 2003)

Estos eventos son asociados a deslizamientos en la interfaz de las placas alejados de la zona sismogénica o de alta sismicidad. Su característica más importante es la cantidad de tiempo que dura su deslizamiento, donde un sismo típico puede alcanzar decenas de segundos, los sismos lentos se podrían deslizar durante meses, sin embargo, la amplitud de estos deslizamientos es menor que los sismos tradicionales. Debido a su gran duración, estos fenómenos sólo habían sido observados a través de sistemas de posicionamiento global (GPS).

Estos eventos se caracterizan por un amplio espectro de comportamientos de deslizamiento de fallas y patrones de radiación sísmica que difieren de los terremotos tradicionales. Sin embargo, los terremotos lentos y los grandes terremotos pueden tener mecanismos de deslizamiento comunes y se encuentran en regiones cercanas de la zona sismogénica (Obara y Kato, 2016).

Los terremotos lentos pueden funcionar como medidores de tensión debido a su alta sensibilidad a los cambios en la zona sismogénica. La transferencia de tensión a las fallas de la fuente podría desencadenar grandes terremotos si la región adyacente está críticamente cargada. El monitoreo cuidadoso y preciso de los terremotos lentos puede proporcionar nueva información sobre la posibilidad de que se produzcan grandes terremotos (Obara y Kato, 2016).

Se pensó que la zona norte de Cascadia era silenciosa y recientemente diversos estudios han reportado eventos de deslizamiento lento en la parte más profunda de la zona de subducción y ahora se han observado señales sísmicas y no sismos tradicionales. Estas señales similares a tremores se correlacionan temporalmente y espacialmente con los eventos de deslizamiento identificados a partir de movimientos de la corteza que abarcan los últimos seis años. Existen periodos donde la actividad del tremor es bajo o en algunos casos inexistente. A este fenómeno se le conoce como Episodic Tremor and Slip (ETS) y se sugiere que este comportamiento se puede utilizar como indicador en tiempo real para evaluar la carga de estrés en la zona de Cascadia (Rogers y Dragert, 2003).

Se han descubierto “repeaters” en las señales de deslizamiento observadas en la interfaz más profunda de la zona de subducción en el norte de Cascadia (Rogers y Dragert, 2003). Los análisis sugieren que existen señales sísmicas que contiene presencia de tremores no volcánicos y observaron que existe una estrecha relación temporal con eventos de deslizamiento identificados a partir de datos del movimiento de corteza que abarcan años (GPS). Durante ciertas temporadas las señales de tremores son pocas o en algunos casi inexistentes.

Es observacional la correlación temporal entre los eventos de deslizamiento y la actividad de tremores acumulada para el área de Victoria (B.C.-Canadá) de Rogers y Dragert, (2003) en la Figura 4. Los resultados muestran cambios diarios en la componente este del sitio GPS ALBH (Victoria) con respecto al sitio GPS cerca de Penticton, que está colocado en la placa norteamericana. De igual forma se puede representar el periodo intersísmico para diferentes periodos. Es importante observar que existen correlaciones periódicas de movimiento entre 13 y 16 meses, para el sur de la isla de Vancouver.

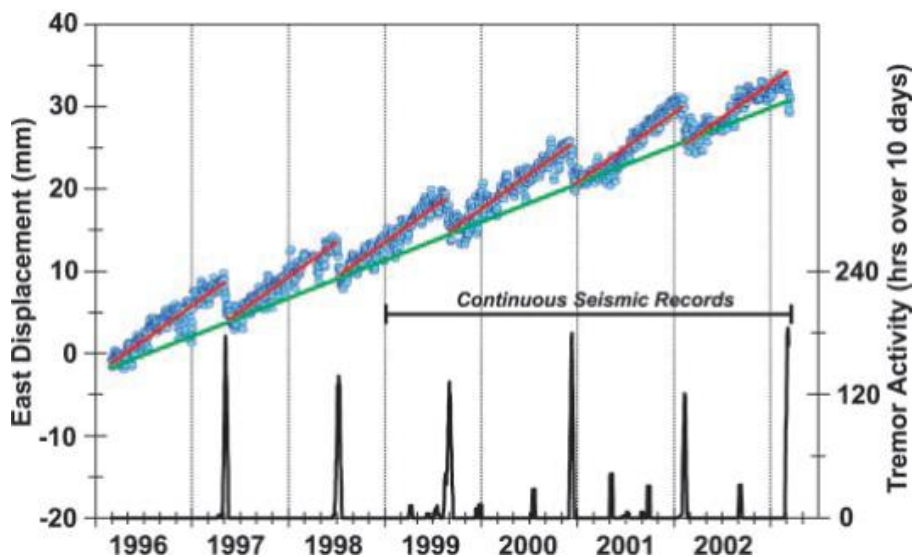


Figura 4. Comparación entre los movimientos de deslizamiento representados con círculos azules, el periodo intersísmico como una pendiente de color verde y en la parte inferior la acumulación de tremores no volcánicos. Es clara una correlación entre los eventos de deslizamiento y los tremores por periodos entre 13 y 16 meses. Presentando periodos relativamente estables de movimiento (Rogers y Dragert, 2003).

La detección de los NVT's ha sido una tarea difícil debido a su forma de manifestación emergente y su gran relación entre la señal propia y el ruido ambiental. Por esta razón existen diversos métodos que utilizan diferentes propiedades para aislar la energía de los NVT's, generar envolventes, formas de onda, entre otras. Obara (2002) definió las características fundamentales de los NVT's, como son:

- Gran profundidad y baja amplitud
- Frecuencias predominantes que oscilan entre 1 y 10 [Hz]
- Migración de la fuente

A pesar de su detección, se buscan indicios que lleven a comprender la fuente de estos fenómenos observados, la cual tiene una relación con los eventos de deslizamiento lento. Se ha observado que el origen de los tremores no volcánicos se debe a la presencia de fluidos producto de la deshidratación de minerales en la placa oceánica, por lo que el origen de los NVT's se podría deber al fracturamiento hidráulico o cambios de la roca como consecuencia de un incremento en la presión de poro (Obara 2002). Shelly et al. (2006, 2007) propone que su origen puede ser causado por fallamiento de pequeñas asperezas sobre una misma falla.

Sin embargo, existen otras conclusiones las cuales sugieren que los NVT's se pueden definir como enjambres de sismos de LFE's, debido a que los episodios de tremores tienen una cantidad considerable de sismos, además de que los NVT's tienen en su mayoría un gran contenido de ondas S. Diversos trabajos sugieren que los SSE pueden monitorearse por medio de los tremores tectónicos ya que dichos fenómenos pueden ser ocasionados por telesísmos de magnitud considerable (Obara, 2002).

Ide et al. (2007) muestra que estos eventos lentos siguen una relación de escala simple y unificada que claramente hace una diferencia en su comportamiento respecto a los terremotos tradicionales. Calculó que su momento sísmico es proporcional a su duración y su tasa de momento es constante, con una disminución espectral de alta frecuencia de  $f^{-1}$ . Este comportamiento espectral y de escala demuestra que pueden considerarse como diferentes manifestaciones de los mismos fenómenos y que comprenden una nueva categoría de terremotos (Figura 5).

Este comportamiento en escala demuestra que pueden considerarse como diferentes manifestaciones de los mismos fenómenos y que comprenden una nueva categoría de terremotos. La dependencia de escalas observadas entre magnitud, tiempo y momento sísmico se explica mediante una caída constante de baja tensión o un modelo de deslizamiento constante de difusión. Esta nueva ley de escala unifica una clase de evento sísmicos lentos y puede analizar una correlación entre el proceso de subducción de las placas y la generación de grandes terremotos.

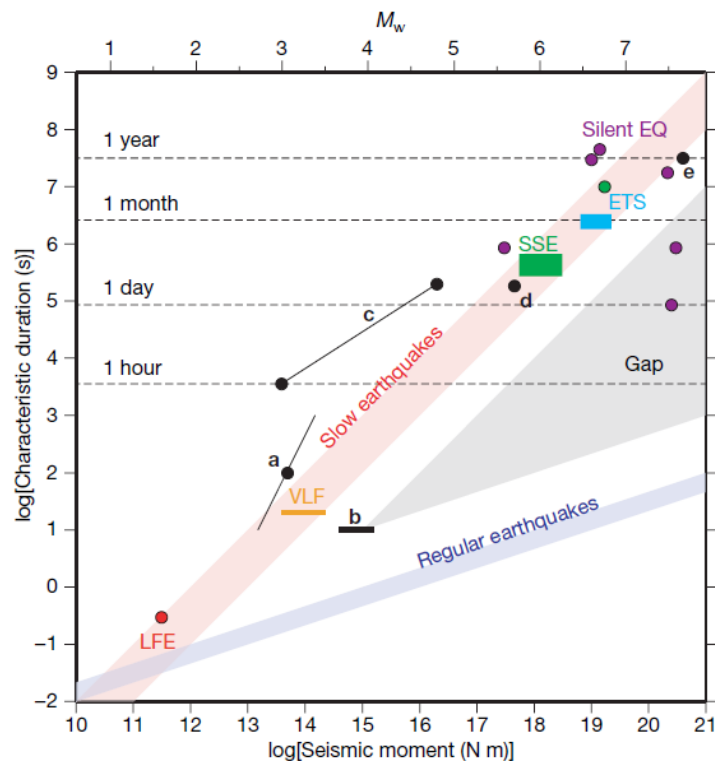


Figura 5. Comparación entre el momento sísmico y la duración de distintos terremotos. LFE (rojo), VLF (naranja) y SSE (verde) ocurren en el canal Nakaï mientras que ETS (azul claro) ocurren en la zona de subducción de Cascadia. Estos siguen una relación de escala para terremotos lentos. En la parte inferior se ve la escala para terremotos regulares de tipo interplaca poco profundos (Ide et al., 2007).

Los espectros de los eventos sísmicos son consistentes con la proporcionalidad general entre el momento sísmico y el tiempo transcurrido de los terremotos lentos. También se sugiere que el tamaño característico observado de los VLF y LFE puede deberse a la fuente de ruido ambiental que inhibe el descubrimiento de eventos con tamaños intermedios entre VLF y LFE. Si el sismo, VLF, LFE y SSE se rigen por el mismo proceso en la misma área, la diferencia entre ellos corresponde sólo al tamaño final que alcanza el evento sísmico (Ide et al., 2007).

## 2.5 Ocurrencia de tremores

Pequeños terremotos ocurren cuando las fallas exceden un umbral crítico, acumulando la tensión y provocando la ruptura (Scholz, 1990). La aplicación de tensión adicional a un sistema de fallas que está cerca de fallar, puede iniciar el proceso de ruptura que desencadene un megaterremoto o no, también ocurre que las tensiones pueden ser no tectónicas que se manifiestan por un tiempo determinado. Se ha observado que el aumento de la sismicidad coincide con grandes cambios de estrés asociado a reservorios de agua (Gupta, 2002).

Las atracciones de las mareas ejercidas por la Luna y el Sol inducen una deformación elástica de la Tierra y por lo tanto también ejercen presiones que varían en el tiempo (Vidale et al., 1998). Las mareas pueden generar excesos de sismicidad cercanas a los tiempos máximos de mareas. Este concepto del aumento de la sismicidad producido por las mareas aún no se ha demostrado claramente en escala global y para todos los mecanismos de terremotos. Beeler y Lockner (2003) estudiaron un conjunto de terremotos en California y demostraron que la tasa de ocurrencia de terremotos puede llegar a ser  $\sim 2\%$  más alta durante las épocas en las que las tensiones de las mareas favorecen la ruptura, sin embargo, este valor no es estadísticamente representativo.

Otros trabajos propuestos por Obara et al. (2004); Ide et al. (2007); Rubinstein et al. (2008); Métivier et al. (2009) han demostrado que existen correlaciones entre las mareas y los NVT's inducidos por terremotos lentos en zonas de subducción. Los enjambres de NVT's son los más adecuados para monitorear el proceso de relajación del estrés porque se pueden observar en tiempo real y con la relación señal/ruido más altas. Nakata et al. (2008) estudió la zona de subducción en el mar de Filipinas y encontró que en todas las zonas donde ocurren NVT's se observan, en cortos periodos de tiempo, eventos de deslizamiento lento (SSE), lo que sugiere que es una manifestación de la ruptura. Observaron que los enjambres ocurren con una periodicidad entre 12 y 24 hrs, lo que sugiere una estrecha relación con las principales mareas lunares y lunisulares (Figura 6). Esto indica que las pequeñas tensiones asociadas con las mareas podrían influir en la génesis del terremoto.

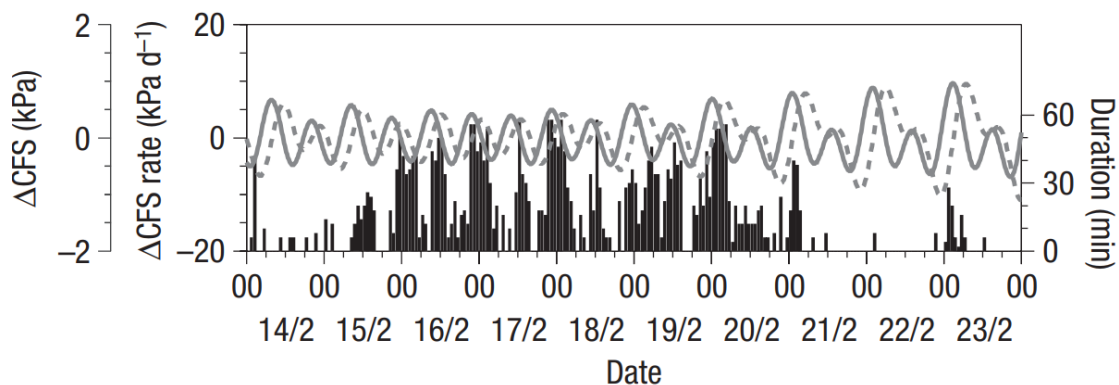


Figura 6. Comparación de las ocurrencias de NVT's observadas y el estrés de falla de marea de Coulomb teórico (CFS), secuencia de tiempo de NVT's por hora para el enjambre de febrero de 2006 (barras), serie de tiempo de la tasa de  $\Delta CFS$  (línea continua) y  $\Delta CFS$  (línea discontinua) debido a la marea terrestre. Los ejes verticales izquierdos indican  $\Delta CFS$  y la tasa de  $\Delta CFS$ , y el eje derecho indica las duraciones de NVT's por minutos (Nakata et al., 2008).

## 2.6 Tremores superficiales en el Punto Triple

La región cercana al Punto Triple ha sido caracterizada por una baja tasa de sismicidad tectónica, mostrando eventos superficiales que oscilan entre  $M_w$  0.5 y 3.4 aproximadamente, ocurriendo principalmente en la placa Sudamericana (Agurto-Detzel et al., 2014). Estudios demuestran haber observado señales de deslizamiento lento tales como sismos no volcánicos profundos (NVTs) (Ide, 2012; Gallego et al., 2013; Idehara et al., 2014) y sismos de baja frecuencia (LFE) (Gallego et al., 2013) que fueron detectados al este del PTC entre profundidades de 30 y 50 [km] (Ide, 2012; Idehara et al., 2014). La actividad de tremores no volcánicos ocurre alrededor del PTC y se considera que son gatillados por el estrés asociado a la marea. Durante un año, de marzo de 2009 a febrero de 2010, se desplegaron cinco sismómetros de fondo oceánico (OBS) sobre el PTC.

Sáez et al. (2019) utilizó los datos de OBS para estudiar las señales sísmicas en el PTC usando la técnica de correlaciones cruzadas. Detectaron largos episodios de actividad superficial de tremores no volcánicos NVT's. Para mejorar la ubicación, correlacionaron la componente vertical y horizontal de todos los NVT's ubicados en la zona.

En diferentes meses, se midió el máximo local de la correlación de tiempo de retraso en cerca de 2 [s], que se asocia con el retraso entre ondas P y S (S-P tiempo). Lograron identificar días con intensa actividad de tremores, donde la máxima señal de correspondencia de S-P tiempo emerge en ventanas cuando se observaban NVTs (Figura 7).

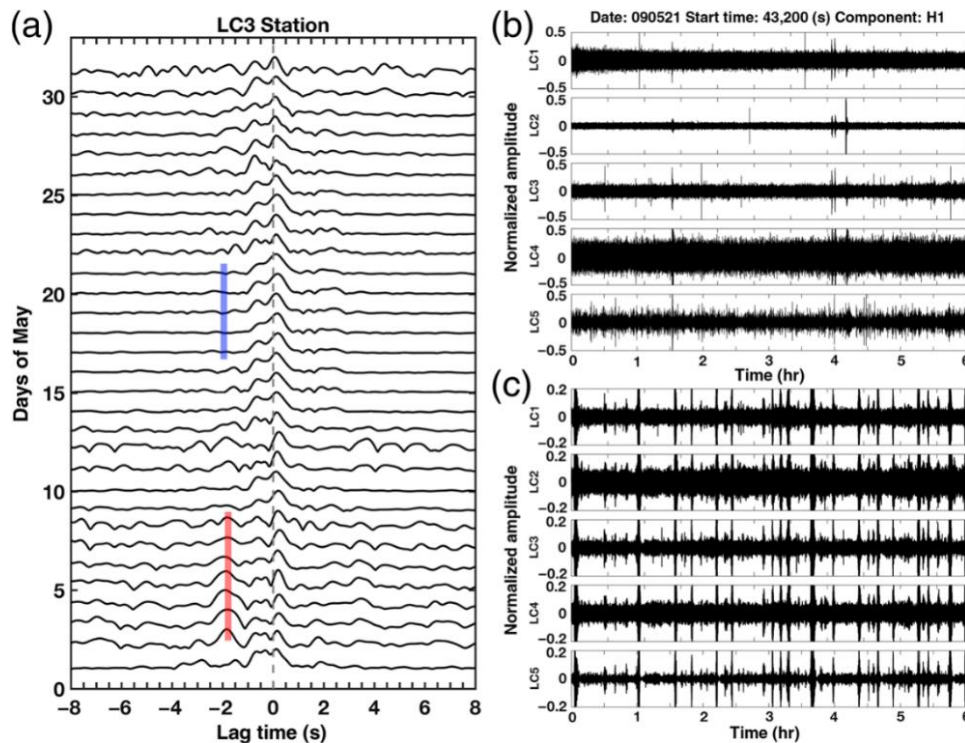


Figura 7. (a) Envoltura diaria de la correlación cruzada entre las componentes horizontales y verticales durante los días de mayo. La línea roja indica días consecutivos durante los cuales emerge S-P tiempo cerca de 2 [s], y la línea azul muestra días consecutivos durante los cuales no se puede identificar S-P tiempo. (b) observaciones 6 horas de un día (Sáez et al. 2019).

Sáez et al. (2019) analiza solamente del sensor LC3 la componente  $H_1$  y V, debido a que las otras combinaciones y los otros 4 sensores no muestran este comportamiento temporal en S-P igual a 2 [s]. Se sugiere que los días con mayor intensidad de tremores corresponde a un tipo de señales de deslizamiento lento, que se puede acelerar o desacelerar casi al azar, con cualquier heterogeneidad temporal y espacial.

Los cambios en la velocidad de ruptura se observan como actividad de NVT's en el dominio del tiempo, en cambio, cuando la velocidad de deslizamiento es casi constante las señales de deslizamiento lento se enmascaran en el ruido sísmico ambiental, siendo poco visibles en el registro temporal aun cuando existan señales emitidas desde una fuente que hasta ahora es poco conocida.

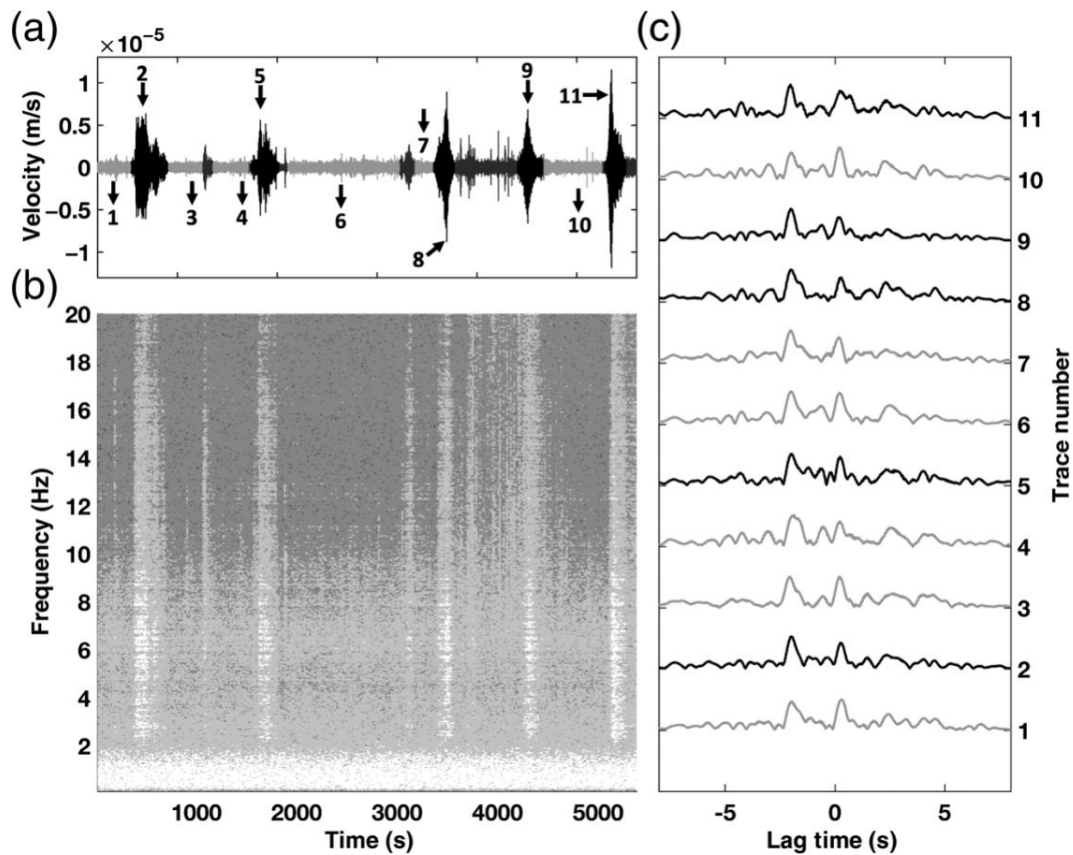


Figura 8. Componente  $H_1$  registrado por la estación LC3 en un día con intensa actividad de tremores en a) las flechas indican numéricamente las trazas que se observa en (c). (b) el espectrograma de la forma de onda que se muestra en (a) y (c) envolventes de las correlaciones cruzadas entre las componentes  $H_1$  y V de las trazas mostradas en (a) (Sáez et al., 2019).

En la Figura 8a) las flechas indican el periodo de tiempo donde fue analizada la señal, la Figura 8b) analiza la variación de la señal sísmica entre un intervalo de frecuencia de 1 a 20 [Hz] en 500 [s] de registro. Se observan variaciones en las amplitudes espectrales para diferentes frecuencias. En la Figura 8c) están las 12 trazas analizadas para distintos periodos de tiempo, analíticamente se observa una amplitud constante de la envolvente con un retraso de 2 [s]. Este análisis no logra identificar esas variaciones de alta frecuencia que si están mostrando las señales en tiempo y el espectrograma.



# Capítulo 3

## Marco teórico y metodología

### 3.1 Red de estaciones

En el periodo de enero-marzo de 2009, el crucero transatlántico Mirai (MR08-06 Leg1), salió del puerto de Sekinehama Japón a las costas de Valparaíso Chile. El principal objetivo consistió en realizar estudios geológicos y geofísicos para la adquisición de datos sísmicos en el fondo marino. Se instaló un arreglo temporal de OBS cerca del PTC para una observación anual (Abe, 2009). La red estuvo compuesta por cinco instrumentos (LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5) Lennartz LE-3Dlite de 1s con una apertura promedio de  $\sim 35$  [km]. Las coordenadas de los 5 sensores que realizaron las mediciones sísmicas se muestran en la Tabla 1. La distribución espacial de las estaciones se muestra en la Figura 9.

Tabla 1. Ubicación de los OBS

<b>Sensor</b>	<b>Longitud</b>	<b>Latitud</b>	<b>Elevación [m]</b>
<b>LC1</b>	-75.9262	-46.6308	-3357.1
<b>LC2</b>	-76.0956	-46.3308	-2773.2
<b>LC3</b>	-75.7669	-46.3362	-2604.7
<b>LC4</b>	-75.9192	-46.1164	-2841.2
<b>LC5</b>	-75.4713	-46.2865	-1105.5

Las estaciones LC1, LC2 se ubicaron en la plataforma oceánica, mientras que las estaciones LC4 y LC5 están cerca del contacto entre las dos placas tectónicas. La estación LC3 estaba ubicada muy cerca de la posición actual del CTJ (Figura 9). Las 5 estaciones OBS registraron continuamente las direcciones horizontales ( $H_1$  y  $H_2$ ) y vertical (V) a una frecuencia de 200 muestras por segundo desde el 2 de marzo de 2009 (día 1) hasta el 16 de agosto de 2009 (día 167). Las estaciones LC3 y LC4 dejaron de grabar desde el 18 de agosto de 2009 al 26 de enero de 2010, respectivamente.

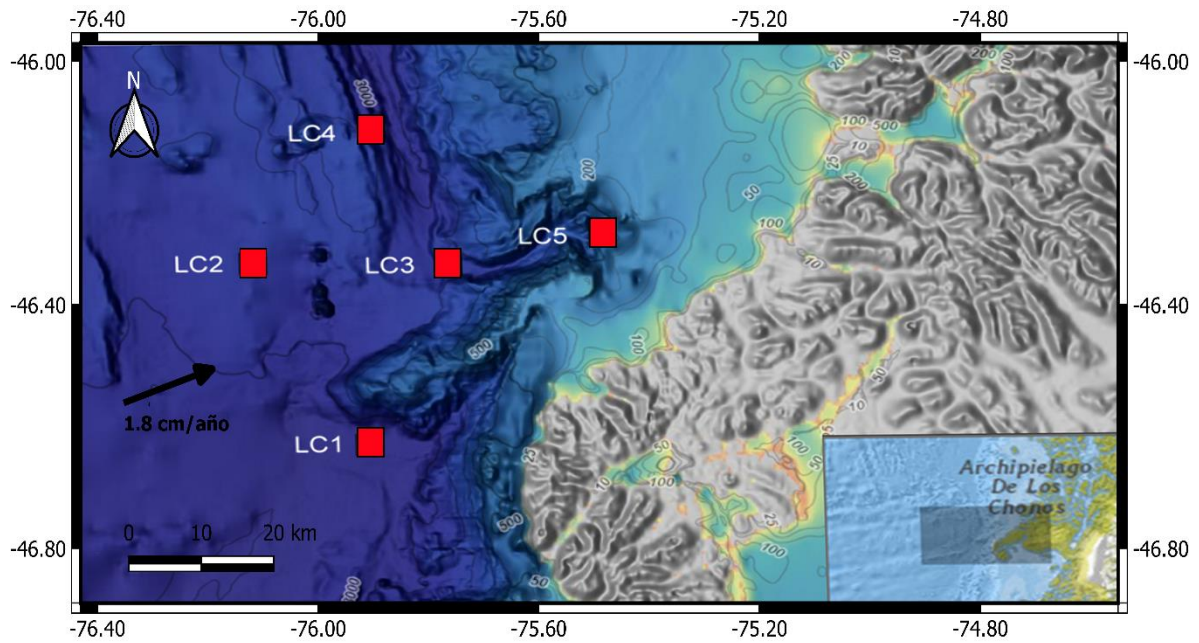


Figura 9. Área de estudio con la batimetría de alta resolución. Los cuadrados rojos muestran la ubicación de los 5 sismómetros de fondo oceánico (OBS). La flecha indica el sentido y la velocidad de la placa Antártica. El sensor LC3 es el sensor más cercano al PTC.

La colocación de los OBS en el suelo oceánico no fue totalmente homogénea, la ubicación de los sensores es variable en la profundidad del orden de [km] como se observa en la batimetría de alta resolución. La ubicación estratégica en la colocación de los sensores se focalizó en analizar la sismicidad local cercana al PTC, que se encuentra más próxima del sensor LC3.

### 3.2 Microtremores

El término microtremores, también llamado “ruido ambiental”, fue introducido originalmente en la ingeniería aplicada por Kanai y Tanaka (1954). Ellos definieron a los microtremores como vibraciones de tierra constantes en amplitud. El término microtremores a menudo se usa correctamente para designar estas señales, mientras que Cho et al. (2013), reconoce que se debe de ser cuidadosos al usar la expresión "ruido ambiental". El término ruido se usa para indicar cualquier tipo de señal (evento) que no debería estar presente en los datos. Por lo tanto, es completamente ilógico (una contradicción absoluta) definir como ruido algo que se está buscando, analizando y usando.

Lermo y Chávez-García (1994) definieron los microtremores como parte del ruido sísmico de bajo período (< 2 segundos) que podría usarse como una alternativa a los registros de terremotos para evaluar el efecto del sitio. Según Dravinski et al. (1991), los microtremores son las vibraciones continuas del suelo menores a varios micrómetros con periodos que van desde varias décimas de

segundo a varios segundos. Okada (2003) sugiere que las vibraciones son ubicuas, débiles y de baja amplitud que pueden registrarse en toda la superficie de la Tierra.

Los fenómenos naturales (olas oceánicas/marinas, vientos, perturbaciones meteorológicas locales y regionales, microsismicidad tectónica, volcánica, árboles etc.) y las actividades humanas (edificios, automóviles, trenes, pasos humanos, etc.) alteran el comportamiento de las señales sísmicas. Clasificar claramente todas las fuentes de ruido no es una tarea fácil. Gutenberg. (1958) estableció una lista de los diferentes tipos de fuentes según su frecuencia. Asten (1978).

Estas manifestaciones producen ondas sísmicas de cuerpo y superficiales que viajan a lo largo de la superficie de la Tierra, lo que determina un campo de microtemores particularmente importante en el rango de baja frecuencia (Nakamura, 1989; Okada, 2003; Cessaro, 1994; Koper et al., 2010). Estos análisis muestran que el ruido tiene básicamente dos orígenes diferentes: natural o cultural y difiere en contenido de frecuencia.

En el contexto de esta tesis, se definió a los microtemores como vibraciones ambientales ininterrumpidas e imperceptibles del suelo debido a una multitud de fuentes naturales y antropogénicas perturbaciones, cuyas fuerzas varían en el tiempo y el espacio (Guo et al., 2014). Con base en los resúmenes de Gutenberg (1958), Asten (1978) y Bard et al. (2004) se concluye, como primera aproximación, que a baja frecuencia (por debajo de 1 [Hz]) las fuentes son de tipo naturales (océano, condiciones meteorológicas a gran escala), emitiendo su máxima energía en 0.2 [Hz]. Frecuencias intermedias entre 1 a 10 [Hz], se caracterizan por fuentes naturales asociadas a cambios en la temperatura, viento, saturación de agua, cambios en las propiedades elásticas del suelo (condiciones meteorológicas locales) o culturales (urbanas); y a frecuencias más altas las fuentes son esencialmente culturales antropogénicas.

### **3.3 Cálculo del HVSR y procesamiento**

La técnica originalmente propuesta por Nogoshi e Igarashi (1971), y ampliamente difundida por Nakamura (1989, 1996) y retomada por diversos autores (Lermo y Chávez-García, 1993; Kudo, 1995; Mucciarelli, 1998; Delgado et al., 2002; Arai y Tokimaatsu, 2000; Bonnefoy-Claudet, 2004). El método consiste en estimar las características dinámicas de estratos superficiales usando solamente mediciones de microtemores en la superficie y realizando el cociente espectral en una sola estación. Ellos mostraron que existe una relación entre la elipticidad de la onda Rayleigh y el máximo de amplitud de la frecuencia de resonancia del cociente espectral. Por otro lado, diversos autores afirman que son las ondas de cuerpo las que domina alrededor del pico del HVSR (Nakamura, 2000; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Herat, 2008).

Haghshenas et al. (2008) encontró que los valores de HVSR para distintas frecuencias a partir de registros de terremotos eran más altas y más estables que las obtenidas a partir de registros de microtemores. Dal Moro (2015) analizó los espectros HVSR modificados por el viento y observó que los valores se ven afectados en cierto grado por la naturaleza y la amplitud de las

fuentes dominantes. Guo et al. (2014) relacionó la variación del HVSR con la presión atmosférica local, así como la velocidad del viento local y demostró que ocasionalmente se producen buenas correlaciones solo entre HVSR y la presión atmosférica.

Estas observaciones muestran que la modificación de los valores de amplitud en la frecuencia (HVSR) se dan por cambios en las condiciones ambientales o por fuentes de vibración que predominan sobre el ruido sísmico, hasta ahora, es un proceso inevitable y debe tenerse en cuenta al estimar el factor de amplificación al analizar el efecto de sitio. Por lo tanto, se propone realizar un procesamiento cuidadoso para mejorar la estimación de HVSR de los parámetros de efecto de sitio basado en las observaciones de Guo et al. (2014).

Acorde con este método, es posible establecer una estimación de la función de transferencia  $S_E$  de las capas superficiales. Nakamura (1989) especifica que la técnica funciona para sitios sólidos y que ninguna amplitud en una dirección en específico prevalece sobre el suelo duro. El efecto de la onda Rayleigh aparece notablemente en la componente vertical. Por consiguiente, el grado de su efecto puede conocerse determinando la relación entre la señal en la superficie y la señal en la base, asumiendo que no existe variación de las ondas Rayleigh para la componente vertical en la base y en la superficie, entonces existe una equivalencia y  $A_S$  se aproxima a 1.  $A_S$  puede variar si cambia el efecto de las ondas Rayleigh en alguna de las dos componentes (la base respecto a la superficie) (Nakamura, 1989).

Este efecto se estudia usando la siguiente relación.

$$S_E = H_s/H_B \quad (1)$$

$$A_S = V_s/V_B \quad (2)$$

Donde

- $H_s$  es el espectro de amplitud de la componente horizontal medida en la superficie.
- $H_B$  es el espectro de amplitud de la componente horizontal medida en la base.
  
- $V_s$  es el espectro de amplitud de la componente vertical medida en la superficie.
- $V_B$  es el espectro de amplitud de la componente vertical medida en la base.

$H_s$  es fácilmente afectado por ondas superficiales, ya que el ruido ambiental se propaga mayormente como ondas Rayleigh. El efecto de la onda Rayleigh puede ser también incluido en la vertical del espectro en superficie  $V_s$  pero no incluida en el espectro de la componente  $V_B$ .

Complementando lo que plantea Nakamura (1989), se analizó el efecto que producen las ondas Rayleigh en las 2 componentes horizontales para distintos periodos de tiempo. Se observó, de manera experimental, la variación de este tipo de Ondas Rayleigh en diferentes periodos de tiempo para diferentes intervalos de frecuencias con distintas direcciones de propagación. Habiendo calculado  $S_E$  y  $A_S$  se puede calcular  $H/V$  de la siguiente forma:

$$H/V = S_E/A_S = \frac{H_S/H_B}{V_S/V_B} = H_S/V_S * V_B/H_B; \quad (3)$$

$$H_B/V_B = \frac{H_S/V_S}{H/V} \quad (4)$$

Donde

- $H/V$  es el cálculo de los cocientes espectrales para cada ventana de tiempo en la superficie.
- $H_S/V_S$  es el promedio total del cociente espectral para todo registro continuo en la superficie.
- $H_B/V_B$  es el cociente espectral en la base o también representa la variación relativa entre los cocientes espectrales médicos en la superficie

La variación relativa es mayor de 1 si el cociente espectral promedio es mayor que el cociente espectral por ventana, y menor que 1 si el cociente espectral promedio es menor que el cociente espectral por ventana. Nakamura (1989) calcula las componentes horizontales y verticales para la base ( $H_B/V_B$ ) definiendo el valor de 1 para señales que no están perturbadas por eventos transitorios. El valor calculado difiere de 1 si existen señales sísmicas que se emiten intermitentemente como ondas Rayleigh al registro sísmico en las 3 componentes. Por esta razón, el cálculo del efecto de sitio es válido si solamente es medido en la superficie terrestre ( $H_S/V_S$ ).

El procesamiento requiere que todo el registro sísmico se divida en ventanas de tiempo de 120 [s]. Para cada ventana se calculó su transformada de Fourier (FFT) en las 3 direcciones y se realizó el cociente espectral en conjunto y para cada dirección horizontal. El tamaño de la ventana estimar con eficiencia frecuencias mayores a 1 [Hz], es decir, más de aproximadamente 12 ciclos por ventana (Sánchez-Sesma et al., 2012).

El método de la media cuadrática (MC) consiste en estimar y promediar el cociente espectral de las componentes horizontales con respecto a las componentes verticales registradas en una sola estación (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989; Lermo y Chávez-García, 1993).

El cálculo del cociente espectral para cada ventana se realiza como:

$$\frac{H}{V}(n) = \frac{\sqrt{\frac{(H_1(n)^2 + H_2(n)^2)}{2}}}{V(n)} \quad (5)$$

Donde

- $n$  es el número de ventanas de 120 [s] que hay durante el periodo total de 167 días.

El promedio total del cociente espectral se calcula promediando los valores de los cocientes espectrales por cada una de las ventanas como:

$$\frac{H_S}{V_S} = \frac{1}{n} \sum_1^n \frac{H}{V}(n) \quad (6)$$

Para comparar las respuestas espectrales de las 5 estaciones es necesario normalizar los resultados y corregir individualmente por estación como:

$$\frac{H_c}{V_c} = \frac{H_S/V_S}{H/V} - 1 \quad (7)$$

Donde

- $H_c/V_c$  es el cociente espectral normalizado. Puede tomar valores positivos y negativos con media en cero para cada una de las estaciones LC1, LC2, LC3 LC4 y LC5.

El algoritmo desarrollado en Matlab realiza el cálculo del cociente  $H_c/V_c$  y se compone de los siguientes pasos:

- I. Leer las señales de ruido ambiental por cada componente horizontal y vertical ( $H_1, H_2, V$ ), completar los vectores de datos para evitar indeterminaciones por los cocientes espectrales.
- II. Decimar los registros a 25 muestras por segundo para optimizar el procesamiento y cumplir con el teorema de *Nyquist*.

- III. La primera corrección se realiza en tiempo y para cada ventana, las señales se corrigen por una línea de tendencia para calcular la TF en cero y homogeneizar el procesamiento en todas las estaciones.
- IV. Cada ventana pasa por un filtrado de ancho de banda para eliminar los valores atípicos. El filtro en tiempo no deberá eliminar información de los microtemores. El intervalo de credibilidad superior se define como  $I_{cs}$  y el intervalo inferior como  $I_{ci}$ . Se calcula usando la desviación estándar de todo el registro sísmico como:

$$I_{cs} = \frac{H_S}{V_S} + \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{H}{V}(n) - \frac{H_S}{V_S} \right)^2}{n}} * 3 \quad (8)$$

$$I_{ci} = \frac{H_S}{V_S} - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{H}{V}(n) - \frac{H_S}{V_S} \right)^2}{n}} * 2 \quad (9)$$

- V. Los registros deberán estar completos y filtrados antes de realizar los cálculos en el dominio de la frecuencia. Los espectros de Fourier (FFT) se calcularon computacionalmente para las 3 componentes por cada una de las estaciones.
- VI. Es recomendable aplicar un suavizado Konno-Ohnmachi (1998) cuando se realiza un análisis en frecuencia, este procedimiento asegura un número constante de puntos en alta y baja frecuencia. Se utilizó un valor  $b=40$ .
- VII. Se calculan los cocientes espectrales  $\frac{H}{V}(n)$  para cada una de las ventanas de 120 [s] durante los 167 días de registro en cada una de las estaciones.
- VIII. Los resultados espectrales de todas las ventanas se analizan para cada estación en el dominio de la frecuencia. No todas las estaciones deberán tener el mismo comportamiento en amplitud y forma, cada respuesta depende de las características del sitio.
- IX. Se analiza la frecuencia fundamental para cada una de las 5 estaciones (frecuencia de mayor amplitud). Fijando ese valor de la frecuencia fundamental se calcula el comportamiento de la amplitud del  $\frac{H}{V}(n)$  en el dominio del tiempo, es decir, se analizan las variaciones de las amplitudes espectrales para su frecuencia fundamental durante los 167 días de registro continuo.

- X. La variación de la amplitud del cociente espectral cambia en función del tiempo. Al análisis de la amplitud espectral durante los 167 días para una misma frecuencia lo llamaremos HVgramas. El comportamiento de la amplitud espectral en el dominio del tiempo no es un procesos estático ni aleatorio.
- XI. No todas las estaciones estudiadas tienen la misma respuesta espectral de amplitud. Para realizar una correcta comparación se aplican correcciones a los datos para ser comparados entre estaciones, donde  $j=1,2,3,4,5$  representa cada estación estudiada, quedando como:
- $$LC(j)=\frac{H_{sj}}{V_{sj}} \quad (10)$$
- XII. El comportamiento de la amplitud espectral en la frecuencia fundamental no necesariamente debe de coincidir con los procesos sísmicos observados en el tiempo. Realizando diferentes filtros, es posible observar señales de largo periodo con un comportamiento estable.
- XIII. La variación de la amplitud espectral de baja frecuencia ha podido ser asociada con el aumento de la marea que sufre una alteración por la interacción entre la Tierra, la Luna y el Sol.
- XIV. Para conocer la recurrencia en los periodos largos, se realizar nuevamente la Transformada de Fourier (FFT) de las amplitudes espectrales en el tiempo. El resultado de este procedimiento estima las frecuencias que controlan el ruido sísmico en bajas frecuencias.
- XV. Con las frecuencias calculadas se construye una función en el dominio del tiempo que responde a un modelo matemático que se ajuste con gran precisión para todo el intervalo de estudio. Estos resultados periódicos de amplitud espectral presentan una correlación con la cantidad de tremores calculados y cuantificados por (Sáez et al., 2019).

El movimiento de partícula es una forma precisa de estimar el azimut de propagación de la energía máxima, pero consume relativamente mucho tiempo de cómputo. Por lo tanto, en este trabajo se propone una técnica alternativa a la que propone Guo et al. (2014) que usa los cocientes espectrales en sustitución de los Espectros de Fourier de la siguiente forma:

- I. Calcular hasta el paso XI para obtener los cocientes espectrales filtrados y separados por cada componente. El cálculo se realiza dividiendo las dos direcciones horizontales con



respecto a su componente vertical, para cada una de las estaciones (j) definidas como  $H_{c1j}/V_{cj}$ ;  $H_{c2j}/V_{cj}$ . Donde el ángulo está dado por:

$$\varphi_{ej} = \text{atan} \left( \frac{H_{c1j}/V_{cj}}{H_{c2j}/V_{cj}} \right) \quad (11)$$

- II. El comportamiento de las amplitudes espectrales en las dos direcciones muestra que hay variaciones de amplitud características para cada componente horizontal y permite calcular la correlación que existe entre las 2 direcciones con respecto a otras estaciones (ver Anexo A).
  
- III. El método propuesto da una buena estimación para conocer de forma automática si las señales sísmicas registradas en cada sensor contienen señales de ruido sísmico asociadas a eventos de deslizamiento lento, además de la observación y el cálculo de la sismicidad local y/o regional.

# Capítulo 4

## Resultados

En este trabajo se analiza la variación de la amplitud espectral usando ventanas de 120 [s] de tiempo continuo durante 167 días. El ruido sísmico es un fenómeno complejo que involucra una combinación entre señales naturales y artificiales, por lo tanto, las probabilidades estadísticas dependen directamente del tiempo de registro en el fondo oceánico. Los valores de los filtros y las correcciones fueron automatizados para que se autoseleccione el ancho de banda adecuado para cada estación. El análisis de las 5 estaciones se realiza usando el mismo criterio de procesamiento.

### 4.1 Procesamiento del cociente espectral

Las estaciones LC1, CL2, LC3, LC4 y LC5 están ubicadas en diferentes tipos de suelo oceánico a una distancia aproximada de ~35 [km]. Los datos sísmicos en tiempo son filtrados para remover señales que no cumplan con un ancho de banda establecido. Los registros en las 5 estaciones no tienen un comportamiento estable para los 167 días, son similares en forma por el arribo de señales en común, sin embargo, no coinciden en amplitud. En orden descendiente la máxima amplitud está en la estación LC2, seguida de LC1, LC4, LC3 y LC5. Los eventos sísmicos son observados como pequeños pulsos que comparten características similares en forma para las 5 estaciones (Figura 10).

Los espectros de Fourier son calculados para las 5 estaciones en las 3 componentes ( $H_1$ ,  $H_2$  y  $V$ ) para cada ventana de 120 [s]. Existen variaciones de amplitud en el dominio espectral para cada dirección horizontal. Con menor variación pero también existe una variación de amplitud en la componente vertical como se observa para la estación LC3 en la Figura 11. El comportamiento de las demás estaciones se encuentra en el Anexo A.

Las señales sísmicas poseen características similares en sismos locales y/o regionales. Las estaciones LC1, LC2, LC3 y LC4 coinciden temporalmente en forma y amplitud. La estación LC5 tiene un comportamiento distinto en la amplitud con respecto al resto de las estaciones instaladas.

La variación en la amplitud en las señales sísmicas repercute directamente al calcular la Transformada de Fourier, modificando la respuesta espectral para cada dirección horizontal en cortos intervalos de tiempo. Las variaciones de amplitud espectral modifican el comportamiento del HVSR, haciendo complejo el procesamiento espectral en cualquier parte del fondo oceánico.

Las amplitudes espectrales en  $H_1(n)H_2(n)$  y  $V(n)$  son variables en el tiempo, en lo general, excepto LC5. El valor de las amplitudes tiene un coeficiente de variación entre 35% y 45% para la componente vertical y las componentes horizontales. La estación LC5 rebasa el límite promedio y presenta coeficientes de correlación mayores a 100% de amplitud (ver Anexo A).

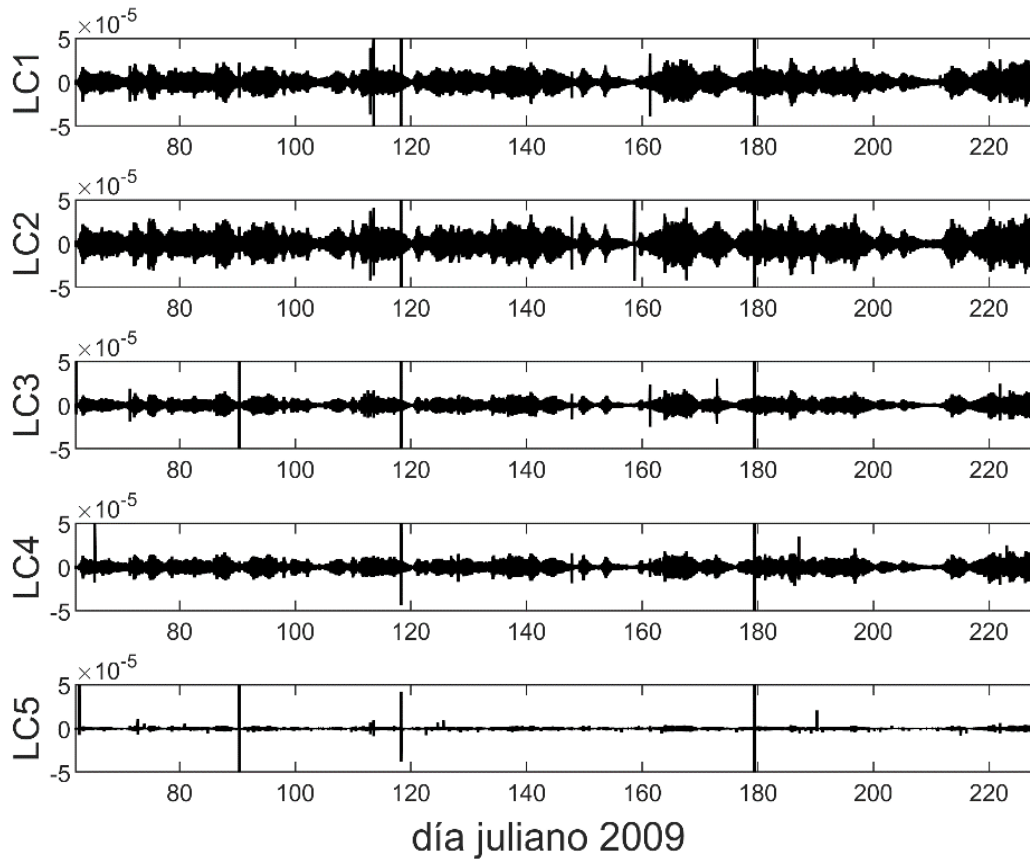


Figura 10. Registros sísmicos de los 5 sensores para una componente horizontal ( $H_1$ ) durante el periodo de 167 días. Los primeros 4 sensores mantiene una forma similar en amplitud a diferencia de LC5 que difiere completamente. Las 5 estaciones registran los eventos sísmicos.

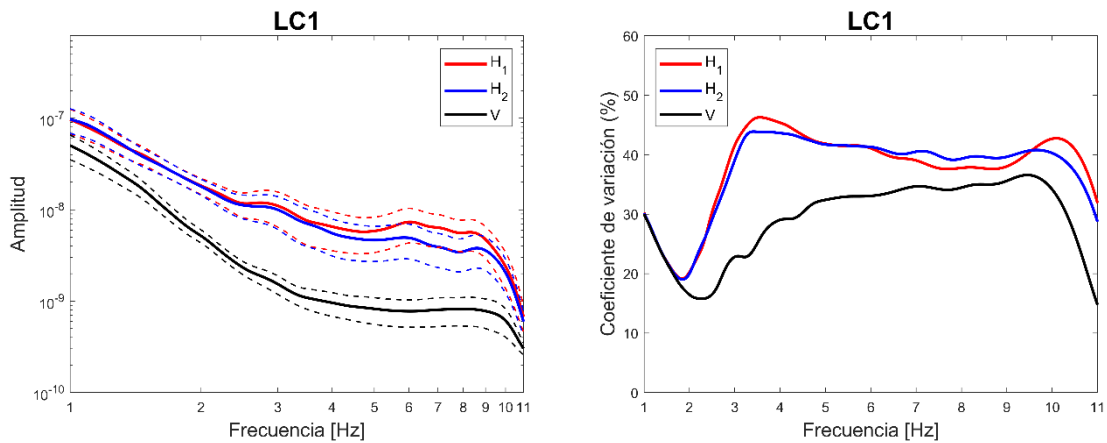


Figura 11. Espectro de Fourier y su dispersión de amplitud y su coeficiente de variación para cada una de las frecuencias. Las 3 componentes influyen en el comportamiento del cociente espectral

El cálculo del HVSR por cada ventana analiza la proporción que existe entre las amplitudes de las componentes horizontales respecto a la amplitud de la misma componente vertical en un corto intervalo de tiempo para un amplio rango de frecuencias. El cociente espectral depende de la diferencia de amplitud que existe para un tiempo particular entre las 2 combinaciones de  $H_1/V$  y  $H_2/V$ .

Los datos utilizados de OBS en el fondo oceánico están sujetos a cambios en las condiciones físicas, atmosféricas y de presión, distintas a las señales de ruido sísmico registrados en la superficie continental. Las señales sísmicas tienen una combinación entre señales naturales y fenómenos sísmicos (NVT's) en diferentes intervalos de frecuencia. Están exentas de actividades antropogénicas y cambios atmosféricos a diferencia de los registros que se registran en la superficie. Estos fenómenos se observan en  $f > 1$  [Hz].

El cálculo del cociente espectral  $\frac{H}{V}(n)$  se realiza para el intervalo entre 1 y 11 [Hz]. La forma espectral del cociente crece y decrece en frecuencia para diferentes periodos de tiempo. El análisis del cociente espectral separado por cada componente ( $H_1/V$  y  $H_2/V$ ) demuestra que existe una dirección predominante de energía dentro del ruido sísmico ambiental en el fondo oceánico. El procedimiento para analizar esta diferencia de amplitud se fija en la frecuencia fundamental de cada cociente espectral.

La diferencia entre la amplitud mínima y máxima en la frecuencia fundamental para LC1 es de 7.8 veces, mientras que para la estación LC3 es aproximadamente 6.9 veces. No es el caso para las estaciones LC2, LC4 y LC5 que su comportamiento de amplitud es relativamente estable del orden entre 3.8 para LC2, 5 para LC4 y de 1.9 para LC5 como se muestra en la Figura 12.

Tabla 2. Valores de los cocientes espectrales

Código	Frecuencia Fundamental [Hz]	Amplitud			
		Promedio	Mínima	Máxima	Diferencia
LC1	6.1	10.1	6.2	14.0	7.8
LC2	7.5	11.9	10.0	13.8	3.8
LC3	6.1	11.7	8.2	15.1	6.9
LC4	6.9	16.9	14.2	19.2	5.0
LC5	6.0	4.3	3.3	5.2	1.9

El análisis espectral analiza cada una de las combinaciones ( $H_1/V$  y  $H_2/V$ ), demuestra que existe un comportamiento dinámico de las amplitudes en función del tiempo en que fueron registradas. Para estandarizar el comportamiento se realiza el apilamiento de todas las ventanas registradas durante un día de registro. Las variaciones en las frecuencias y amplitudes cambian para un mismo sitio de estudio en diferentes intervalos de tiempo.

La Figura 13 analiza únicamente 2 estaciones, la LC1 y la LC3. Estas estaciones serán las referencias por su estabilidad espectral, en forma, frecuencia y amplitud. Para cada componente horizontal existe una frecuencia y una amplitud distinta en las 2 estaciones. El promedio cuadrático es representativo para analizar los cocientes espectrales, pero no toma en cuenta estos comportamientos dinámicos de amplitud y variaciones en las frecuencias fundamentales.

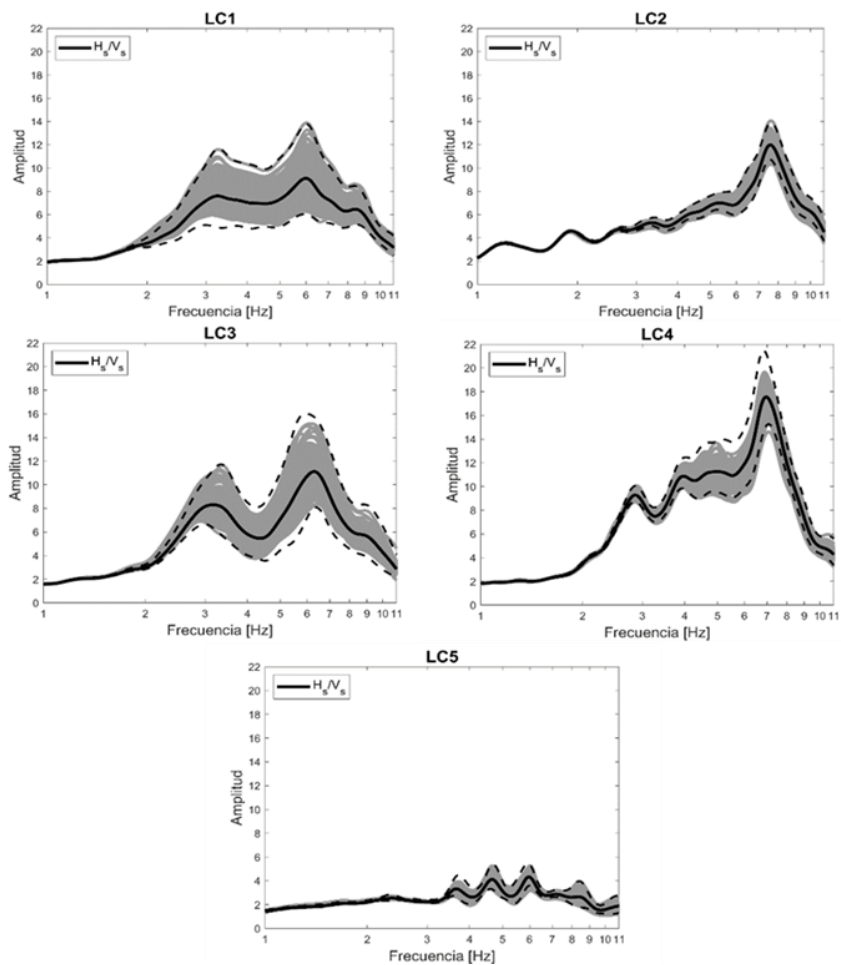


Figura 12. Cálculo del cociente espectral promedio ( $H_s/V_s$ ) para cada uno de los sensores LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5 usando los 167 días de registro. La línea punteada representa los intervalos de confiabilidad  $I_{cs}$  e  $I_{ci}$ .

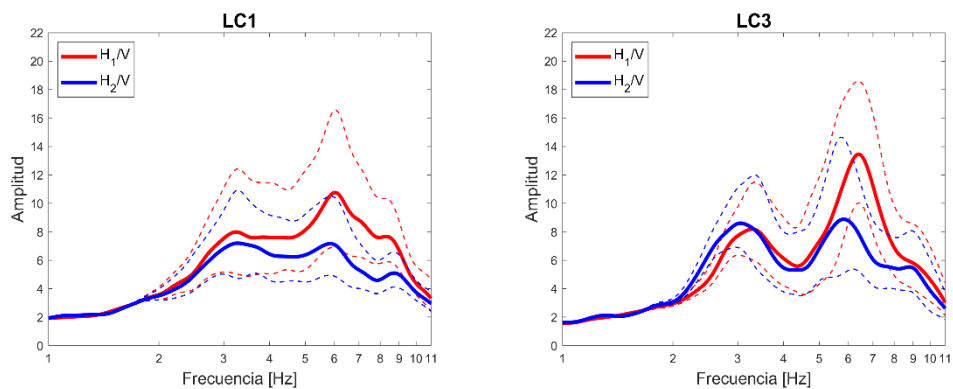


Figura 13. La línea continua representa el promedio de la amplitud en los cocientes espectrales usando el valor medio cuadrático para los 5 sensores. Las líneas punteadas son los intervalos de confianza  $I_{cs}$  e  $I_{ci}$  que filtran las señales por forma y amplitud.

Los cocientes espectrales promedio calculados para todo el intervalo de estudio ( $H_S/V_S$ ) son diferentes para las 5 estaciones, cambian en frecuencia, forma y amplitud. El comportamiento espectral en cada sensor describe características del sitio que tendrán consecuencia al momento de realizar el procesamiento de los datos. El sitio y tipos de respuestas pueden ser comparadas con curvas H/V teóricas calculadas en continente.

El movimiento de partícula es una forma de estimar el azimut de propagación máxima usando las 2 componentes horizontales. Una vez limpias y apiladas las ventanas por día se estima la variación de la amplitud espectral con respecto a las frecuencias entre ambas componentes. Las estaciones LC1, LC2, LC3 tienen un comportamiento suave, mientras que LC4 y LC5 tienen una gran dispersión y su comportamiento es muy variable en las frecuencias. La Figura 14 muestra el comportamiento entre una estación estable (LC3) y una estación variable (LC5). Las demás estaciones se encuentran en el Anexo A.

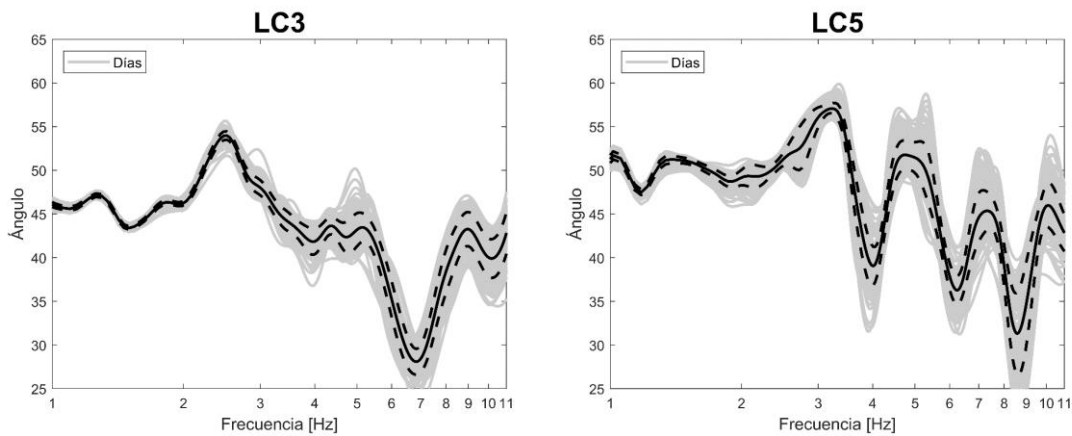


Figura 14. Movimiento de partícula que estima el ángulo de azimut para diferentes frecuencias para una estación con un comportamiento espectral suave (LC3) y una estación con variaciones abruptas en la frecuencia (LC5).

El comportamiento en la variación de la amplitud espectral puede confundirse con señales naturales aleatorias que son generadas por múltiples factores en el fondo oceánico. Si fuera el caso, los 5 sensores deberían registrar este tipo de comportamiento similar en amplitud espectral. Todos los sensores tienen un comportamiento similar en el dominio del tiempo, pero no en el dominio de la frecuencia.

Los cocientes espectrales promedio ( $H_S/V_S$ ) son calculados para LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5 entre 1 y 11 [Hz]. Cada una de las formas espectrales describe las características de cada sitio de medición. Los sensores LC1 y LC3 comparten similitudes en frecuencias cercanas a 3 y 6.1 [Hz] y amplitudes del orden de 10 veces. Los sensores LC2 y LC4 tienen su frecuencia fundamental en 7.7 y 7 [Hz] con diferencia de amplitudes entre 12 y 17 veces respectivamente. La estación LC5 muestra un comportamiento distinto al resto en amplitud y un comportamiento en frecuencia armónico (Figura 15).

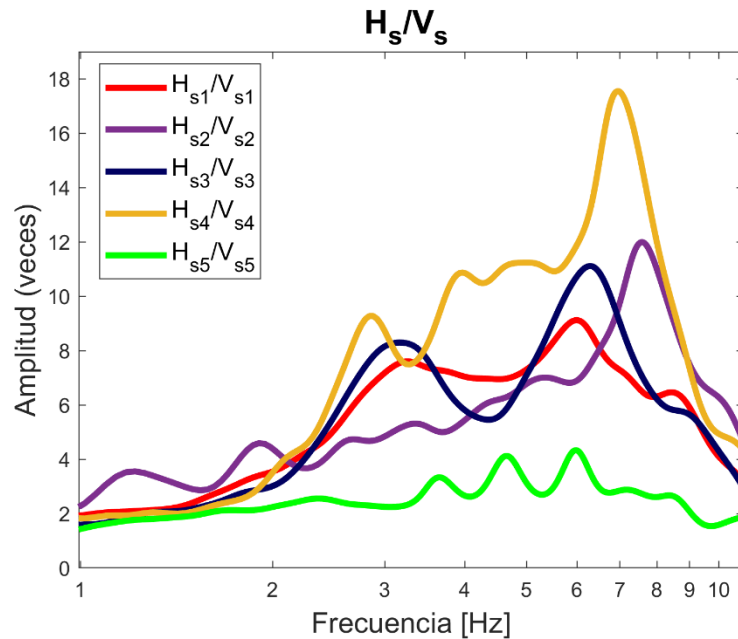


Figura 15. Cálculo del cociente espectral promedio ( $H_s/V_s$ ) para cada uno de los sensores LC1, LC2, LC3, LC4 y LC5 usando los 167 días de registro. LC1 y LC3 comparte forma y amplitud, LC2 y LC4 muestran una sola frecuencia característica. LC5 es anómalo al resto de las estaciones.

Las estaciones LC1 y LC3 tienen una coherencia frecuencial en el segundo peak en aproximadamente 6.1 [Hz]. Están a una distancia de aproximadamente 36 [km] de separación. Existen grandes coincidencias en las amplitudes espectrales, manteniendo en ocasiones la misma forma en un mismo intervalo de tiempo. Los cambios en las amplitudes espectrales tienen coherencia temporal entre LC1 y LC3 para su frecuencia fundamental. Las amplitudes de las señales espectrales son mayores en LC3 que en LC1, es decir, LC3 tiene mayor capacidad para detectar estas variaciones espectrales que han podido ser asociadas a tremores no volcánicos.

En la Figura 16 se muestran los HVgramas, estos gráficos representan el comportamiento de las amplitudes espectrales en el tiempo para el intervalo de frecuencia entre 1 y 11[Hz]. Los sensores LC2, LC4 y LC5 tienen poca variación en sus amplitudes espectrales. LC2 es muy estable en su amplitud durante todo el registro sísmico. La estación LC4 tiene algunos saltos abruptos de amplitud posterior al día 180 juliano del año 2009. El sensor LC5 es muy bajo en amplitud y tiene un comportamiento estable en frecuencia, manifiesta 2 frecuencias que comparten similares amplitudes. Existen saltos temporales que no han podido ser asociadas a un comportamiento regional.

Con estos antecedentes, vamos a descartar las estaciones LC2, LC4 y LC5 para el análisis comparativo espectral, carecen de información relevante que permita analizar el comportamiento dinámico en el tiempo. Las estaciones LC1 y LC3 son analizadas desde su comportamiento espectral por cada dirección para diferentes apilamientos y filtros. Se realiza el mismo procesamiento sísmico para ambas estaciones.

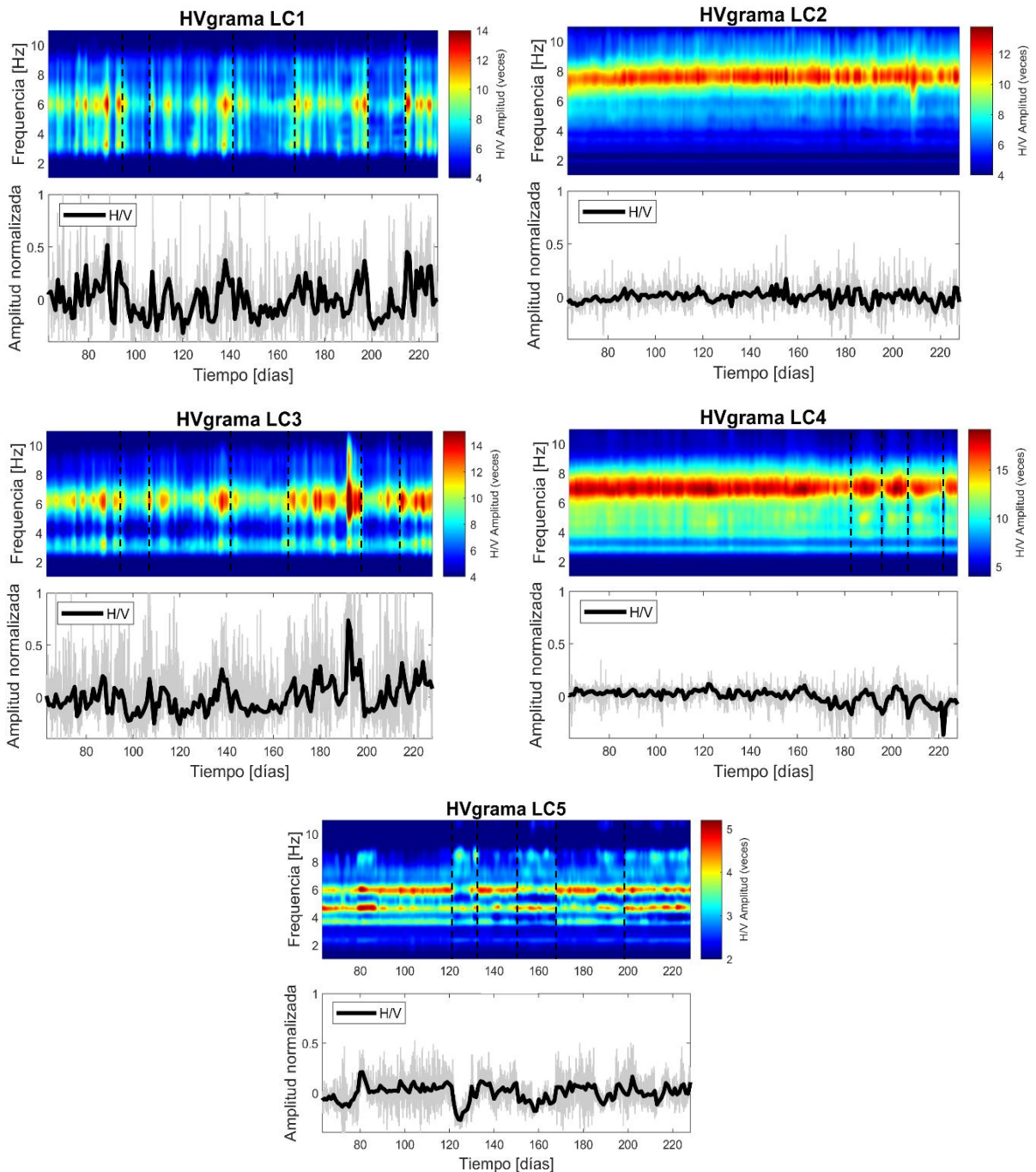


Figura 16. Se muestran los HVgramas para cada una de las 5 estaciones. Los colores rojos representan los altos de amplitud espectral. Las amplitudes están normalizadas para realizar una correcta comparación entre ellas. Las líneas punteadas hacen referencia a saltos de amplitud en el tiempo.

Para comparar las estaciones en una misma amplitud, es necesario realizar una corrección usando el valor de la amplitud del cociente espectral promedio. Para normalizar LC1 y LC3 se usa su frecuencia fundamental de 6.1 [Hz]. El valor promedio de la amplitud fue de 10.1 y 11.7 veces respectivamente (ver Tabla 2). Estos valores representan la frecuencia fundamental de cada sitio. Ambas correcciones se aplicaron a la frecuencia fundamental que se representa con el peak de mayor amplitud de los cocientes espectrales.



Con los resultados obtenidos en la Figura 16 se realiza el análisis comparativo entre la variación de las amplitudes espectrales y su correlación en el tiempo para las estaciones LC1 y LC3. Las variaciones de amplitud espectral en el tiempo fueron analizadas haciendo uso de los HVgramas. La Figura 17 y 18 comparan las amplitudes del cociente espectral normalizado para todo el registro temporal en LC1 y LC3. Existen periodos de días donde los valores de amplitud crecen o decrecen por largos y cortos periodos de tiempo para ambas estaciones.

A partir del día 199 del año 2009 (19 de julio) la amplitud espectral decae hasta la mitad de su valor en un tiempo de 48 hrs. Espectralmente estos contrastes de amplitud hacen referencia a señales sísmicas que contienen los microtemores, principalmente compuestos por ondas Rayleigh que modifican la energía sísmica en las 3 componentes.

Las estaciones LC1 y LC3 difieren en amplitud espectral por cada componente ( $H_{c1}/V_c$  y  $H_{c2}/V_c$ ). Los valores de amplitud crecen y decrecen como consecuencia de la separación que existe entre la componente horizontal y la componente vertical. En los HVgramas se observan periodos de presencia y ausencia temporal en la variación de la amplitud para el intervalo de frecuencias entre 1 y 11 [Hz], la mayor variación está en aproximadamente 6.1 [Hz] para ambas estaciones.

Las variaciones abruptas de amplitud son poco comunes en el ruido sísmico, se observan en lugares que presentan un gran aporte de fluidos o señales de ruido sísmico que proviene de fuentes externas que tienen la capacidad de modificar el comportamiento espectral en las dirección radial, transversal y vertical simultáneamente.

El análisis de la amplitud espectral fue realizado para la frecuencia de mayor variación, en ambos casos se utilizó la frecuencia de 6.1 [Hz]. Estos resultados muestran una gran dispersión temporal en cuestión de minutos y horas. En ocasiones, estos peaks corresponden a pequeños terremotos de magnitud calculable dentro de la serie temporal, modificando los espectros de Fourier en las 3 componentes y presentando una variación en la amplitud. Los terremotos observados suelen ocurrir en cortos intervalos de tiempo sin que lleguen a modificar el comportamiento regional espectral y sólo se manifiestan como pequeños pulsos dentro del análisis temporal.

Los temores que tienen gran duración suelen manifestar una alteración continua en el registro temporal espectral, anunciando que la señal espectral está siendo alterada por señales externas que modifican el ruido espectral promedio, convirtiendo el sistema en un comportamiento dinámico en el tiempo. Durante este proceso, existen cortos intervalos de tiempo que no son de interés para el análisis de periodo largo. Para eliminar estos efectos transitorios, se realizó un filtrado de 1 día usando promedios móviles, este filtro fue diseñado para observar el comportamiento temporal de baja frecuencia y eliminando las variaciones de marea cada 12 y 24 hrs.

Aunque se pierde credibilidad en los bordes, las señales continuas LC1 y LC3 tienen una correlación significativa en amplitud. Existen días donde la amplitud espectral sufre un ascenso o descenso atípico, sin embargo, la señal sísmica en tiempo no manifiesta ningún comportamiento anormal en su amplitud.

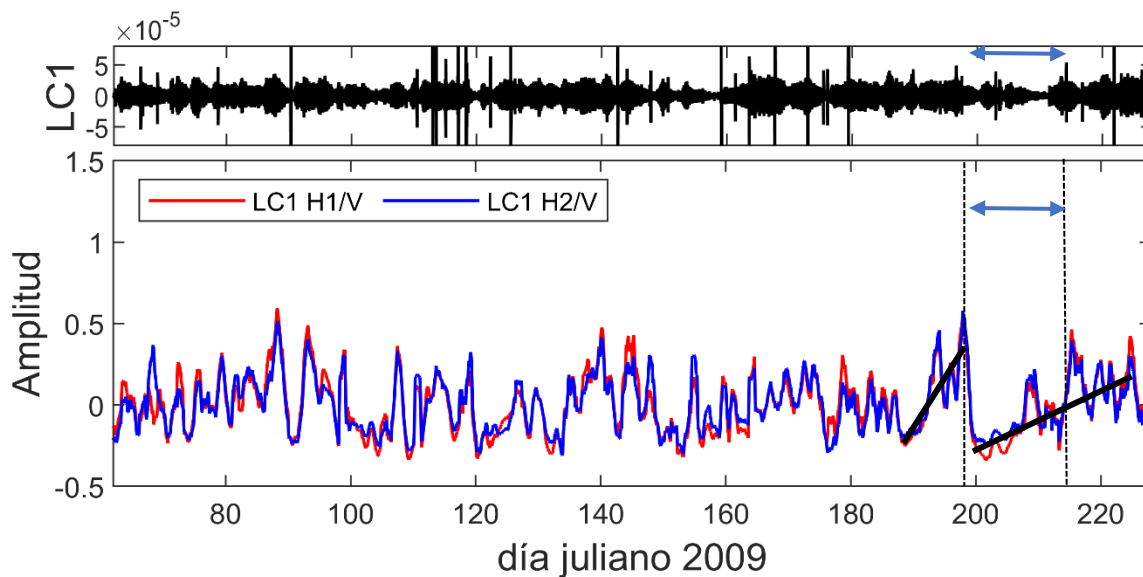


Figura 17. Señales en tiempo para LC1 con eventos sísmicos y comparación con las amplitudes espectrales analizadas en el tiempo para la frecuencia 6.1 [Hz] con un promedio móvil de 1 día. Entre las líneas punteadas hay un bajo de amplitud abrupto, se observa un comportamiento ascendente de las amplitudes entre el día 190 al día 225.

Las Figuras 17 y 18 comparan las señales del registro sísmico en tiempo respecto a las variaciones de las amplitudes espectrales en el dominio de la frecuencia para ambas componentes.

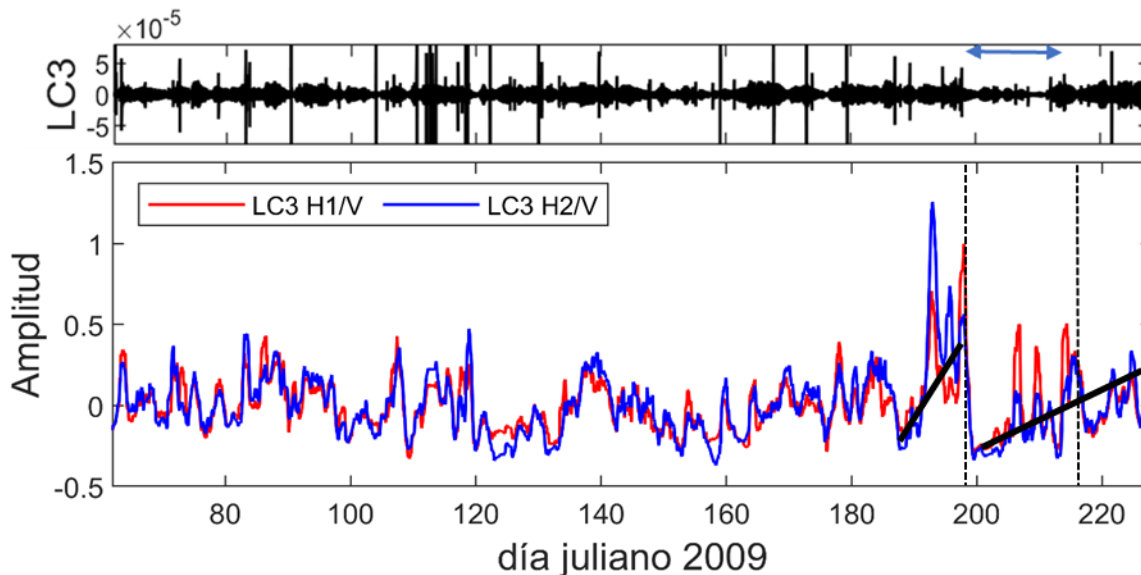


Figura 18. Señales en tiempo para LC3 con posibles eventos sísmicos y comparación con las amplitudes espectrales analizadas en el tiempo para la frecuencia 6.1 [Hz] con un promedio móvil de 1 día. Entre las líneas punteadas hay un bajo de amplitud abrupto, se observa un comportamiento ascendente de las amplitudes entre el día 190 al día 225.

Las coincidencias son mínimas, no se puede afirmar que la variación de la amplitud espectral en cortos intervalos de tiempo sea consecuencia de un evento sísmico. A partir del día 188 juliano se observa en las 2 estaciones un aumento de la amplitud hasta el día 199. Posterior a ello, en un par de días la amplitud desciende a la mitad de su valor máximo en ambas componentes. Después del día 201 comienza a recuperar su amplitud en forma paulatina, este proceso tiene una duración aproximada de 24 días.

Los cocientes espectrales se fijan en la frecuencia de 6.1 [Hz] y se analiza el comportamiento de su amplitud en el tiempo. La forma de analizar el comportamiento espectral permite observar variaciones de amplitud asociadas a largos periodos, estas señales han podido ser relacionadas con señales de periodo largo como las mareas. Estas frecuencias son ocasionadas principalmente por la interacción que existe entre la Tierra y la Luna durante la etapa del perihelio y el afelio donde influye también la traslación con el Sol.

Las Tablas 3 y 4 muestran los periodos característicos de ocurrencia de las mareas debido a los periodos quincenales y mensuales de la Luna con respecto al periodo semianual del Sol. Estos 2 efectos alteran el campo gravitacional y se ha observado que tienen repercusión en la sismicidad del fondo oceánico, principalmente con tremores no volcánicos.

El Sol y la Luna experimentan una fuerza gravitacional sobre toda la superficie de la Tierra. Las aceleraciones gravitacionales no son las mismas en todos los puntos, debido a que diferentes puntos tienen diferentes distancias hacia la Luna o hacia el Sol. Los vectores de aceleración de las mareas se dirigen radialmente hacia afuera en los lados más cercanos y más alejados de la Luna, y se dirigen radialmente hacia adentro en otros lugares (Wahr 1995). La fuerza de gravedad varía con la distancia.

Tabla 3. Variaciones de la marea, Wahr 1995.

<b>Nombre de la marea</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Frecuencia [1/días]</b>	<b>Periodo [días]</b>
Luna Quincenal	Mf	0.0732	13.661
Luna Mensual	Mm	0.0363	27.555
Solar Semianual	S <sub>sa</sub>	0.0055	182.621

Tabla 4. Periodos característicos, Gallego 2013

<b>Frecuencia [1/días]</b>	<b>Periodos [días]</b>
0.097	10.3
0.036	27.8

## 4.2 Análisis espectral de amplitudes espectrales en el tiempo

El comportamiento de las amplitudes espectrales en el tiempo a 6.1 [Hz] tienen dos características, un comportamiento local, principalmente asociado a eventos transitorios que ocurren en cortos intervalos de tiempo y un comportamiento regional que predomina por sobre el ruido ambiental. Las variaciones de las amplitudes para todo el registro espectral registran comportamientos periódicos que ocurren por grandes intervalos de tiempo.

La Figura 19 representa la transformada de Fourier (FFT) de las amplitudes espectrales usando el promedio cuadrático en las 2 estaciones. La estación LC3 registra los valores máximos de amplitud para bajas frecuencias ( $K_1$ ). La estación LC1 controla la amplitud de las frecuencias de  $K_2$  y  $K_3$ . Ambas componentes coinciden en la amplitud y frecuencia de  $K_4$ .

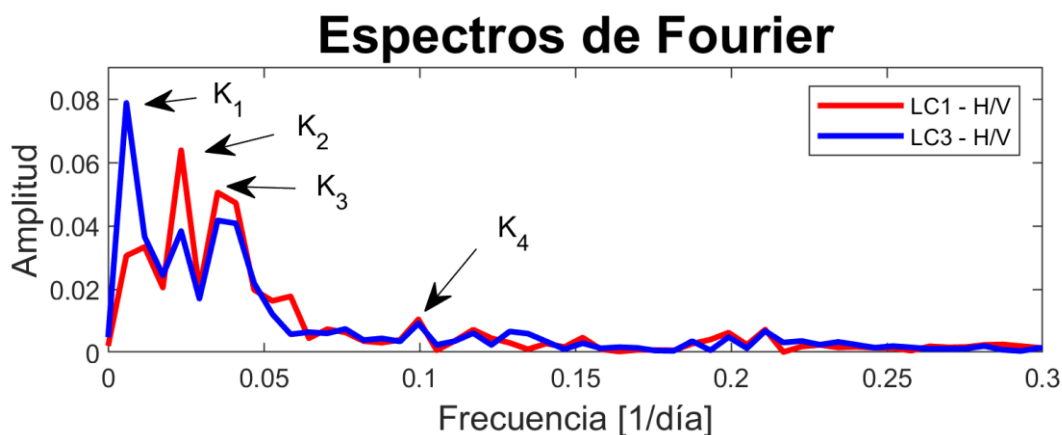


Figura 19. Valores de la transformada de Fourier en periodos de días. De color rojo la estación LC1 y de color azul LC3. Las letras son los valores de frecuencia;  $K_1=0.0055$  [1/día];  $K_2=0.023$  [1/día];  $K_3=0.035$ [1/día];  $K_4=0.097$ [1/día]

Los resultados del espectro de Fourier para bajas frecuencia son sólo aproximaciones de la frecuencia que pudiese controlar el comportamiento espectral en el tiempo. Los largos periodos son inciertos en su valor frecuencial ya que tienen menor probabilidad de ser analizados por el corto intervalo de tiempo que estamos trabajando. Las señales de periodo corto son aquellas que se repiten más veces en el registro y sus resultados suelen ser más confiables en frecuencia y amplitud.

La Tabla 5 describe las 4 frecuencias en periodo y amplitud para los 2 sensores. El sensor LC3 observa que la máxima amplitud está en la frecuencia  $K_1$ , esta frecuencia no se manifiesta con una clara amplitud en el sensor LC1. Las amplitudes frecuenciales  $K_2$ ,  $K_3$  y  $K_4$  no son valores constantes, tienen poca variación de amplitud para ambas estaciones. Esto modifica el ajuste matemático sin cambiar la frecuencia, pero si su forma. Estas amplitudes han sido correlacionadas con el comportamiento en el cambio de estrés provocado por la marea en periodos de 10.31, 27.5, 42.74 y 182.62 días (Wahr 1995, Wright et al., 1999; Gallego et al., 2013; Kowalik y Proshutinsky 2010; Brown 2013). La Tabla 6 muestra los valores utilizados para generar el modelo en tiempo.

Tabla 5. Valores de amplitudes y frecuencias dominantes obtenidos de la Transformada de Fourier (K)

Constante	Amplitud		Frecuencia [1/días]	Periodo [días]
	LC1	LC3		
K <sub>1</sub>	0.03	0.078	0.0055	181.82
K <sub>2</sub>	0.064	0.038	0.0230	43.48
K <sub>3</sub>	0.05	0.040	0.0350	28.57
K <sub>4</sub>	0.001	0.001	0.0970	10.31

Tabla 6. Valores de amplitudes y frecuencias dominantes calculadas en tiempo (k)

Constante	Amplitud		Frecuencia [1/días]	Periodo [días]
	LC1	LC3		
k <sub>1</sub>	0.03	0.040	0.005475	182.63
k <sub>2</sub>	0.06	0.040	0.02344	42.66
k <sub>3</sub>	0.09	0.090	0.037	27.03
k <sub>4</sub>	0.001	0.001	0.097	10.31

Con los valores de frecuencia y amplitud se realizaron las funciones en tiempo para las 2 estaciones. En LC1 y LC3, se utilizaron las frecuencias de k<sub>1</sub>, k<sub>2</sub>, k<sub>3</sub> y k<sub>4</sub> para calcular un modelo matemático que represente el comportamiento de las amplitudes espectrales en el tiempo, los valores cambian en amplitud, pero no en frecuencia. La Figura 20 muestra los 2 modelos utilizados que tienen gran correlación con los valores de las amplitudes en largos periodos de tiempo.

El modelo matemático que describe el comportamiento para LC1 en periodos largos se pueden escribir como:

$$LC1(kn) = 0.03 \cos(2\pi t (k_1) - 1.7) + 0.06 \cos(2\pi t (k_2) - 0.6) + 0.09 \cos(2\pi t (k_3) + 4.8) + 0.001 \cos(2\pi t (k_4) + 3.7)$$

y para LC3

$$LC3(kn) = 0.04 \cos(2\pi t (k_1) - 1.7) + 0.04 \cos(2\pi t (k_2) - 0.6) + 0.09 \cos(2\pi t (k_3) + 4.8) + 0.001 \cos(2\pi t (k_4) + 3.7)$$

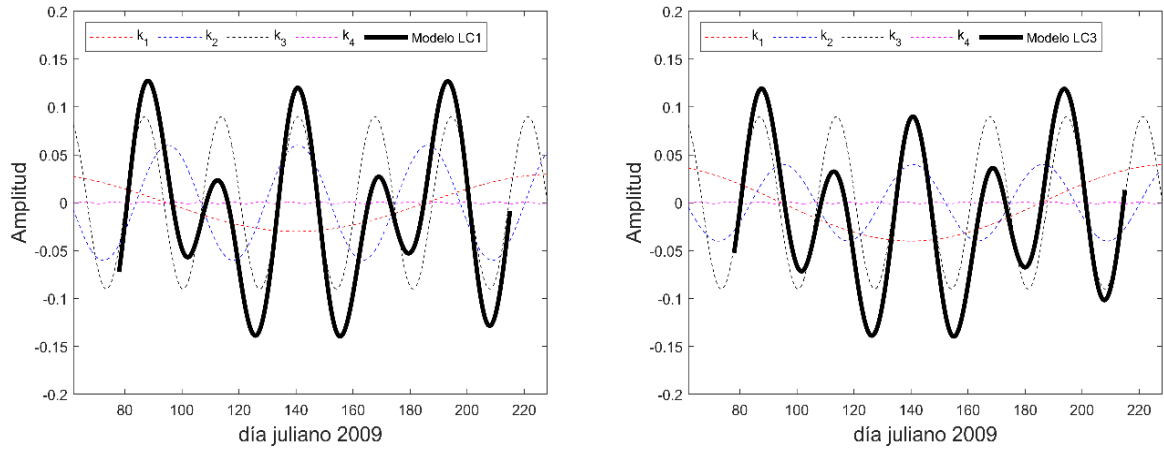


Figura 20. Con línea continua se muestran los modelos matemáticos calculados usando los valores aproximados de la transformada de Fourier con los valores de Gallego (2013) y Wahr (1995) para las componentes LC1 y LC3.

Los valores de  $kn$ , donde  $n=1,2,3,4$  son ajustados en el dominio del tiempo usando como los parámetros la Tabla 6.

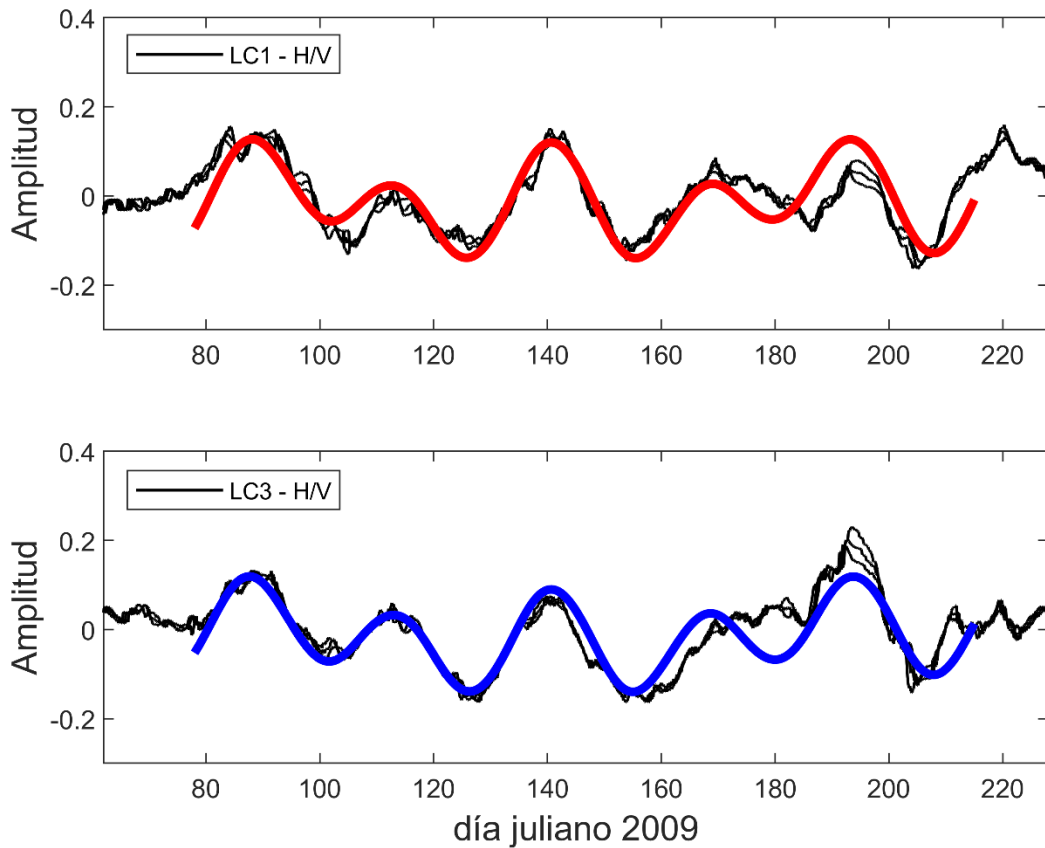


Figura 21. Valores de amplitudes espectrales usando un filtro de promedio móvil entre 11 y 13 días. Las curvas suaves representan los modelos matemáticos propuestos para las estaciones LC1 y LC3.

Los valores calculados son el resultado del mejor ajuste realizado entre los modelos matemáticos y las señales de amplitud espectral en el tiempo. Los modelos propuestos son representativos del comportamiento medido para diferentes intervalos de tiempo. Los resultados en los bordes son poco confiables debido a que el filtro de promedio móvil pierde información en las datos iniciales y finales (Figura 21). El ajuste matemático también se analiza por cada una de las 2 componentes horizontales (ver Anexo B).

Las similitudes en la forma espectral alcanzan valores de correlación superiores en LC3 que en LC1 para diferentes periodos de tiempo. Analizando el periodo de tiempo entre el día 78 y el día 215 de 2009 los valores de correlación oscilan alrededor del 82% para todas las combinaciones de LC1 (Figura 22a), mientras que para LC3 los valores de correlación son cercanos al 88% en sus 3 combinaciones (Figura 22b). Otro momento analizado ocurre entre los días 78 y 175 del año 2009, el valor de la correlación aumenta durante este periodo de 97 días. Para LC1 se alcanzan valores de correlación del 90% (Figura 22c) mientras que para LC3 se logran tener las mejores correlaciones cercanas al 96% entre la señal observada y el modelo matemático propuesto (Figura 22d).

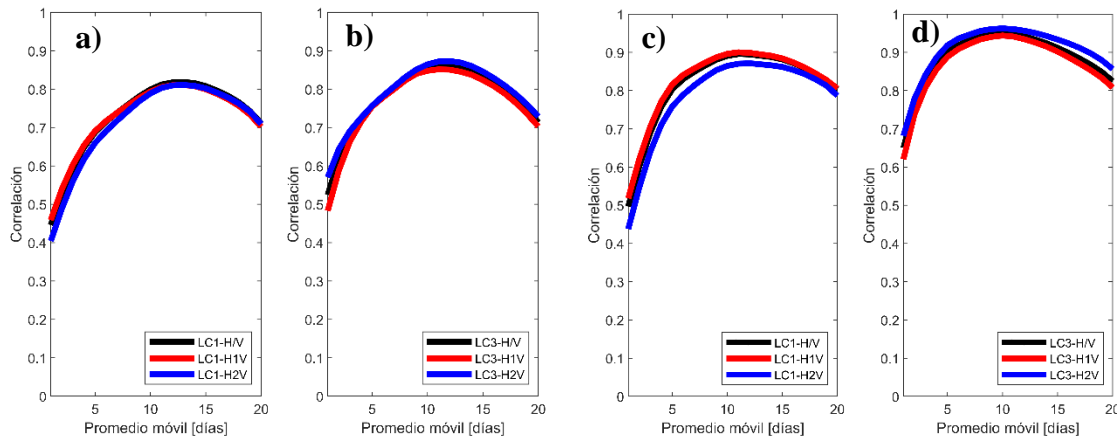


Figura 22. Coeficiente de correlación para LC1 y LC3 entre el modelo matemático y las variaciones de amplitud espectral en el tiempo. Se compararon los resultados para filtros entre 1 y 20 días de promedio móvil. Para LC1 y LC3 la mayor correlación existe en el promedio móvil de 13 días. a) y b) corresponden al periodo entre el día 78 y el día 215, mientras que c) y d) al periodo que comprende del día 78 al día 175 del año 2009.

Los resultados entre el modelo matemático y los datos medidos son mejores para LC3 que para LC1 usando un promedio móvil de 13 días para ambas estaciones. Este comportamiento periódico de amplitud temporal ha sido correlacionado por diversos autores con el aumento y disminución de las mareas oceánicas (Wahr 1995; Brown 2013). La variación de los niveles del mar ocasiona estrés en algunas regiones que suelen generar tremores no volcánicos Ide et al. (2007).

Los terremotos lentos se ubican principalmente cerca de las zonas sismogénicas y pueden funcionar como medidores de tensión debido a su alta sensibilidad a los cambios en la zona de estudio. La transferencia de tensión a las fallas de ruptura aumenta la probabilidad de desencadenar grandes terremotos si la región adyacente se encuentra críticamente cargada. Se ha observado que

existe una correlación entre los tremores y las variaciones de la marea. De manera similar también se ha observado que terremotos lejanos también desencadena NVT's como consecuencia del paso de las ondas sísmicas.

La Figura 23 comparan los tremores calculados por Sáez et al. (2019) cercanos al PTC y el comportamiento periódico de las variaciones espectrales de amplitud. Existe una correlación entre los NVT's reportados y los descensos de amplitud espectral para diferentes periodos de tiempo, aproximadamente cada 27.5 días existen manifestaciones de tremores que concuerdan con el comportamiento de las mareas de baja amplitud espectral. El modelo matemático estima de manera confiable el comportamiento de las amplitudes espectrales y su correlación con los NVT's localizados en la zona.

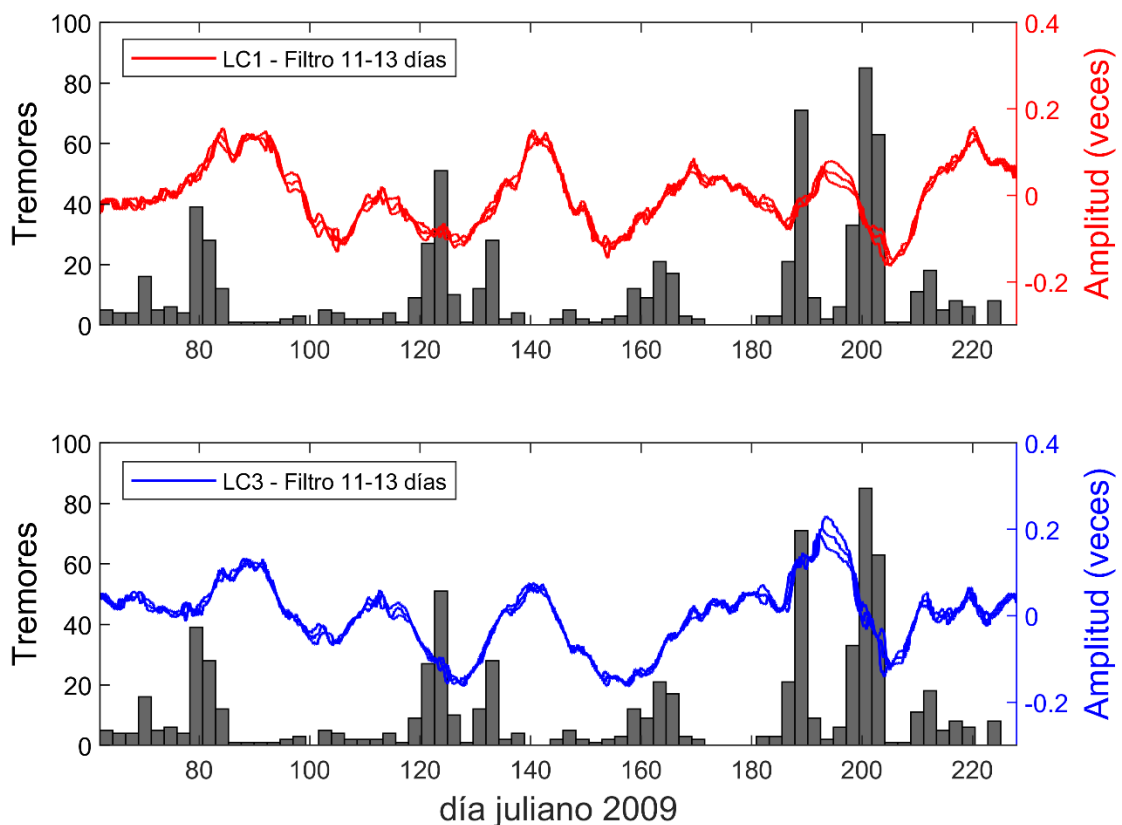


Figura 23. De forma continua se muestra la señal de amplitudes espectrales normalizada. El histograma representa la cantidad de tremores localizados por esa zona de estudio por Sáez et al. (2019). Existe una correlación entre los bajos de amplitud espectral y la ocurrencia de tremores no volcánicos para las 2 estaciones LC1 y LC3.

El fenómeno observado de las mareas es considerado como un ruido coherente que puede ser removido para mejorar la calidad señal-ruido. La ocurrencia de tremores no volcánicos no siempre es visible por todos los sensores de las redes sísmicas instaladas. En muchas ocasiones la ocurrencia de tremores no volcánicos suele ser enmascarada por señales intensas de ruido sísmico local o por el efecto de las mareas en cortos o largos periodos de tiempo.



Las amplitudes espectrales LC1 y LC3 son corregidas por el efecto de la marea ( $LC1_m$  y  $LC3_m$ ), es apreciable que el cambio de amplitud regional no modifica la forma local de las amplitudes en ambas componentes. Si hay correlación entre los tremores y las variaciones de amplitud.

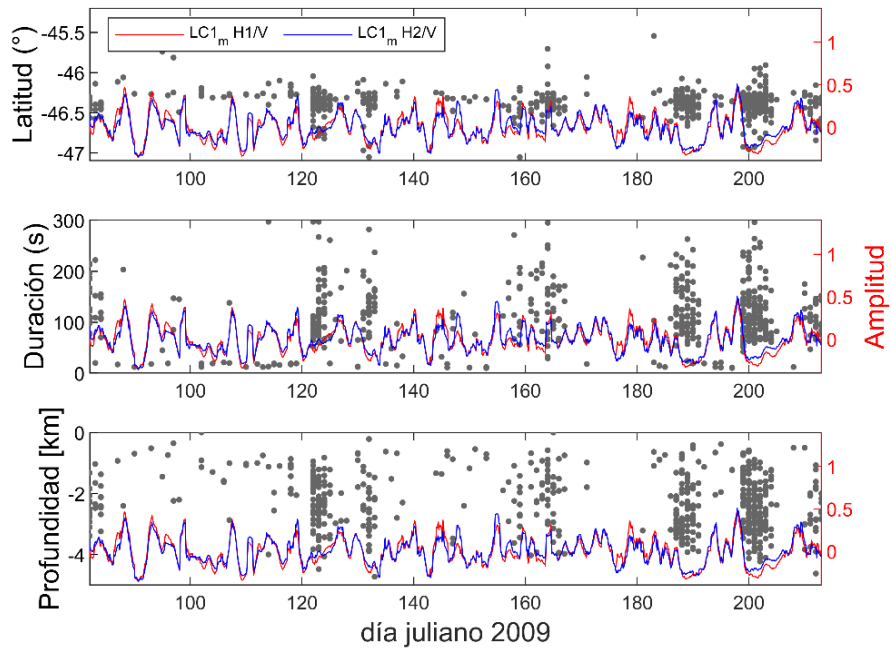


Figura 24. En línea continua se muestran las amplitudes espectrales corregidas por marea para las 2 componentes en la señal  $LC1_m$ . Los puntos representan los tremores ubicados por latitud, duración y profundidad. Hay una estrecha correlación entre los bajos de amplitud y la ocurrencia de tremores.

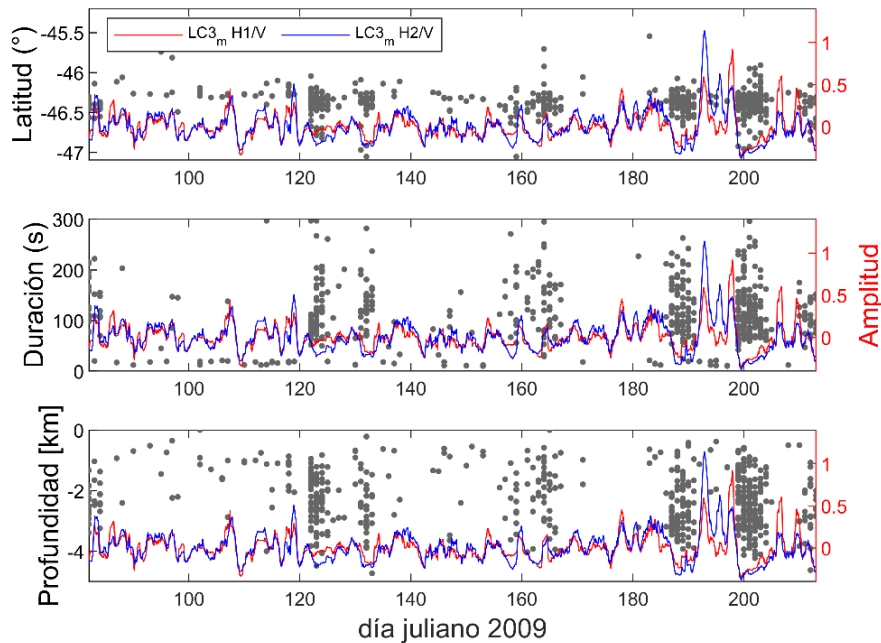


Figura 25. En línea continua se muestran las amplitudes espectrales corregidas por marea para las 2 componentes en la señal  $LC3_m$ . Los puntos representan los tremores ubicados por latitud, duración y profundidad. Hay una estrecha correlación entre los bajos de amplitud y la ocurrencia de tremores.

Se observan lapsos de tiempo donde la amplitud espectral crece o decrece por periodos de días. En algunos casos las señales dejan de oscilar y se mantienen constantes en baja amplitud, son sensibles a la llegada de señales externas que alteran el cociente espectral que por momento no se comporta de forma estática. Se realiza una comparación entre las señales obtenidas con la ubicación en latitud [°], la duración en tiempo [s] y la profundidad [km] calculadas por Sáez et al. (2019) como se muestra en las Figuras 24 y 25.

Existe una coherencia temporal entre los bajos de amplitud espectral y la ocurrencia de tremores no volcánicos. El comportamiento es claro, cuando existe la ocurrencia de tremores no volcánicos el análisis espectral es sensible al aporte de estas señales externas. Los registros en tiempo no tienen la capacidad de observar esta ocurrencia de tremores, las señales son enmascaradas por el ruido sísmico local. Mientras que el análisis espectral es sensible a las señales que son anómalas al promedio espectral, logrando caracterizar de mejor manera los sucesos temporales en donde ocurren estos fenómenos.

Durante el intervalo de tiempo que comprende entre los días 78 y 175, se observa que la ecuación matemática para LC3 tiene una correlación mayor al 96% con los datos de las amplitudes espectrales y un 90% para LC1. En este intervalo, el comportamiento de la amplitud espectral sigue una tendencia particular que puede ser modelada y analizada matemáticamente. Por otro lado, el tiempo que comprende el intervalo del día 188 al día 225 es incierto, el modelo matemático representa con poca confiabilidad el comportamiento de las amplitudes espectrales.

El aporte de los tremores no es continuo en el tiempo, existen intervalos donde acelera y desacelera el deslizamiento lento ocasionado mayor a menor cantidad de NVT's. Los registros sísmicos en tiempo no manifiestan variaciones claras por largos periodos, las señales observadas corresponden a eventos sísmicos que se manifiestan en forma de pulsos transitorios. En general, durante el registro en tiempo no se observan variaciones considerables que pudiesen definir de forma visual la presencia o ausencia de señales asociadas a tremores no volcánicos.

Los resultados concluyen que la variación de la amplitud espectral a una determinada frecuencia está fuertemente relacionada con el comportamiento de las mareas en largos periodos, este fenómeno ha sido asociado a la ocurrencia de NVT's en sensores OBS instalados en el fondo oceánico. Los resultados obtenidos fueron comparados con estudios previos y valores frecuenciales ya conocidos para corroborar que los periodos analizados corresponden a frecuencias asociadas al fenómeno de la marea, como consecuencia de la interacción entre la Tierra, la Luna y el Sol.

# Capítulo 5

## Discusión y conclusiones

En este trabajo de tesis se aplicó el método de HVSR para analizar temporalmente las señales sísmicas en un periodo de 167 días en 5 sensores OBS colocados cerca del Punto Triple Chileno. Se registraron señales de deslizamiento lento como lo describe Sáez et al. (2019). Los registros de ruido sísmico ambiental son afectados por señales externas características del sitio de estudio en el fondo oceánico.

Se desarrolló un programa para analizar la amplitud espectral en los 5 sensores sísmicos, estos procesos fueron cuidadosamente realizados para filtrar y remover señales transitorias sin que modifiquen los resultados observados en forma regional. Se calcularon más de 45,090,000 muestras que significan 1,803,600 espectros de Fourier.

El análisis espectral analizado en el dominio del tiempo ayuda a comprender de manera directa el comportamiento de las ondas sísmicas provenientes de diversas fuentes externas. Esta variación está principalmente asociada a los cambios de estrés que ocurren por las mareas, este fenómeno ha sido cuantificado y observado en las estaciones LC1 y LC3.

Los registros en los sensores LC2, LC4 y LC5 tienen un comportamiento espectral en forma y amplitud muy estable durante los 167 días. Las señales analizadas en los sensores LC1 y LC3 cuantifican y comparan las variaciones de amplitud temporales entre los sensores de forma simultánea. Los HVgramas muestran el comportamiento de la amplitud espectral en el tiempo, se observan periodos de llegada de las señales sísmicas en diferentes frecuencias. En algunas ocasiones estas señales son evidentes en los registros en tiempo, no siempre son percibidas y la mayoría de las veces están enmascaradas por el ruido sísmico ambiental.

En este trabajo se demuestra que las variaciones de amplitud están asociadas a diferentes fenómenos que no son antropogénicos como se han observado en las mediciones en Tierra. En el fondo oceánico existen variaciones de amplitud de alto periodo que no necesariamente han podido ser asociadas a cambios en las propiedades físicas del medio debido a la saturación, cambios de velocidad o cambios de temperatura.

Para el sensor LC1 las variaciones en el cociente espectral pasan del día 199 al día 201 de una amplitud de 14 a una amplitud de 7 en su frecuencia fundamental de 6.1 [Hz]. Para el sensor LC3 las amplitudes decaen de 15 a 8 veces en su misma frecuencia fundamental. Las 2 señales se

mantienen entre 8 y 10 de amplitud creciente hasta el día 225 aproximadamente, casi 24 días continuos y en el día 26 vuelven a recuperar su amplitud promedio espectral. Esta variación observada es visualmente más clara en el sensor LC3 y menor en el sensor LC1. No es común que sucedan estos cambios de amplitud en cortos periodos de tiempo y que se mantenga durante varios días este comportamiento ascendente.

El análisis de la amplitud fue comparado con los resultados obtenidos por Sáez et al. (2019) y demuestra que existen una correlación directa entre los altos y bajos de amplitud con las señales que sugiere tiene origen de deslizamiento lento. Existe una interacción entre el cambio de las mareas respecto a la ocurrencia de tremores en periodos de 10.31, 27.03, 42.66 y 182.63 días. Estas señales de largo periodo controlan el comportamiento de la amplitud espectral durante al menos 97 días continuos de análisis.

En conclusión, los registros en el fondo oceánico pueden detectar NVT's y ruido sísmico de distintos orígenes, como instrumental o ambiental y probablemente sean una combinación de ambas. Es necesario analizar los factores ambientales locales simultáneamente para distinguirlos y corregir posibles cambios transitorios relacionados con el comportamiento tectónico.

Las amplitudes del cociente espectral no son únicas e irrepetibles, existen variaciones de amplitud del doble en un par de días, demostrando que existen fenómenos de alta frecuencia que son observadas por los datos sísmicos. De la misma forma, también se observan variaciones de amplitud en múltiples frecuencias. Las señales de periodo largo aumentan la diferencia espectral entre las componentes horizontales con respecto a las componentes verticales en el tiempo. El movimiento relativo entre la componente radial y transversal difiere entre 4 y 9 [Hz], siendo la componente horizontal transversal la que aumenta en amplitud para este intervalo de frecuencias.

El ajuste matemático tiene un comportamiento periódico en el tiempo que va desde -0.19 hasta 0.17 de amplitud normalizada para la estación LC1 y desde -0.2 hasta 0.019 de amplitud para la componente LC3. El modelo matemático es diferente para cada componente, no cambia en los valores de frecuencia, sólo se modifican los valores de las amplitudes. Este aumento y disminución se relaciona con el efecto de las mareas y en ocasiones con la presencia de NVT's, estas señales son sensibles a las variaciones del nivel de estrés producido por las mareas. Hay probabilidad de que aumente el tamaño de la ruptura si aumentan los niveles de estrés.

La señal matemática deberá ser verificada o en su caso ajustada cuando se tenga un mayor intervalo de datos en tiempo. La correlación que existe entre los NVT's y los cambios de estrés que sufre el fondo oceánico se observa con la variación de la marea de largo periodo.

Conocer el comportamiento espectral del ruido sísmico en forma y amplitud abre la oportunidad para implementar en los datos una búsqueda inteligente para identificar eventos de deslizamiento lento por medio de la identificación de curvas del cociente espectral. A partir de

estos resultados, sería interesante conocer a futuro si los resultados obtenidos son específicos para el Punto Triple Chileno o solamente son una condición local del efecto de sitio. Saber si existe esta condición en alguna otra parte del fondo oceánico que hayan observado el comportamiento de las mareas en largos periodos de tiempo y su relación con la presencia de NVT's.

# Bibliografía

- Abe, N. (2009). Preliminary report on MR08-06 Leg1 Marine Geological and Geophysical Research: A complete trans-Pacific Cruise. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2009, pp. OS13A-1191).
- Agurto, H., Rietbrock, A., Barrientos, S., Bataille, K., y Legrand, D. (2012). Seismo-tectonic structure of the Aysén Region, Southern Chile, inferred from the 2007 M<sub>w</sub>= 6.2 Aysén earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 190(1), 116-130.
- Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A., Bataille, K., Miller, M., Iwamori, H., y Priestley, K. (2014). Seismicity distribution in the vicinity of the Chile Triple Junction, Aysén Region, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 1-11.
- Arai, H., Tokimatsu, K., (2000). Effects of Rayleigh and love waves on microtremor H/V spectra. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand.
- Asten, M. W. (1978). Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(6), 1623-1636.
- Baez, J. C., Leyton, F., Troncoso, C., del Campo, F., Bevis, M., Vigny, C., ... y Blume, F. (2018). The Chilean GNSS network: Current status and progress toward early warning applications. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1546-1554.
- Barazangi, M., e Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Bard, P. Y., y Participants, S. E. S. A. M. E. (2004, August). The SESAME project: an overview and main results. In Proc. of 13th World Conf. on Earthquake Engineering, Vancouver, BC, Canada, August (pp. 1-6).
- Beeler, N. M., y Lockner, D. A. (2003). Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8).
- Beroza, G. C., e Ide, S. (2011). Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 39, 271-296.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., y Bard, P. Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4), 205-227.
- Bourgeois, J., y Michaud, F. (2002). Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12–10 Myr. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(1), 35-44.
- Bourgeois, J., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Calmus, T., Boulègue, J., y Daux, V. (2000). Glacial-interglacial trench supply variation, spreading-ridge subduction, and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45–48 S). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 8355-8386.
- Brown, J. (2013). *Case Studies in Oceanography and Marine Affairs: Prepared by an Open University Course Team*. Elsevier.
- Cande, S. C., Leslie, R. B., Parra, J. C., y Hobart, M. (1987). Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: geophysical and geothermal evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 495-520.
- Cembrano, J., Beck Jr, M. E., Burmester, R. F., Rojas, C., Garcia, A., y Herve, F. (1992). Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Liquine-Ofqui fault zone, southern Chile: Evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(4), 539-551.
- Cessaro, R. K. (1994). Sources of primary and secondary microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(1), 142-148.
- Cho, I., Senna, S., y Fujiwara, H. (2013). Miniature array analysis of microtremors. *Geophysics*, 78(1), KS13-KS23.
- Cruz-Atienza, V. M., Husker, A., Legrand, D., Caballero, E., y Kostoglodov, V. (2015). Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in Guerrero, Mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 275-289.
- Dal Moro, G. (2015). Joint analysis of Rayleigh-wave dispersion and HVSR of lunar seismic data from the Apollo 14 and 16 sites. *Icarus*, 254, 338-349.

- Delgado, J., Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, S., Lopez Garrido, A.C., Sanz De Galdeano, C.. (2002). Structure of the Padul-Nigüelas basin (S Spain) from H/V ratios of ambient noise: application of the method to study peat and coarse sediments. *Pure and Applied Geophysics* 159 (11–12), 2733–2749.
- Dewey, J. F., y Lamb, S. H. (1992). Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205(1-3), 79-95.
- Dikmen, U., y Mirzaoglu, M. (2005). The seismic microzonation map of Yenisehir-Bursa, NW of Turkey by means of ambient noise measurements. *Journal of Balkan Geophysical Society*, 8(2), 53-62.
- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., y Townend, J. (2005). Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 32(16).
- Dragert, H., Wang, K., y James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521), 1525-1528.
- Dravinski, M. (1991). Observation of long period microtermors in San Francisco Metropolitan area. In *Proc. 4th International Conf.* (Vol. 2, pp. 401-407).
- Folguera, A., Ramos, V. A., y Melnick, D. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39 S) en los últimos 30 millones de años. *Revista geológica de Chile*, 29(2), 227-240.
- Forsythe, R. (1992). Cenozoic continental geology of South America and its relations to the evolution of the Chile triple junction. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* (Vol. 141, pp. 23-31). Ocean Drilling Program.
- Forsythe, R. D., Nelson, E. P., Carr, M. J., Kaeding, M. E., Herve, M., Mpodozis, C., ... y Harambour, S. (1986). Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology*, 14(1), 23-27.
- Forsythe, R., y Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4(5), 477-495.
- Gallego, A., Russo, R. M., Comte, D., Mocanu, V., Murdie, R. E., y VanDecar, J. C. (2013). Tidal modulation of continuous nonvolcanic seismic tremor in the Chile triple junction region. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(4), 851-863.
- Guo, Z., Aydin, A., y Kuszmaul, J. S. (2014). Microtremor recordings in northern Mississippi. *Engineering geology*, 179, 146-157.
- Gupta, H. K. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), 279-310.
- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. In *Advances in Geophysics* (Vol. 5, pp. 53-92). Elsevier.
- Haghshenas, E., Bard, P. Y., y Theodulidis, N. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), 75-108.
- Haller, M. J., y Lapido, O. R. (1982). The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 395-410.
- Heaton, T. H. (1982). Tidal triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6A), 2181-2200.
- Heki, K., Miyazaki, S. I., y Tsuji, H. (1997). Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, 386(6625), 595-598.
- Herak, M. (2008). ModelHVSR—A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Computers & Geosciences*, 34(11), 1514-1526.
- Herron, E. M., EM, H., SC, C., y BR, H. (1981). An active spreading center collides with a subduction zone; a geophysical survey of the Chile margin triple junction.
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquine-Reloncavi en el área de Liquine: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Actas Congr. Geol. Chile*, 1, B39-B56.
- Ide, S. (2012). Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3).
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., y Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76-79.
- Idehara, K., Yabe, S., e Ide, S. (2014). Regional and global variations in the temporal clustering of tectonic tremor activity. *Earth, Planets and Space*, 66(1), 1-10.
- Kanai, K. y T. Tanaka (1954). Measurement of the microtremor, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 32, 199-209.

- Kasahara, J. (2002). Tides, earthquakes, and volcanoes. *Science*, 297(5580), 348-349.
- Kirby, S., Engdahl, R. E., y Denlinger, R. (1996). Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction: top to bottom*, 96, 195-214.
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., y Cifuentes, O. (2001). Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4), 437-446.
- Konno, K., y Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228-241.
- Koper, K. D., Seats, K., y Benz, H. (2010). On the composition of Earth's short-period seismic noise field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2), 606-617.
- Kowalik, Z., y Proshutinsky, A. (2010). Tsunami-tide interactions: A Cook Inlet case study. *Continental shelf research*, 30(6), 633-642.
- Kudo, K., (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation. Nice, France.
- Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Dymant, J., y Pelletier, B. (2015). Lower plate deformation at the Chile Triple Junction from the paleomagnetic record (45° 30' S–46° S). *Tectonics*, 34(8), 1646-1660.
- Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Dymant, J., y Pelletier, B. (2015). Lower plate deformation at the Chile Triple Junction from the paleomagnetic record (45° 30' S–46° S). *Tectonics*, 34(8), 1646-1660.
- Lermo, J., y Chávez-García, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?. *Bulletin of the seismological society of America*, 84(5), 1350-1364.
- Malischewsky, P. G., y Scherbaum, F. (2004). Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave motion*, 40(1), 57-67.
- Métivier, L., de Viron, O., Conrad, C. P., Renault, S., Diament, M., y Patau, G. (2009). Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3-4), 370-375.
- Morgan, W. J., Stoner, J. O., y Dicke, R. H. (1961). Periodicity of earthquakes and the invariance of the gravitational constant. *Journal of Geophysical Research*, 66(11), 3831-3843.
- Mucciarelli, M., (1998). Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. *Journal of Earthquake Engineering* 2 (4), 1–14.
- Murdie, R. E., Prior, D. J., Styles, P., Flint, S. S., Pearce, R. G., y Agar, S. M. (1993). Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21(12), 1095-1098.
- Nakamura, Y., (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, vol. 30 (1), pp. 25–30.
- Nakamura, Y., (1996). Real-time information systems for hazards mitigation. Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
- Nakamura, Y., (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand.
- Nakata, R., Suda, N., y Tsuruoka, H. (2008). Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events. *Nature Geoscience*, 1(10), 676-678.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *Journal of Seismological Society of Japan* 24, 26–40 (In Japanese with English abstract). Tuladhar, R., Yamazaki, F., Warnitchai, P., Saita, J., 2004. Seismic microzonation of the greater Bangkok area using microtremor observations. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 33 (2), 211–225.
- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296(5573), 1679-1681.
- Obara, K., y Kato, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, 353(6296), 253-257.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., y Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23).
- Okada, H., y Suto, K. (2003). The microtremor survey method. Society of Exploration Geophysicists



- Panou, A. A., Theodulidis, N., Hatzidimitriou, P., Stylianidis, K., y Papazachos, C. B. (2005). Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in site effects estimation and correlation with seismic damage distribution in urban environment: the case of the city of Thessaloniki (Northern Greece). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25(4), 261-274.
- Parolai, S., Richwalski, S. M., Milkereit, C., y Bormann, P. (2004). Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany). *Tectonophysics*, 390(1-4), 57-73.
- Plafker, G. (1972). Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 77(5), 901-925.
- Ramos, V. A., y Kay, S. M. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205(1-3), 261-282.
- Raptakis, D. G., Manakou, M. V., Chávez-García, F. J., Makra, K. A., y Ptilakis, K. D. (2005). 3D configuration of Mygdonian basin and preliminary estimate of its site response. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25(11), 871-887.
- Rogers, G., y Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627), 1942-1943.
- Rubinstein, J. L., La Rocca, M., Vidale, J. E., Creager, K. C., y Wech, A. G. (2008). Tidal modulation of nonvolcanic tremor. *Science*, 319(5860), 186-189.
- Sáez, M., Ruiz, S., Ide, S., y Sugioka, H. (2019). Shallow nonvolcanic tremor activity and potential repeating earthquakes in the Chile Triple Junction: seismic evidence of the subduction of the active Nazca–Antarctic spreading center. *Seismological Research Letters*, 90(5), 1740-1747.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., ... y Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186(1), 221-225.
- Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge Univ. Press, New York. 439 pp.
- Schuster, A. (1897). On lunar and solar periodicities of earthquakes. *Proceedings of the Royal Society of London*, 61(369-377), 455-465.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., e Ide, S. (2007). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133), 305-307.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S., y Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099), 188-191.
- Souriau, M., Souriau, A., y Gagnepain, J. (1982). Modeling and detecting interactions between earth tides and earthquakes with application to an aftershock sequence in the Pyrenees. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 165-180.
- Tolstoy, M., Vernon, F. L., Orcutt, J. A., y Wyatt, F. K. (2002). Breathing of the seafloor: Tidal correlations of seismicity at Axial volcano. *Geology*, 30(6), 503-506.
- Tuladhar, R., Yamazaki, F., Warnitchai, P., y Saita, J. (2004). Seismic microzonation of the greater Bangkok area using microtremor observations. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 33(2), 211-225.
- Vidale, J. E., Agnew, D. C., Johnston, M. J., y Oppenheimer, D. H. (1998). Absence of earthquake correlation with Earth tides: An indication of high preseismic fault stress rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24567-24572.
- Wahr, J. (1995). Earth tides. *Global Earth physics*, AGU Reference Shelf, 1(1995), 40-45.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Vargas, R. B., y Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Vargas, R. B., y Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Wilcock, W. S. (2001). Tidal triggering of microearthquakes on the Juan de Fuca Ridge. *Geophysical Research Letters*, 28(20), 3999-4002.
- Wright, J., Colling, A., y Park, D. (Eds.). (1999). *Waves, tides and shallow-water processes (Vol. 4)*. Gulf Professional Publishing.
- Zhang, S., Chan, L., 2003. Possible effects of misidentified mode number on Rayleigh wave inversion. *Journal of Applied Geophysics* 53 (1), 17–29.

# Anexo A

Espectros de Fourier, su desviación estándar y los coeficientes de variación para las 5 estaciones.

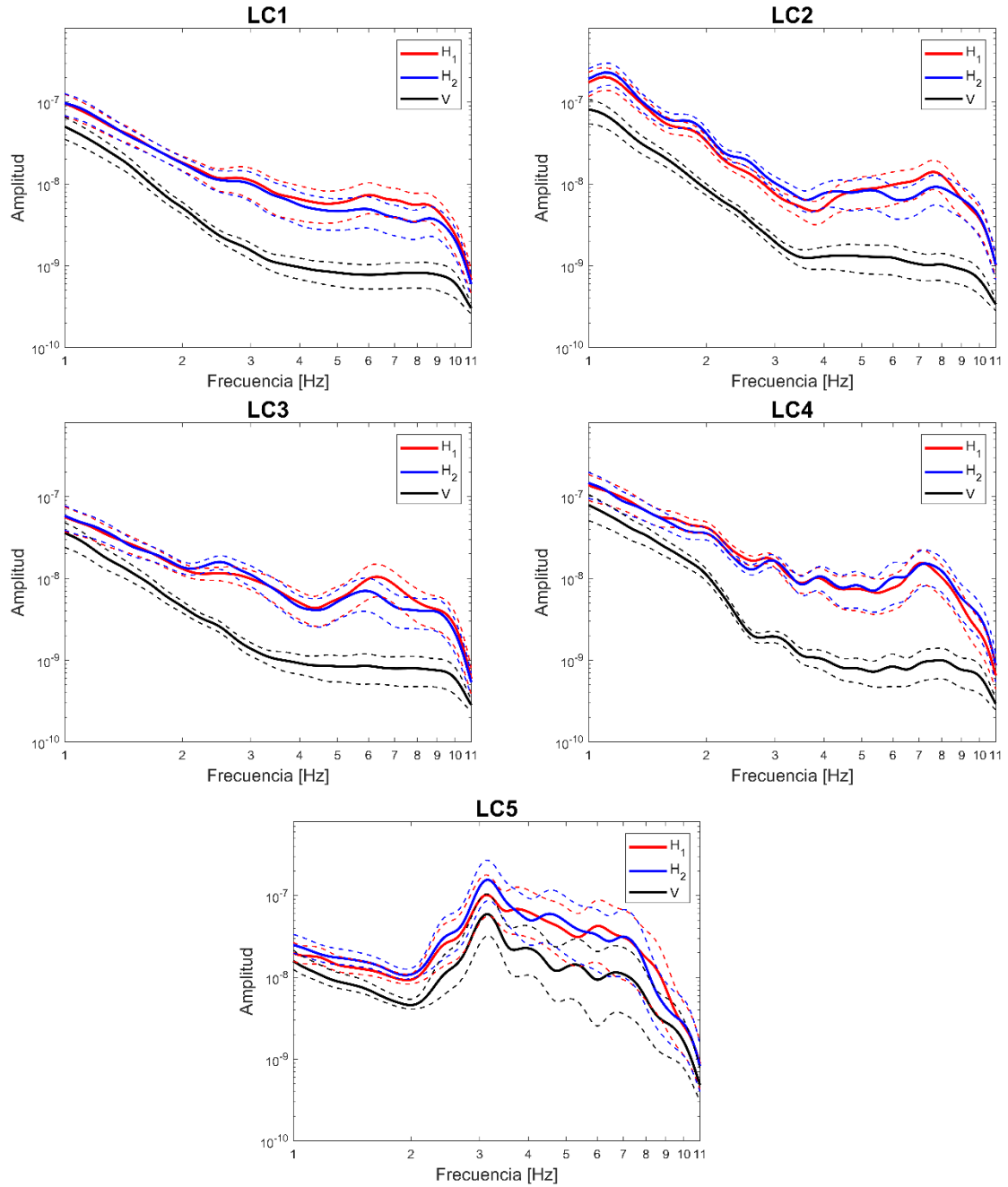


Figura A1. Espectros de Fourier promedio y su desviación estándar en las 3 componentes. Se utilizaron datos por día.

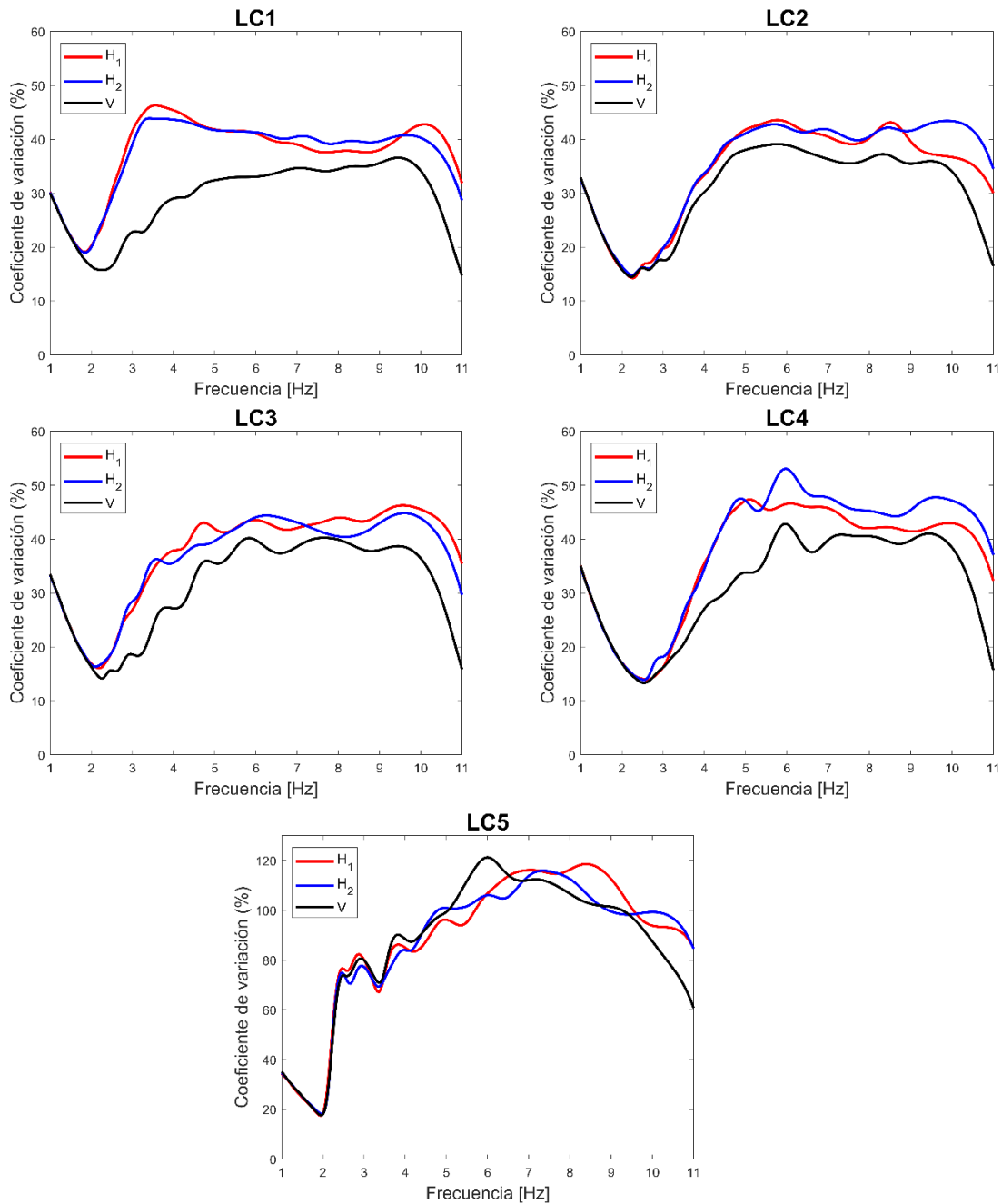


Figura A2. Coeficientes de variación para las 3 componentes en los 5 sensores. Existen cambios de amplitud espectral para las componentes horizontales y verticales, en general la mayor variación está en las componentes horizontales.

Cocientes espectrales para cada componente horizontal ( $H_1/V$  y  $H_2/V$ ), en las 5 estaciones.

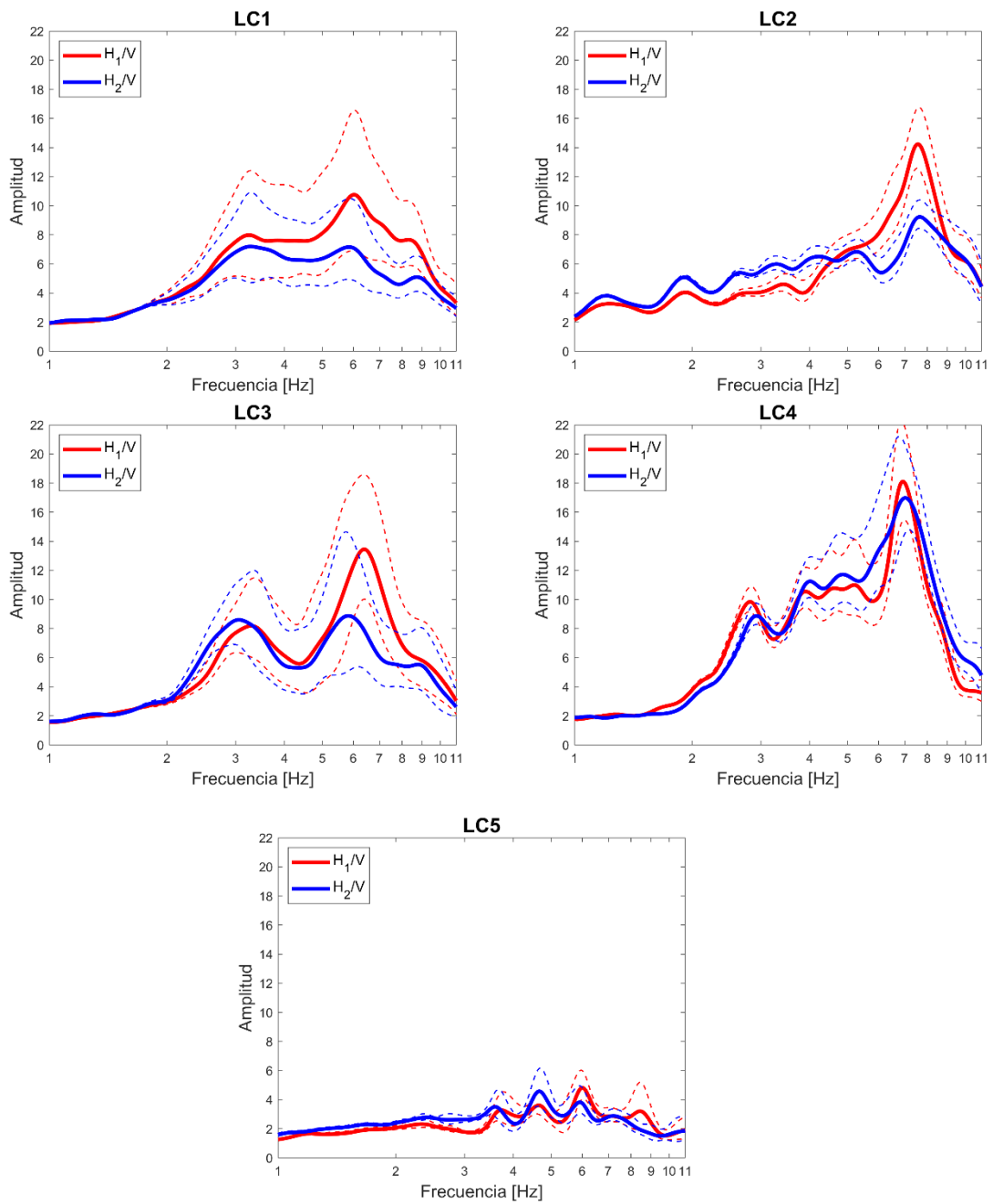


Figura A3. Cocientes espectrales para cada dirección  $H_1/V$  y  $H_2/V$  por cada estación durante los 167 días. La línea continua con el promedio y la línea punteada es el intervalo de confianza  $I_c$  que filtran las señales por forma y amplitud.

Ángulo calculado por cada ventana entre  $H_1/V$  y  $H_2/V H_1$

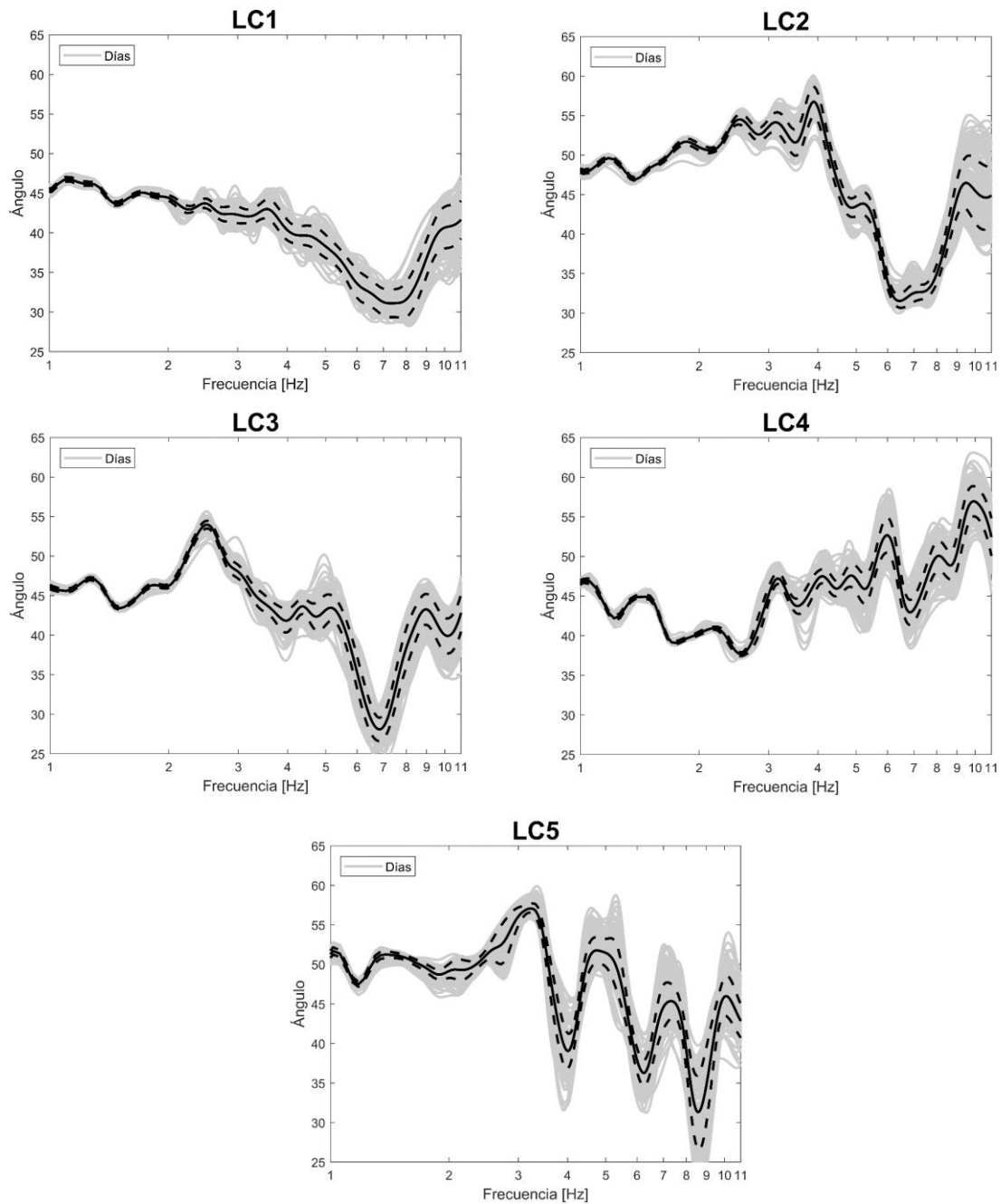


Figura A4. El comportamiento del ángulo frecuencial permite conocer la dirección de las señales registradas para cada estación en ambas componentes horizontales. Los sensores LC1, LC2 y LC3 mantienen un comportamiento suave con respecto a las frecuencias, mientras que LC4 y LC5 son señales inestables que no representan un patrón entre ambas componentes

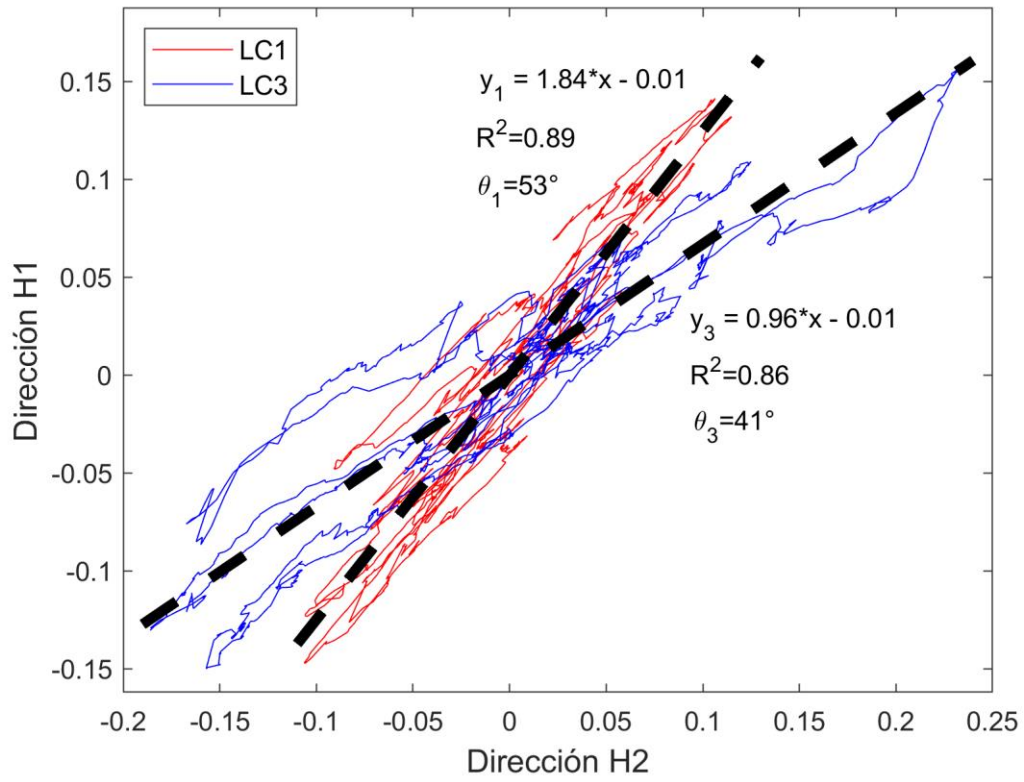


Figura A5. Variación de las amplitudes espectrales normalizadas para los 2 sensores LC1 y LC2 entre las direcciones  $H_1$  y  $H_2$  en la frecuencia de 6.1 [Hz]. Se utilizó un promedio móvil de 13 días.

# Anexo B

Amplitudes espectrales por componente, filtro y frecuencia.

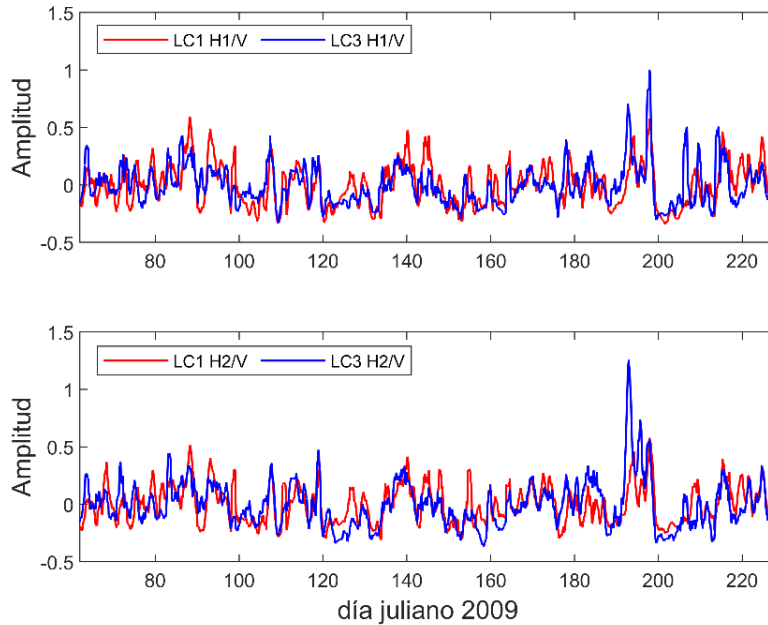


Figura B1. Comparación de la variación de amplitud espectral para la frecuencia 6.1 [Hz] para la misma componente horizontal en las estaciones LC1 y LC3.

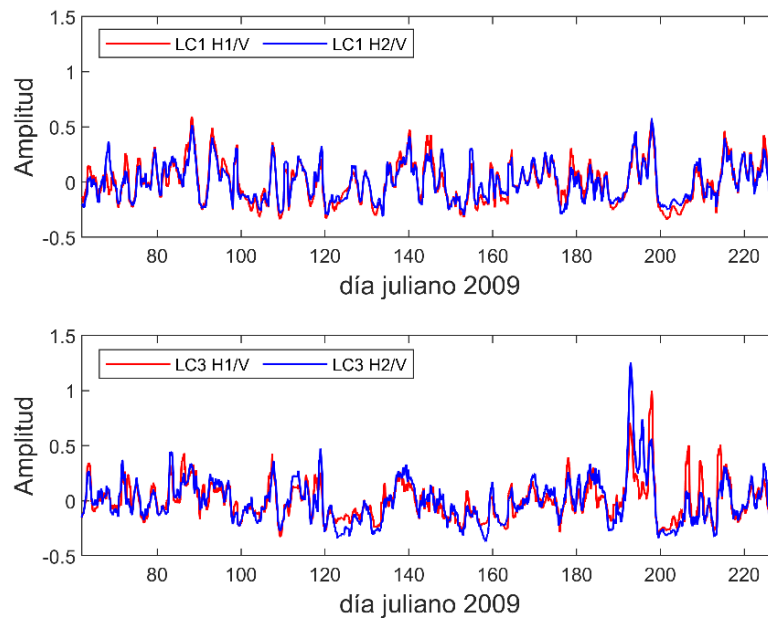


Figura B2. Comparación de la variación de amplitud espectral en la frecuencia de 6.1 [Hz] para las 2 componentes horizontales en las estaciones LC1 y LC3

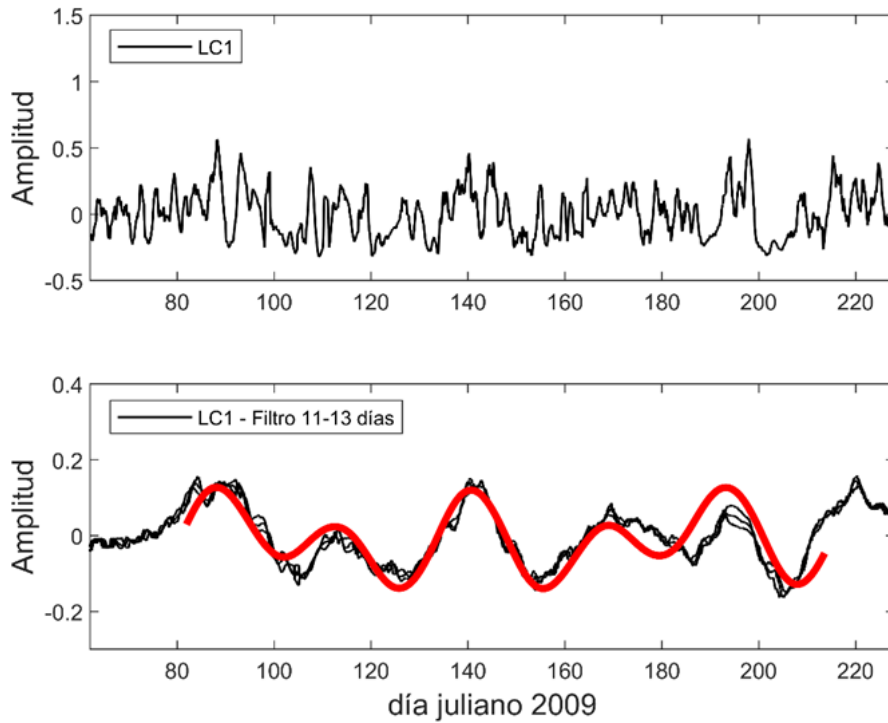


Figura B3. Señal de amplitud espectral a) filtro de 1 muestra por día y b) filtro entre 11 y 13 días para la estación LC1. Con línea continua está el modelo matemático propuesto.

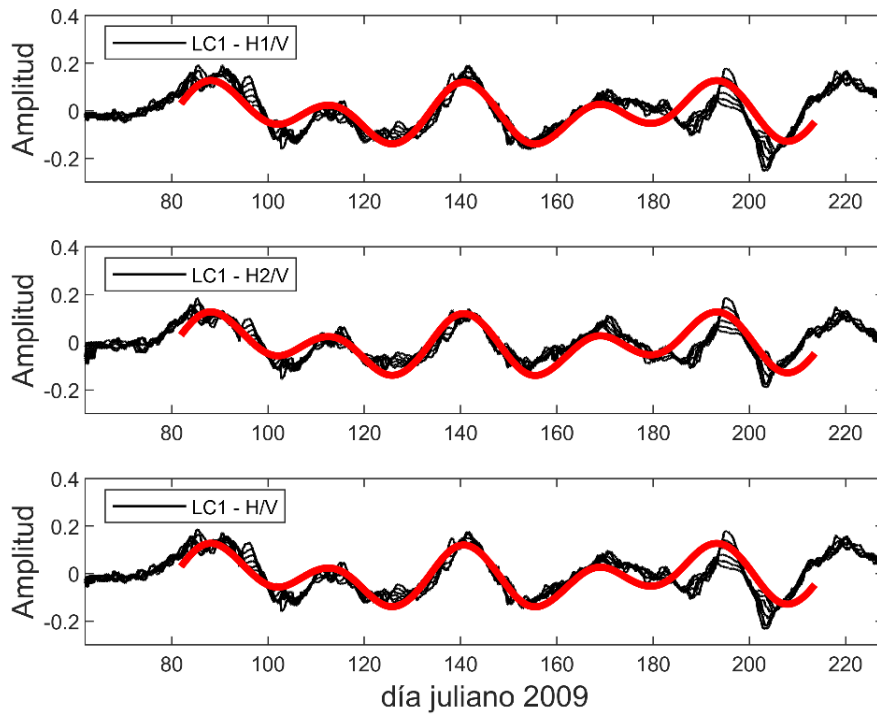


Figura B4. Modelo matemático LC1 ajustado para las 2 componentes horizontales  $H_1/V$ ,  $H_2/V$  y  $H/V$  y el promedio cuadrático horizontal ( $H$ ). Existe diferencia de amplitud en las componentes horizontales debido a la dirección máxima de energía, siendo la componente  $H_1$  la que presenta las mayores amplitudes.



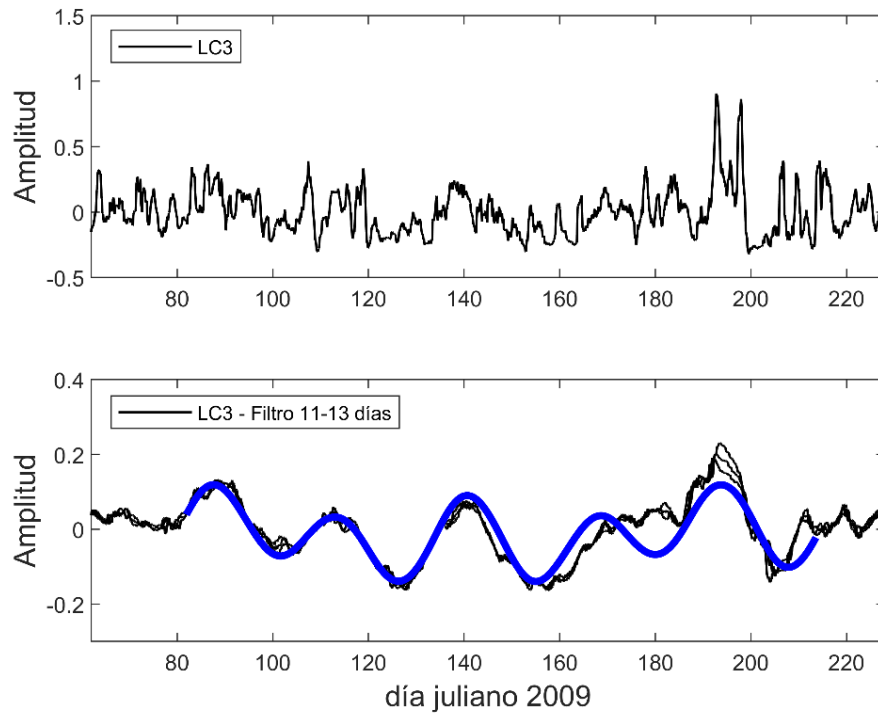


Figura B5. Señal de amplitud espectral a) filtro de 1 muestra por día y b) filtro entre 11 y 13 días para la estación LC3. Con línea continua está el modelo matemático propuesto.

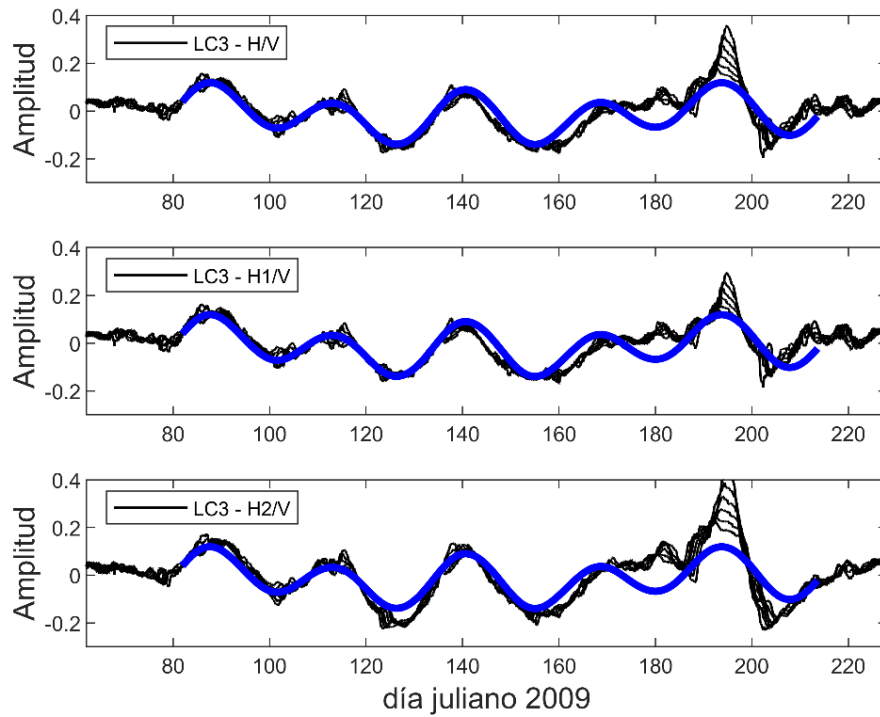


Figura B6. Modelo matemático LC3 ajustado para las 3 combinaciones  $H_1/V$ ,  $H_2/V$  y  $H/V$ . Existe diferencia de amplitud en las componentes horizontales debido a la dirección de máxima de energía.

