

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Estudio de cambios de velocidades de ondas sísmicas
usando Interferometría Pasiva en la zona de subducción
del Norte Grande de Chile**

Carlos Felipe Herrera Ramírez

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Diciembre 2013

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

**Estudio de cambios de velocidades de ondas sísmicas
usando Interferometría Pasiva en la zona de subducción
del Norte Grande de Chile**

Carlos Felipe Herrera Ramírez

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:
Dr. Klaus Dieter Bataille Bollweg

Comisión:
Dr. Klaus Bataille Bollweg
Dra. Ignacia Calisto Burgos
Dr. Jaime Campos Muñoz



Diciembre 2013

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado gracias al financiamiento del proyecto Fondecyt 1100990.

En primer lugar quiero agradecer a todas las personas que estuvieron directamente involucradas en esta investigación, especialmente a mi profesor guía: Dr. Klaus Bataille, por toda su ayuda, consejos, paciencia y motivación, los cuales fueron fundamentales durante cada semana para seguir aprendiendo sobre los procesos del Sistema Tierra, y así poder aportar mi granito de arena a la Ciencia mediante este trabajo.

Quiero mencionar de forma especial a Tom Richter y Christoph Sens-Schönfelder, quienes proporcionaron el software de análisis (MIIC), y cuya ayuda y colaboración en su uso fue fundamental para poder entender de mejor forma el procesamiento numérico, y así alcanzar los objetivos propuestos. También merecen mención Günter Asch y Monika Sobiesiak, por su colaboración al proporcionar las características de los sensores de las redes sísmicas IPOC e ILN, y a las instituciones responsables del funcionamiento de ambas redes: German Research Centre for Geosciences (GFZ) y la Universidad de Chile, entre otras.

Agradezco a todas las personas del Departamento de Geofísica (DGEO), tanto académicos, amigos, compañeros, quienes de alguna u otra forma fueron parte de mi formación profesional durante estos 5 años. Especialmente a mi amigo Andrés Martínez, quien muchas veces desligándose de su tesis, fue de gran ayuda en la obtención y procesamiento de los datos atmosféricos pertenecientes a la Dirección Meteorológica de Chile y el National Centers for Environmental Prediction (NCEP).

Con cariño menciono a mi familia, a mis padres: Cleria Ramírez y Carlos Herrera, y a mi hermano Ariel, quienes me han apoyado incondicionalmente desde los inicios de mis estudios. Agradezco el amor y apoyo incondicional que me dieron y me siguen dando en todos los aspectos de mi vida.

Finalmente le doy gracias a Dios por todas sus bendiciones a lo largo de mi vida y por las oportunidades que me ha dado para poder desarrollarme en todo aspecto como mejor persona.

*Este trabajo está dedicado a mi familia
y a todos quienes fueron parte importante
en mi desarrollo como persona.*

Resumen

En este trabajo se estudian las variaciones en el tiempo de las velocidades sísmicas en la zona Norte de Chile usando la técnica de Interferometría Pasiva de Onda Coda en conjunto con el método del Estiramiento. La mejor forma de cuantificar un cambio en el medio es tener una buena resolución temporal de mediciones. De esta forma, para encontrar los cambios de velocidades se usaron datos continuos de ruido sísmico entre 2007 y 2013 medidos por las estaciones pertenecientes a las redes sísmicas IPOC e ILN, las cuales están desplegadas en el norte de Chile.

El procedimiento consistió en dos etapas: en la primera etapa se procesaron las señales crudas medidas por las estaciones consideradas para dejar solamente el ruido sísmico. Luego, para cada día se realizaron correlaciones cruzadas entre las señales de dos estaciones distintas y también de una estación (autocorrelaciones) en distintas bandas de frecuencias para obtener la función de Green entre ellas, que representa la señal que va de una estación (fuente virtual) hacia la otra (receptor); a esto se le denomina Interferometría Pasiva. Luego, en una segunda etapa, mediante el método del Estiramiento se analizaron las llegadas de las ondas que pertenecen a la coda de las funciones de Green obtenidas en la primera etapa, y observando las diferencias entre las señales de la coda diarias con una señal de referencia, se pueden encontrar las variaciones de velocidad relativas para cada día.

Para estudiar los cambios de velocidades sísmicas, se analizaron en su mayoría autocorrelaciones en bandas de frecuencias entre 2 y 6 [Hz]. Se pudieron encontrar variaciones abruptas de velocidad producto del sismo de Tocopilla, con caídas de velocidad de hasta 0.9%, donde el patrón espacial de estas variaciones de velocidad no corresponde directamente a la cercanía del sismo, por lo que se descarta un efecto del esfuerzo estático producido por éste; y sería entonces, un efecto de sitio. También se encontraron variaciones periódicas o estacionales de velocidad, con fluctuaciones medias de 0.4% que sólo se registran en algunas estaciones, por lo que se interpreta como un efecto superficial en el entorno del sitio para cada estación. Se pudo ver que las fluctuaciones anuales de velocidad sísmica y temperatura atmosférica están muy correlacionadas, por lo que se sugiere alguna dependencia. Finalmente, se encontraron variaciones de velocidad muy parecidas entre varias estaciones de la red sísmica cercana a Iquique, algo que puede tener dos posibles explicaciones: toda la zona se comporta de la misma forma, sin efectos de sitio locales, o las variaciones similares se deben a los efectos de una misma fuente de ruido.

Los métodos de observación de cambios de velocidades sísmicas no permiten interpretar los cambios de velocidades encontrados, por lo que se debió recurrir a datos de otras disciplinas geofísicas y modelos ya hechos por otros estudios para poder interpretar los resultados obtenidos.

Índice de Contenidos

| | |
|---|-----------|
| 1. Introducción | 6 |
| 1.1. Estudios realizados con Interferometría | 8 |
| 2. Formulación | 11 |
| 2.1. Motivación | 11 |
| 2.2. Hipótesis Fundamental | 13 |
| 2.3. Objetivos | 13 |
| 2.3.1. Objetivo General | 13 |
| 2.3.2. Objetivos Específicos | 14 |
| 3. Marco Teórico | 16 |
| 3.1. Interferometría Sísmica | 16 |
| 3.2. Interferometría de Onda Directa | 17 |
| 3.2.1. Fuentes puntuales | 17 |
| 3.2.2. Múltiples fuentes | 21 |
| 3.2.3. “Autocorrelaciones” o correlaciones cruzadas de una estación | 24 |
| 3.3. Interferometría Pasiva de Onda Coda | 24 |
| 3.3.1. Conveniencia de la coda sobre la onda directa | 25 |
| 3.3.2. Ondas observadas en la Función de Green | 25 |
| 3.3.3. Método del Estiramiento | 26 |
| 3.4. Determinación de profundidad | 30 |
| 4. Metodología | 32 |
| 4.1. Datos disponibles | 32 |
| 4.2. Pre-procesamiento | 32 |
| 4.3. Procesamiento | 34 |
| 4.3.1. Cálculo de correlaciones cruzadas | 34 |
| 4.3.2. Cálculo de $\frac{dv}{v}$ usando el método del Estiramiento | 36 |
| 5. Resultados | 39 |
| 5.1. Terremoto de Tocopilla | 39 |
| 5.1.1. Medición del cambio de velocidad co-sísmico | 39 |
| 5.1.2. Comportamiento anterior y posterior al sismo | 43 |
| 5.2. Variaciones estacionales | 44 |

| | | |
|-----------|--|-----------|
| 5.2.1. | Estaciones donde se encontraron variaciones estacionales de $\frac{dv}{v}$: | 45 |
| 5.2.2. | Resto de las estaciones: | 47 |
| 5.3. | Posibles tendencias regionales de $\frac{dv}{v}$ | 50 |
| 5.3.1. | Banda de 4 - 6 [Hz]: | 50 |
| 5.3.2. | Banda de 2 - 4 [Hz]: | 52 |
| 5.4. | Anexo Resultados: Análisis de Correlaciones Cruzadas | 54 |
| 6. | Discusión e Interpretaciones | 58 |
| 6.1. | Terremoto de Tocopilla | 58 |
| 6.1.1. | Caída de velocidad co-sísmica | 58 |
| 6.1.2. | Zonalidad de los cambios observados | 59 |
| 6.1.3. | Análisis de variaciones co-sísmicas en profundidad | 62 |
| 6.1.4. | Comportamientos a mediano plazo | 64 |
| 6.2. | Variaciones estacionales de velocidad | 66 |
| 6.2.1. | Graficando variaciones de Temperatura con $\frac{dv}{v}$ | 69 |
| 6.2.2. | Discusión sobre las variaciones estacionales | 70 |
| 6.3. | Tendencias locales en la red ILN | 72 |
| 6.3.1. | Análisis de la banda 4-6[Hz] y $T_w=5-10[s]$ | 74 |
| 6.3.2. | Análisis de la banda 2 - 4 [Hz] y $T_w=5 - 10 [s]$ | 76 |
| 6.4. | Análisis de correlaciones cruzadas | 77 |
| 6.5. | Anexo: Tabla de información geológica | 80 |
| 7. | Conclusiones | 81 |

Capítulo 1

Introducción

A medida que transcurren los años, la ciencia de la sismología ha expandido sus horizontes a nuevos campos de estudio que antes no estaban explorados. Con el fin de mantener un monitoreo sísmico en tiempo real cada vez más preciso de una zona determinada, se han estado creando nuevas técnicas numéricas que permiten obtener aún más información a partir de los datos sísmicos de las estaciones de banda ancha, específicamente en lo relativo al estudio de los cambios en el medio, los cuales pueden suceder tanto a nivel interno (provocados por sismos, cambios en las cámaras magmáticas de un volcán, alteración de napas subterráneas de aguas, etc.) como influenciados por factores externos (variables atmosféricas). La idea en este contexto es: si hay un cambio en el medio, este afectará las ondas sísmicas que viajan a través de él; si se cuantifica la información contenida en ellas, se puede conocer qué tipo de cambio está pasando en el medio.

La Tierra es un planeta dinámico, las placas tectónicas se mueven lentamente pero sin parar, causando deformaciones en la corteza, y aumentando el esfuerzo en las zonas de colisión, hasta el punto en que la energía acumulada rompe la corteza y es liberada produciendo terremotos, añadiendo así una rápida deformación del terreno. Los volcanes también afectan la forma de la corteza cuando las cámaras magmáticas acumulan material fundido y deforman el terreno sobre éstos, aumentando la presión magmática hasta el punto en que el material es liberado por una erupción volcánica. Las deformaciones del medio producidos por todos estos factores pueden ser observadas en la superficie con GPS y técnicas de InSAR, pero ver los efectos de estas variaciones temporales en profundidad mediante técnicas que involucren datos sísmicos ha sido un poco difícil. Según Sens-Schönfelder *et al.* (2011) [13], para empezar a medir los cambios de la corteza terrestre usando datos sísmicos, diversos métodos se comenzaron a desarrollar, pero presentaban algunos problemas en su implementación.

Así, para calcular si hay un cambio en el medio, se deben comparar las mediciones antes de ese cambio y después de ese cambio, usando un sistema fuente-receptor fijo en el tiempo. Se sabe que las repeticiones continuas de un experimento usando las mismas configuraciones de fuente y receptor pueden dar indicios mediante la comparación de resultados si las características del medio han cambiado con el tiempo. Las configuraciones fuente-receptor más comunes para ha-

cer estas mediciones son:

- Uso de fuentes explosivas: esta técnica es una de las más comunes, la cual se hace repitiendo varias veces explosiones con una distribución de receptores idéntica. Sin embargo, el problema de esta técnica es que es muy caro realizar explosiones repetitivas y continuas, lo que reduce (según la cantidad de recursos) la frecuencia de mediciones en el tiempo, haciendo que el muestro temporal sea pobre. Otro problema que enfrenta es que con cada explosión se va generando un daño cada vez mayor al medio donde se hace el estudio, hasta que se llega al punto en que ya no es confiable seguir midiendo, por las malas condiciones en que queda el medio.
- Disparos dentro de cuencas hidrográficas: para evitar el daño de las fuentes ocasionadas por explosiones en tierra, se desarrolló este método. Sin embargo, la potencia de los disparos es considerablemente menor, por lo tanto, el área probable de estudio disminuye. También se debe tener en cuenta que el costo de generar cada una de esas explosiones es alto, así que para mejorar el muestreo temporal dado por una generación continua de fuentes, se necesitarían muchos recursos económicos. Por último, se debe considerar que este método es problemático ambientalmente, ya que cada disparo puede matar todo organismo que esté en las cercanías de la explosión.
- Coda de terremotos similares: también se postuló la idea que se podría usar la información de la coda de terremotos con características similares para calcular las variaciones temporales de velocidad de ondas sísmicas (hipocentros cercanos y mecanismos focales parecidos). La desventaja es que la ocurrencia de terremotos con mecanismos similares es irregular, y además no se puede predecir su ocurrencia, lo que conlleva a una pobre cobertura temporal para calcular los cambios de velocidad.

Así, en vista de la necesidad de tener una técnica sísmica más eficiente que mida los cambios de velocidad del medio de forma continua en el tiempo, se desarrolló la técnica de Monitoreo con Interferometría Pasiva (Passive Image Interferometry (PII), en inglés). Ésta técnica consta de medición y análisis de la información contenida en el ruido sísmico, donde se calculan las correlaciones cruzadas del ruido recibido por dos sismómetros, con el objetivo de conocer la función de Green que representa la señal entre los dos aparatos; si el estudio se enfoca especialmente en la coda de esta señal (Coda Wave Interferometry), se pueden calcular los cambios de velocidades de las ondas sísmicas producto de los cambios en el medio mediante la técnica del Estiramiento. Éstos métodos, en comparación a los mencionados anteriormente presentan sólo ventajas, ya que el uso de correlaciones cruzadas del ruido sísmico permite que en el análisis numérico uno de los sismómetros actúe como fuente y otro sea el receptor (creando un sistema fuente-receptor fijo y estable); además, esta fuente “virtual” generada será continua y permanente, ya que el ruido está continuamente disponible en el tiempo, garantizando un buen muestreo temporal; esto permite descartar el uso de fuentes explosivas, haciendo que éste sea un método de monitoreo no invasivo y barato, donde sólo basta instalar las estaciones sísmológicas. De esta manera, todas estas ventajas han catapultado a esta técnica, en los últimos años, de una gran aceptación en la comunidad sísmológica para medir los cambios de velocidades en el medio, y así conocer cómo éste se comporta en el tiempo.

1.1. Estudios realizados con Interferometría

La técnica de Interferometría Pasiva ha sido muy útil para detectar los cambios de velocidades en una zona determinada. Ya se han hecho varios estudios que buscan cambios de velocidades usando Interferometría Pasiva de Onda Coda y la técnica del Estiramiento. Una vez que se demostró su buena fiabilidad en los resultados y su facilidad de uso, esta técnica se ha usado en estudios que comprenden varias áreas de la sismología y la geofísica aplicada, y ha sido de gran utilidad para cuantificar los cambios en el medio especialmente en zonas de ruptura tectónica y en el monitoreo de volcanes, donde algunas de las características del medio más destacables que se han observado con Interferometría Sísmica es que los terremotos siempre provocan caídas de velocidades en el medio, y que además estos cambios de velocidades pueden ser influenciados por la estacionalidad climática. Al mencionar algunos trabajos que ya se han realizado en distintas partes del mundo, es interesante notar los resultados que típicamente se obtienen:

- **Wegler *et al.* (2009) [10]** realizó un estudio con Interferometría Pasiva para determinar los cambios de velocidades luego del terremoto de Niigata. Basándose en los cálculos de autocorrelaciones y correlaciones cruzadas de 6 estaciones pertenecientes a las redes F-net y Hi-net japonesas que estén a menos de 25 [km] de distancia de la zona de ruptura, y considerando 2 bandas de frecuencias para sus estudios (0.1-0.5 [Hz] y 2-8 [Hz]), encontró cambios de velocidades con diferentes amplitudes dependiendo de las estaciones ocupadas o las combinaciones de ellas. La siguiente figura muestra sus resultados, considerando un período de estudio de 4 meses:

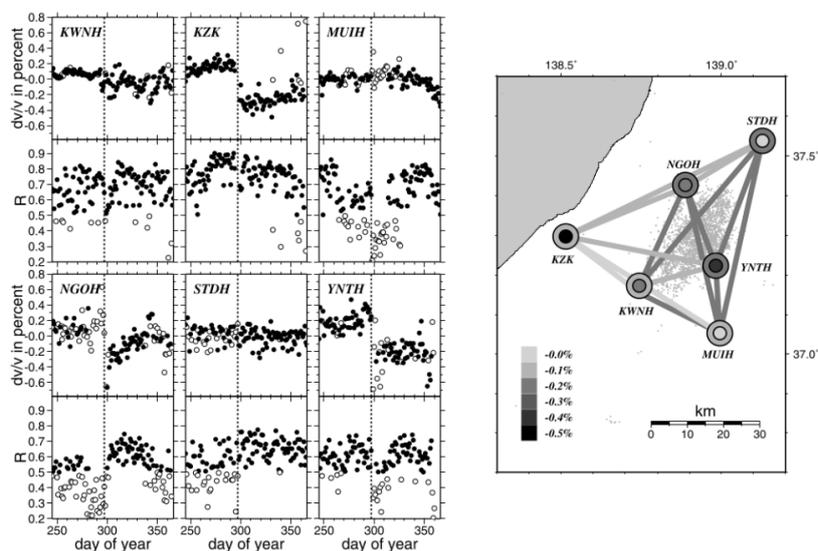


Figura 1.1: Resultados de Wegler *et al.* (2009).

Se encontraron diferentes magnitudes de variaciones de velocidad dependiendo de las estaciones que tomaron para análisis. En la Figura 1.1 (izq.) se muestran las autocorrelaciones de estaciones hechas con ruido sísmico filtrado entre 2 y 8 [Hz], donde se ven cambios notorios en unas estaciones más que en otras, notándose disminuciones de velocidad en las estaciones KZK, NGOH y YNTH del orden de un 0.4 % a 0.5 %. La Figura 1.1 (der.) muestra un resumen de las disminuciones de velocidad encontradas tanto para correlaciones cruzadas como para autocorrelaciones, donde las líneas que conectan dos estaciones representan las correlaciones cruzadas entre ellas con ruido filtrado entre 0.1-0.5 [Hz]; los círculos más grandes en cada estación representan autocorrelaciones con ruido filtrado entre 0.1-0.5 [Hz], y los círculos más pequeños representan autocorrelaciones con ruido filtrado entre 2-8 [Hz]. Se nota que solamente hay decrecimiento de velocidad producto del terremoto de Niigata, donde en general los mayores decrecimientos de velocidad se notan con autocorrelaciones a frecuencias superiores a 2 [Hz]. Las posibles causas interpretadas de estos cambios son las fracturas que ocurrieron durante el terremoto que hicieron disminuir las velocidades sísmicas.

- **Sens-Schönfelder *et al.* (2006) [5]** hizo un estudio de Interferometría Pasiva del volcán Merapi de Indonesia para observar los cambios de velocidades estacionales que se dan en el volcán. Para poder obtener los cambios estacionales de velocidad, consideró un período de estudio de dos años donde los resultados se obtuvieron calculando la correlación cruzada entre las estaciones GRW0 y GRW1, filtrando el ruido sísmico con un filtro pasa alto desde 0.5 [Hz]. Sus resultados se muestran en la siguiente figura:

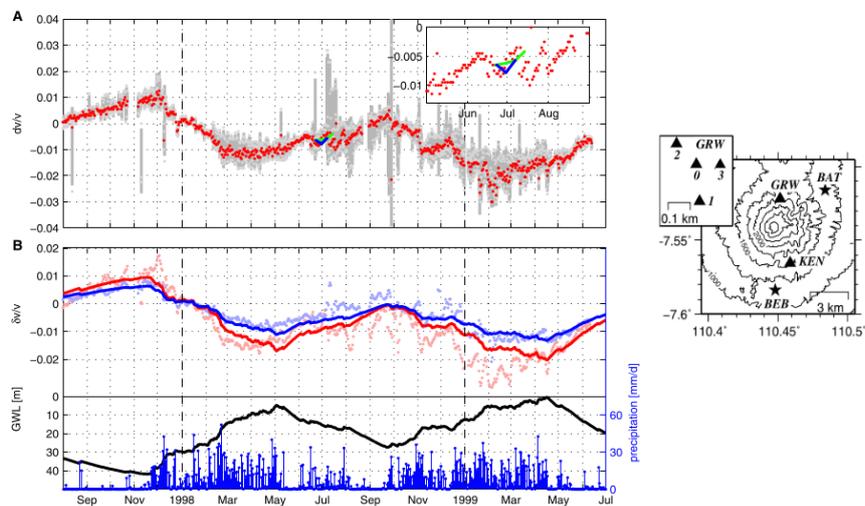


Figura 1.2: Resultados de cambios de velocidades y ubicación de la red del volcán Merapi en Sens-Schönfelder *et al.* (2006)

Los resultados muestran que hay una clara tendencia estacional de las variaciones de velocidades sísmicas, donde las máximas disminuciones de velocidad se observan entre los meses de Marzo y Mayo, mientras que los máximos aumentos se dan entre Septiembre y Diciembre (gráfico A); en el gráfico B (arriba) se muestran las variaciones de velocidad me-

didadas (puntos) superpuestas a las modeladas (curvas), las cuales fueron calculadas tomando diferentes ventanas de tiempo en la coda de la correlación cruzada: una ventana entre 2-4 [s] (puntos y líneas rojas) y otra de 6-8 [s] (puntos y líneas azules). Para poder explicar estos cambios de velocidades, los autores compararon en el tiempo las variaciones de velocidades sísmicas con las otras variables (gráfico B, abajo) como las tasas de precipitación diaria (puntos azules) y un modelo hidrológico de nivel de agua en el terreno GWL (curva negra), donde se muestra una gran correspondencia entre las variaciones de estos factores externos con las variaciones de velocidades sísmicas, lo que da a entender que para esa zona las precipitaciones y sus efectos en el terreno hacen variar las velocidades sísmicas hasta en un 2%.

- **Richter *et al.* (2013) [16]** hizo el primer estudio de este tipo usando datos de la red sísmica IPOC emplazada en el norte de Chile (acerca de IPOC, ver Capítulo 2). En su estudio realizó correlaciones cruzadas y autocorrelaciones. Las correlaciones cruzadas no dieron variaciones significativas de velocidad, pero las autocorrelaciones mostraron mas sensibilidad a la influencia de sismos y variaciones estacionales, donde una estación en especial destaca: La estación PATCX de IPOC, cuyas variaciones de velocidad muestran gran sensibilidad tanto para terremotos como para variaciones estacionales:

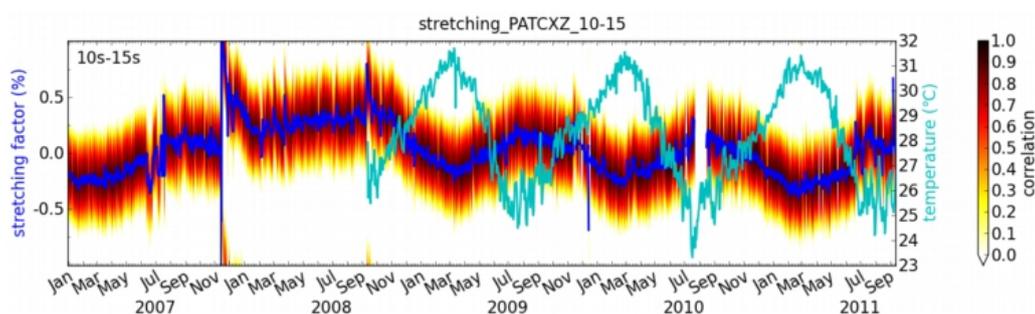


Figura 1.3: Resultados de cambios de velocidades de la estación PATCX de la red IPOC. El “Stretching Factor” es $\frac{dt}{t} = -\frac{dv}{v}$. Se ven aumentos de $\frac{dv}{v}$ en las épocas de verano, coincidentes con altas temperaturas. El sismo de Tocopilla en Noviembre de 2013 genera una gran caída de velocidad relativa $\frac{dv}{v}$ (Imagen de Richter *et al.*, 2013. En el Capítulo 3 se explicará en profundidad el Factor de Estrechamiento (Stretching Factor) y su relación con las velocidades sísmicas).

Richter *et al.* (2013) notó una caída de velocidad del orden cercano a 0.7% en la estación PATCX, que luego se recupera para volver a estar influenciado por las variaciones estacionales, las que estimó en un cambio peak-to-peak de 0.4%.

En este trabajo, al igual que en el realizado por Richter *et al.* (2013), también se ocuparán datos de la red IPOC. La idea es complementar la investigación de Richter con nuevos análisis mas específicos de la red IPOC, y la inclusión de datos provenientes de la red sísmica ILN (la cual posee estaciones distribuídas en una zona mas acotada en las cercanías de Iquique), con el objetivo de ver tendencias más locales.

Capítulo 2

Formulación

2.1. Motivación

De la misma forma en que ya se han hecho varios estudios que han permitido conocer el comportamiento y los cambios del medio provocados por diferentes tipos de eventos en diferentes zonas del mundo, resulta muy interesante tratar de conocer mediante esta misma técnica cómo ha cambiado el medio en los últimos años en una zona determinada de Chile, calculando los cambios de velocidades que potencialmente se podrían producir tanto por efectos de sismos de mediana y gran magnitud, como también por efectos climáticos. De esta forma, se escogió la zona norte de Chile desde la Región de Arica y Parinacota hasta la Región de Antofagasta. La razón por la cual se escogió esta zona es porque allí están instaladas dos redes de sismómetros de banda ancha que capturan datos de manera continua con alta calidad, donde una de ellas ha estado midiendo desde mediados del año 2006 hasta la actualidad. Estas estaciones pertenecen a las redes de sismómetros IPOC (Integrated Plate Boundary Observatory), cuya puesta en marcha y operación se realizó gracias a la colaboración de la Universidad de Chile, la Universidad Católica del Norte, el GFZ de Postdam (German Research Centre for Geosciences) y el Institut de Physique du Globe de Francia, y la red ILN (Iquique Local Network), la cual es una sub-red de IPOC instalada en las cercanías de Iquique con una mayor densidad de estaciones que permiten monitorear de mejor manera la zona más localmente.

La red de IPOC fue instalada con el objetivo de captar en una amplia banda de frecuencias la actividad sísmica anterior y posterior al próximo gran terremoto que se espera para esa zona, debido a la gran “laguna sísmica” de aproximadamente 130 años que hay entre Arica y Tocopilla. Por otra parte, la red ILN se instaló con el objetivo de monitorear los sismos de pequeña y mediana magnitud para verificar la estructura de la corteza y el comportamiento de la interfase de subducción localmente en la zona cercana a Iquique.

La siguiente figura muestra solamente las estaciones pertenecientes a IPOC e ILN en las cuales se tienen datos disponibles para este estudio. En total son 19 estaciones de IPOC (triángulos rojos) y 14 de ILN (triángulos verdes):

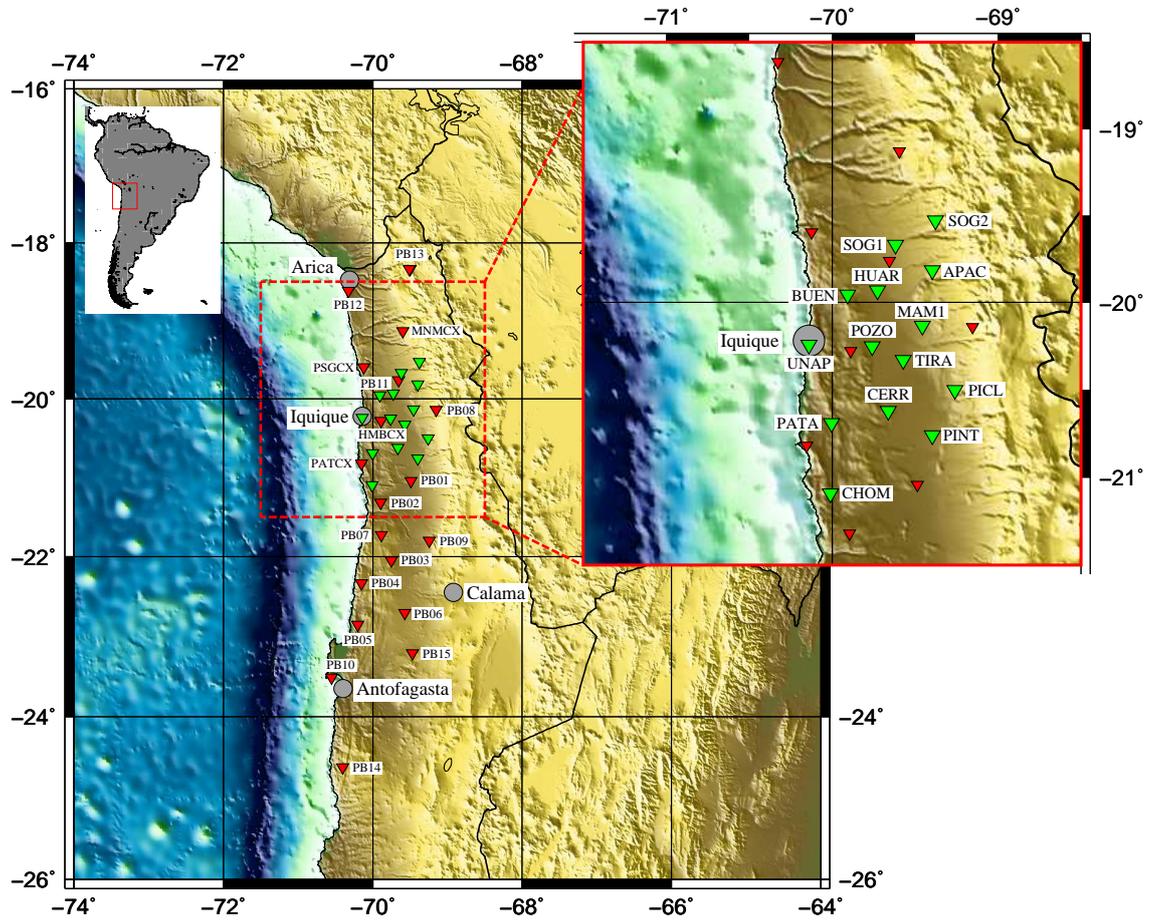


Figura 2.1: Distribución Geográfica de las redes IPOC e ILN

2.2. Hipótesis Fundamental

Con respecto a la realización de un estudio de Interferometría Sísmica que estudie las variaciones de velocidades sísmicas en el norte de Chile, se pueden plantear varias preguntas. Entre ellas:

¿Se observan variaciones de velocidad en el norte de Chile? De ser así, ¿cómo es su comportamiento? ¿Los terremotos, las variables atmosféricas y las geológicas son factores que afectan las variaciones de velocidad de las ondas sísmicas? ¿En qué magnitud afectarían estos factores a los cambios de velocidades?

Para poder contestar estas preguntas, se planteó lo que será la hipótesis fundamental de este trabajo:

En el norte de Chile, los terremotos y otros factores climáticos o geológicos afectan los cambios de velocidades sísmicas de manera diferente para el entorno de cada estación.

Para poder comprobar la veracidad de la hipótesis planteada, se fijaron los siguientes objetivos:

2.3. Objetivos

2.3.1. Objetivo General

- **Conocer y caracterizar las variaciones de velocidad de ondas sísmicas en el norte de Chile, investigando su comportamiento en distintos periodos de tiempo y lugares de estudio.**

Tomando periodos de estudio entre los años 2006 y 2012 para IPOC, y entre 2012 y 2013 para ILN, se busca saber en qué momentos dentro de ese intervalo de tiempo ocurrieron variaciones significantes de velocidad, y qué comportamiento tienen. Tomando series de tiempo que van desde 8 meses hasta 5 años, y procesándolas numéricamente a diferentes frecuencias y ventanas de tiempo, se busca encontrar los mejores parámetros que permitan visualizar de mejor forma las variaciones de velocidad, si es que se encuentran. La idea es alcanzar este objetivo trabajando en tres frentes:

- Explorar el efecto regional del sismo de mayor magnitud dentro del periodo de tiempo del estudio (Tocopilla, de magnitud $M_w=7.7$). Usando datos de estaciones que estaban cerca del epicentro y la zona de ruptura, se analizarán los efectos de este sismo en los cambios de velocidades 4 meses antes del sismo y 4 meses después de éste.
- Como se ha reportado en estudios anteriores, los cambios de velocidades sísmicas tienen fluctuaciones periódicas que tienen gran coherencia con efectos estacionales

con periodo de un año. Se verificará si los datos obtenidos por IPOC e ILN son sensibles a estas fluctuaciones, investigando en qué medida estas variaciones de velocidad están relacionadas a variables atmosféricas.

- Aprovechar la mayor densidad de estaciones de la red ILN para encontrar posibles tendencias regionales en los cambios de velocidades observados en cada estación.

2.3.2. Objetivos Específicos

- **Interpretar por qué con ciertos valores de parámetros específicos las variaciones se ven más claras:**

Al cambiar parámetros como los filtros que se aplican y las ventanas de tiempo que se usan para estudiar la coda de la función de Green resultante de las correlaciones cruzadas, entre otras variables involucradas, el resultado final va a cambiar. Como primera aproximación al entendimiento de los resultados, se busca saber mediante el conocimiento de la teoría física que hay detrás de los diferentes procesos el por qué ciertos parámetros influyen en mayor o menor medida el valor del resultado final.

- **Conocer las posibles causas que estén relacionadas con las variaciones de velocidad en el medio:**

Este es uno de los objetivos más difíciles de alcanzar y contestar con certeza. La idea es identificar de la mejor forma posible en base a los datos disponibles los factores que se cree que pueden influir en las variaciones de velocidad, y mediante el análisis de estos datos empíricos ver la relación entre estos factores con los cambios de velocidad en el tiempo, de la misma forma que otros estudios han asociado los cambios de velocidades a factores atmosféricos o hidrológicos.

Capítulo 3

Marco Teórico

Para poder cuantificar los cambios del medio sísmico en el tiempo, se debe pensar en un sistema fuente-receptor que permanezca fijo en el tiempo; de esta forma, cualquier cambio en las formas o tiempos de llegadas de las ondas sísmicas serían atribuidos solamente a cambios en el medio por el cual transitan y no a un eventual cambio del sistema fuente-receptor. Ya se mencionó en párrafos anteriores que las técnicas tradicionales de usar como fuentes terremotos con mecanismos similares y fuentes artificiales no son lo suficientemente precisas al momento de cuantificar los cambios en el medio. Por eso, se desarrolló una técnica que mantuviera fijos en el tiempo tanto la fuente como el receptor, solamente usando correlaciones cruzadas de dos estaciones, o incluso de una sola. Esta técnica es la Interferometría Sísmica.

3.1. Interferometría Sísmica

El nombre de Interferometría Sísmica se refiere al principio de generar nuevas respuestas de fuentes virtuales calculando correlaciones cruzadas de observaciones sísmicas de receptores ubicados en posiciones distintas (Wapenaar *et al.* 2010) [11]. Ésta es la ventaja de esta técnica, ya que realizando las correlaciones cruzadas entre dos estaciones, se obtiene una señal que corresponde a la propagación de ondas sísmicas entre ambas estaciones; a esta señal se le llama la Función de Green entre dos estaciones (Hobiger *et al.* 2012) [14], y se define como la señal que recibe una estación como si la fuente de esa señal estuviera en la otra; es decir, una estación sísmica se transforma en una “fuente virtual”. Esto permite tener un sistema fuente-receptor fijo, ya que se asume que las estaciones no se mueven, lo que implica que cualquier cambio en la señal sólo se debe a un cambio en el medio. Así, las funciones de Green resultantes de las correlaciones cruzadas son perfectas para usarlas en la determinación de los cambios en el medio.

3.2. Interferometría de Onda Directa

3.2.1. Fuentes puntuales

Para comenzar explicando este fenómeno teóricamente, es mejor explicar el caso mas simple en una dimensión, considerando funciones impulsivas. Si se tiene un arreglo de dos estaciones sísmicas A y B situadas en $x = x_A$ y $x = x_B$ respectivamente, donde se considera que el medio es perturbado por una señal con forma de impulso generada en x_S , tal como muestra la siguiente figura:

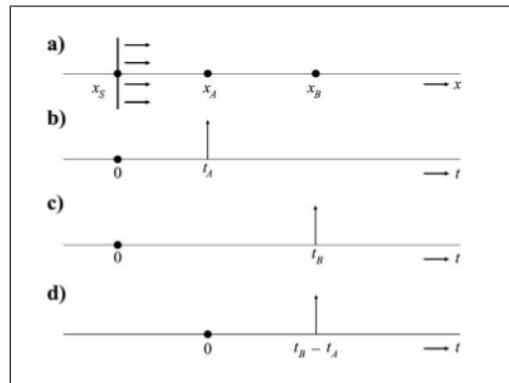


Figura 3.1: Interferometría en una dimensión (Wapenaar *et al.* (2010))

Entonces el frente de ondas viajará hacia las estaciones en el eje x positivo (gráfico (a)). Si se hace un gráfico con respecto al tiempo, la estación A registrará el impulso en un tiempo t_A , y la estación B en un tiempo t_B , con $t_B > t_A$, considerando que A está mas cerca de la fuente que B (gráficos (b) y (c)). Luego, se puede escribir:

- $G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A)$ es la respuesta captada en la estación x_A a la señal originada en x_S
- $G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B)$ es la respuesta captada en la estación x_B a la señal originada en x_S

En las expresiones anteriores se igualó la función de Green a una delta de Dirac porque en este caso se está considerando que la fuente en x_S emite una señal en forma de impulso, el cual es recibido en un tiempo $t = t_A$ para la estación situada en x_A y en un tiempo $t = t_B$ para la estación en x_B .

Ahora que se tienen las señales observadas por ambos receptores, para poder generar la Función de Green entre ambas estaciones se calcula la correlación cruzada entre ambas señales. Se puede notar a partir del gráfico (a) que las señales recibidas en A y en B tienen el tramo $x_S \rightarrow x_A$ en común, donde los tiempos de viaje a lo largo de este tramo se cancelarán al hacer el cálculo de la correlación cruzada, quedando los tiempos de viaje en el tramo de $x_A \rightarrow x_B$. Luego, la correlación cruzada de las respuestas en A y B se muestra en el gráfico (d), donde se puede notar claramente que se percibe el impulso en x_B como si la fuente estuviera en x_A ; ésto permite que no sea necesario conocer la posición de la fuente en x_S ni tampoco cuánto necesitó viajar desde su origen hasta la estación. Ahora sólo importa el tramo entre estaciones, donde una de ellas actúa

como "fuente virtual".

Expresando lo anterior de manera matemática, se tiene que la definición de correlación cruzada para dos funciones f y g está dada por la siguiente ecuación:

$$CC_{fg}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t')g(t+t')dt' \quad (3.1)$$

Es decir, la función $g(t')$ se desplaza un tiempo t en relación a $f(t')$. Luego, si f se asocia a $G(x_A, x_S, t)$ y g se asocia a $G(x_B, x_S, t)$, al calcular la correlación cruzada entre ambas, queda:

$$CC_{fg}(t) = G(x_A, x_S, t) * G(x_B, x_S, -t) \quad (3.2)$$

El operador asterísco en la ecuación (3.2) denota convolución de las dos series, por eso se invierte en el tiempo la segunda serie para dejar la operación como una correlación cruzada. Luego, usando la definición (3.1), la ecuación (3.2) se puede escribir:

$$CC_{fg}(t) = G(x_A, x_S, t) * G(x_B, x_S, -t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(x_A, x_S, t')G(x_B, x_S, t+t')dt'$$

Sustituyendo por las deltas de Dirac que se obtuvieron en los párrafos anteriores: $G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A)$ y $G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B)$, se obtiene:

$$G(x_A, x_S, t) * G(x_B, x_S, -t) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A)\delta(t+t' - t_B)dt' \quad (3.3)$$

Ocupando la propiedad de la Delta de Dirac: $\int_{-\infty}^{\infty} f(x)\delta(x - a)dx = f(a)$, se obtiene:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A)\delta(t+t' - t_B)dt' = \delta(t_B - t - t_A) = \delta(-t + t_B - t_A) \quad (3.4)$$

Pero, por propiedad: $\delta(x - a) = \delta(-x + a)$; luego, la Delta de Dirac resultante de la ecuación (3.4) queda:

$$\delta(-t + t_B - t_A) = \delta(t - (t_B - t_A)) \quad (3.5)$$

Pero el tiempo $t_B - t_A$ es el tiempo que las ondas recorren desde el receptor ubicado en x_A hasta el receptor en x_B ; por lo tanto, la ecuación (3.5) corresponde a la Función de Green $G(x_B, x_A, t)$ de las ondas que se propagan de x_A a x_B :

$$\delta(t - (t_B - t_A)) = G(x_B, x_A, t) \quad (3.6)$$

Así, queda para este caso que:

$$\boxed{G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t)} \quad (3.7)$$

Donde la ecuación (3.7) muestra que la correlación cruzada entre las señales recibidas en A y B desde la fuente en x_S da como resultado la señal entre las dos estaciones, que corresponde a la

función de Green entre ambas.

Si se expande este problema a la emisión de una señal cualquiera definida por $s(t)$ en vez de un impulso, entonces las respuestas en x_A y x_B se pueden escribir como: $u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * s(t)$ y $u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * s(t)$, de tal manera que la ecuación (3.7) queda (con $S_s(t)$ la autocorrelación de $s(t)$):

$$u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t) * S_s(t) \quad (3.8)$$

Creando un ejemplo sintético, si en la Figura (3.1-a) se supone que la distancia entre los receptores es de 1200[m] y la velocidad de propagación en la zona es de 2000[m/s], donde la fuente es una fuente de ruido $N(t)$ en $x(s)$, entonces la respuesta de la estación A sería la mostrada en la Figura (3.2-a), la respuesta de B se muestra en la Figura (3.2-b) y la correlación cruzada entre ambas sería el gráfico (3.2-c).

De esta manera:

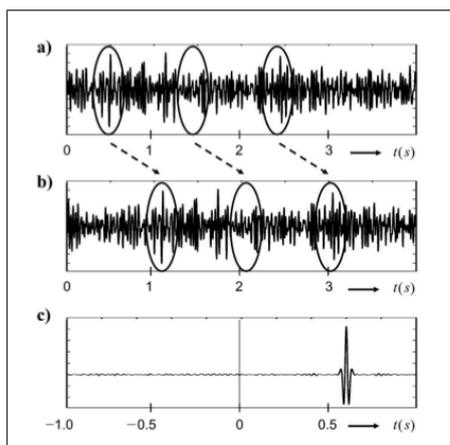


Figura 3.2: (a) Respuesta observada en x_A , que es: $u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * N(t)$; (b) respuesta observada en x_B : $u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * N(t)$; (c) correlación cruzada de ambas respuestas $G(x_B, x_A, t) * S_N(t)$, con $S_N(t)$ la autocorrelación del ruido. Dada la distancia entre estaciones y la velocidad de las ondas, en este caso el impulso de la función de Green entre las estaciones será a los 0.6[s] (Wapenaar *et al.*, 2010)

Ahora, si se agrega otra fuente en una posición x'_S , la cual está mas cerca de x_B (ver Figura 3.3), al desarrollar el mismo procedimiento anterior se obtendrá:

$$G(x_B, x_A, -t) = G(x_B, x'_S, t) * G(x_A, x'_S, -t) \quad (3.9)$$

Donde se nota tiempo inverso en $G(x_B, x_A, -t)$, lo que significa que las ondas están viajando en dirección contraria según el sistema de referencia usado.

Esto dará una función de Green entre las estaciones con un impulso en el lado negativo del cero, tal como lo muestra la Figura (3.3-d), el cual es simétrico con respecto al cero con el impulso obtenido en el caso cuando la fuente está en x_S .

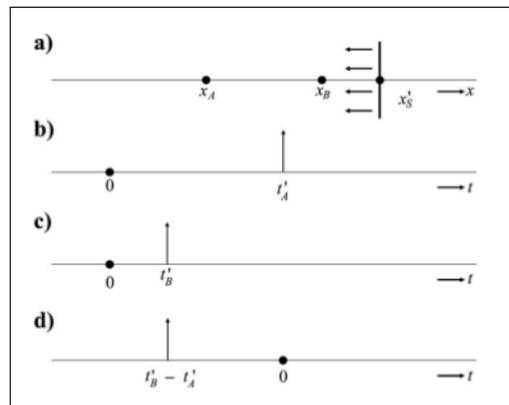


Figura 3.3: Interferometría en una dimensión, fuente situada en x'_S , al otro lado del arreglo de estaciones sísmicas (Wapenaar *et al.*, 2010)

Ahora, si las fuentes actúan de manera simultánea:

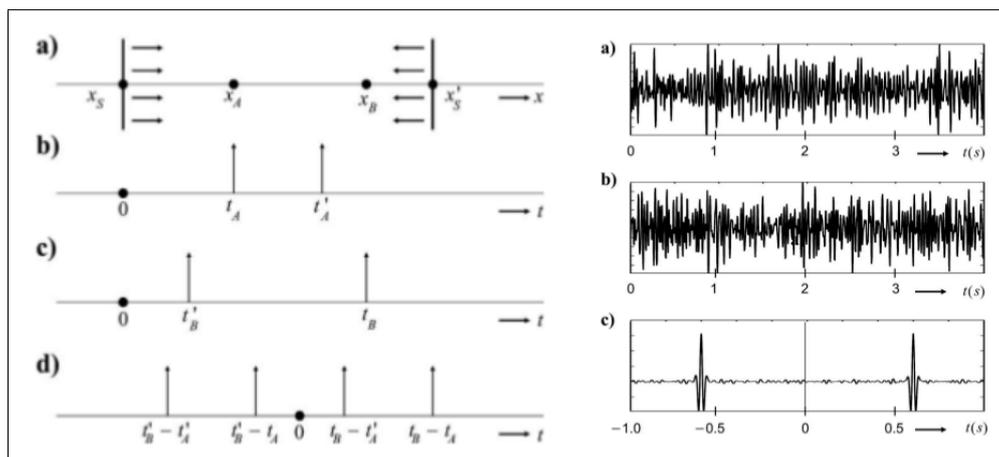


Figura 3.4: Izq: (a) Fuentes simultáneas en forma de impulso; (b) respuestas de estación A; (c) respuestas de estación B; (d) correlaciones cruzadas de las respuestas. Der: Considerando ambas fuentes de ruido, (a) respuesta de la estación A; (b) respuesta de la estación B; (c) correlación cruzada de las respuestas (Wapenaar *et al.*, 2010)

Así, si las fuentes actúan de manera simultánea, las respuestas para una fuente con función $s(t)$ serían:

- $u(x_A, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_A, x_S^i, t) * s(t)$ Para el receptor A
- $u(x_B, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^i, t) * s(t)$ Para el receptor B

El gráfico mostrado en la Figura (3.4-d)) de la izquierda muestra los resultados de las correlaciones cruzadas de ambas señales. Se puede notar que los impulsos en $t'_B - t_A$ y $t_B - t'_A$ no tienen

significado físico para este caso, ya que se está considerando que las fuentes en x_S y x'_S no están correlacionadas (Wapenaar *et al.*, 2010), así que uno puede eliminar esos términos cruzados. Así, suponiendo que la función fuente es ruido sísmico, entonces se denotará $s(t) = N(t)$, quedando que la respuesta en x_A a las dos fuentes es $u(x_A, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_A, x_S^i, t) * N_i(t)$ y la respuesta en x_B es $u(x_B, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^i, t) * N_i(t)$:

$$\langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle = \langle \sum_{j=1}^2 \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^j, t) N_j(t) * G(x_A, x_S^i, -t) N_i(-t) \rangle \quad (3.10)$$

Lo que muestra la ecuación (3.10) es simplemente el promedio en el tiempo de la correlación cruzada de las ondas que pasan tanto por la estación A como por la estación B. Es decir, se perciben las dos fuentes pasando por cada estación, se suman, y luego se correlacionan.

3.2.2. Múltiples fuentes

Si se expande este problema a un caso hipotético, donde en vez de tener sólo dos fuentes, se consideran múltiples fuentes distribuidas alrededor de las dos estaciones A y B, tal como muestra la Figura 3.5:

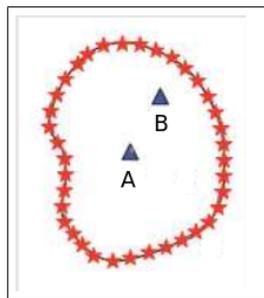


Figura 3.5: Múltiples fuentes actuando sobre A y B

Entonces la pregunta fundamental es cómo quedará en este caso la función de Green entre ambas en este caso. Snieder (2004) [2] lo demostró teóricamente y Wapenaar *et al.* (2010) lo comprobó numéricamente. Citando el ejemplo de Wapenaar:

Como se puede ver en la Figura 3.6, se tiene una distribución de fuentes entre las dos estaciones A y B, aún suponiendo que están a una distancia de 1200[m] entre ellos, y que la velocidad de propagación de las ondas es de 2000[m/s]. Las posiciones de las fuentes se denotan en coordenadas polares (r_S, ϕ_S) , donde en el gráfico (a) las fuentes están separadas por un $\Delta\phi_S=0.25^\circ$, y la distancia r_S desde el centro de la circunferencia está escogida entre 2000[m] y 3000[m]. Las emisiones son señales transientes y el medio no hace que las señales tengan pérdidas por disipación, entonces el momento en que lleguen las ondas directas a los receptores dependerá de la distancia que ellos tengan con las fuentes. Graficando los tiempos de llegada a cada estación con respecto a las posiciones de las fuentes en coordenadas polares, para la estación A (gráfico (b)) las ondas de las fuentes que están entre $[0^\circ, 90^\circ]$ y $[0^\circ, -90^\circ]$ llegarán antes que las demás. Para la

estación B (gráfico (c)) ésto es al revés, donde las ondas de las fuentes que están entre $[90^\circ, 180^\circ]$ y $[-90^\circ, 180^\circ]$ llegarán antes.

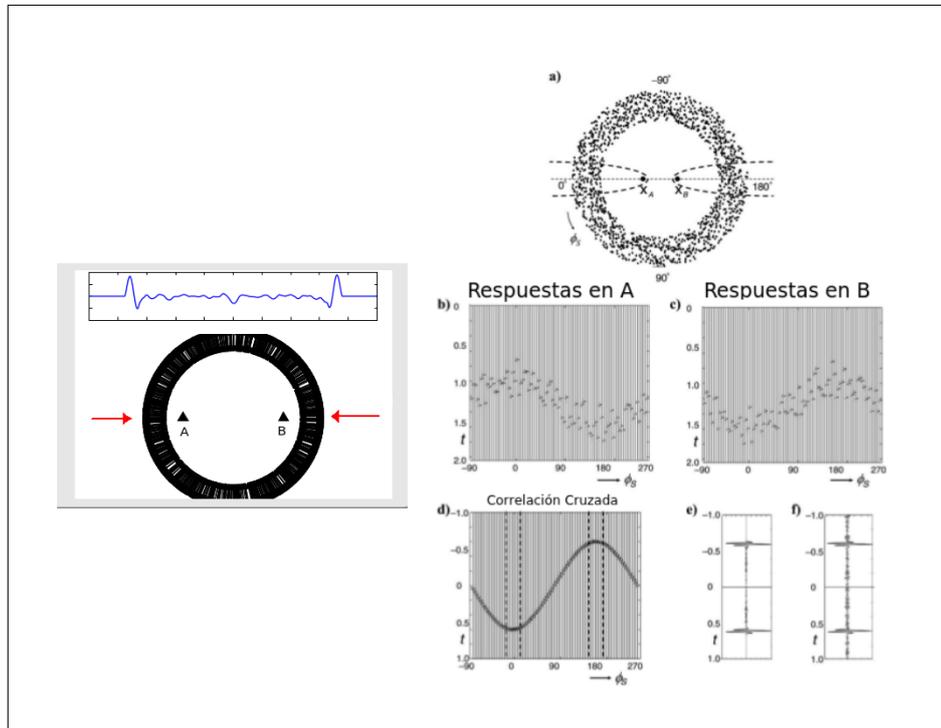


Figura 3.6: Resultados de Wapenaar *et al.* (2010) al calcular qué fuentes tienen la mayor contribución a la correlación cruzada cuando hay una distribución de fuentes alrededor de las dos estaciones.

Luego, se calculan las correlaciones cruzadas de esas respuestas para cada fuente separadamente, las cuales son mostradas en el gráfico (d), graficadas con respecto a su posición angular. Al sumar todas las trazas del gráfico (d), se obtiene el gráfico (e). Y si se calculan las correlaciones cruzadas con las fuentes actuando de forma simultánea (ecuación 3.10), entonces el resultado es el gráfico (f).

Las zonas de Fresnel están demarcadas por líneas discontinuas en los gráficos (a) y (d) de la Figura 3.6. Se nota que todas las fuentes que están en esas zonas generan la mayor contribución a la correlación cruzada, donde las fuentes que están en la zona de Fresnel de la izquierda cumplen el mismo rol que la fuente en x_S de la Figura 3.4 y las fuentes que están en la zona de Fresnel de la derecha cumplen el rol de la fuente puntual x'_S . El resto de las fuentes que están fuera de las zonas de Fresnel se interfieren destructivamente y no generan una contribución coherente a la Función de Green entre ambas estaciones. Así, a pesar de la mayor complejidad geométrica, las funciones de Green creadas a partir de múltiples fuentes también presentan patrones similares al caso de dos fuentes puntuales actuando en cada extremo de la línea inter-estación. *De esta forma, para una distribución de fuentes alrededor de dos estaciones, se cumple que las fuentes que están en las zonas de Fresnel o cercanas a la línea inter-estación son las que más contribuyen a la correlación cruzada.* Sin embargo, **en Chile** esta distribución simétrica de fuentes de ruido no se cumple, ya que hay

sólo un gran conjunto de fuentes de emisión que provendrían del océano. Las implicancias de estas fuentes con respecto al principio de las zonas de Fresnel se analizará en los resultados e interpretaciones de las correlaciones cruzadas.

El **ruido sísmico ambiental** en la realidad se presenta con esta configuración (múltiples fuentes), ya que el ruido sísmico es causado por diferentes fuentes espacialmente distribuidas, que emiten continuamente y que en su mayoría no están relacionadas entre ellas. Al analizar el ruido sísmico ambiental no es necesario sumar las correlaciones de diferentes fuentes como en la ecuación (3.10) (donde se suman fuentes puntuales conocidas de ruido), ya que en el ruido ambiental las respuestas que reciben las estaciones son señales ya conformadas por la superposición de fuentes no correlacionadas actuando de forma simultánea.

Al analizar la forma de la **función de Green** resultante de la correlación cruzada, se pueden identificar las siguientes partes:

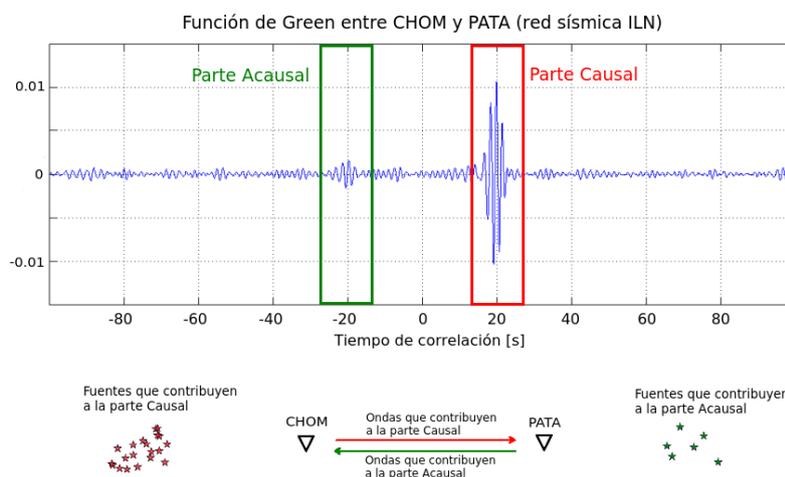


Figura 3.7: Función de Green entre CHOM y PATA (HHZ-HHZ) a partir del ruido sísmico ambiental. Los máximos están en -20 y 20 [s] debido a que las ondas demoran 20 [s] en recorrer la distancia interestación. Si a la derecha se ve más amplitud es porque hay mas fuentes de ruido que contribuyen a la señal que va desde CHOM hasta PATA; éstas corresponden al ruido originado por el océano, y éste efecto se ve porque CHOM está mas cerca del océano que PATA.

La función de Green mostrada en la Figura 3.7 y toda la teoría detrás de ella se calculan utilizando señales originales de un periodo de tiempo determinado. En este trabajo, las señales de ruido con las que se harán las correlaciones cruzadas serán del largo de un día. Esto quiere decir que para efectos de este trabajo, la señal mostrada en la Figura 3.7 corresponde a la función de Green de un día solamente, y este cálculo debe replicarse para todos los días que el estudio considere. En este caso se muestra que a las series diarias de PATA y CHOM se les realizó una correlación cruzada con un desfase de hasta 100 [s] por cada lado, al cual se le llama también “Tiempo de Correlación”. Luego de obtener las Funciones de Green de todos los días, se juntan cronológicamente para formar la “Matriz de Correlación”, donde a partir de ella se calcularán las variaciones de velocidad mediante el método del Estiramiento.

3.2.3. "Autocorrelaciones" o correlaciones cruzadas de una estación

El mismo procedimiento que se hizo para calcular correlaciones cruzadas de señales entre dos estaciones se puede aplicar a la señal de una sola estación. En este caso, se calcula la correlación cruzada de la señal de la estación con ella misma. De esta forma, la onda directa llegará en el tiempo de correlación $t = 0$ en vez de llegar en un tiempo t que depende de la distancia entre las estaciones. Esto ocurre porque en este caso tanto la fuente virtual y el receptor están en la misma posición, la cual es la posición de la estación que se está analizando. Matemáticamente esto también se explica porque cuando no hay desfase ($t = 0$) la correlación entre ambas series es máxima (por ser una serie correlacionada con sí misma), y a medida que se va desfasando esa serie con ella misma, la correlación va disminuyendo, generando la coda de la autocorrelación.

Finalmente, se debe mencionar que la función de Green es un tensor. Para autocorrelaciones se tienen los canales vertical (Z), norte (N) y este (E), mientras que para correlaciones cruzadas las componentes serían vertical (Z), radial (R) y transversal (T), donde la radial conecta ambas estaciones. Cada componente del tensor de Green es la correlación de dos de esas tres componentes, donde para autocorrelaciones serían 6 combinaciones (tensor simétrico) y para correlaciones cruzadas 9 combinaciones:

$$AC = \begin{bmatrix} NN & NE & NZ \\ & EE & EZ \\ & & ZZ \end{bmatrix} \qquad CC = \begin{bmatrix} RR & RT & RZ \\ TR & TT & TZ \\ ZR & ZT & ZZ \end{bmatrix}$$

Lo que se muestra en la Figura 3.7 es solo la componente ZZ de la función de Green para correlaciones cruzadas.

3.3. Interferometría Pasiva de Onda Coda

Al hablar de Interferometría Pasiva, se está considerando el caso en que se ocupa el ruido sísmico ambiental registrado por las estaciones para generar la función de Green entre ellas. Y si de la señal de la función de Green se considera en los análisis la coda de ésta, el método pasa a llamarse Interferometría Pasiva de Onda Coda.

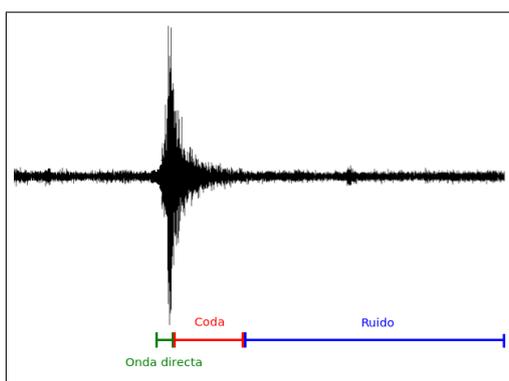


Figura 3.8: Coda de una señal sísmica

3.3.1. Conveniencia de la coda sobre la onda directa

Si se quiere conocer los cambios que ha tenido el medio con el tiempo, la discusión se puede centrar en qué secciones de la Función de Green se utilizarán para finalmente saber los cambios de velocidades. Se podría usar el argumento de que si hay un cambio de velocidad en el medio de un día con respecto a otro, esto se va a ver reflejado en las diferencias de los tiempos de llegada de las ondas directas de las funciones de Green de esos dos días. Sin embargo, ocupar ondas directas para saber los cambios de velocidades conlleva algunos problemas, que, a la hora de hacer los análisis, son determinantes. En algunos estudios se ha explicado el problema de usar ondas directas:

- Las ondas directas recorren sólo unas pocas direcciones preferenciales, mientras que otros caminos del medio no son recorridos por estas ondas. Esto implica que las ondas directas tienen una pobre cobertura de la información del medio por el cual transitan (Shapiro *et al.*, 2004).
- Hobiger en su estudio del terremoto de Iwate en Japón aborda este aspecto señalando que las ondas superficiales son susceptibles a efectos de fuente, donde su velocidad varía solamente como una función del azimut dominante del ruido ambiental. (Hobiger *et al.*, 2012) [14]

Por estas razones es mucho mejor usar la coda de la función de Green, ya que las ondas dispersadas de la coda han recorrido todos los caminos posibles del medio, “escaneando” de forma completa todo el medio por el cual viajan debido a sus constantes interacciones con los elementos de éste. Esto da más certeza a la hora de interpretar cómo ha cambiado el medio analizando variaciones de velocidad. En el caso de la Figura 3.7, la coda se consideraría en valores mayores a 20 [s] y menores a -20 [s], ya que en 20 [s] y -20 [s] aproximadamente llegan las ondas directas a ambos lados.

3.3.2. Ondas observadas en la Función de Green

Una vez conocido el hecho de que por medio de Interferometría de Onda Directa se puede generar un sistema fuente-receptor fijo mediante la generación de fuentes virtuales en una de las estaciones, la pregunta que queda por hacerse es: ¿qué tipo de ondas son las que se ven en la función de Green resultante de las correlaciones cruzadas?

La estructura de ondas en la coda de por sí es compleja, ya que está compuesta de ondas que han sido dispersadas de forma múltiple por las heterogeneidades del medio (Hobiger *et al.*, 2012). Por lo tanto, es difícil asegurar con precisión qué tipo de ondas dominan en la coda: si son superficiales o de cuerpo. Hay varias teorías: Shapiro *et al.* (2005) [4] señaló que las ondas superficiales son más fáciles de extraer de la coda de la función de Green porque los receptores que captan las señales están en superficie, y además el ruido sísmico ambiental es producido principalmente por fuentes superficiales como microsismos oceánicos y perturbaciones atmosféricas. Wegler *et al.* (2009) [10], por otra parte, abordó este problema señalando que debido al carácter dispersivo de la coda, ésta podría estar compuesta tanto de ondas de cuerpo como superficiales,

pero no se puede señalar con seguridad cuál de los dos tipos es dominante. Quien hizo un estudio con mas profundidad acerca de la composición de la coda fue Obermann *et al.* (2013) [17], quien modeló la sensibilidad en profundidad de las ondas de la coda a las perturbaciones de velocidad, y en base a modelos numéricos basados en kernels de sensibilidad, mostró que la coda está compuesta de dos regímenes de sensibilidad: el de ondas superficiales y el de ondas de cuerpo, y que el dominio de un tipo de onda sobre el otro depende de la frecuencia y ventana de tiempo que se tome en el estudio de la coda, donde las ondas de cuerpo dominarían en las secciones finales de la coda, y las ondas superficiales en las secciones mas cercanas a la onda directa.

Si el análisis estuviera centrado en las ondas directas de la función de Green en bajas frecuencias, entonces las ondas superficiales dominarían y se podría distinguir claramente entre las ondas Rayleigh y Love, donde las ondas Rayleigh aparecerían al analizar correlaciones cruzadas de las componentes radial (R) y vertical (Z) (y sus combinaciones), y las ondas Love aparecerían sólo en las correlaciones cruzadas de componentes transversales (TT). Sin embargo, al analizar la coda de la función de Green, es más difícil señalar qué tipo de onda superficial se observa, y es un aspecto que aún está en discusión, y no se ha podido aclarar completamente. Entre las suposiciones que se han hecho para explicar esto, una idea es suponer que como la coda está compuesta de ondas dispersadas de forma múltiple por el medio, entonces se podría afirmar que, por ejemplo, aparecen ondas Rayleigh en las componentes transversales y ondas Love en las componentes radiales (Hobiger *et al.*, 2012) [14], lo que responde a la suposición de dispersión en la coda de una señal.

3.3.3. Método del Estiramiento

Una vez obtenidas las funciones de Green entre dos estaciones (o una estación para el caso de las autocorrelaciones) para todos los días de un estudio determinado, se crea la matriz de correlación, donde están las funciones de Green de todos los días considerados entre las estaciones usadas (cada fila de la matriz de correlación corresponde a la función de Green de cada día, mientras que las columnas representan el tiempo de correlación o desfase usado (ver Figura 4.1). La idea ahora es usar la información contenida en la coda de cada uno de los días de la matriz de correlación para cuantificar si hay cambios de velocidad en el tiempo producidos por cambios en el medio. El método del Estiramiento ha demostrado ser muy efectivo para encontrar los cambios de velocidad buscados, con una gran resolución que permite encontrar cambios de velocidades hasta del orden del 0.1 %. (Wegler *et al.*, 2009) [10]

Snieder desarrolló y clarificó la teoría del Estiramiento para encontrar cambios de velocidades de manera bastante intuitiva en sus publicaciones del 2002 [1] y 2006 [6]. Considerando que se tienen campos de onda dispersivos en la coda de la función de Green entre dos estaciones (o una estación), obtenida a partir de señales de ruido sísmico ambiental, y considerando el hecho de que para encontrar cambios de velocidades se debe comparar el caso del campo de onda antes del cambio y el campo de onda después de éste, se puede definir una expresión para el medio no perturbado como:

$$u(t) = \sum_P S_P(t) \quad (3.11)$$

donde $u(t)$ es el campo de ondas, y S_P son cada una de las ondas que se propagan por su respectivo camino P . De acuerdo a las características del ruido sísmico ambiental y la coda de la señal, dentro de esta expresión se asumen presentes todos los tipos de onda, es decir, las ondas dispersadas de manera singular y las ondas dispersadas de manera múltiple. Ahora, considerando que el medio ya fue perturbado (algún cambio físico en la estructura del medio), entonces el cambio en la fase de las ondas es el parámetro más importante a considerar, siempre y cuando la longitud media de todos los caminos recorridos por las ondas sean considerablemente más grandes que la longitud de onda de éstas. De esta manera, si la perturbación del medio es no dispersiva en la banda de frecuencias de ondas considerada, entonces habrá un cambio en el tiempo de arribo de las ondas. Así, se puede denotar otra expresión para el medio perturbado:

$$\tilde{u}(t) = \sum_P S_P(t - \tau_P) \quad (3.12)$$

con τ_P el cambio en el tiempo de arribo de las ondas debido a la perturbación en el medio. Luego, para poder comparar las expresiones del medio perturbado y no perturbado, se usa el coeficiente de correlación, que medirá la correlación que existe entre las ondas del medio en estas dos condiciones. El coeficiente de correlación se define como:

$$R(t_s) = \frac{\int_{t-T}^{t+T} u(t') \tilde{u}(t' + t_s) dt'}{\sqrt{\int_{t-T}^{t+T} u^2(t') dt' \int_{t-T}^{t+T} \tilde{u}^2(t') dt'}} \quad (3.13)$$

donde t_s es el tiempo en que la serie del medio perturbado se desplaza con respecto a la serie que representa en medio no perturbado, donde en este caso la ventana de correlación se hace durante un tiempo $2T$, ya que los límites van desde $-T$ hasta T , centrados en t . Dentro de esta ventana de tiempo en la coda de la señal se harán las mediciones de los cambios de velocidad buscados.

Al insertar las ecuaciones (3.11) y (3.12) en la ecuación (3.13), aparecerán dobles sumatorias $\sum_{PP'}$. Las doble sumatorias pueden ser escritas en forma matricial, en este caso P (caminos para el medio no perturbado) puede ser el número de filas y P' (caminos para el medio perturbado) el número de columnas. De esta forma, se puede separar en términos diagonales y términos cruzados, tal que:

$$\sum_{PP'}(\dots) = \sum_{P=P'}(\dots) + \sum_{P \neq P'}(\dots) \quad (3.14)$$

En este caso, no tiene sentido físico comparar los términos cruzados ($P \neq P'$), ya que sólo es posible establecer una comparación de las ondas que pasaron por los mismos caminos tanto antes como después de la perturbación. Luego, la ecuación (3.13) se puede escribir de la siguiente manera:

$$R(t_s) = \frac{\sum_P C_P(t_s - \tau_P)}{\sum_P C_P(0)} \quad (3.15)$$

Con:

$$\begin{aligned}
C_P(t_s - \tau_P) &\equiv \int_{t-T}^{t+T} S_P(t') S_P(t' + t_s - \tau_P) dt' \\
C_P(0) &\equiv \int_{t-T}^{t+T} S_P(t') S_P(t') dt' \\
C_P(0) &\equiv \int_{t-T}^{t+T} S_P(t' - \tau_P) S_P(t' - \tau_P) dt'
\end{aligned}$$

Ahora, es necesario introducir otra aproximación. Si el coeficiente C_P se escribe en el dominio de la frecuencia, aplicándole la transformada de Fourier, se obtiene:

$$C_P(\omega) = |S_P(\omega)|^2 \quad (3.16)$$

Si se considera que las ondas que se propagan a través de diferentes trayectorias tienen un espectro de potencia con la misma forma, pero la amplitud total de cada una de las ondas se puede asumir diferente (ya que las ondas tienen tiempos de arribo diferentes y diferentes formas), es decir, las amplitudes I solamente van cambiando para cada camino P , entonces al calcular la transformada inversa de Fourier de (3.16), se obtiene: $C_P(t) = I_P C(t)$, donde $C(t)$ es la autocorrelación de $S_P(t)$ (lo que se obtiene por la aproximación asumida), la cual está normalizada a su máximo cuando $t = 0$, es decir, $C(0) = 1$. Luego, la ecuación (3.15) queda:

$$R(t_s) = \frac{\sum_P I_P C(t_s - \tau_P)}{\sum_P I_P} \quad (3.17)$$

Luego, asumiendo que las perturbaciones en los tiempos de viaje no cambian considerablemente entre los diferentes caminos de todos los arribos en la ventana de tiempo considerada, al describir la autocorrelación $C(t)$ con una serie de Taylor de segundo orden, queda:

$$C(t) = 1 - \frac{1}{2} \bar{\omega}^2 t^2 \quad (3.18)$$

donde $\bar{\omega}^2$ es la frecuencia media al cuadrado de las ondas dispersadas que arriban dentro de la ventana de tiempo $2T$. (Snieder *et al.*, 2002 y Snieder, 2006). Insertando (3.18) en (3.17) con $t = t_s - \tau_P$, queda:

$$R(t_s) = 1 - \frac{1}{2} \bar{\omega}^2 \frac{\sum_P (t_s - \tau_P)^2 I_P}{\sum_P I_P} \quad (3.19)$$

Ahora, es necesario saber en qué tiempo t_s el coeficiente $R(t_s)$ llega a su máximo, y esto ocurre cuando $t_s = \tau_P$. Si se extiende ésto no sólo a la onda que atraviesa un camino P , sino a todas las ondas sobre todos los caminos posibles contenidos en la coda dentro de la ventana $2T$, el máximo $R(t_s)$ se obtiene cuando:

$$t_s = \langle \tau \rangle \quad (3.20)$$

donde $\langle \tau \rangle$ es la media de las perturbaciones en los tiempos de viaje de los arribos de todas las ondas en la ventana de tiempo considerada.

Aplicación a los cambios de velocidades buscados:

Suponiendo que se tiene un medio con velocidad $v(\vec{r})$, el cual es perturbado con una perturbación $\delta v(\vec{r})$, luego la velocidad relativa de perturbación $\frac{\delta v}{v}$ es la misma en cada punto del espacio. El tiempo de viaje para el medio no perturbado es:

$$t_P = \int_P \frac{1}{v} ds \quad (3.21)$$

donde la integración es a lo largo del camino P . De la misma forma, el tiempo de viaje del medio perturbado será:

$$t_P + \tau_P = \int_P \frac{1}{v + \delta v} = \int_P \frac{1}{v \left(1 + \frac{\delta v}{v}\right)} ds \quad (3.22)$$

Considerando la siguiente aproximación válida para δv pequeños: $(1 + x)^n = 1 + nx + \dots$. En este caso $n = -1$ y $x = \frac{\delta v}{v}$, entonces:

$$\begin{aligned} t_P + \tau_P &= \int_P \frac{1}{v} \left(1 - \frac{\delta v}{v}\right) ds = \int_P \frac{1}{v} ds - \int_P \frac{1}{v} \frac{\delta v}{v} ds \\ \Rightarrow \tau_P &= - \int_P \frac{1}{v} \frac{\delta v}{v} ds \end{aligned} \quad (3.23)$$

Considerando que $\frac{\delta v}{v} = \text{cte}$, entonces:

$$\tau_P = - \frac{\delta v}{v} \int_P \frac{1}{v} ds \quad (3.24)$$

Pero: $t_P = \int_P \frac{1}{v} ds$, quedando:

$$\tau_P = - \frac{\delta v}{v} t_P \quad (3.25)$$

Expandiendo el problema a todas las ondas dispersadas que recorrieron todos los caminos posibles en la totalidad de la ventana de tiempo considerada, entonces: $\tau_P = \langle \tau \rangle$ y $t_P = t$, quedando:

$$\boxed{\frac{\delta v}{v} = - \frac{\langle \tau \rangle}{t}} \quad (3.26)$$

donde la expresión $\frac{\langle \tau \rangle}{t}$ en la ecuación (3.26) se le llama **Factor de Estiramiento**, y es el inverso aditivo de $\frac{dv}{v}$. El término $\frac{dv}{v}$ permite cuantificar los cambios de velocidades relativas de las ondas sísmicas provocadas por un cambio en el medio. Su relación con el coeficiente $R(t_s)$ se da mediante $\langle \tau \rangle$ (ver ecuaciones 3.13 y 3.20). En el siguiente capítulo se explicará cómo se ocupa el Factor de Estiramiento y el coeficiente de correlación con datos reales.

3.4. Determinación de profundidad

Antes de desarrollar este ítem, se debe aclarar que una de las desventajas de esta técnica es que no es capaz de determinar con precisión la profundidad de las capas alteradas que provocaron los cambios de velocidad relativa $\frac{dv}{v}$. Sin embargo, aún así se pueden realizar aproximaciones para estimar el volumen de influencia de los cambios de velocidad encontrados.

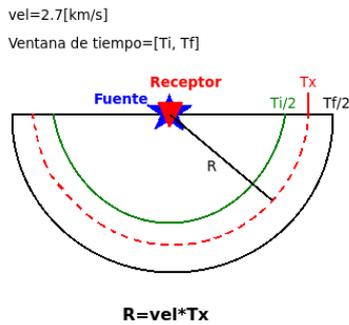
Wegler *et al.* (2009) [10] realizó una estimación de las profundidades que esta técnica podría alcanzar. La aproximación la estimó para el caso de las autocorrelaciones, es decir, la fuente y el receptor están colocados en la misma posición. Wegler afirma que en la coda de la función de Green podrían haber ondas superficiales y ondas de cuerpo que podrían ser mas sensitivas a capas mas profundas, pero no se sabe con certeza si la coda está dominada por ondas de cuerpo o superficiales. Con ésto en cosideración, se supone que las ondas que emite la fuente y que vuelven al mismo punto deben dispersarse y reflejarse de vuelta dentro de un determinado volumen cuyos límites rodeen el sistema fuente-receptor. Por simplicidad, se asumirá que este volumen o cáscara de influencia será una semi-esfera para el caso de las ondas-S y una circunferencia para el caso de las ondas superficiales, ya que en 3-D se considerará que la fuente emite ondas en todas las direcciones de forma radial. Asumiendo que la velocidad de la onda-S en la corteza es $v_s = 2.7$ [km/s], entonces se puede determinar de forma simple el radio del volumen dependiendo de la ventana de tiempo Tw que se tome en la coda de la señal. Si se toma una ventana de tiempo dentro de la Coda entre 10 [s] y 15 [s] luego de la onda directa, entonces las ondas dispersadas se demoran en ir y volver al mismo punto en un tiempo t dentro de ese intervalo; de esta forma, los viajes de ida demorarán entre 5 [s] y 7.5 [s]. El promedio de estos dos valores dará el tiempo de viaje promedio que demoran las ondas en la ida antes de reflejarse en el límite del volumen para volver. En este caso, el promedio es 6.25 [s], y si la velocidad es de $v_s = 2.7$ [km/s], entonces el radio del volumen es de 16.88 [km] para ondas de cuerpo.

Como las ondas superficiales tienen velocidades similares las ondas-S, esta estimación se puede asumir válida para ambas. Finalmente, se puede estimar la profundidad de penetración de las ondas superficiales como la mitad de su longitud de onda. En este caso, la profundidad no depende de la ventana de tiempo tomada, sino de la banda de frecuencia que se está tomando para el estudio. Si se ocupa una banda entre 2 [Hz] y 4 [Hz], su promedio es de 5 [Hz]. Nuevamente, si se asume que $v_s = 2.7$ [km/s], entonces su longitud de onda está dada por $\lambda = v_s/f = 540$ [m]. Esto implica una profundidad de penetración de 270 [m]. Así, la profundidad de penetración D de las ondas superficiales sería:

$$\boxed{D = \frac{\lambda}{2}} \quad \text{con: } \lambda = \frac{vel}{f} \quad (vel \text{ y } f \text{ conocidos}) \quad (3.27)$$

Debido a que las ondas dispersivas de la coda recorren mas distancia cuando el sistema fuente-receptor consta de dos estaciones en ubicaciones diferentes, la coda es mas extensa; por lo tanto, las ventanas de tiempo para correlaciones cruzadas deben estar mas lejos de la onda directa que en las autocorrelaciones, donde las distancias que recorren las ondas dispersivas se asumen mucho menores, y por tanto, su coda es mas acotada (ver Figura 3.9).

Autocorrelación



Correlación Cruzada

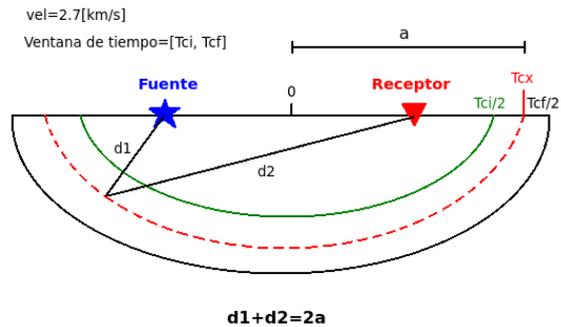


Figura 3.9: Aproximación en 2-D del tamaño del volumen de influencia de ondas dispersivas. **Izq:** Aproximación para autocorrelación. **Der:** Aproximación para correlación cruzada, donde el volumen se transforma en elipse, y las posiciones fuente y receptor son los focos. En 3-D los volúmenes corresponden a una semi-esfera y un semi-elipsoide respectivamente.

Finalmente, se debe señalar que este método de aproximación para localizar los cambios de velocidad es muy generalizado e inexacto, pero por lo menos da una idea general acerca de cómo sería el área que se está midiendo con la técnica del Estiramiento. Así, como se dijo anteriormente, los cambios de velocidad encontrados se deben principalmente a alguna alteración que sufre una determinada capa dentro de la corteza. El método de Interferometría Pasiva junto con el del Estiramiento pueden detectar estos cambios, pero no pueden detectar específicamente qué capa fue la que se alteró, ni en qué profundidad lo hizo. El método propuesto por Wegler *et al.* (2009) sólo dice que la capa alterada se encuentra dentro de una zona delimitada, pero, en qué parte de esa zona, no es posible saber.

Capítulo 4

Metodología

A través de diversos estudios que se han realizado y publicado en estos últimos años, las técnicas de interferometría para procesar datos sísmicos se han estado refinando cada vez más, produciendo resultados cada vez más precisos y más confiables gracias a la inclusión de procesos numéricos que ayudan a preparar los datos para un objetivo específico a lograr. Para encontrar los resultados buscados, se aplicó la metodología explicada en este capítulo usando el software MIIC (Monitoring and Imaging based on Interferometric Concepts), que es un conjunto de paquetes basados en Python y Obspy enfocados en aplicar las técnicas de Interferometría Sísmica Pasiva y del Estiramiento numéricamente, el cual fue desarrollado por diferentes centros de investigación de Alemania (entre ellos el GFZ de Postdam y la Universidad de Leipzig), financiado por el Ministerio Federal de Educación e Investigación Alemán.

4.1. Datos disponibles

Se tienen datos continuos disponibles de las redes IPOC e ILN, del tipo “HH” con un muestreo original de 100 [Hz] en los canales norte, este y vertical, los cuales fueron registrados por sismómetros de banda ancha. De la red IPOC se tienen datos de 19 estaciones y 14 estaciones de la red ILN. En el caso de la red IPOC, se tienen datos continuos desde mayo del 2006 hasta septiembre de 2012, donde las estaciones se fueron instalando por etapas, siendo las estaciones PB01-PB07 las primeras en instalarse; en los siguientes meses y años se fueron agregando más estaciones. De la red ILN, se tienen datos continuos desde enero de 2012 hasta mayo de 2013 para las estaciones PATA, PINT, SOG1, SOG2, POZO y CHOM; el resto tiene gaps que van desde un par de días hasta varios meses dentro de ese periodo. Para efectos de los análisis, estos datos continuos fueron cortados diariamente, ya que las correlaciones cruzadas y cálculos de $\frac{dv}{v}$ serán calculados para cada día por separado.

4.2. Pre-procesamiento

Antes de calcular las correlaciones cruzadas que generan la función de Green buscada para una o dos estaciones, se debe tener en consideración una correcta preparación de los datos crudos

para evitar cualquier error en el procesamiento. Como se calcularán las funciones de Green diarias para una o dos estaciones, en esta etapa se tomarán los registros crudos por día de cada estación considerada, y se les aplicará una preparación numérica antes de calcular las correlaciones cruzadas entre ellos. La preparación de datos crudos consiste en:

1. **Remover la media y la tendencia:** estos cálculos son los primeros en aplicarse, los cuales dejan las trazas diarias centradas en cero, sin tendencia distinta de cero. Su importancia radica en el hecho de que luego de aplicar estos cálculos se pueden identificar con claridad todos los máximos positivos y negativos de los eventos y del ruido, lo cual es esencial cuando se tenga que quitar el efecto de los sismos con una normalización temporal en pasos posteriores.
2. **Filtrado en frecuencia:** selecciona el intervalo de frecuencia en el cual se harán los análisis. Para las Autocorrelaciones de una estación, las frecuencias utilizadas serán dos intervalos de frecuencias: 2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz], mientras que para correlaciones cruzadas entre dos estaciones se escogerán intervalos de 0.5 - 1 [Hz] y 0.5 - 6 [Hz]. La razón de utilizar bandas de frecuencias más bajas para correlaciones cruzadas es el hecho de que a mayores frecuencias las ondas experimentan mayor atenuación, la cual destruye la correlación del campo de ondas a mayores distancias (Sens-Schönfelder, 2008) [9]. En autocorrelaciones se puede analizar a mayores frecuencias sin afectar negativamente las correlaciones entre las trazas, ya que se considera que la fuente virtual y el receptor están en el mismo lugar, pero en las correlaciones cruzadas la fuente virtual y el receptor están en posiciones diferentes; por lo tanto, mientras más lejos estén ambas estaciones, más atenuación habrá en las ondas de alta frecuencia que pasan entre ellas; de esta forma, si se quieren obtener buenas correlaciones en la función de Green entre dos estaciones distintas, se deben analizar bandas de frecuencias más bajas que sufran menos atenuación con la distancia.
3. **Re-muestreo:** por motivos de capacidad computacional, a todos los archivos se les disminuyó el muestreo de 100 [Hz] a 50 [Hz]. Esto no tendría mayor incidencia en los cálculos para encontrar los resultados buscados, ya que los análisis se concentrarán en frecuencias que no superen los 6 [Hz], lo cual se puede analizar sin problemas en una serie de tiempo con muestreo de 50 [Hz].
4. **Eliminación de eventos:** en Interferometría Pasiva se trabaja sólo con ruido sísmico; por lo tanto, se deben eliminar todas las señales de los terremotos, que en este caso se considerarán como contaminación de la señal de ruido. La **Normalización Temporal** permite eliminar los eventos y homogeneizar la señal para tener solamente ruido. Hay varias técnicas de normalización temporal, donde para este trabajo se escogió usar la técnica de **1-bit Normalization**, la cual es la técnica de normalización más agresiva, reemplazando todas las amplitudes positivas por 1 y las amplitudes negativas por -1. La ventaja de usar esta técnica de normalización la estudió Hanasoge *et al.* (2013) [15], donde se mostró que la técnica de 1-bit presenta mayor estabilidad en el procesamiento de datos, y funciona extremadamente bien para disminuir el impacto de los eventos de fuentes esporádicas de gran amplitud (terremotos). Así, con este tipo de normalización, se eliminan de manera efectiva todos los sismos y las amplitudes de las series quedan normalizadas.

4.3. Procesamiento

Luego de todos los pasos que se realizaron en la etapa de pre-procesamiento, los datos han quedado listos para poder procesarlos, donde las señales ya están convertidas en ruido normalizado en la banda de frecuencias deseada. El procesamiento para obtener los cambios de velocidades buscados consta de dos partes, las cuales consisten en la aplicación práctica de la teoría explicada en el capítulo anterior:

- Cálculo de correlaciones cruzadas.
- Cálculo de variaciones de velocidad relativas $\frac{dv}{v}$ aplicando la técnica del Estiramiento a la función de Green resultante de las correlaciones cruzadas.

4.3.1. Cálculo de correlaciones cruzadas

Con las series diarias pre-procesadas para que quede solamente la información del ruido sísmico, el siguiente paso es realizar la correlación cruzada que permite encontrar la función de Green entre ambas series. Si las dos series consideradas corresponden a dos estaciones distintas, entonces se le llama simplemente correlación cruzada. Si las series corresponden a una misma estación, entonces al proceso se le llama autocorrelación (a pesar que en estricto rigor también es una correlación cruzada, pero de una serie con sí misma).

Para el caso de las autocorrelaciones de una estación, se calcularon las correlaciones cruzadas de las series diarias con un desfase de hasta 50 [s]. Las correlaciones cruzadas entre dos estaciones se calcularon con un desfase de hasta 150 [s]. La razón por la cual se calcularon desfases hasta esos valores es simplemente porque para el caso de las autocorrelaciones dependiendo de la estación la coda termina entre los 20 y 30 [s] de desfase o tiempo de correlación, y de ahí en adelante la correlación es casi cero llegando al nivel de “ruido” de la función de correlación o función de Green. Para el caso de las correlaciones cruzadas de dos estaciones se eligió un tiempo de correlación más amplio porque al ser dos estaciones separadas, las ondas directas no llegarían en $t = 0$, sino que en un $t \neq 0$ dependiente de la distancia entre ellas (ver Figura 3.7); esto implica que la coda estaría en un tiempo de correlación o desfase mucho mayor que el caso de las autocorrelaciones.

Una vez calculadas las correlaciones cruzadas para cada día (que son las funciones de Green diarias), se agruparon en lo que se llama la “Matriz de Correlación”, cuyo tamaño dependerá del número de días que tenga el estudio en cada caso. Las filas de la matriz de correlación corresponden a las amplitudes de las funciones de Green diarias (donde cada fila representa la función de Green de un día), mientras que las columnas de esta matriz corresponden al tiempo de correlación generado por el desfase de las series en las correlaciones cruzadas. La Figura 4.1 muestra ejemplos de matrices de correlación.

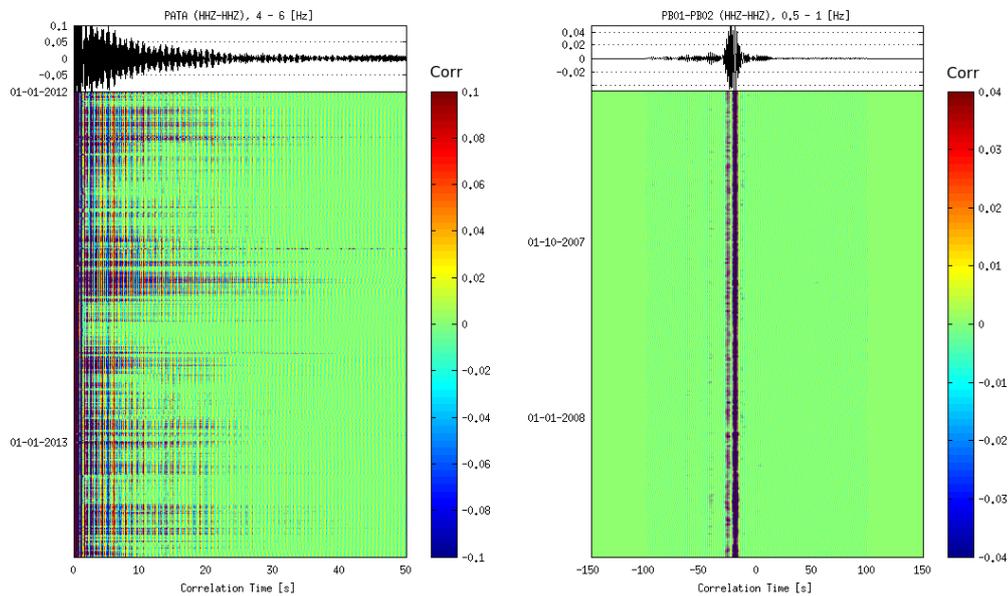


Figura 4.1: Matrices de correlación con sus respectivas trazas representativas (promedio de todas las trazas) en la parte superior. **Izq:** Para autocorrelación de una estación. **Der:** Para correlación cruzada de dos estaciones.

Después de obtener las correlaciones cruzadas, para el caso de dos estaciones diferentes se debe hacer una corrección de los desfases de los relojes. Al tratar con dos estaciones diferentes, a veces pueden existir pequeños desfases en la sincronización de los relojes de las estaciones consideradas para cada día. Este hecho fue notado por Sens-Schönfelder (2008) [9]:

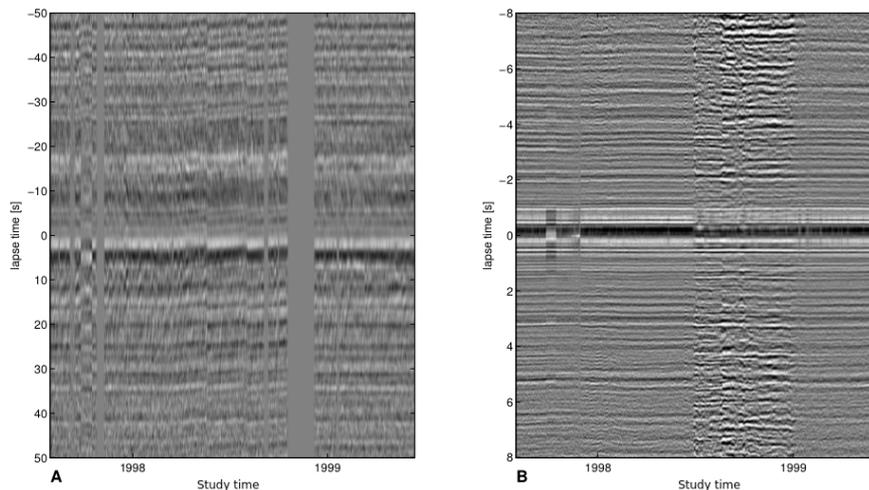


Figura 4.2: Ejemplos de correlaciones cruzadas donde se muestran los efectos de los errores de relojes (en este caso las filas representan el tiempo de correlación, y las columnas son las funciones de Green para cada día). **A.** Matriz de correlación con errores de relojes. **B.** Matriz de correlación con errores de relojes corregidos. (Sens-Schönfelder, 2008)

Los retrasos en el tiempo de correlación simétricos con respecto a cero corresponden a cam-

bios en la estructura de velocidad (resultado correcto), y los cambios que afectan las partes positivas y negativas del tiempo de correlación en la misma dirección se deben a errores de los relojes de las estaciones (ver Figura 4.2).

La mayoría de los resultados presentados en este trabajo son correlaciones cruzadas y autocorrelaciones usando el canal HHZ (Vertical). La razón por la cual se prefiere mostrar las correlaciones de este canal (HHZ-HHZ) por sobre otras combinaciones con el resto de los canales es simple. En este trabajo se mostrarán los resultados de la componente ZZ del tensor de Green. Aunque hasta ahora ninguna publicación ha explicado de forma explícita la razón física de elegir esta combinación por sobre las demás cuando sólo se quiere analizar una componente del tensor de Green, la explicación se puede deducir a partir de los resultados obtenidos en otros estudios similares:

- **Shapiro *et al.* (2005)** realizó un estudio donde obtuvo una tomografía usando la dispersión de las ondas superficiales de las funciones de Green obtenidas a partir de correlaciones cruzadas. Al comparar esta dispersión con las ondas Rayleigh, encontró una gran coherencia entre ambas; es decir, las ondas de las funciones de Green pueden ser modeladas de buena forma por ondas Rayleigh. Al graficar una onda Rayleigh en un sistema radial-vertical se encontrará energía en ambos ejes, pero generalmente hay más energía en el vertical. Así, se puede aprovechar la mayor energía de ese eje para las correlaciones cruzadas.
- **Obermann *et al.* (2013)** mostró que si uno trabaja en frecuencias más altas (sobre 0.5 [Hz]), las ondas de cuerpo dominarían en la coda de la función de Green. Estas ondas son más sensitivas a la profundidad que las ondas superficiales. Esta sensibilidad en profundidad se observaría mucho mejor usando el canal vertical (Z), sobre todo si se quiere realizar estimaciones de profundidad como la mostrada en la Figura 3.9.

4.3.2. Cálculo de $\frac{dv}{v}$ usando el método del Estiramiento

Una vez obtenidas las matrices de correlación, para poder encontrar cambios de velocidades se trabajará en buscar estos cambios en la coda de las señales mostradas en estas matrices. En esta etapa es donde cobran relevancia las ecuaciones (3.13) y (3.26). Como se dijo en el capítulo anterior, para encontrar algún cambio entre dos series, éstas se deben comparar en el tiempo, tomando una de ellas como referencia. En este caso, se buscan cambios de velocidad dentro de una ventana de tiempo " T_w " que va desde $t - T$ hasta $t + T$ en la coda de la señal mostrada en la matriz de correlación. Los criterios para medir la longitud y límites de la ventana de tiempo varían para autocorrelaciones y correlaciones cruzadas, pero hay un factor común para delimitar los máximos y mínimos de ésta ventana: El límite inferior de esta ventana no debe quedar muy cerca de la onda directa; ya que si se mide muy cerca de esta onda, se incluirán efectos de onda directa que pueden alterar los resultados. Por otra parte, el límite superior de T_w estará dado por el término de la señal dispersiva de la coda; es decir, cuando se llegue al ruido de la función de Green, donde ya no hay información del medio para medir. Los criterios para definir la ventana de tiempo varían dependiendo de lo que buscan los autores de cada estudio. Para este trabajo, los límites de las ventanas de tiempo son:

- **Autocorrelaciones:** para la mayoría de las autocorrelaciones de una estación se tomaron límites de T_w en la coda con una tolerancia que va desde 5 [s] hasta los 15 [s] luego de la onda directa. Esto se determinó porque en valores del tiempo de correlación bajo los 5 [s] se empezaban a notar efectos de fuente que mostraban resultados mucho mas dependientes del azimut, lo cual no es esperado para ondas dispersivas (se observaban resultados muy diferentes al analizar distintas combinaciones de componentes del tensor de Green, cuando para ondas dispersivas se esperan tendencias similares en las diferentes componentes), mientras que sobre los 15 [s] el aumento del nivel de ruido en las secciones finales de la coda provocaba una disminución considerable de los niveles de correlación.
- **Correlaciones cruzadas:** las ondas obtenidas en las correlaciones cruzadas recorren mas distancia que las ondas obtenidas en autocorrelaciones (ver Figura 3.9); por lo tanto, la coda es mas amplia. Para este caso, la elección de las ventanas de tiempo se hizo en base a dos estudios anteriores que usaron correlaciones cruzadas para encontrar variaciones de $\frac{dv}{v}$. Hobiguer *et al.* (2012) [14] utilizó el periodo T_o asociado a la menor frecuencia de la banda de frecuencia utilizada; así, la ventana de tiempo sería a partir de $7.5T_o$ luego de la onda directa, con una longitud de $10T_o$. Richter *et al.* (2013) [16] utilizó una ventana a partir de 30 [s] luego de la onda directa, con una longitud de 50 [s].

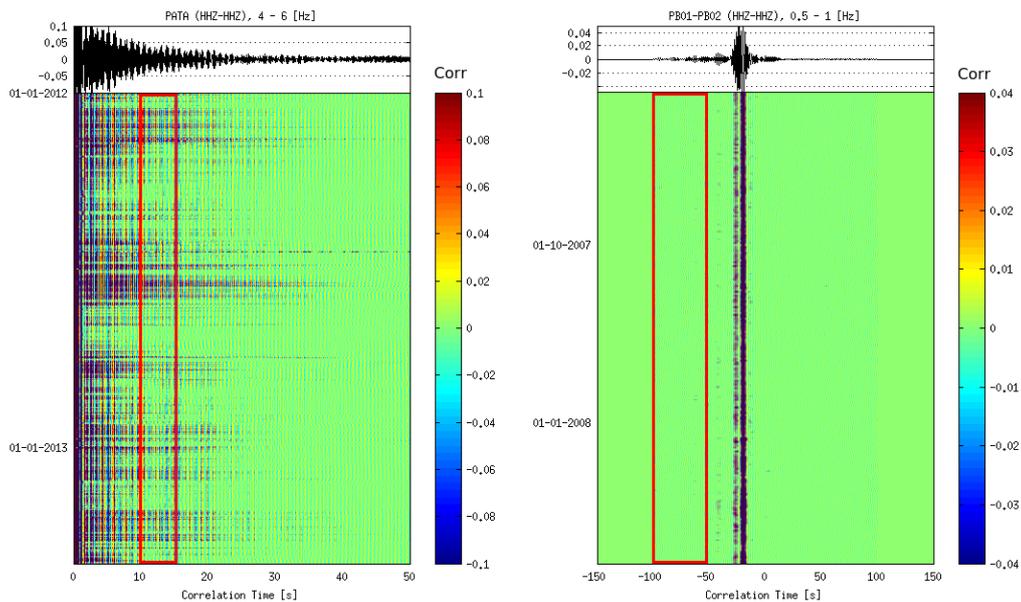


Figura 4.3: Ventanas de tiempo seleccionadas para dos casos, las cuales están representadas por los rectángulos rojos. **Izq:** $T_w = [10, 15]$ [s] para la autocorrelación de PATA. **Der:** La onda directa llega en -20 [s], usando la ventana de Richter *et al.* (2013) $T_w = [-50, -100]$ [s] en la correlación cruzada de PB01-PB02; aquí se muestra la coda a la izquierda porque en la correlación se tomó primero PB01, pero la señal viene desde PB02, por estar esta última mas cerca del mar; por lo tanto, la onda directa llega en un tiempo de correlación negativo, y su coda también (ver Figura 3.3 para mejor explicación gráfica).

Luego de determinar la ventana de tiempo, se procede a calcular las variaciones de $\frac{dv}{v}$ dentro de esa ventana usando las ecuaciones (3.13) y (3.26). Para efectos de este trabajo, siempre se eligió como traza de referencia $u(t')$ el promedio de todas funciones de Green diarias dentro

del periodo de estudio determinado, mientras que las trazas perturbadas $\tilde{u}(t')$ corresponderán a las funciones de Green de cada día. Luego, para cada día se calculará la correlación $R(t_s)$ entre la traza de referencia y la diaria, donde la traza diaria se comprimirá y expandirá con distintos valores de t_s hasta encontrar el mejor ajuste entre ambas, donde $R(t_s)$ sea máximo para ese día (por eso se le llama “Factor de Estiramiento” en la ecuación (3.26)). También, al considerar la ecuación (4.1) (obtenida reemplazando (3.20) en (3.26)), para cada valor de t_s hay asociado un valor de $\frac{dv}{v}$:

$$t_s = -t \frac{dv}{v} \quad (4.1)$$

La Figura 4.4 muestra un ejemplo de esto:

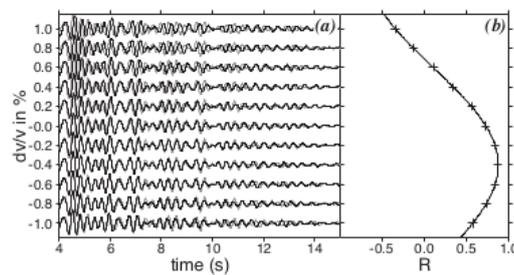


Figura 4.4: Búsqueda del mejor ajuste entre la serie de referencia (trazas grises) con la serie diaria (trazas negras) para un día determinado. Aquí se muestran sólo 11 intentos cambiando la traza negra con distintos t_s , donde en este caso se encontró la mayor similitud (máximo $R(t_s)$) entre la traza negra y gris en un t_s donde $R(t_s) = 0.88$, el cual está asociado a un $\frac{dv}{v} = -0.4\%$ (Wegler *et al.* (2009))

En este trabajo, para cada día se realizaron 1000 intentos entre -0.01 y 0.01 (correspondiente a -1 % y 1 %) para la variable $\frac{dv}{v}$. Para cada uno de esos intentos se comprimió o expandió la traza diaria con diferentes t_s y se calculó el coeficiente $R(t_s)$ entre esa traza diaria y la traza de referencia. El mejor $R(t_s)$ de esos 1000 intentos correspondió al mejor ajuste entre esas dos series para ese día, el cual fue asociado a un valor $\frac{dv}{v}$ de ese día. Así, de la misma forma se hizo para el resto de los días que contemple el estudio, generando una figura como la mostrada a continuación:

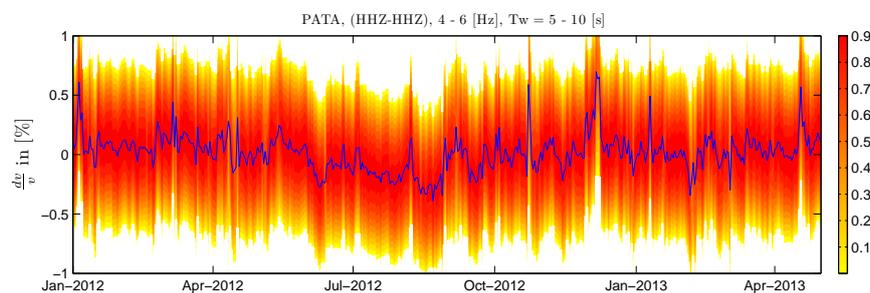


Figura 4.5: Variaciones de $\frac{dv}{v}$ para la estación PATA de ILN entre enero de 2012 y mayo de 2013. Para cada día (cada columna) de la figura se calculó el valor de $\frac{dv}{v}$ con 1000 intentos entre -1 % y 1 %. Mientras mas rojizo el color, mejor correlación R para cada día. La curva azul une los puntos $\frac{dv}{v}$ asociados a los mejores R obtenidos en cada uno de los días del estudio, los cuales finalmente serán los valores de cambios de velocidad relativa considerados para los análisis de este trabajo.

Capítulo 5

Resultados

Para encontrar los resultados necesarios que permitan alcanzar los objetivos propuestos, el método que más se utilizará serán las autocorrelaciones, ya que presenta más ventajas que las correlaciones cruzadas para establecer comparaciones y caracterizar de mejor forma el comportamiento de los cambios de velocidad en el norte de Chile. Al final de este capítulo se incluirá la sección de análisis de correlaciones cruzadas.

5.1. Terremoto de Tocopilla

Ya se ha documentado en varios estudios (Hobiger *et al.*, 2012; Wegler *et al.*, 2009; Wegler *et.al*, 2007) que los terremotos tienen una gran influencia en los cambios de velocidades. La idea es comprobar si esta tendencia también se observa en el norte de Chile usando datos de la red IPOC. Para alcanzar este objetivo, se escogió estudiar el terremoto con mayor magnitud que ocurrió dentro del período de estudio considerado: El terremoto de Tocopilla, que ocurrió el 14 de noviembre de 2007, con una magnitud de momento $Mw = 7.7$. El principal efecto producto de un terremoto que se ha notificado en otros estudios es una caída abrupta de velocidad. La idea es comprobar si se observa ese efecto en el terremoto de Tocopilla usando las estaciones IPOC; y si se encuentra esta caída de velocidad, calcular la magnitud de ésta en cada una de las estaciones usando autocorrelaciones.

Además de estudiar los cambios de velocidades producidos por el terremoto, es interesante también poder estudiar los efectos antes y después de éste; de ésta manera, se tomó un período de estudio que abarca 4 meses antes y 4 meses después del evento. Para este período se tienen datos disponibles de 8 estaciones de la red IPOC, las cuales están distribuidas en las cercanías del epicentro: PB01-PB07 y PATCX.

5.1.1. Medición del cambio de velocidad co-sísmico

En esta sección se busca medir el cambio de velocidad inmediato (durante el co-sísmico) que podría producir el sismo de Tocopilla. Al observar la coda de la matriz de correlación para el

caso de la estación PATCX, efectivamente se observa un cambio en los tiempos de llegada de las ondas, la idea es cuantificar ese cambio en términos de un cambio de velocidad relativa $\frac{dv}{v}$:

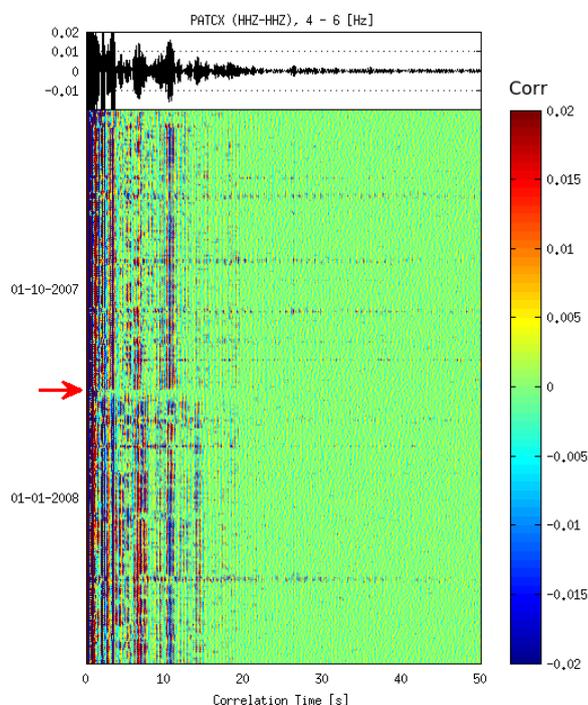


Figura 5.1: Matriz de correlación de la estación PATCX durante 8 meses. El sismo está en el medio marcado con una flecha roja. Luego de la ocurrencia del sismo se observa un ligero retraso de las ondas pertenecientes a la coda de la señal (a partir de 5 [s] en el tiempo de correlación). Usando el método del Estiramiento se cuantificarán esos cambios en términos de $\frac{dv}{v}$.

Tomando un período de estudio de 4 meses antes y 4 meses después del sismo, se calcularon las variaciones de velocidad en dos bandas de frecuencias: 2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz]; en cada banda, se tomaron para el análisis dos ventanas de tiempo dentro de la coda: 5 - 10 [s] y 10 - 15 [s]. El criterio para calcular las magnitudes de las caídas de velocidades es calcular la diferencia entre el valor de $\frac{dv}{v}$ el día del terremoto con el valor de $\frac{dv}{v}$ el primer día después del terremoto que esté asociado a un coeficiente de correlación R que sea mayor que 0.7. Si el día del terremoto tiene un valor de $\frac{dv}{v}$ asociado a un $R \leq 0.7$, entonces se considera el valor del día previo más cercano a la fecha del terremoto que tenga asociado un $R > 0.7$ que siga la tendencia de la nube de puntos (ya que pueden existir valores atípicos que tengan un $R > 0.7$, que en este caso no se considerarían); de esta forma, se puede asegurar una buena confianza al calcular la magnitud de la caída de $\frac{dv}{v}$ con valores asociados a buenos coeficientes R . Si la magnitud de la caída de velocidad está dentro de un cierto umbral dado por la magnitud de las fluctuaciones diarias (que generalmente oscilan entre $\pm 0.1\%$ y $\pm 0.15\%$ dependiendo de la estación), entonces en ese caso se considera que no hay una caída significativa debido al terremoto; por lo tanto, $\frac{dv}{v} = 0.0\%$.

La Figura 5.2 muestra cómo se aplicó este método para calcular las caídas de velocidad, en este caso para la estación PATCX.

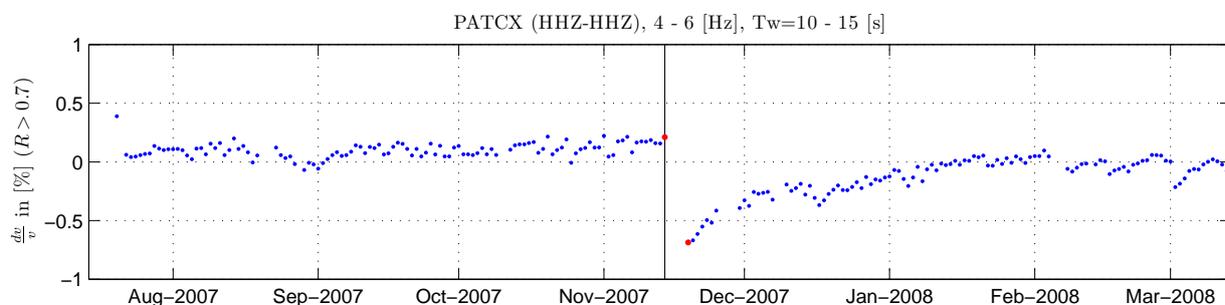


Figura 5.2: $\frac{dv}{v}$ para la estación PATCX, los puntos graficados están relacionados a coeficientes $R > 0.7$, el terremoto de Tocopilla se señala por la línea negra vertical. La magnitud de la caída de velocidad será la diferencia de $\frac{dv}{v}$ entre los puntos marcados en rojo, donde se aprecia que el cambio de velocidad es mucho mayor que la fluctuación diaria.

De la misma manera en que se muestra en la Figura 5.2 para la estación PATCX, se calcularon las magnitudes de las caídas de velocidad para el resto de las estaciones consideradas. Los resultados para cada una de las estaciones se muestra en los mapas mostrados en las Figuras 5.3 y 5.4, donde se muestran los cambios de velocidad ubicados geográficamente.

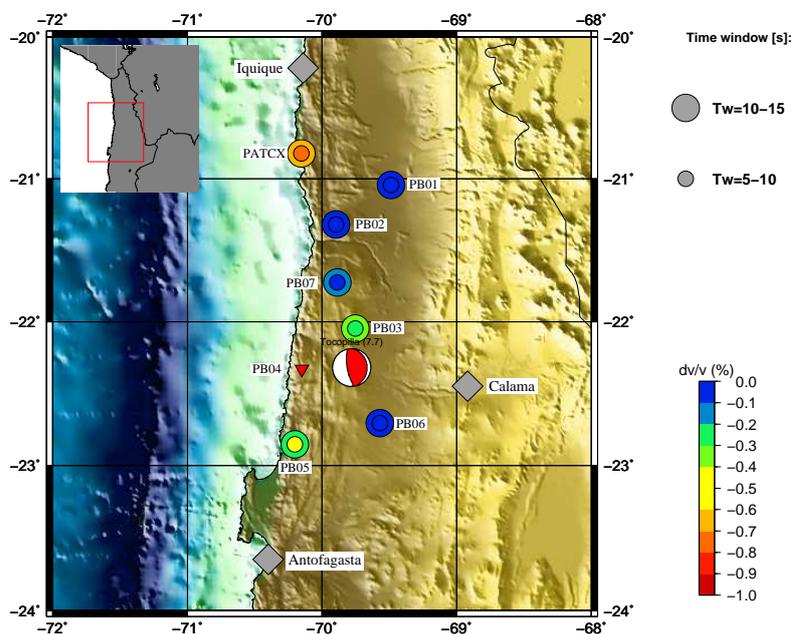


Figura 5.3: Variaciones de velocidad para cada estación producto del Terremoto de Tocopilla obtenidas a partir de las autocorrelaciones de cada una de ellas con un filtro de 2 - 4 [Hz].

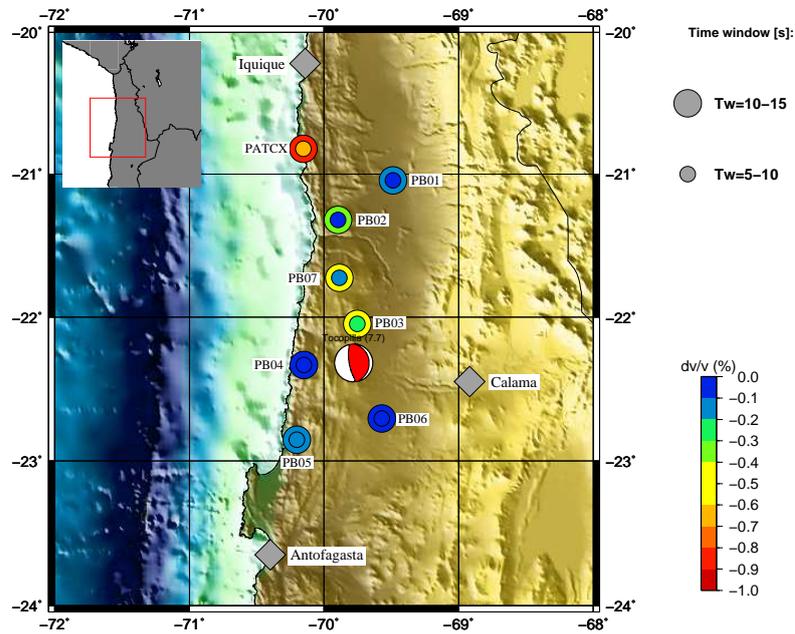


Figura 5.4: Variaciones de velocidad para cada estación producto del Terremoto de Tocopilla obtenidas a partir de las autocorrelaciones de cada una de ellas con un filtro de 4 - 6 [Hz].

Las siguientes tablas muestran los valores exactos de cambios de velocidades calculados, donde se observa que siempre hay una disminución de velocidad producto del terremoto, en ninguna se observa un aumento de $\frac{dv}{v}$:

Resultados banda: 2 - 4 [Hz]:

| Estación | Ventana de tiempo = 5 - 10 [s] | | | Ventana de tiempo = 10 - 15 [s] | | |
|----------|--------------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------------------------|------------------------|--------------------------------|
| | $\frac{dv}{v}$ antes | $\frac{dv}{v}$ después | $\Delta \frac{dv}{v}$ | $\frac{dv}{v}$ antes | $\frac{dv}{v}$ después | $\Delta \frac{dv}{v}$ |
| PATCX | 0.13 % | -0.66 % | -0.79 % | 0.12 % | -0.54 % | -0.66 % |
| PB01 | 0.0 % | -0.1 % | -0.1 % \approx 0.0 % | -0.08 % | -0.02 % | 0.06 % \approx 0.0 % |
| PB02 | -0.09 % | -0.02 % | 0.07 % \approx 0.0 % | -0.09 % | -0.1 % | -0.01 % \approx 0.0 % |
| PB03 | -0.06 % | -0.29 % | -0.23 % | -0.14 % | -0.51 % | -0.37 % |
| PB04 | No resuelto | | | No resuelto | | |
| PB05 | 0.24 % | -0.21 % | -0.45 % | 0.08 % | -0.17 % | -0.25 % |
| PB06 | 0.03 % | -0.04 % | -0.07 % \approx 0.0 % | -0.09 % | -0.13 % | -0.04 % \approx 0.0 % |
| PB07 | 0.0 % | -0.08 % | -0.08 % \approx 0.0 % | -0.05 % | -0.24 % | -0.19 % |

Cuadro 5.1: Tabla que muestra las caídas de velocidad producto del sismo de Tocopilla para las 8 estaciones consideradas en la banda de 2 - 4 [Hz]

Resultados banda: 4 - 6 [Hz]:

| Estación | Ventana de tiempo = 5 - 10 [s] | | | Ventana de tiempo = 10 - 15 [s] | | |
|----------|--------------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------------------------|------------------------|--------------------------------|
| | $\frac{dv}{v}$ antes | $\frac{dv}{v}$ después | $\Delta \frac{dv}{v}$ | $\frac{dv}{v}$ antes | $\frac{dv}{v}$ después | $\Delta \frac{dv}{v}$ |
| PATCX | 0.23 % | -0.4 % | -0.63 % | 0.21 % | -0.69 % | -0.9 % |
| PB01 | -0.03 % | -0.04 % | -0.01 % \approx 0.0 % | -0.05 % | -0.22 % | -0.17 % |
| PB02 | -0.02 % | -0.15 % | -0.13 % \approx 0.0 % | 0.0 % | -0.4 % | -0.4 % |
| PB03 | -0.11 % | -0.4 % | -0.29 % | 0.03 % | -0.43 % | -0.46 % |
| PB04 | -0.06 % | 0.01 % | 0.07 % \approx 0.0 % | -0.02 % | -0.06 % | -0.04 % \approx 0.0 % |
| PB05 | 0.11 % | -0.07 % | -0.18 % | 0.11 % | -0.08 % | -0.19 % |
| PB06 | 0.03 % | -0.03 % | -0.06 % \approx 0.0 % | -0.02 % | -0.11 % | -0.09 % \approx 0.0 % |
| PB07 | -0.16 % | -0.3 % | -0.13 % | 0.09 % | -0.38 % | -0.47 % |

Cuadro 5.2: Caídas de velocidad producto del sismo de Tocopilla para las 8 estaciones consideradas en la banda de 4 - 6 [Hz]

5.1.2. Comportamiento anterior y posterior al sismo

Además del efecto co-sísmico, también se puede extender el análisis a observar cómo se comportaron las variaciones a mediano plazo, analizando los comportamientos durante los 4 meses antes y 4 meses después del evento. Así, solamente tiene sentido observar este comportamiento en las estaciones donde más se vio el efecto del sismo en los cambios de velocidad; esto es, en las estaciones PATCX, PB03 y PB05. Para ver de mejor forma el efecto a mediano plazo, se seleccionó para cada estación aquella ventana (T_w) en la cual las variaciones de $\frac{dv}{v}$ tuvieran coeficientes R más estables en el tiempo, sin demasiadas fluctuaciones. A continuación se presentan los resultados de estas tres estaciones, mostrando sus comportamientos en las dos bandas consideradas: 2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz]. Para cada estación se muestran tres gráficos: El gráfico superior muestra los valores de $\frac{dv}{v}$ para todo $R > 0$ calculados para cada día, donde los valores más rojizos corresponden a mejores valores de R ; esos mejores $\frac{dv}{v}$ diarios se muestran en el gráfico del medio, y los mejores R por día se muestran en el gráfico inferior.

Estación PATCX:

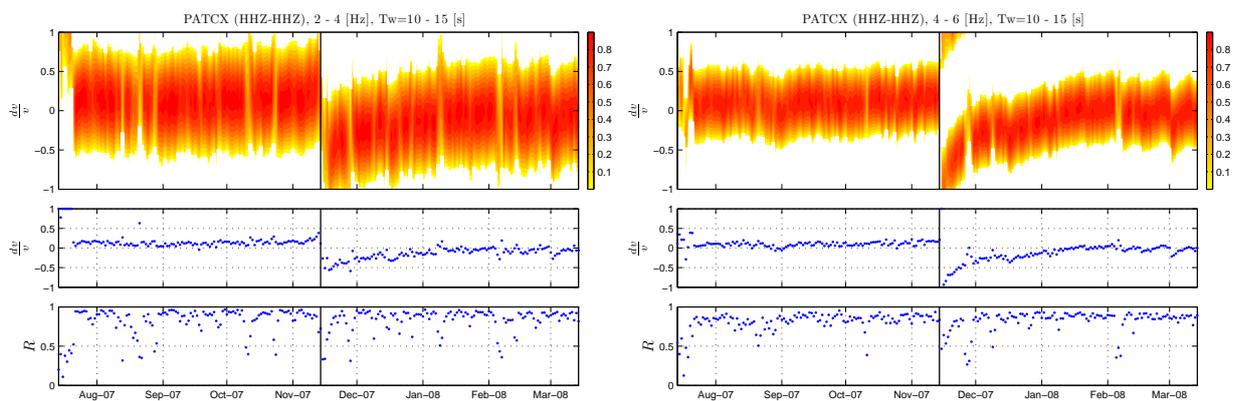


Figura 5.5: Variaciones de $\frac{dv}{v}$ de mediano plazo producto del terremoto de Tocopilla en la estación PATCX, con una ventana $T_w = 10 - 15$ [s]. Izq.: Banda de 2 - 4 [Hz]. Der.: Banda de 4 - 6 [Hz]. El evento de Tocopilla se marca con una línea vertical negra.

Estación PB03:

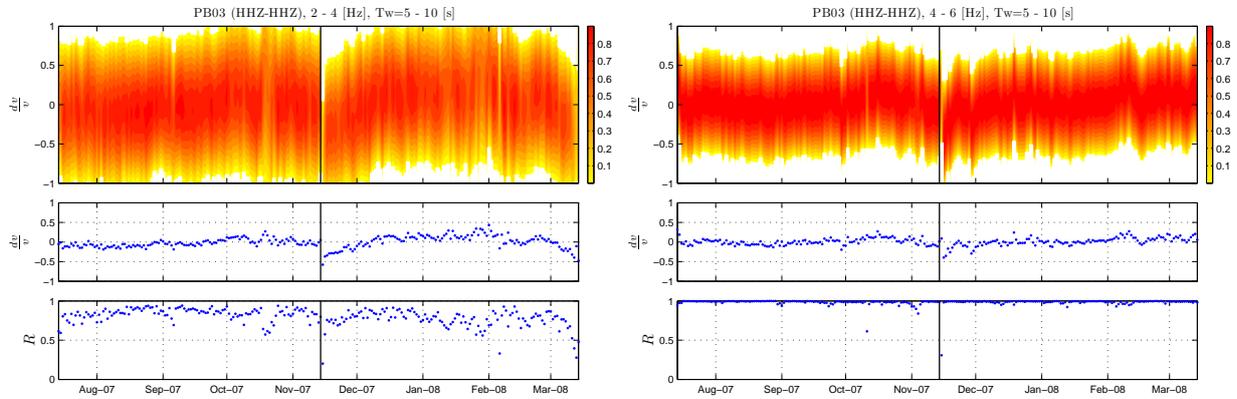


Figura 5.6: Variaciones de $\frac{dV}{V}$ de mediano plazo producto del terremoto de Tocopilla en la estación PB03, con una ventana $T_w = 5 - 10$ [s]. Izq.: Banda de 2 - 4 [Hz]. Der.: Banda de 4 - 6 [Hz]. El día del evento de Tocopilla se marca con una línea vertical negra.

Estación PB05:

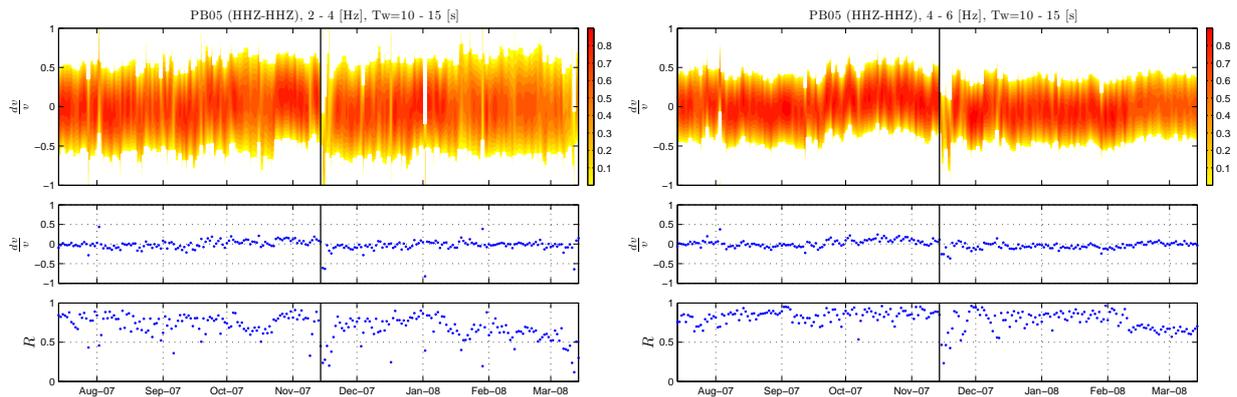


Figura 5.7: Variaciones de $\frac{dV}{V}$ de mediano plazo producto del terremoto de Tocopilla en la estación PB05, con una ventana $T_w = 10 - 15$ [s]. Izq.: Banda de 2 - 4 [Hz]. Der.: Banda de 4 - 6 [Hz]. El día del evento de Tocopilla se marca con una línea vertical negra.

Al ver las Figuras 5.5 a 5.7, se nota que el comportamiento posterior al sismo en general presenta una recuperación de las velocidades luego de la caída co-sísmica. Este comportamiento se discutirá en el siguiente capítulo.

5.2. Variaciones estacionales

Ya se ha reportado en varios estudios que las variaciones de velocidades no sólo se dan producto de eventos puntuales como los sismos, sino que también presentan variaciones periódicas que presentan gran correlación con las variaciones estacionales del clima (Sens-Schönfelder *et al.*, 2006 [5]; Hobiger *et al.*, 2012 [14]; Richter *et al.*, 2013 [16]). Estas variaciones estacionales generalmente tienen períodos de un año; por lo tanto, para poder observarlas de mejor manera es

necesario tomar periodos de estudio de más de un año. Se aprovecharán las estaciones de las redes IPOC e ILN que tengan mediciones continuas en periodos cuya longitud sea como mínimo de 1 año y 5 meses (que es lo que está disponible en la red ILN). La idea es complementar el trabajo de Richter *et al.* (2013) que ya notificó la gran sensibilidad de la estación PATCX de la red IPOC tanto a terremotos como a los cambios estacionales, investigando la posibilidad de encontrar tendencias parecidas en otras estaciones de IPOC e ILN.

Se calcularon variaciones de velocidad usando autocorrelaciones (HHZ-HHZ) de todas las estaciones de la red ILN mostradas en el mapa de la Figura 2.1 y de la mayoría de las estaciones de IPOC, usando dos bandas: 2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz], dentro de diferentes ventanas de tiempo entre 5 [s] y 15 [s]. La razón de la elección de estas bandas es porque son las que muestran coeficientes R mejores y mas estables en el tiempo que en frecuencias mayores, mientras que para frecuencias bajo 1 [Hz] la coherencia de las autocorrelaciones se pierde. Para cada una de las estaciones consideradas, se graficarán las variaciones de velocidad en el mayor periodo de tiempo posible, el cual estará determinado por la disponibilidad de datos que se tengan para cada estación. Como se ha notificado en estudios anteriores, si una estación es sensitiva a cambios estacionales, se esperaría observar claras fluctuaciones periódicas de $\frac{dv}{v}$ con período anual. A continuación se muestran los resultados encontrados, graficados usando ventanas de tiempo donde R es mejor para cada estación, y en las bandas donde mejor se aprecian las variaciones estacionales:

5.2.1. Estaciones donde se encontraron variaciones estacionales de $\frac{dv}{v}$:

Estación PATCX (IPOC):

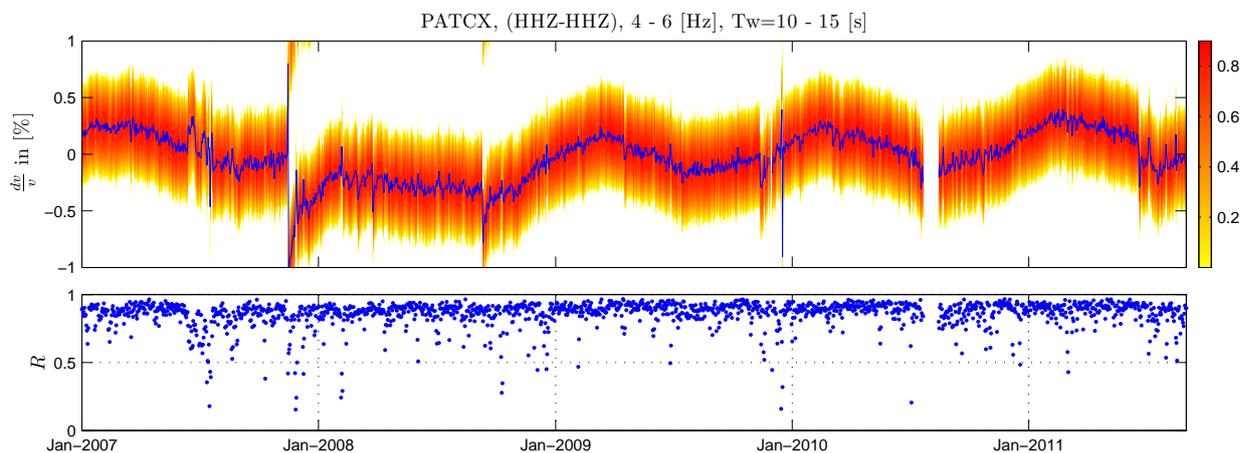


Figura 5.8: Arriba: Autocorrelación de la estación PATCX desde enero de 2007 hasta septiembre de 2011. Se observa una variación periódica anual cuyos máximos se dan entre febrero y marzo de cada año, y sus mínimos en agosto y septiembre aproximadamente. Se nota además el gran impacto que tuvo el terremoto de Tocopilla de noviembre de 2007 y los sismos posteriores en las variaciones de velocidad, donde las velocidades demoran por lo menos 2 años en recuperarse a los niveles previos al gran sismo. Abajo: Mejores coeficientes de correlación R para cada día; algunos días con valores atípicos en el gráfico de $\frac{dv}{v}$ se deben principalmente a que los mejores R obtenidos para cada uno de ellos fueron bajos.

Estación HMBCX (IPOC):

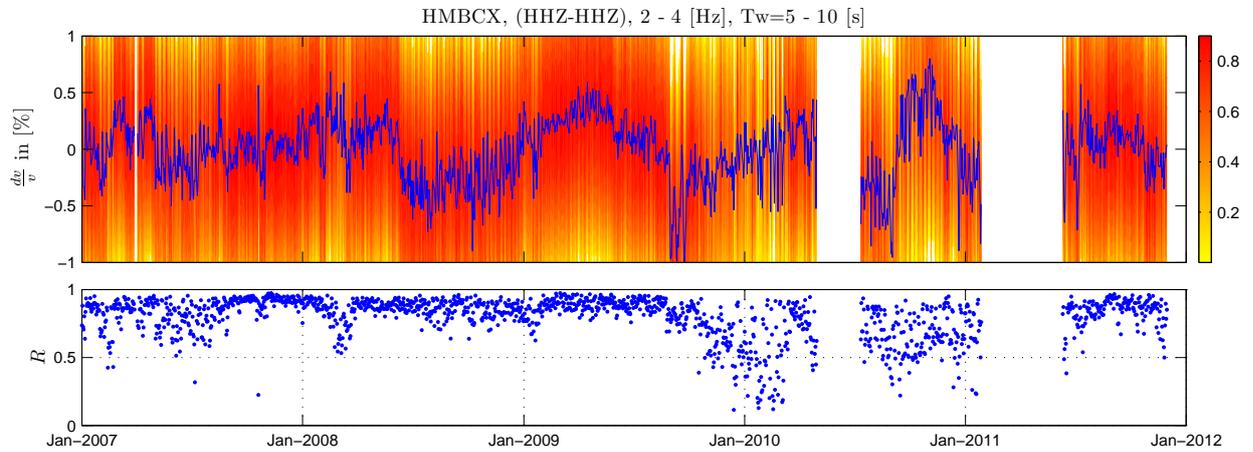


Figura 5.9: Autocorrelación de la estación HMBCX desde enero de 2007 hasta enero de 2012. Usando una banda entre 2 - 4 [Hz] y $T_w = 5 - 10$ [s] se alcanza a ver una oscilación estacional entre 2008 y 2010 con R estables. Después los coeficientes R se vuelven inestables y esa variación se pierde.

Estación PATA (ILN):

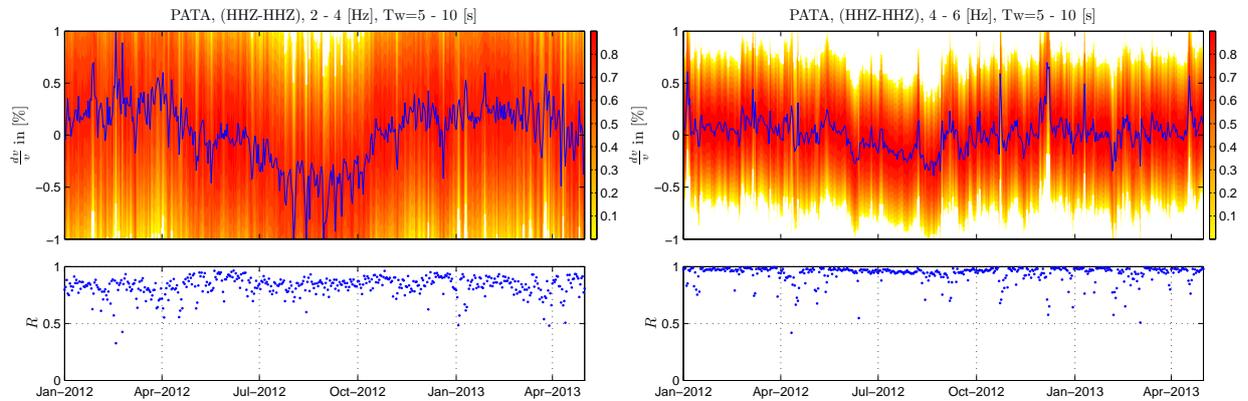


Figura 5.10: Autocorrelaciones (HHZ-HHZ) de la estación PATA desde enero de 2012 hasta mayo de 2013. **Izq.:** Usando un filtro de 2 - 4 [Hz]. **Der.:** Usando un filtro de 4 - 6 [Hz]. Al igual que en PATCX, también se ve una disminución de velocidad en los meses de agosto y septiembre, donde la amplitud de esta variación estacional es mayor en la banda de 2 - 4 [Hz]

Estaciones PICL y UNAP (ILN):

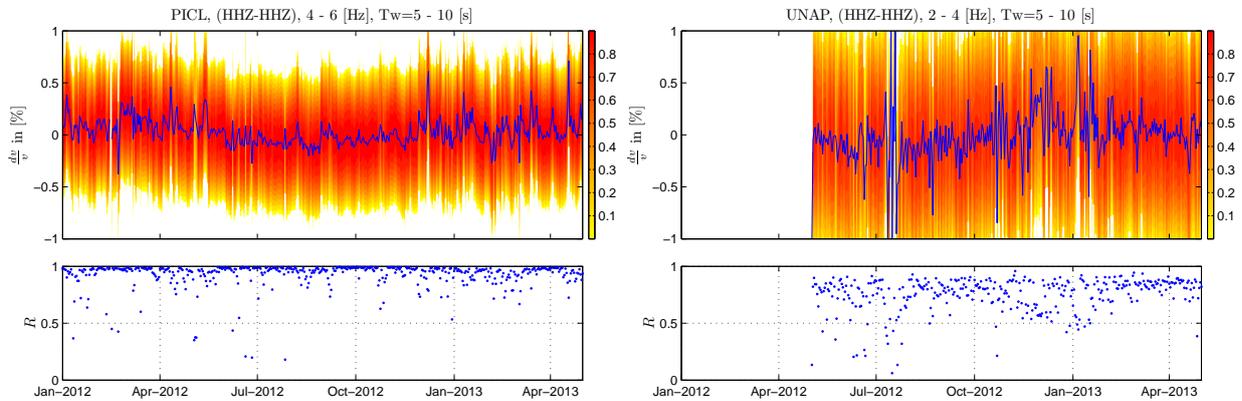


Figura 5.11: Autocorrelaciones (HHZ-HHZ) de las estaciones PICL y UNAP en la banda de 4 - 6 [Hz] y 2 - 4 [Hz] respectivamente, donde se aprecian mejor las variaciones estacionales. También se encontró en PINT una variación muy similar a la mostrada en PICL, donde a pesar de que se ve una ligera tendencia estacional, las variaciones estacionales registradas por estos sismómetros son las de menor amplitud. Para el caso de la estación UNAP, se tienen datos a partir del 2 de mayo de 2012, donde para conservar la escala comparativa, igualmente se graficó desde enero de 2012. La tendencia de disminución de $\frac{dv}{v}$ en el mes de agosto se sigue viendo en estas estaciones, donde en UNAP el mínimo estaría en julio.

Estación POZO (ILN):

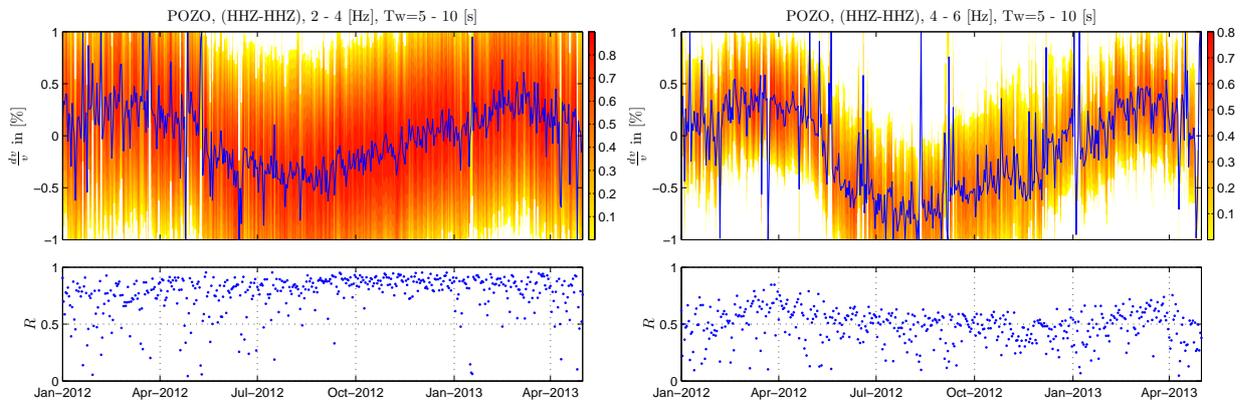


Figura 5.12: Autocorrelaciones (HHZ-HHZ) de la estación POZO para 2 - 4 [Hz] (Izq.) y 4 - 6 [Hz] (Der.). La aplicación de una banda de frecuencias mas alta empieza a destruir las correlaciones R ; sin embargo, se sigue viendo la gran amplitud de la variación estacional, que incluso es mayor que la observada en PATCX. Hasta ahora, ésta es la estación mas sensitiva a los cambios estacionales que se ha encontrado en ILN e IPOC dentro de los parámetros (banda de frecuencia y T_w) que se están utilizando en este estudio.

5.2.2. Resto de las estaciones:

El resto de las estaciones de IPOC e ILN que no presentan variaciones periódicas estacionales definidas, en general se mantienen en torno a un $\frac{dv}{v}$ cercano a cero, o simplemente los datos tienen problemas (que podrían ser ocasionados por factores instrumentales) que arrojan gráficos

de $\frac{dv}{v}$ sin tendencia definida y muy malos R para cualquier banda o ventana de tiempo que se use. A continuación se presenta una tabla resumen con los tres tipos de comportamientos que se pudieron observar en el resto de las estaciones analizadas que no mostraron variaciones estacionales claras en el largo plazo (claramente ninguna estación dio resultados iguales a otra, pero los comportamientos descritos corresponden a tendencias generales de largo plazo que pueden ser clasificados):

| Comportamiento | Estaciones IPOC | Estaciones ILN |
|--|-------------------------------|------------------|
| Buenos R , sin variación $\frac{dv}{v}$ estacional | MNMCX, PB08 | CHOM, APAC |
| $\frac{dv}{v}$ sin tendencia definida, malos R . Posible causa: Errores instrumentales | - | SOG1, TIRA, HUAR |
| R inestables en el largo plazo, o genera variaciones $\frac{dv}{v}$ difíciles de atribuir a factores conocidos | PB01, PB04, PB05, PB12, PSGCX | MAM1, SOG2 |

La Figura 5.13 presenta tres ejemplos donde se muestran estos comportamientos encontrados en el resto de las estaciones cuando se procesa a largo plazo.

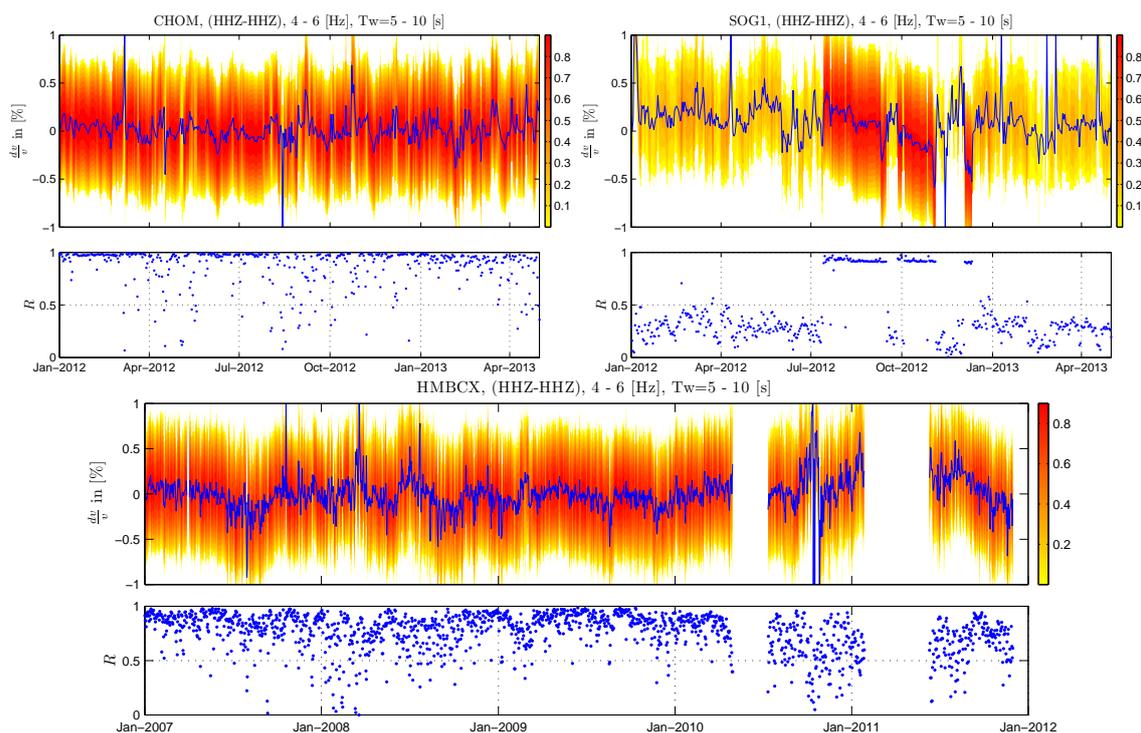


Figura 5.13: En el resto de las estaciones analizadas se ven patrones de comportamiento como los mostrados en esta figura. **Arriba Izq.:** Estación CHOM (ILN) no sensitiva a cambios estacionales. **Arriba Der.:** Estación SOG1 (ILN) que muestra malos resultados, probablemente debido a errores instrumentales en los datos. **Abajo:** Estación HMBCX (IPOC) en la banda de 4 - 6 [Hz], que no muestra tendencias estacionales definidas, con coeficientes R inestables en el tiempo, y tendencias durante los años 2010 y 2012 que no pueden ser atribuidas con claridad a algún fenómeno conocido (los gaps blancos indican falta de mediciones durante ese tiempo).

El mapa mostrado en la Figura 5.14 caracteriza la zona de estudio, señalando tanto las estaciones donde efectivamente se encontraron variaciones estacionales y mostrando también las que no mostraron variación o tienen resultados malos.

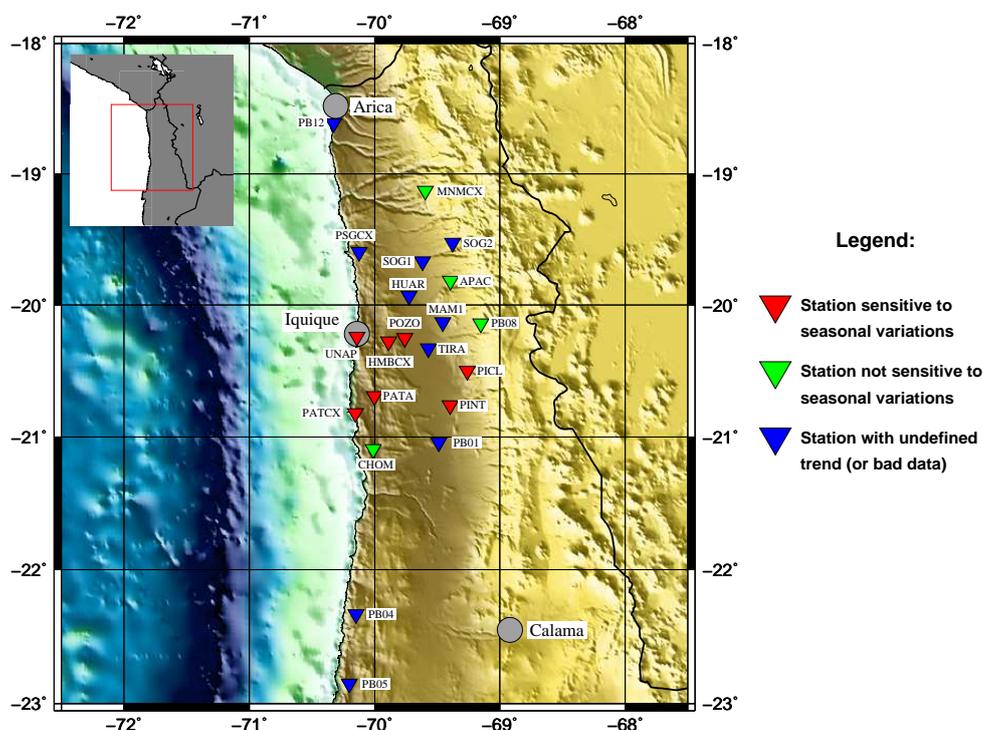


Figura 5.14: Mapa donde se muestran las estaciones que perciben variaciones estacionales y las que no lo hacen. Las estaciones rojas son las que al menos en una de las dos bandas de frecuencias analizadas muestran una variación periódica de un año. Al ver las Figuras 5.8 a 5.12 las que presentan las mayores amplitudes son las estaciones cercanas a la costa; las otras dos (PINT y PICL) si bien muestran la tendencia estacional, sus amplitudes son mínimas en relación al resto.

La siguiente tabla muestra las amplitudes aproximadas de las variaciones de velocidad estacionales para las estaciones consideradas en las bandas de frecuencias y ventanas de tiempo en que mejor se aprecian los resultados. PINT y PICL que están en la pre-cordillera presentan las menores amplitudes, y las estaciones cercanas a la Cordillera de la Costa y el mar presentan mayores amplitudes:

| Estación | PATCX | HMBCX | PATA | PICL | PINT | UNAP | POZO |
|-----------------------------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Amplitud cambio estacional | 0.39 % | 0.45 % | 0.71 % | 0.2 % | 0.24 % | 0.29 % | 0.74 % |
| Banda de frecuencias | 4 - 6 [Hz] | 2 - 4 [Hz] | 2 - 4 [Hz] | 4 - 6 [Hz] | 4 - 6 [Hz] | 2 - 4 [Hz] | 2 - 4 [Hz] |
| Ventana de Tiempo | 10 - 15 [s] | 5 - 10 [s] |

Cuadro 5.3: Amplitudes aproximadas de las variaciones estacionales en las estaciones donde se aprecian.

5.3. Posibles tendencias regionales de $\frac{dv}{v}$

Al ver el mapa mostrado en la Figura 2.1, se puede apreciar que la red ILN (graficada con triángulos verdes) tiene una densidad mayor de estaciones en una región más pequeña. Se puede aprovechar esa distribución más densa para buscar posibles tendencias regionales. Si se quieren encontrar variaciones de velocidades distribuidas espacialmente, indudablemente la realización de una tomografía sísmica de velocidades es mucho más ventajosa y exacta; sin embargo, aún se puede aprovechar la técnica del Estiramiento (que asume $\frac{dv}{v} = cte$ en el camino recorrido por las ondas) para probar mediante autocorrelaciones de estaciones si una zona más amplia a la abarcada por una sola estación se comporta de forma similar. La obtención de este tipo de resultados permiten generar un aporte significativo en la búsqueda de tendencias regionales.

Los criterios que se consideraron para establecer comparaciones entre las curvas de $\frac{dv}{v}$ resultantes de las autocorrelaciones, son:

- Que las estaciones tengan la totalidad de datos desde el 01 de enero de 2012 hasta el 01 de mayo de 2013, o que al menos tengan casi la totalidad de los días de ese periodo (a lo más 10 días menos).
- Que las mediciones obtenidas en la componente vertical no presenten problemas en los datos que den como resultado malos coeficientes de correlación “ R ” (caso que menciona Hobiger *et al.* (2012) [14], y que también muestra la Figura 5.13 (**Arriba Der.**) para SOG1).

De esta manera, se ocuparon para análisis y comparación las siguientes estaciones de la red ILN: APAC, PICL, PATA, PINT, CHOM, SOG2 y POZO. Éstas cumplen con los requisitos dados en el párrafo anterior para poder establecer comparaciones confiables. Para las comparaciones, se usarán dos bandas de frecuencias: 2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz]. Para poder tener los mejores resultados posibles de R , se probaron cuatro ventanas de tiempo en la coda que van desde 5 [s] luego de la onda directa hasta los 25 [s] (todas con un largo de 5 [s]), donde la ventana que arrojó mejores coeficientes de R para la mayor parte de las estaciones fue $T_w = 5 - 10$ [s]. La mejor forma para organizar las estaciones consideradas es crear dos zonas: zona norte de Iquique (estaciones que estén en una latitud mayor que la de Iquique) y zona sur de Iquique (compuesta por todas las estaciones que están a latitudes menores a la definida por la ciudad de Iquique). De las estaciones escogidas hay 5 en la zona sur: PATA, CHOM, PICL, PINT y POZO; y 2 en la zona norte: APAC y SOG2.

5.3.1. Banda de 4 - 6 [Hz]:

A continuación se presentan las comparaciones entre las curvas de $\frac{dv}{v}$ de las estaciones consideradas para la banda de 4 - 6 [Hz].

Sector Norte:

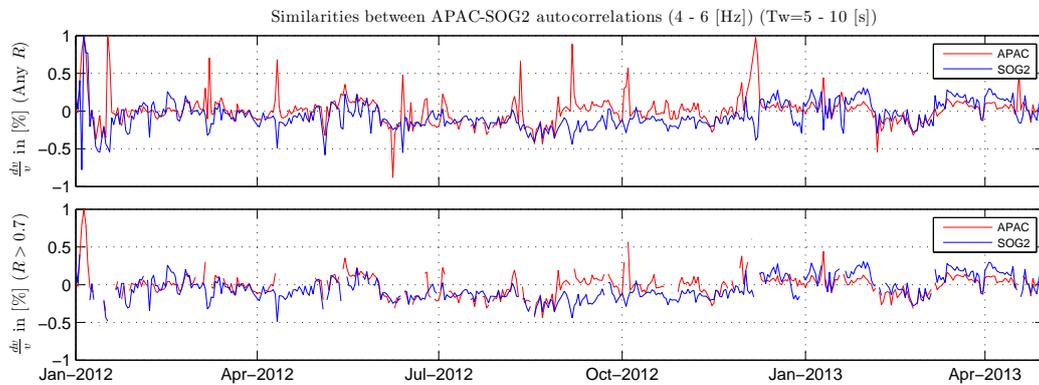


Figura 5.15: Comparación de las variaciones de $\frac{dv}{v}$ para las estaciones APAC y SOG2. Arriba: Variaciones asociadas a todo R. Abajo: Variaciones asociadas a $R > 0.7$.

Sector Sur (comparaciones tomando como referencia la estación PATA):

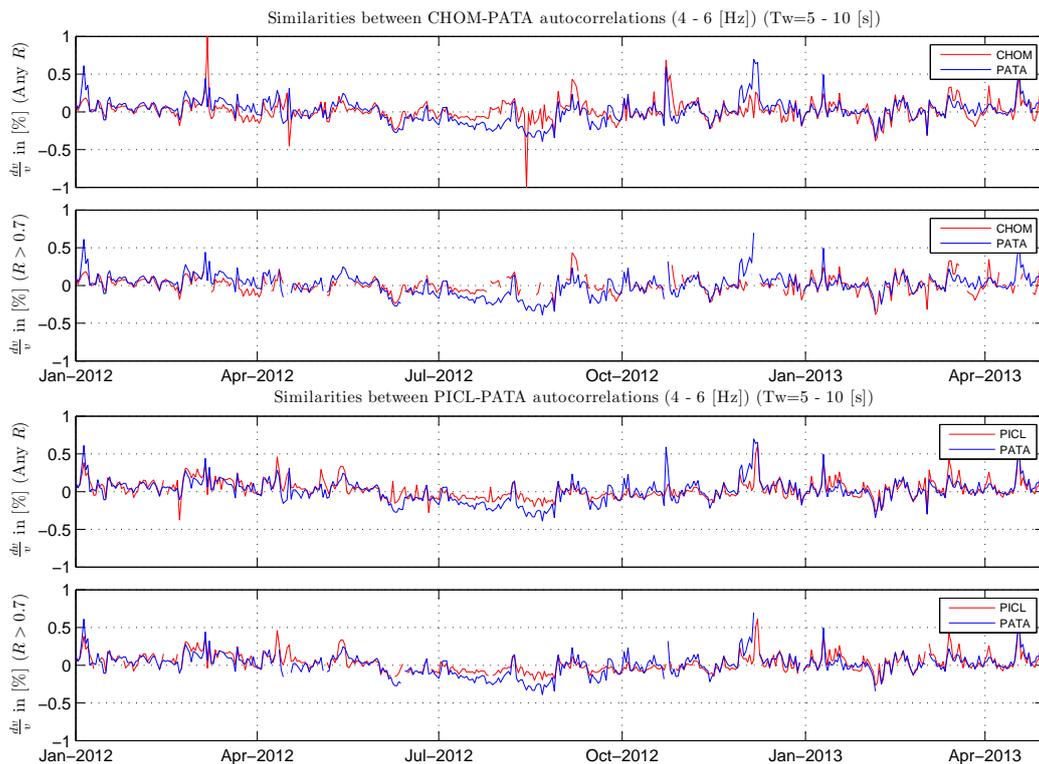


Figura 5.16: La notable similitud entre la estación PATA tanto con CHOM como con PICL muestra que la tendencia regional no se limita solamente a las estaciones cercanas al mar, sino que también con las estaciones cercanas a la pre-cordillera de los Andes (PICL).

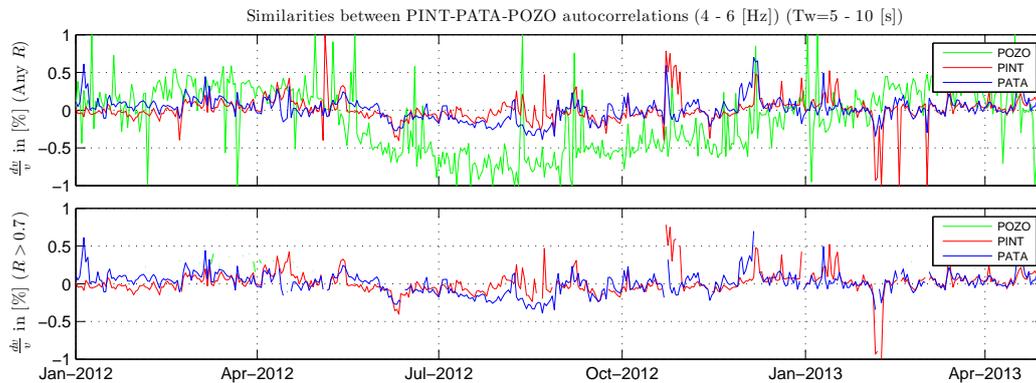


Figura 5.17: Se sigue notando una gran correlación entre la estación PATA con otra estación de la pre-cordillera de los Andes (PINT). Sin embargo, la estación POZO (ubicada en el límite de la Cordillera de la Costa con la Depresión Intermedia) presenta un comportamiento diferente, muy influenciado por variaciones estacionales; pero los R de esta estación son menores que el resto de las estaciones consideradas.

Sectores Norte y Sur:

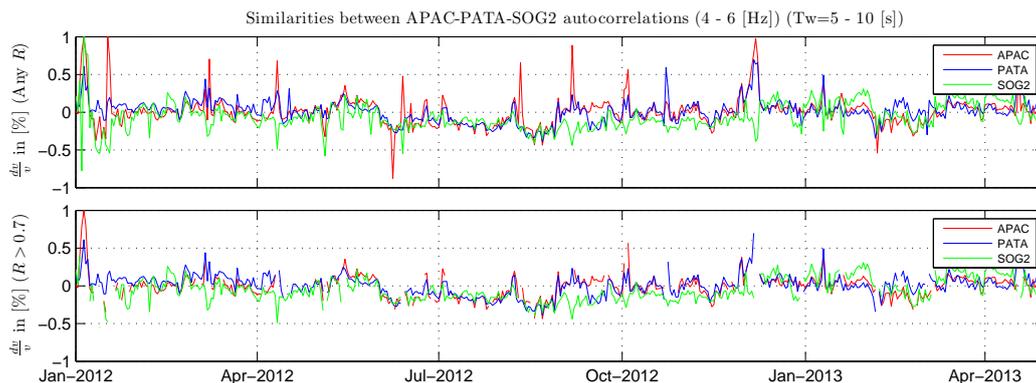


Figura 5.18: Gráfico comparando la estación PATA (sector sur) con las estaciones APAC y SOG2 del sector norte. Se nota que a pesar de la distancia y condiciones geográficas (PATA está cerca de la costa) y las otras dos en la pre-cordillera de los Andes, se sigue viendo gran similitud entre PATA y APAC. SOG2 es un poco diferente, pero aún así en el largo plazo muestra un comportamiento parecido.

De esta forma, para la banda de análisis entre 4 - 6 [Hz] y $Tw = 5 - 10$ [s] se encontró que todas las estaciones consideradas tienen grandes similitudes con excepción de la estación SOG2 y POZO, que muestran comportamientos diferentes a las demás.

5.3.2. Banda de 2 - 4 [Hz]:

En esta banda se encontró que las similitudes que se habían observado para 4 - 6 [Hz] comienzan a desaparecer, ya que en esta banda algunas estaciones se muestran más receptivas a cambios estacionales (PATA); en general, en esta banda todas las estaciones empiezan a responder de forma diferente a los cambios de velocidad. A continuación, se muestran algunos ejemplos:

Sector Norte:

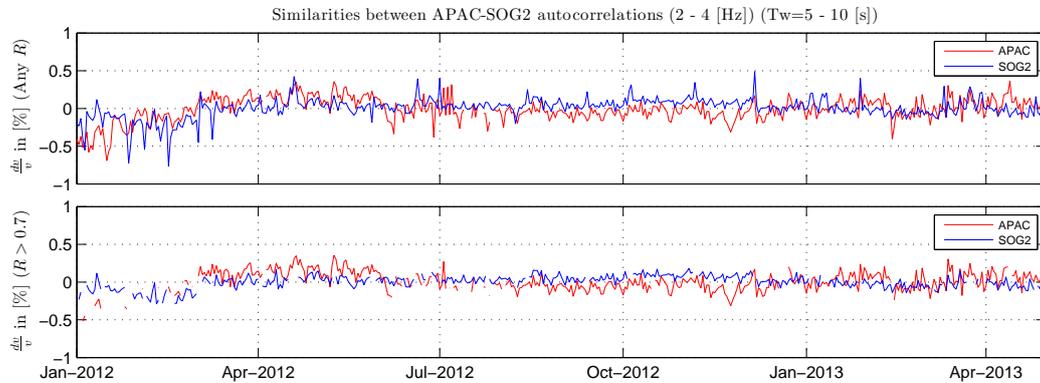


Figura 5.19: Comparación de las variaciones de $\frac{dv}{v}$ para las estaciones APAC y SOG2 para la banda 2 - 4 [Hz]

Sector Sur:

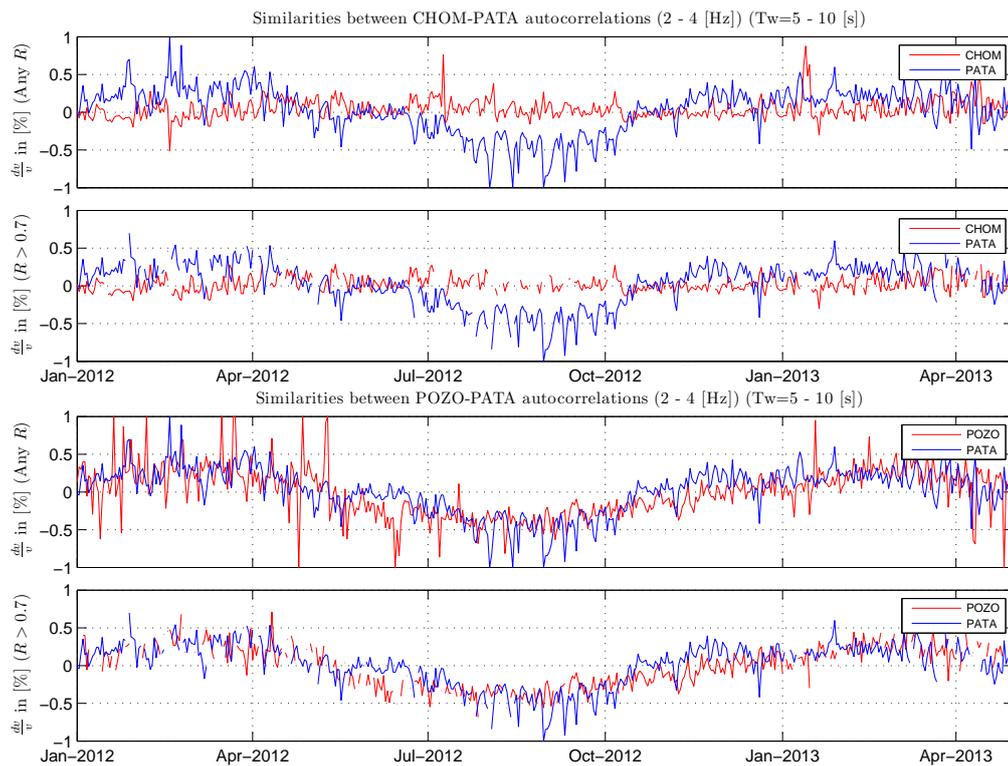


Figura 5.20: En el Sector Sur se puede destacar el caso de POZO-PATA. **Abajo:** Las variaciones de largo plazo muestran gran coincidencia, pero las variaciones de corto plazo (del orden de días) ya no es tan exacta como se veía en la mayoría de las combinaciones realizadas en la banda de 4 - 6 [Hz].

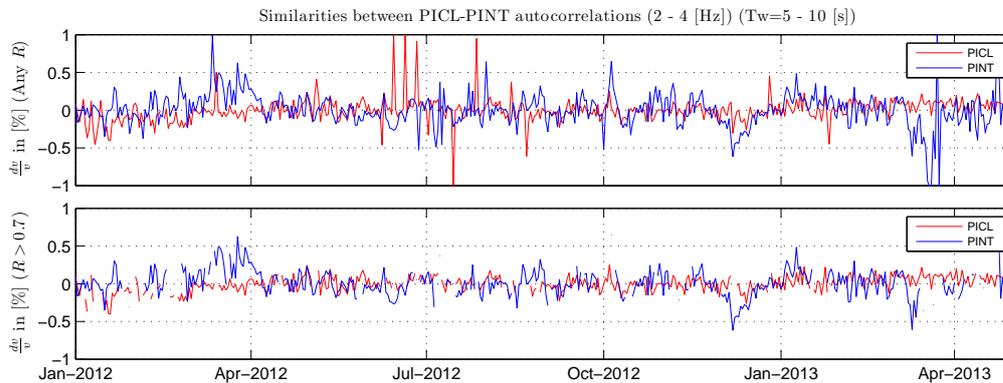


Figura 5.21: PICL y PINT (ambas en la base de la Cordillera de los Andes), también muestran comportamientos similares a largo plazo, pero no tan exactos a corto plazo.

5.4. Anexo Resultados: Análisis de Correlaciones Cruzadas

A pesar de que para alcanzar los objetivos propuestos bastaba sólo con hacer autocorrelaciones, también se realizaron correlaciones cruzadas seleccionando pares que podrían ser potencialmente interesantes para cubrir una determinada zona. La metodología para correlaciones cruzadas se basó en usar bandas de frecuencias más bajas que las autocorrelaciones debido principalmente a que las ondas de mayores frecuencias presentan más atenuación, la que destruye la correlación a medida que aumenta la distancia (Sens-Schönfelder, 2008) [9]. Se ocuparon dos bandas:

- **0.5 - 1 [Hz]:** concentrándose en bajas frecuencias se pueden asegurar buenas correlaciones entre las series de las estaciones consideradas.
- **0.5 - 6 [Hz]:** como se ha visto en el caso de las autocorrelaciones, las ondas de mayor frecuencia son bastante sensitivas a efectos de terremotos o efectos estacionales. Se aprovechará la información de este tipo de ondas para analizar correlaciones cruzadas, pero deben seguir siendo ponderadas con ondas de baja frecuencia en el límite inferior de la banda (0.5 [Hz]) para que no aparezcan fases ambiguas debido a la atenuación (Ver Figura 5.22).

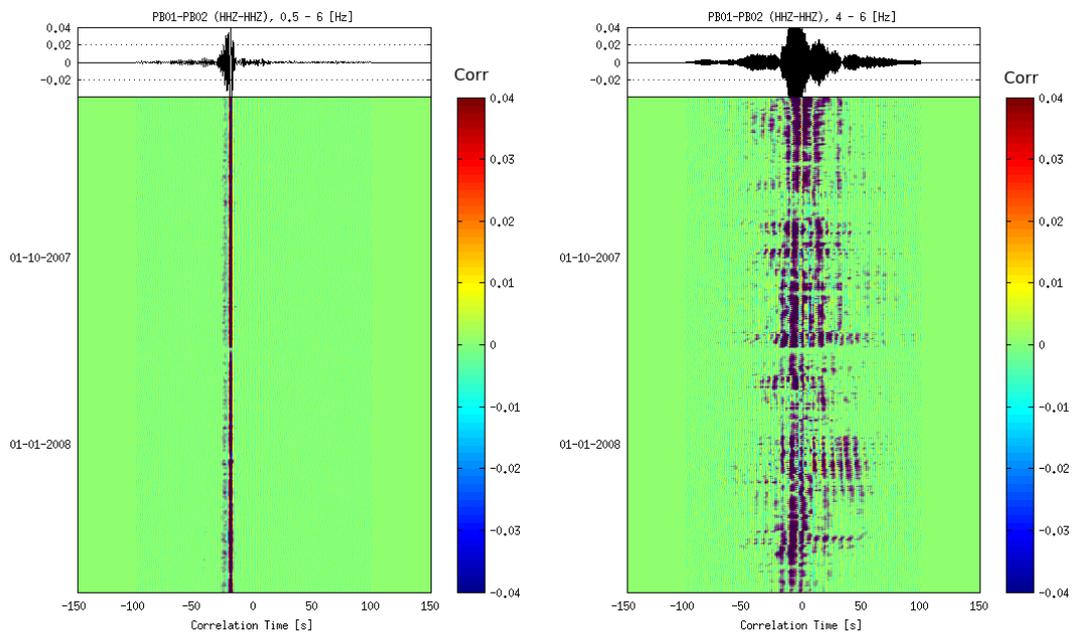


Figura 5.22: Correlaciones cruzadas realizadas en baja frecuencia y en alta frecuencia. A mayores frecuencias aparecen fases que son difíciles de interpretar: la onda directa desaparece, y por lo tanto, no se puede determinar la ubicación de la coda.

El mapa mostrado en la Figura 5.23 muestra los pares de estaciones en los cuales se calcularon correlaciones cruzadas en las dos bandas mencionadas.

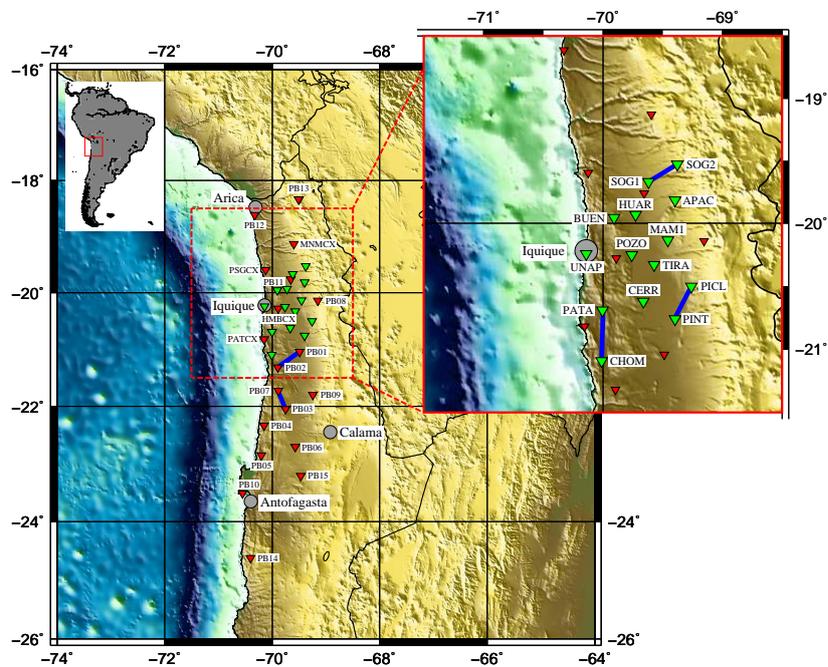


Figura 5.23: Las líneas azules conectan las estaciones entre las cuales se realizaron las correlaciones cruzadas.

Las correlaciones cruzadas de PB01-PB02, y PB03-PB07 se calcularon en un período de 8 meses, donde el terremoto de Tocopilla estaba a la mitad de ese periodo, y las correlaciones cruzadas de SOG1-SOG2, PINT-PICL y PATA-CHOM se calcularon durante el año y medio disponible de datos.

Algunos de los resultados más relevantes se muestran en las siguientes figuras. Se probaron las dos ventanas de tiempo consideradas y explicadas en la sección de Metodología: Hobiger *et al.* (2012) [14] y Richter *et al.* (2013) [16], cuyos estudios aplicaron correlaciones cruzadas en zonas de subducción con características similares a la zona que se ocupa en este estudio:

SOG1-SOG2:

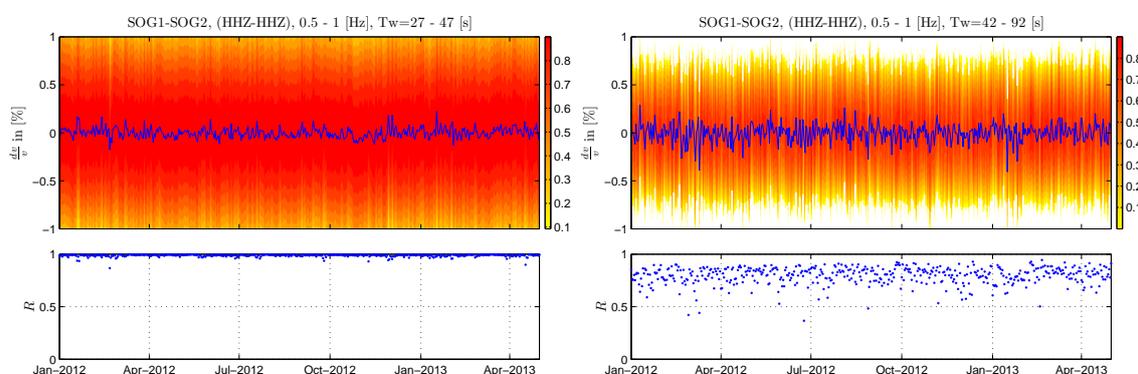


Figura 5.24: Resultados de las correlaciones cruzadas entre SOG1-SOG2 en las dos ventanas de tiempo consideradas (contadas desde el tiempo de correlación $t = 0$). **Izq.:** Tw de 27 - 47 [s] (Hobiger); **Der.:** Tw de 42 - 92 [s] (Richter). La banda es de 0.5 - 1 [Hz].

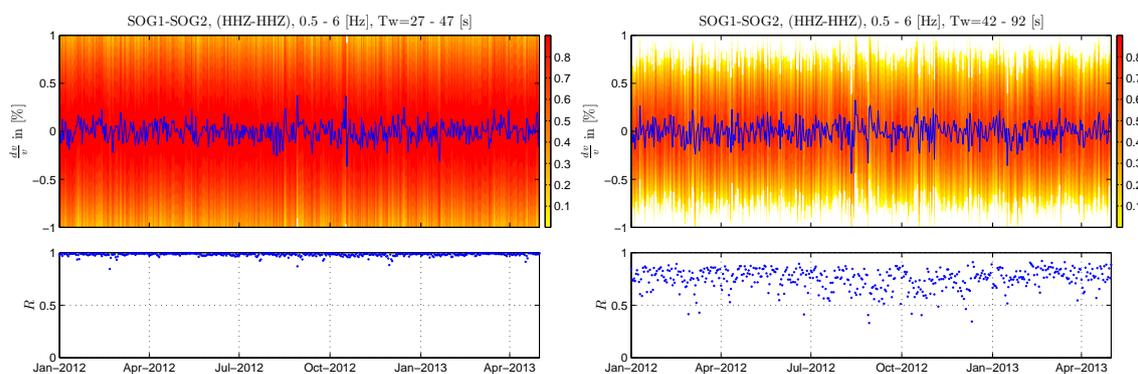


Figura 5.25: Resultados de las correlaciones cruzadas entre SOG1-SOG2 en las dos ventanas de tiempo consideradas (contadas desde el tiempo de correlación $t = 0$). **Izq.:** Tw de 27 - 47 [s] (Hobiger); **Der.:** Tw de 42 - 92 [s] (Richter). La banda es de 0.5 - 6 [Hz].

Este par de estaciones es uno de los que mostró mejores coeficientes de correlación R . Se nota que al tomar ventanas Tw en la coda mas alejadas de la onda directa, las correlaciones R empiezan a disminuir. También se puede notar un comportamiento más inestable en el corto plazo (variaciones con mayor amplitud) al analizar la banda de 0.5 - 6 [Hz] que incluye mayores frecuencias que la banda entre 0.5 - 1 [Hz] (donde las variaciones diarias se ven más estables).

Estos comportamientos se vieron reflejados en el resto de los pares de estaciones considerados. A continuación se muestran los mejores resultados para el resto de los pares considerados:

PB01-PB02 y PB03-PB07:

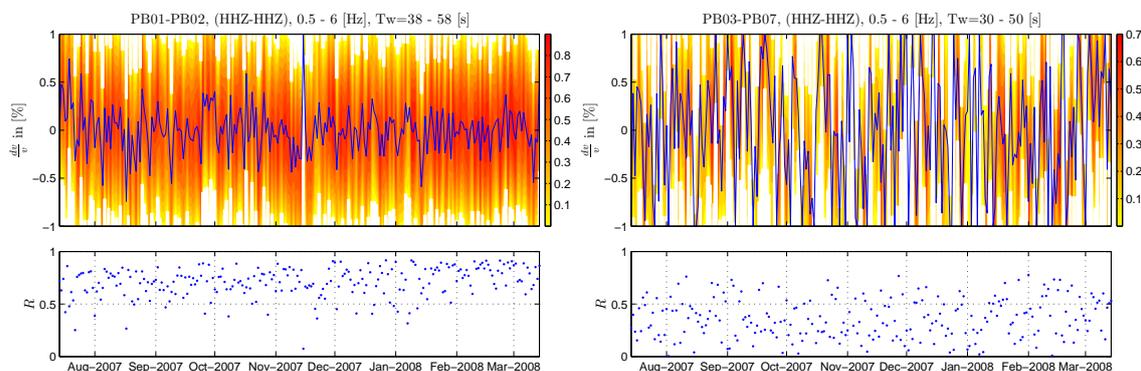


Figura 5.26: Resultados en la banda de 0.5 - 6 [Hz] y usando la ventana de tiempo de Hobiger. Se nota la gran diferencia en la calidad de las correlaciones R entre ambos pares de estaciones usando los mismos parámetros para ambas (la posición de la ventana de tiempo depende del momento de la llegada de la onda directa, la cual depende de la distancia entre ambas estaciones). En este caso, la distancia PB01-PB02 (≈ 52 [km]) es mayor que la PB03-PB07 (≈ 38 [km])). El Terremoto de Tocopilla se encuentra en la mitad del periodo de tiempo graficado (8 meses en total). La caída de velocidad observada en autocorrelaciones no se aprecia en este caso.

PICL-PINT y CHOM-PATA:

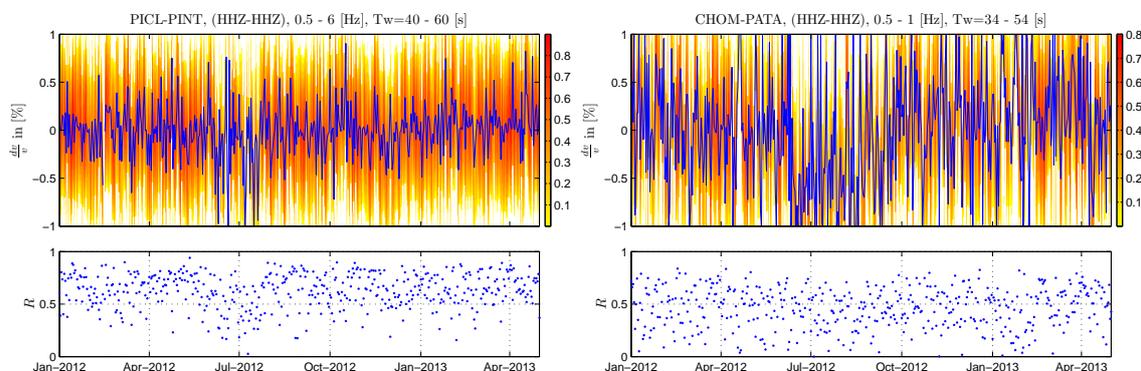


Figura 5.27: Resultados para dos pares de estaciones de ILN en la banda de 0.5 - 6 [Hz] (**Der.**) y 0.5 - 1 [Hz] (**Izq.**) y usando la ventana de tiempo de Hobiger. Las estaciones PINT y PICL están ambas en la base de la Cordillera de los Andes, mientras que las estaciones CHOM y PATA están ambas cercanas a la costa. A grandes rasgos en la figura de la derecha se podría observar una posible variación estacional con un mínimo en los meses de julio y agosto, pero debido al gran ruido que presenta $\frac{dv}{v}$ y las correlaciones R muy inestables es difícil asegurar dicha conclusión teniendo sólo la componente HHZ-HHZ.

Estos resultados de correlaciones cruzadas solamente son una primera aproximación muy prematura, ya que sólo se están analizando unos pocos pares de estaciones y solamente en una componente (ZZ) del tensor de Green. Sin embargo, la obtención de estos resultados tiene gran utilidad al momento de encontrar las razones que explican la conveniencia de la utilización de autocorrelaciones para lograr los objetivos de este trabajo, y cómo un estudio de interferometría que use correlaciones cruzadas podría implementarse de mejor manera. Todas estas ideas se discutirán en el siguiente capítulo.

Capítulo 6

Discusión e Interpretaciones

Una vez que se logró el objetivo de caracterizar la zona de estudio encontrando los diferentes comportamientos que tienen las estaciones a corto, mediano y largo plazo, la última fase consiste en interpretar los resultados obtenidos; es decir, saber qué representan y en lo posible explicar cuáles son los procesos que podrían producir los cambios de velocidades.

La técnica de Interferometría Sísmica Pasiva en conjunto con la técnica del Estiramiento permiten encontrar y observar cambios de velocidades relativas $\frac{dv}{v}$ con gran precisión y certeza, pero estas técnicas no poseen herramientas necesarias que puedan aportar información de los procesos que podrían causar esos cambios observados. Para poder interpretar los resultados obtenidos, es necesario recurrir a otras técnicas y datos de otras disciplinas geofísicas que permitirían encontrar las razones de los cambios de velocidades observados. A continuación, usando datos geológicos, climatológicos y con el soporte de otros estudios ya realizados, se discutirán las posibles interpretaciones que se pueden hacer de los resultados obtenidos.

6.1. Terremoto de Tocopilla

6.1.1. Caída de velocidad co-sísmica

Al observar las tablas 5.1 y 5.2 que cuantifican los cambios de velocidades co-sísmicos, se observa en todas las estaciones una caída de velocidad repentina, nunca un aumento. Esto coincide con las observaciones que se han realizado en otras publicaciones que estudiaron las variaciones co-sísmicas producidas por los terremotos usando el mismo método de este trabajo (Wegler *et al.*, 2007 [7]; Wegler *et al.*, 2009 [10]; Hobiger *et al.*, 2012 [14]; Richter *et al.*, 2013b [18]). El hecho de que siempre se observen caídas de velocidad co-sísmicas y no aumentos de velocidades ya ha sido tema de estudio. Como se sabe que los terremotos pueden ser representados por una doble cupla con sectores compresionales y sectores de dilatación, entonces se podría pensar que las estaciones ubicadas en zonas de dilatación presenten decaimientos de velocidad debido a la descompresión de la zona, y para las estaciones ubicadas en las zonas de compresión se esperaría un aumento de velocidad. En este aspecto, Wegler *et al.* (2009) realizó un estudio midiendo las variaciones de esfuerzo estático causadas por el terremoto de Niigata del 2004 (Mw=6.6), donde

calculó el cambio volumétrico de deformación causada por el slip de la falla usando la solución analítica desarrollada por Okada (1992). Sus resultados se muestran en la Figura 6.1, donde todas las estaciones, tanto las ubicadas en zona de compresión y las ubicadas en zona de dilatación muestran solamente caídas de velocidad co-sísmicas. Esto indica que el origen de las caídas de velocidad co-sísmicas no son debido a los cambios de esfuerzos o deformaciones provocados por los terremotos.

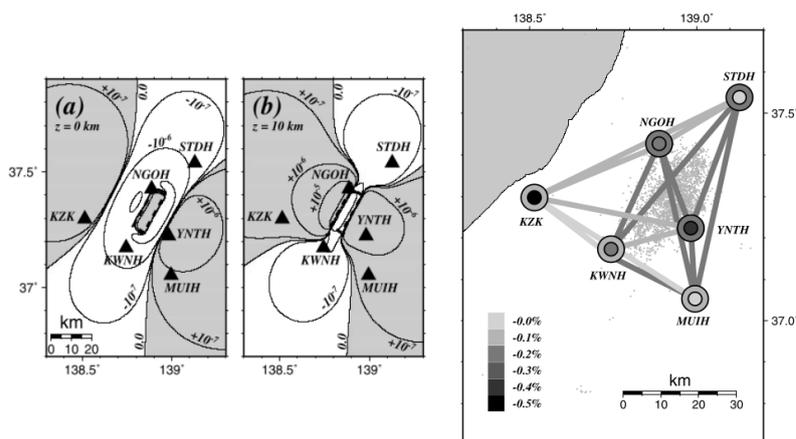


Figura 6.1: Izq: Modelo de deformación calculado para el terremoto de Niigata en superficie y a 10 [km] de profundidad. Las estaciones STDH y KWNH se encuentran en zona de compresión (zona blanca), y las estaciones KZK, YNTH y MUIH se encuentran en zona de dilatación (zona gris). Der: Caídas de velocidad observadas para cada una de las estaciones (círculos grandes: banda de 0.1 - 0.5 [Hz]; círculos pequeños: banda de 2 - 8 [Hz]). Se nota que independiente de la ubicación de las estaciones siempre hay una caída de velocidad. (Wegler *et al.*, 2009)

Ante esta situación, la suposición más aceptada que podría explicar lo que ocurre durante el co-sísmico es que debido a las violentas sacudidas que ocurren durante el terremoto se generan pequeños cracks y fracturas en las rocas de la corteza. Estas pequeñas fisuras en el medio destruirían las conexiones entre los distintos bloques y disminuirían las áreas de contacto entre ellos. Este sería el factor que induciría una disminución de velocidad co-sísmica (Wegler *et al.*, 2009; Richter *et al.*, 2013b; Hobiger *et al.*, 2012). Otra teoría que podría explicar estas caídas de velocidad es que como la zona de estudio está en una región de subducción, hay gran presencia de fluidos dentro de la Astenósfera, los cuales ingresan a través de la fosa Perú-Chile debido al movimiento tectónico. De esta forma, al liberarse energía a través de un terremoto, estos fluidos retenidos debido a la presión pre-sísmica se liberan y fluyen por los cracks generados durante el co-sísmico; así, las caídas de velocidad se podían asociar a la aparición de estos fluidos. Sin embargo, se debe aclarar que esta última explicación no pasa de ser una hipótesis que puede ser abordada en estudios posteriores.

6.1.2. Zonalidad de los cambios observados

Otro aspecto a considerar es que no todas las estaciones reaccionan de la misma manera al terremoto de Tocopilla. Al ver las Tablas 5.1 y 5.2, algunas estaciones presentan caídas de mayor amplitud que otras, lo que indica que para el mismo evento sísmico las variaciones de $\frac{\Delta v}{v}$ dependen de la zona que rodea localmente a cada estación. Si a pesar de usar la misma banda de

frecuencias y la misma ventana de tiempo en dos estaciones diferentes se aprecian variaciones de $\frac{dv}{v}$ diferentes para ambas, entonces las zonas que rodean a esas estaciones tienen características diferentes que las hacen reaccionar de diferente forma a las alteraciones producidas por los sismos. De esta forma, a priori se podría pensar que las estaciones que están más cerca de la zona de ruptura presentarían las mayores caídas de velocidad; sin embargo, los mapas de las Figuras 5.3 y 5.4 muestran que no necesariamente las estaciones que tienen las mayores caídas de velocidad co-sísmica están más cerca del epicentro del sismo de Tocopilla. En este caso, la estación que mayor caída de velocidad presenta es la estación PATCX, que sorpresivamente es la que está más alejada del epicentro en relación al resto de las estaciones consideradas. Este patrón coincide con otros estudios, ya que al comparar los resultados obtenidos y graficados en los mapas de las Figuras 5.3 y 5.4 con los obtenidos por Wegler *et al.* (2009) (Figura 6.1, **Der.**), también se observa un comportamiento similar en el sentido de que la estación más alejada de la zona de ruptura de Niigata (KZK) es la que presenta la mayor caída de velocidad producto del sismo. Esto lleva a la conclusión que la cercanía a la zona de ruptura o de mayor slip no implica necesariamente que se detecten los mayores cambios de velocidades. La zona de mayor slip para el caso del terremoto de Tocopilla se muestra en la Figura 6.2 (**Der.**):

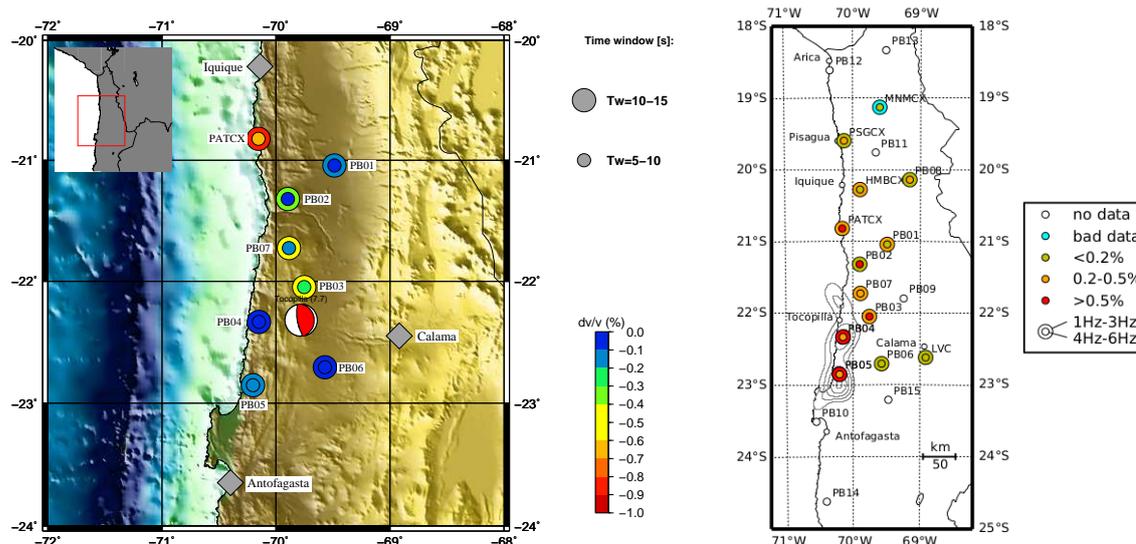


Figura 6.2: **Izq.:** Caídas de velocidades co-sísmicas observadas en este trabajo en la banda de 4 - 6[Hz] en dos ventanas de tiempo: $Tw = 5 - 10$ [s], y $Tw = 10 - 15$ [s]. **Der.:** Caídas de velocidades observadas por Richter *et al.* (2013b) en dos bandas de frecuencias, donde las magnitudes observadas son mas cualitativas (obtenidas con la combinación de 3 ventanas de tiempo: 5 - 10 [s], 10 - 15 [s] y 15 - 20 [s]); la distribución del slip para el caso del evento de Tocopilla se muestra con isolíneas plomas (0.5 - 3 [m] de slip). Para establecer una comparación mas efectiva, en el gráfico de la derecha se deben analizar los colores de los círculos mas pequeños para cada estación, los cuales coinciden con la misma banda de análisis mostrada en el gráfico de la izquierda (4-6[Hz]). Se nota que las estaciones PB04 y PB05 están dentro de la zona de mayor desplazamiento de slip.

Si se comparan los resultados obtenidos en este trabajo con los obtenidos por Richter *et al.* (2013b) [18], el cual es un estudio que aún está en proceso de publicación en Journal of Geophysical Research, se puede ver que la caída de velocidad co-sísmica de PATCX con relación al resto de las estaciones observada por Richter *et al.* (2013b) concide bien con los resultados obtenidos en este trabajo; sin embargo, en relación a las amplitudes de las caídas de velocidad co-sísmica

se aprecian algunas diferencias (ver Figura 6.2). Se nota que para la mayoría de las estaciones consideradas, los valores entre ambos trabajos son parecidos, con la excepción de PB02, PB04 y PB05 que muestra una caída de mayor magnitud según Richter. Las diferencias entre los resultados se podrían atribuir al hecho de que las magnitudes calculadas por Richter son resultado de la combinación de magnitudes de caídas de velocidad en tres ventanas de tiempo: 5 - 10 [s], 10 - 15 [s] y 15 - 20 [s], mientras que en este trabajo, esas magnitudes están calculadas para cada ventana de tiempo por separado. Además, se debe notar que hay una pequeña diferencia en las metodologías seguidas, donde Richter ocupó dos tipos de normalizaciones temporales en el pre-procesamiento (normalización usando un umbral basado en la envoltoria de periodos sin eventos de la señal original, y luego 1-bit normalization), esto con el objetivo de evitar el efecto negativo que tiene en las correlaciones la gran cantidad de sismicidad local; otra razón también podría ser que el método que se usó para estimar la magnitud de la caída de velocidad sea ligeramente diferente al realizado en este trabajo, lo cual depende exclusivamente de los autores de cada estudio.

El caso de PATCX:

En la búsqueda de una explicación que permita saber porqué la estación PATCX presenta los mayores cambios de velocidades en relación al resto, se pueden buscar posibles causas en la geología de la zona que rodea cada estación. Si se analiza localmente, se podría pensar que la mayor influencia en los cambios de velocidades para cada estación estaría dada por las características geológicas del lugar donde se instaló la estación y que pueden ser similares a unos cientos de metros a la redonda. Sin embargo, datos proporcionados por Günter Asch (responsable directo de la instalación de las estaciones IPOC), indican que todas las estaciones IPOC están instaladas en macizos de roca, donde se cavaron cavernas con una profundidad de 5 - 8 [m], y en el fondo de ellas se instalaron los sensores sobre un bloque de concreto. Esto indica que el lugar de instalación de las estaciones no juega un rol preponderante en las diferentes respuestas de $\frac{dv}{v}$ encontradas para las distintas estaciones. De esta manera, para encontrar la explicación, se debe extender la zona de interés a algunos kilómetros a la redonda en cada estación.

Al ver la información proporcionada por la Tabla 5.2, la mayor amplitud en la caída de velocidad de la estación PATCX se da en la banda de 4 - 6 [Hz] y una ventana de tiempo de $T_w = 10 - 15$ [s], con una caída medida de $\frac{dv}{v} = -0.9\%$. Usando el modelo de Wegler *et al.* (2009) para estimar el potencial volumen donde se encontraría la variación de velocidad, asumiendo una velocidad de las ondas de $v = 2.7$ [km/s] (obtenida a partir de los tiempos de llegada de las ondas directas en las matrices de correlación de las correlaciones cruzadas), se encontró que para esta banda de frecuencia y ventana de tiempo, el radio del volumen semi-esférico para PATCX es de $r = 16.88$ [km]. Este resultado cobra importancia a la hora de interpretar, porque dentro de este radio se incluye parte de una importante zona sedimentaria, que se encuentra muy cerca de PATCX, el cual es el Salar Grande. Así, la explicación más probable a este gran cambio de velocidad de PATCX en relación al resto de las estaciones sería la influencia de los sedimentos del Salar Grande que está muy cercano a esta estación, los cuales pueden ser alterados con mayor facilidad por las fuentes sísmicas que las rocas más consolidadas. De esta forma, se presumiría que la gran caída de velocidad provendría de las capas que están en el sector cercano al Salar

Grande. Finalmente, al observar la Tabla 5.2 para la banda entre 4 - 6 [Hz] pero ahora en la ventana $T_w = 5 - 10$ [s], la caída de velocidad en PATCX se reduce a $\frac{dv}{v} = -0.63\%$. Se nota que al usar esa nueva ventana de tiempo el radio de la esfera de influencia se reduce a $r = 10.13$ [km], lo que indica que partes importantes del Salar Grande quedan fuera, y por lo tanto, probablemente las secciones que registraban mayores caídas de velocidad ya no están dentro del volumen de influencia, lo cual es un resultado esperable.

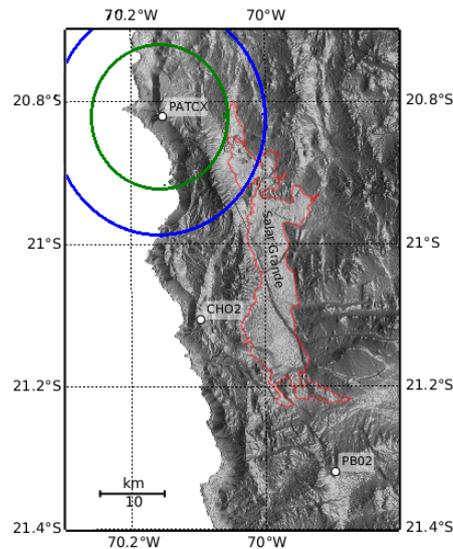


Figura 6.3: En el mapa se muestra en contornos rojos la ubicación del Salar Grande. Los círculos alrededor de PATCX representan la sección transversal de la semi-esfera donde están potencialmente las capas alteradas que generaron los cambios de velocidades observados para esa estación, según lo estipulado por Wegler *et al.* (2009). El círculo azul corresponde al área abarcada con la ventana de tiempo entre 10 - 15 [s]. El círculo verde corresponde al área abarcada con la ventana de 5 - 10 [s]. (Mapa de Richter *et al.*, 2013b)

6.1.3. Análisis de variaciones co-sísmicas en profundidad

Como se pudo ver con la estación PATCX, tanto al cambiar la ventana de tiempo como la banda de frecuencia, los resultados de $\frac{dv}{v}$ se ven afectados. Según la aproximación hecha por Wegler *et al.* (2009) y los resultados obtenidos por Obermann *et al.* (2013), en la coda están presentes tanto ondas superficiales como de cuerpo, donde el límite de profundidad que se podría alcanzar por las ondas de cuerpo está determinado por la semi-esfera cuyo radio depende de la ventana de tiempo considerada; mientras mayor sea T_w , se considerarán ondas en las partes finales de la coda, que son las que más se han dispersado, y en esas últimas partes de la coda las ondas de cuerpo dominarían (Obermann *et al.*, 2013). Si se consideran las ondas superficiales, su profundidad de penetración se podría estimar como la mitad de su longitud de onda (ecuación 3.27), donde mientras mayor sea la banda de frecuencias considerada, la penetración de estas ondas será cada vez menor. Considerando esto, se pueden discutir algunas ideas sobre las variaciones co-sísmicas obtenidas para todas las estaciones que se muestran en las tablas 5.1 y 5.2:

- **Banda de 4 - 6 [Hz]:** Al analizar la Tabla 5.2, se puede apreciar un patrón bien definido al cambiar la ventana de tiempo para todas las estaciones. Al variar la ventana de tiempo

varía el radio de la semi-esfera donde las ondas de cuerpo son sensitivas. Al cambiar T_w desde 10 - 15 [s] hasta 5 - 10 [s], se observa un decrecimiento en la amplitud de la caída cósmica en todas las estaciones consideradas; es decir, se puede establecer con cierta certeza que las estructuras que más se alteraron con el sismo y que generan mayores cambios de velocidad co-sísmicos están más allá del radio de 10.13 [km] ($T_w = 5 - 10$ [s]) que rodea a cada una de las estaciones, y éstas estructuras serían mejor muestreadas por las ondas presentes en la ventana de tiempo de 10 - 15 [s] en la coda, donde dominarían las ondas de cuerpo, según explica Obermann.

- **Banda de 2 - 4 [Hz]:** En esta banda de frecuencia las ondas superficiales jugarían un rol más preponderante, y según la ecuación 3.27 serían sensitivas hasta los 450 [m] de profundidad. Quizás ésta sea la razón por la que en la tabla 5.1 que muestra los resultados de 2 - 4 [Hz] no hay una tendencia definida entre los resultados mostrados para cada estación al comparar las dos ventanas de tiempo, ya que si se cambia la ventana de tiempo desde 10 - 15 [s] hasta 5 - 10 [s], en algunas estaciones la magnitud de la caída de $\frac{dv}{v}$ aumenta, mientras que en otras esta magnitud disminuye. Como las ondas superficiales muestrean muy bien las capas someras cercanas a la superficie, se podría decir que usando estas ondas los resultados de $\frac{dv}{v}$ podrían variar mucho más para diferentes zonas que los resultados que usan ondas más sensitivas en profundidad. Esto es porque cerca de la superficie las características de las diferentes capas pueden variar mucho más en diferentes zonas que las capas más profundas muestreadas por ondas de cuerpo, lo que sería principalmente debido a la topografía, existencia de salares, lagos, ríos, etc. Si se asume la hipótesis de Obermann de que a menores frecuencias empiezan a dominar las ondas superficiales, entonces en esta banda jugaría un papel más importante la sensibilidad éstas ondas; por lo tanto, se verían reflejados de mejor forma los efectos de las estructuras más someras que rodean a cada estación; y como las distancias entre las estaciones IPOC consideradas están sobre los 30[km], las estructuras someras para cada una de ellas también serían diferentes, lo que explicaría las diferentes variaciones de las magnitudes de caídas de velocidad cósmicas para cada estación al comparar las dos ventanas de tiempo. Sin embargo, se debe notar que ésta interpretación es sólo una primera aproximación usando un modelo muy general de profundidades; así, se puede mejorar la exactitud de esta interpretación con estudios prospectivos de los suelos en los sectores donde se ubica cada estación, para determinar mejor el nivel de complejidad de las estructuras someras en relación a las más profundas en cada estación.

El caso de PB04 en la banda de 2 - 4 [Hz]:

Al ver la Tabla 5.1 que muestra los resultados en la banda de 2 - 4 [Hz], se dice para la estación PB04 que la caída de velocidad no se pudo resolver. Esto es porque se observó un comportamiento de $\frac{dv}{v}$ en el tiempo que hasta el momento no es posible atribuir a algún fenómeno conocido.

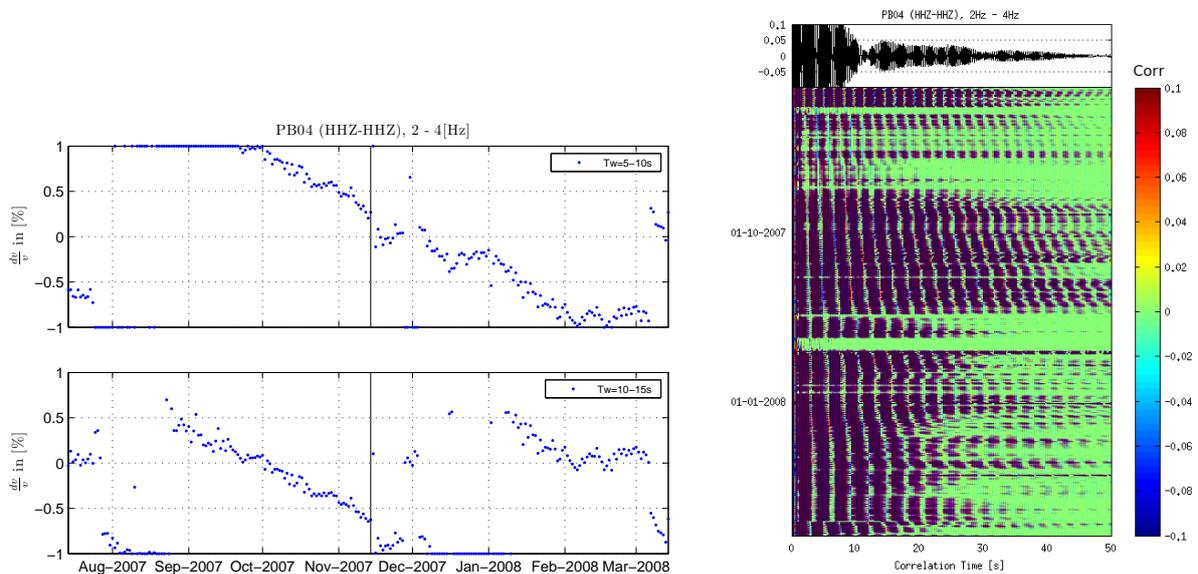


Figura 6.4: Izq: Estación PB04 en la banda de 2 - 4 [Hz] para las dos ventanas de tiempo consideradas. Se observa un comportamiento en el tiempo muy difícil de interpretar. El día del sismo de Tocopilla se indica con una línea gris vertical. Der: Matriz de Correlación de PB04 en la banda de 2 - 4 [Hz]. Se ve el drift en las correlaciones que finalmente influye los valores de $\frac{dv}{v}$.

Debido a este extraño comportamiento sólo se puede especular una posible razón, la cual probablemente se debe a errores en el timing de los relojes de esta estación, ya que en la matriz de correlación de esta estación también se ve una deriva en los tiempos de llegada de las ondas coda. Sin embargo, esta última suposición aún se puede contradecir, ya que usando los mismos datos en la banda de 4 - 6 [Hz] ya no se ven estos drifts, y se puede observar un comportamiento de $\frac{dv}{v}$ más realista, con tendencias parecidas al resto de las estaciones (notar que en la Tabla 5.2 de 4 - 6 [Hz] se pudo determinar la caída de velocidad para esta estación).

6.1.4. Comportamientos a mediano plazo

Al ver los resultados mostrados en las Figuras 5.5, 5.6 y 5.7, se puede ver que el sismo provoca una perturbación cuyos efectos se pueden notar varios meses después. En todas las estaciones se notó que el sismo provoca una caída de velocidad durante el co-sísmico. Sin embargo, en las estaciones que fueron más sensibles a los efectos del sismo, se puede notar que las variaciones de $\frac{dv}{v}$ se empiezan a recuperar en los meses post-sísmicos para llegar nuevamente a los valores pre-sísmicos que en general oscilan alrededor de $\frac{dv}{v} = 0$. Observando los resultados de las tres estaciones IPOC consideradas, todas presentan diferentes comportamientos en el proceso de recuperación de los cambios de velocidades; y en general, las estaciones que presentaron las mayores caídas de velocidades son las que toman más tiempo en sus procesos de recuperación, con lo que se puede asumir que el proceso de recuperación depende netamente de las características de la zona que se está muestreando para cada estación.

- **Comportamiento pre-sísmico:** Este comportamiento no ha sido estudiado con mucha pro-

fundidad, ya que siempre se ha dado mas énfasis a los cambios co-sísmicos y post-sísmicos. Sin embargo, al observar el comportamiento pre-sísmico se puede notar un aumento de velocidad muy interesante en algunas de las estaciones (Notar: PATCX (2 - 4 [Hz]), PB03 (2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz]), PB05 (4 - 6 [Hz])). Si bien es difícil sacar una conclusión al respecto con pocas estaciones analizadas y en sólo una componente, lo que sí se observa en las estaciones consideradas es un aumento de velocidad pre-sísmico. Estas variaciones podrían ser ocasionadas probablemente por efectos locales para cada estación, en lugar de ser comportamientos precursores a algún gran sismo. Por ejemplo, PATCX presenta el aumento previo al sismo porque en ese momento las velocidades seguían influenciadas por variaciones estacionales, y en la época de Noviembre $\frac{dv}{v}$ empezaba a aumentar (ver Figura 5.8), mientras que para PB03 el “cototo” pre-sísmico no destaca en las fluctuaciones que se ven al analizar un año completo antes del sismo de Tocopilla:

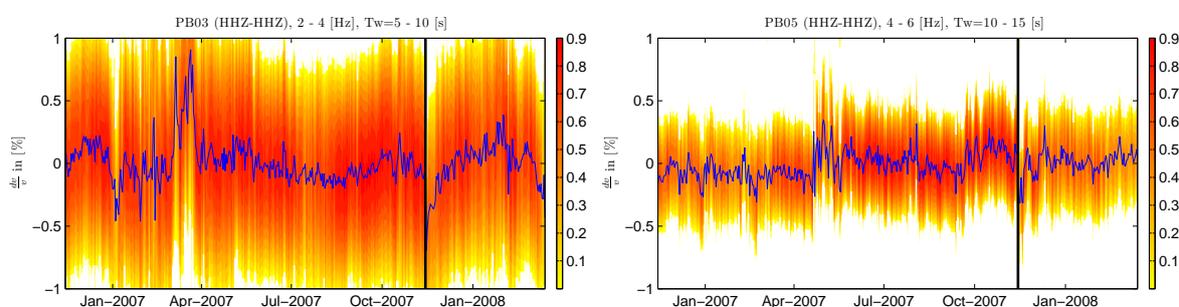


Figura 6.5: La variación pre-sísmica de PB03 (Izq.) no destaca del resto de las fluctuaciones de la estación, donde el aumento de velocidad pre-sísmico incluso se podría atribuir a una ligera variación estacional; pero en PB05 (Der.) destaca más la variación pre-sísmica, pero en esta estación los coeficientes de R son más inestables. El sismo de Tocopilla está marcado con una línea negra vertical.

- Comportamiento post-sísmico:** Este es el comportamiento que más se ha estudiado en publicaciones anteriores que se han enfocado en el estudio de los sismos. Hobiger *et al.* (2012) y Richter *et al.* (2013b) modelaron las curvas post-sísmicas que se ajustan a los comportamientos de $\frac{dv}{v}$ para los eventos de Iwate-Miyagi y Tocopilla respectivamente. En el caso del estudio de Richter, sólo se analizó en detalle la estación PATCX, mostrando que para el terremoto de Tocopilla se necesitaron dos años para volver a los niveles de $\frac{dv}{v}$ pre-sísmicos. La mayoría de los papers señalan como posible causa de este comportamiento recuperativo post-sismo con forma de función logarítmica al reposicionamiento de los bloques que fueron fracturados en el co-sísmico. Siguiendo con la misma teoría que explicaría el hecho que sólo se observen caídas de velocidad en el co-sísmico, las fracturas producidas durante el sismo se empiezan a cerrar producto del acomodamiento de los bloques, ya que la deriva continental continúa. Así, el área de contacto entre los bloques empieza a ser cada vez mayor, y la cementación y recristalización los une cada vez mas. Esto haría aumentar las velocidades sísmicas.

La Figura 6.6 muestra cómo Richter *et al.* (2013) ajustó las curvas de comportamiento para PATCX en un período comprendido entre 2007 y 2011:

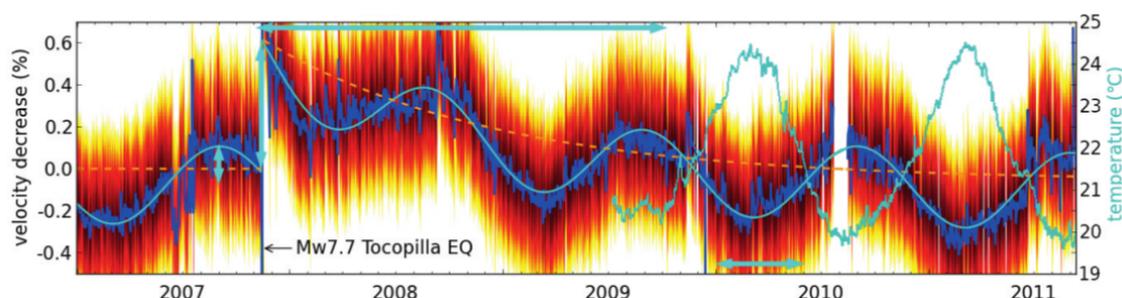


Figura 6.6: Autocorrelación de la estación PATCX obtenida por Richter *et al.* (2007). La línea naranja discontinua muestra la tendencia a largo plazo de recuperación después del evento de Tocopilla. Se estimó un periodo de recuperación de 2 años para este evento, considerando una caída de velocidad de $\frac{dv}{v} = -0.7\%$ (notar que el eje de $\frac{dv}{v}$ está invertido en este caso).

Si se grafica la estación PATCX (que es la más receptiva a los cambios de velocidad) no sólo para mostrar el cambio producido por el evento de Tocopilla, sino todos los demás eventos importantes dentro del período de datos disponible, se ve que también se presentan caídas de velocidad en cada uno de ellos, pero como son de menor amplitud, el tiempo de recuperación para cada uno de ellos es menor (del orden de días a semanas):

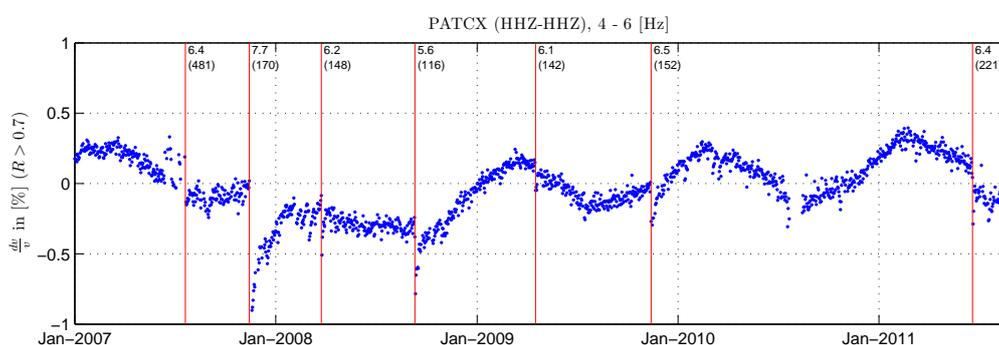


Figura 6.7: En este gráfico se muestran algunos de los sismos de mayor magnitud dentro del periodo estudiado; se ve que algunos sismos afectan mucho más que otros las variaciones de $\frac{dv}{v}$ en PATCX (los eventos están mostrados con líneas rojas verticales), donde el número superior es la magnitud de momento (M_w) de cada uno, y el número inferior entre paréntesis representa la distancia entre el sismo y la estación en [km]. Se nota que los sismos más pequeños también provocan caídas de velocidades, pero su tiempo de recuperación es mucho menor que el de Tocopilla ($M_w = 7.7$).

6.2. Variaciones estacionales de velocidad

En muchas disciplinas de la sismología se ha considerado que todo lo que existe sobre la superficie libre del suelo (atmósfera) es considerado “vacío”, ya que no se ha encontrado relación alguna entre los procesos atmosféricos y los procesos sismológicos. Sin embargo, varios estudios de Interferometría Sísmica Pasiva han notificado variaciones periódicas de los cambios de velocidades de las ondas sísmicas cuyas fuentes no se han observado al interior de la Tierra, sino

que en factores climáticos u oceánicos (Hobiger *et al.*, 2012; Richter *et al.*, 2013b; Sens-Schönfelder *et al.*, 2006). Siguiendo la línea interpretativa de estos estudios, al analizar las estaciones IPOC e ILN, sólo en algunas se encontraron variaciones periódicas por lo menos en una banda de frecuencia. Lo que se observa en las Figuras 5.8 - 5.12 son variaciones periódicas bien definidas con período de un año. Para las estaciones donde se observaron estos cambios (PATCX, HMBCX, PATA, PICL, PINT, UNAP y POZO), se puede notar que en general los máximos se observan en los meses de febrero-marzo y los mínimos en los meses de agosto-septiembre. En la búsqueda de los factores que podrían provocar estas variaciones periódicas, de todos los fenómenos terrestres de gran escala conocidos, los únicos que presentan fluctuaciones anuales son las variables atmosféricas asociadas a las estaciones del año: temperatura, presión atmosférica y humedad relativa (las fluctuaciones de estas variables están graficadas en la Figura 6.8).

Sens-Schönfelder *et al.* (2006) pudo atribuir los cambios estacionales periódicos de $\frac{dv}{v}$ que encontró en el volcán Merapi a la influencia de las precipitaciones y los niveles de agua en el suelo gracias a un modelo hidrográfico basado en las precipitaciones de la zona, ya que ésta es una zona tropical con lluvias abundantes (ver Figura 1.2). Por otra parte, Hobiger *et al.* (2012) analizó correlaciones cruzadas a muy baja frecuencia, donde para la banda de 0.125 - 0.25 [Hz] se observaron variaciones estacionales que fueron atribuidas a la probable influencia del océano, ya que las fuentes microsísmicas oceánicas presentan fuertes variaciones estacionales, donde el segundo peak microsísmico asociado a estas variaciones se encuentra dentro de esta banda. En contraste a esas conclusiones, por un lado, el Norte Grande de Chile tiene un clima desértico, donde las precipitaciones son prácticamente nulas; por lo tanto, se descartaría esa variable. Por otro lado, se está analizando en bandas de frecuencia sobre 2 [Hz]; por consiguiente, la influencia del segundo peak microsísmico oceánico se descartaría, ya que se encuentra aproximadamente en $f = 0.13$ [Hz] (Bensen *et al.*, 2007) [8]. Así, las variables con períodos de un año que quedan como posibles causas son las tres mostradas en la Figura 6.8.

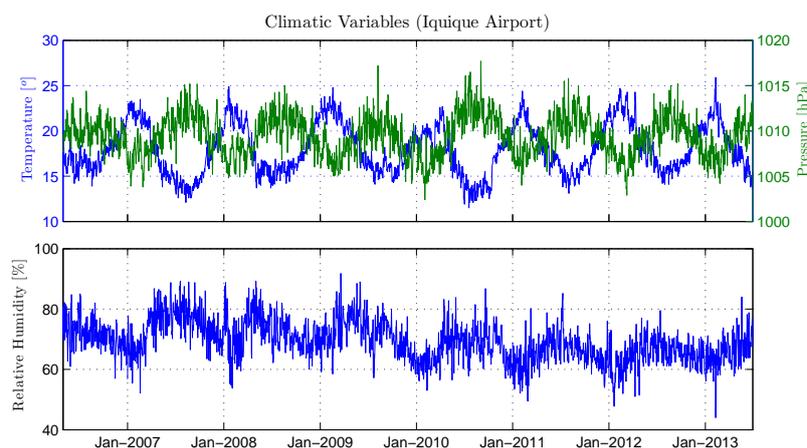


Figura 6.8: Variaciones de temperatura, presión atmosférica y humedad relativa en un período de varios años. Estos datos fueron tomados por la estación meteorológica ubicada en el aeropuerto Diego Aracena de Iquique. Se notan las variaciones anuales de estas tres variables, donde la presión atmosférica y la temperatura tienen correlación negativa, mientras que la humedad relativa tiene un desfase de algunos meses con las dos variables anteriores.

Sin embargo, de estas tres variables la que tendría más efectos sobre los suelos serían las variaciones de temperatura, y las otras dos se descartarían, ya que las variaciones de presión atmosférica fluctúan entre valores demasiado ínfimos como para producir alguna deformación mecánica sobre los suelos que pudieran inducir cambios de velocidades sísmicas, y la humedad relativa recién empieza a condensarse en agua líquida cuando sobrepasa el nivel de 80 %, el cual es sobrepasado por poco sólo en algunos meses dentro de los 7 años que muestra la Figura 6.8; por lo tanto, los efectos de la humedad relativa en el suelo árido también podrían despreciarse. De esta forma, la única variable climática que podría influenciar las variaciones de $\frac{dv}{v}$ sería la temperatura ambiental.

Como se están considerando estaciones sísmicas que están distribuidas en un cuadrante que abarca de costa a Cordillera de los Andes, se necesitan tener datos atmosféricos que puedan ser representativos para todos esos sectores. Dentro de la zona de estudio, la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) posee sólo estaciones en los aeropuertos de las ciudades de Arica, Iquique, Calama y Antofagasta, cuyos datos son representativos sólo unos kilómetros a la redonda debido a la abrupta topografía de la zona. De esta forma, se recurrió a campos espaciales de temperaturas, que consisten en datos de re-análisis obtenidos del National Centers for Environmental Prediction (NCEP), los cuales se obtienen usando el modelo CFSR (Climate Forecast System Reanalysis), el cual es forzado con observaciones terrestres y satelitales, permitiendo la obtención de grillas de información climática con 0.5 grados de resolución espacial, donde la confiabilidad de sus datos ha mostrado ser buena. Así, para tener mediciones atmosféricas representativas de todas las estaciones sísmicas, a cada estación sísmica se le asociaron los puntos atmosféricos mas cercanos y representativos de los datos de re-análisis. El mapa de la Figura 6.9 muestra estas asociaciones:

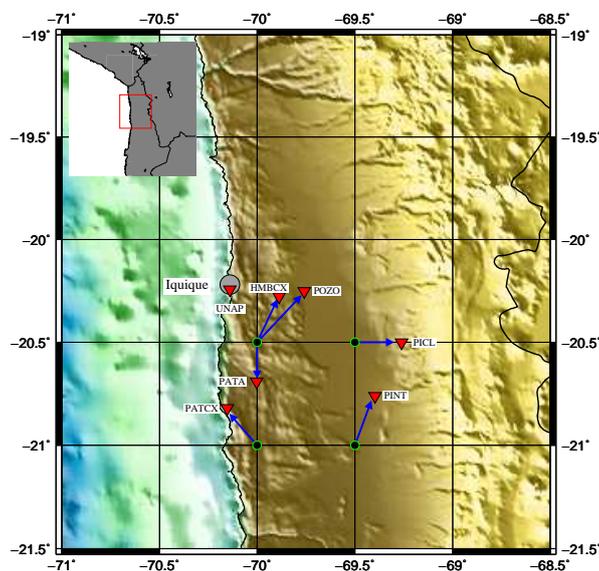


Figura 6.9: Puntos del modelo de re-análisis que se asociaron a las diferentes estaciones que presentan variaciones periódicas de $\frac{dv}{v}$. En la estación UNAP se usarán los datos de la estación meteorológica que la DMC tiene en el aeropuerto de Iquique.

6.2.1. Graficando variaciones de Temperatura con $\frac{dv}{v}$

Para comprobar si se ve alguna correlación entre las variaciones de temperatura ambiental y $\frac{dv}{v}$, en las siguientes figuras se graficarán estas dos variables en las 7 estaciones en las cuales se encontraron variaciones estacionales:

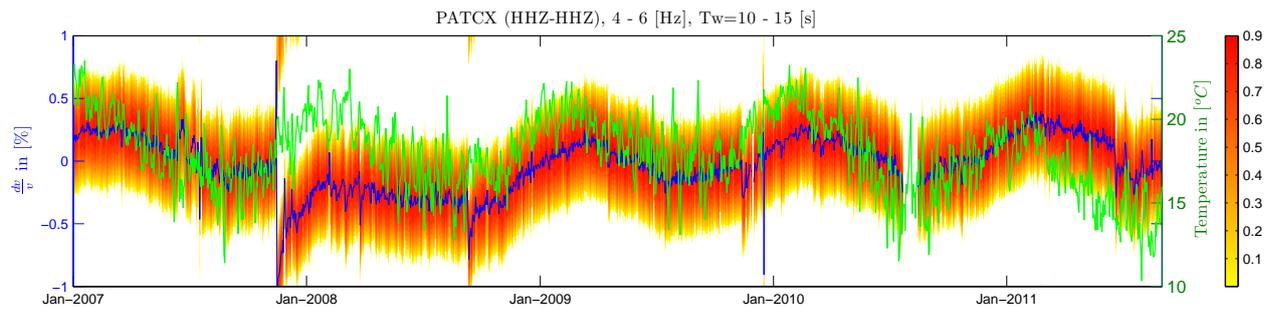


Figura 6.10: Autocorrelación de la estación PATCX junto con las variaciones de temperatura ambiental tomadas con el modelo CFSR de re-análisis en un punto a 25 [km] de distancia.

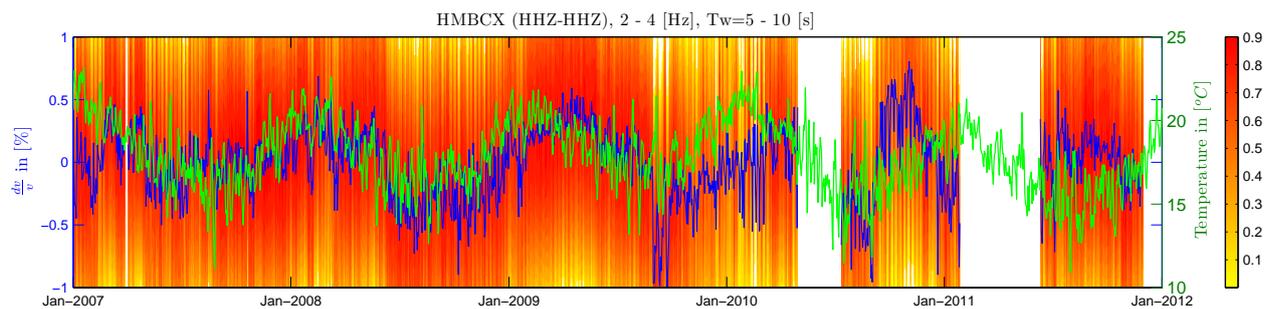


Figura 6.11: Autocorrelación de la estación HMBCX junto con las variaciones de temperatura ambiental tomadas con el modelo CFSR de re-análisis en un punto a 27 [km] de distancia.

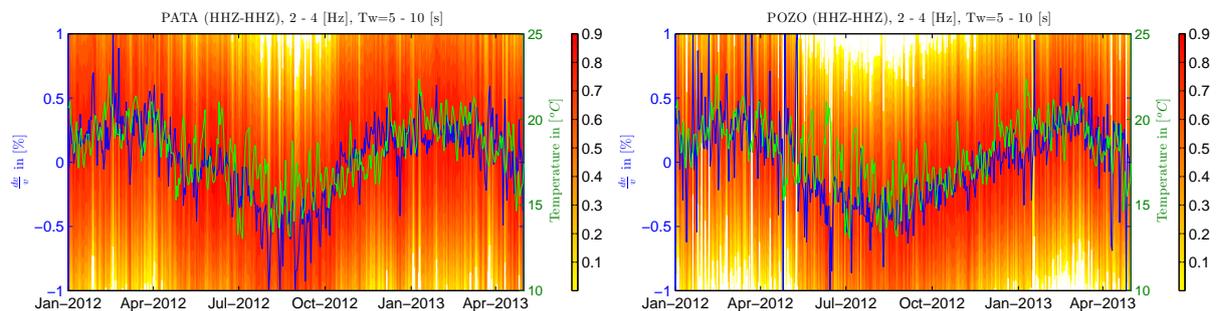


Figura 6.12: Autocorrelaciones de las estaciones PATA y POZO junto con las variaciones de temperatura ambiental tomadas con el modelo CFSR de re-análisis en un punto a 21 [km] y 37 [km] de distancia de cada estación respectivamente.

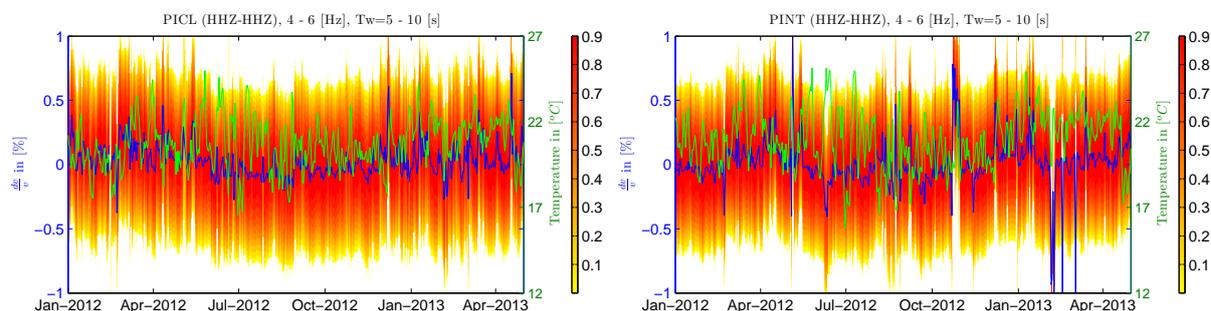


Figura 6.13: Autocorrelaciones de las estaciones PICL y PINT junto con las variaciones de temperatura ambiental tomadas con el modelo CFSR de re-análisis en puntos a 25 [km] y 29 [km] de distancia de cada estación respectivamente.

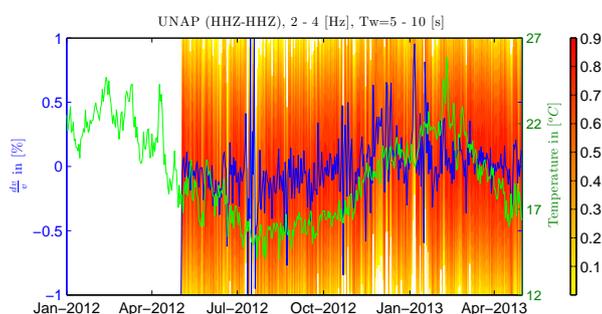


Figura 6.14: Autocorrelación de la estación UNAP junto con las variaciones de temperatura ambiental tomadas por la estación meteorológica de la DMC en el aeropuerto de Iquique, a 32 [km] de distancia.

Al observar las Figuras 6.10 - 6.14, en primer lugar se puede apreciar la gran correlación que existe entre las variaciones de temperatura y las variaciones de $\frac{dv}{v}$. Se pueden destacar dos aspectos:

- Para las estaciones PATCX y HMBCX de IPOC, a pesar de tener gran coherencia, se nota un ligero desfase de un par de semanas entre las variaciones de temperatura y las variaciones de $\frac{dv}{v}$. Este desfase no se ve en las estaciones ILN, donde la correlación entre ambas series es aún mayor (ver PATA y POZO en la Figura 6.12).
- Las estaciones PINT y PICL muestran variaciones estacionales de amplitud casi despreciable. Coincidentemente, en los lugares cercanos a estas estaciones el modelo CFSR muestra que la temperatura tampoco varía significativamente en este sector (ver Figura 6.13). Estos comportamientos muy correlacionados darían un soporte extra al hecho de que las variaciones de velocidad están influenciadas por variaciones de temperatura.

6.2.2. Discusión sobre las variaciones estacionales

Por lo que se discutió en párrafos anteriores, debido a la zona de estudio y a las frecuencias utilizadas, de todas las variables atmosféricas y oceánicas con variaciones periódicas anuales que podrían afectar las velocidades sísmicas, la temperatura podría ser la variable más apropiada que se podría sugerir como causante de estas variaciones. Ésta hipótesis también fue sugerida

por Hobiger *et al.* (2012), Richter *et al.* (2013b) y Meier *et al.* (2010) [12].

Relacionar las variaciones de temperatura ambiental a las variaciones de velocidad sísmicas sigue siendo un aspecto complejo y aún en discusión. Esto es porque al medir la incidencia que tiene la temperatura ambiental en los suelos usando la ecuación de difusión de temperatura, dependiendo del coeficiente de difusividad de los suelos, las temperaturas apenas alcanzan a incidir un par de metros dentro de la corteza luego de un período de un año, donde además su energía se va disipando a medida que esta señal avanza. Esto sugiere la posibilidad que la temperatura sea el precursor de otros procesos dentro de la corteza que alteren las velocidades sísmicas; al respecto de esto último, la explicación más aceptada por los autores que han estudiado estos comportamientos es que estas variaciones de temperaturas podrían inducir deformaciones termo-elásticas en el medio, las cuales eventualmente podrían afectar las velocidades sísmicas.

Richter *et al.* (2013b) estudió con mayor profundidad esta última teoría, graficando variaciones de $\frac{dv}{v}$ tanto diarias como anuales con variaciones de temperatura ambiental, y encontró que para ambas escalas de tiempo se encuentra una correlación positiva entre estas dos variables (ver Figura 6.15), lo que interpretó como una clara evidencia que la temperatura ambiental causa los cambios de velocidades sísmicas.

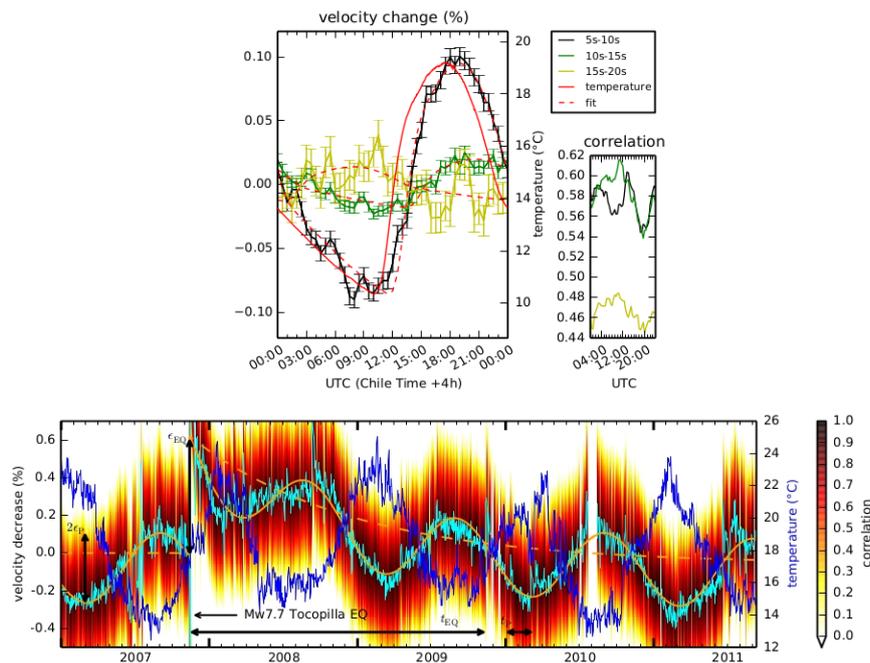


Figura 6.15: Arriba: Variaciones diarias de $\frac{dv}{v}$ para diferentes ventanas de tiempo y variaciones de temperatura durante un día. Abajo: Variaciones anuales de $\frac{dv}{v}$ (curva color cyan) y de temperatura (curva color azul) durante varios años. En ambos gráficos se nota la correlación: mayor temperatura \Rightarrow mayor velocidad. (Richter *et al.*, 2013b)

Richter usó un modelo de esfuerzos térmicamente inducidos para poder explicar los efec-

tos de las temperaturas, analizando las variaciones de temperaturas en escala diaria y anual. Partiendo del cálculo de distribución de temperaturas en el subsuelo usando la ecuación de difusión, luego calculando los esfuerzos inducidos por estas fluctuaciones y finalmente modelando la sensibilidad de las ondas de la coda, pudo deducir varias conclusiones, donde algunas de ellas podrían explicar en cierta medida los comportamientos de las estaciones que se analizaron en este trabajo:

- La existencia de desfases entre las curvas de temperaturas y de velocidades relativas ($\frac{dv}{v}$), como en este caso se observa para las estaciones PATCX y HMBCX, se explicarían por una sensibilidad mas reducida de las ondas en las capas más superficiales (del orden de metros a centímetros).
- En general, los objetos que tienen mayor temperatura se dilatan, y por lo tanto, las velocidades deberían disminuir. Sin embargo, la correlación entre velocidad y temperatura en este caso es positiva. Esto se debería al hecho de que un incremento de temperatura induciría un aumento de esfuerzos que cambiarían las propiedades elásticas y la velocidad del medio, donde se esperarían mayores velocidades para el caso de los esfuerzos compresionales. Ésta sería una teoría que explicaría la relación directa entre ambas variables.

Sin embargo, este modelo aún presenta incertidumbres que impiden sacar conclusiones con cierta certeza, ya que sus resultados arrojan variaciones periódicas de velocidades generadas por esfuerzos térmicos solamente en los primeros 10 [m] de profundidad. Considerando que la ventana más pequeña usada es de 5 - 10 [s] (que implica un volumen de radio 10.13 [km] dentro del cual son sensitivas las ondas de cuerpo de la coda) y que la mayor banda usada es de 4 - 6 [Hz] (donde las ondas superficiales son sensitivas a lo más a 270 [m]), la capa de 10 [m] donde se ven los esfuerzos que provocan cambios de velocidad es casi despreciable, considerando que en todos los análisis anteriores los cambios de velocidades se atribuyeron a capas mucho mas profundas que sólo 10 [m]; pero en vista de los resultados, tampoco se debe descartar esta posibilidad de que los cambios estacionales se atribuyan a las capas superficiales dentro de los primeros 10 [m].

A pesar de esto, el modelo de Richter presenta una muy buena aproximación en la búsqueda de las razones que podrían explicar las variaciones de velocidades usando temperatura, ya que la correlación entre ambas variables es muy evidente. Sin embargo, sería mucho mas interesante profundizar y desarrollar más este modelo que involucra temperatura y esfuerzos, haciéndolo mas exacto y relacionarlo con el efecto que podrían tener los fluidos interiores de la corteza, lo cual podría tener directa influencia en capas mas profundas. Este es un tema puede seguir siendo desarrollado en un tema de doctorado o en proyectos de investigación.

6.3. Tendencias locales en la red ILN

En la Sección 5.3 se aprovechó la mayor densidad de estaciones que tiene la red ILN para buscar las posibles similitudes entre los cambios de velocidades de las estaciones consideradas. De la misma forma en que se analizó la caída de velocidad encontrada en el terremoto de Tocopilla, se analizaron por separado los resultados en dos bandas de frecuencias: 2 - 4 [Hz] y 4 - 6 [Hz].

Como se puede ver en las Figuras 5.15 - 5.18, se encontraron similitudes muy destacables entre las curvas de $\frac{dv}{v}$ de las estaciones consideradas al analizar la ventana de 5 - 10 [s] y la banda de 4 - 6 [Hz]. En la banda de 2 - 4 [Hz] esas similitudes desaparecen, y no se encuentran las semejanzas a escala diaria que se veían en la banda de 4 - 6 [Hz]; sólo las estaciones POZO y PATA (Figura 5.20) presentan variaciones parecidas, pero sólo en escala anual.

Para el caso de la banda de 4 - 6 [Hz], se intentó cuantificar el parecido de las curvas de $\frac{dv}{v}$ de los pares de estaciones calculando el grado de correlación entre ellas por tramos (un valor de correlación cada dos meses, intercalados por un mes. Por ejemplo: Un valor para enero-febrero, otro para febrero-marzo, etc.). Sin embargo, cuantificar el grado de correlación de esas series presentaba algunos problemas que podrían conducir a una interpretación errónea:

- Al observar las Figuras 5.15 - 5.18 (gráficos de $\frac{dv}{v}$ para todo R), si bien se nota que son muy parecidos en casi todo el periodo de estudio, se pueden ver valores atípicos de $\frac{dv}{v}$ que generalmente están asociados a bajos R . La presencia de estos valores atípicos (que generalmente corresponden a unos pocos días) hacen que las correlaciones de los meses en los cuales están esos días malos bajen considerablemente su valor.
- Ante el problema presentado en el item superior, para quitar el efecto de los valores atípicos se podría correlacionar las series que se muestran para $R > 0.7$. Sin embargo, el problema de estas series es que los días asociados a $R \leq 0.7$ se transforman en NaNs (puntos sin valor numérico asociado), los cuales numéricamente no se pueden correlacionar. La solución es interpolar, pero en algunos pares de estaciones los $\frac{dv}{v}$ asociados a bajos R son varios días seguidos. Esto hace perder confiabilidad si el periodo con NaNs es demasiado largo (del orden de semanas), donde se puede perder información importante.

A continuación se presenta un ejemplo de correlación entre las series de CHOM y PATA a 4 - 6 [Hz] (Figura 5.16, superior):

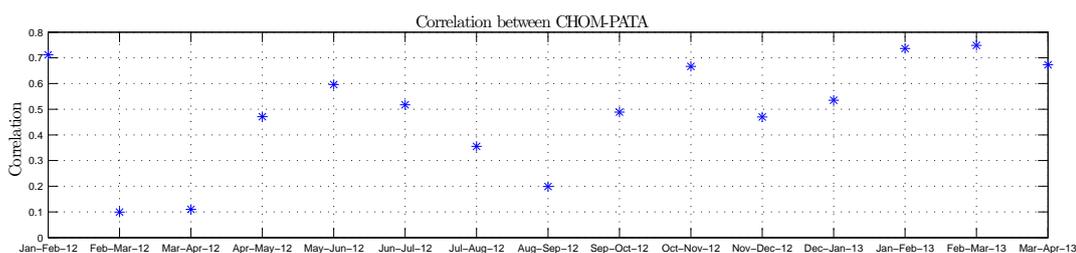


Figura 6.16: Correlación entre las series de $\frac{dv}{v}$ de CHOM y PATA. Se nota que las correlaciones asociadas al mes de marzo-2012 bajan considerablemente su valor porque en ese mes hay un valor atípico de CHOM. Un efecto similar pasa en septiembre-2012. El resto de los meses no tiene valores atípicos, presentando muy buenos valores de correlaciones entre ambas estaciones.

Ante esta situación, es mejor la evaluación de similitudes de forma visual.

6.3.1. Análisis de la banda 4-6[Hz] y $T_w=5-10[s]$

Al analizar las Figuras 5.15 - 5.18, se puede observar el gran parecido a pequeña escala que se ve en todas las estaciones consideradas, donde las únicas dos estaciones que tienen comportamientos diferentes mas notorios del resto son las estaciones POZO (Figura 5.17) y SOG2 (Figura 5.18). Si bien es difícil establecer un nivel de parecido entre las series consideradas de forma cuantitativa y objetiva (por las razones mencionadas en los párrafos anteriores), se puede establecer un criterio de selección mas cualitativo, donde visualmente se aprecian diferencias mas notorias que otras al considerar distintos pares de estaciones. Esto se muestra gráficamente en el siguiente mapa:

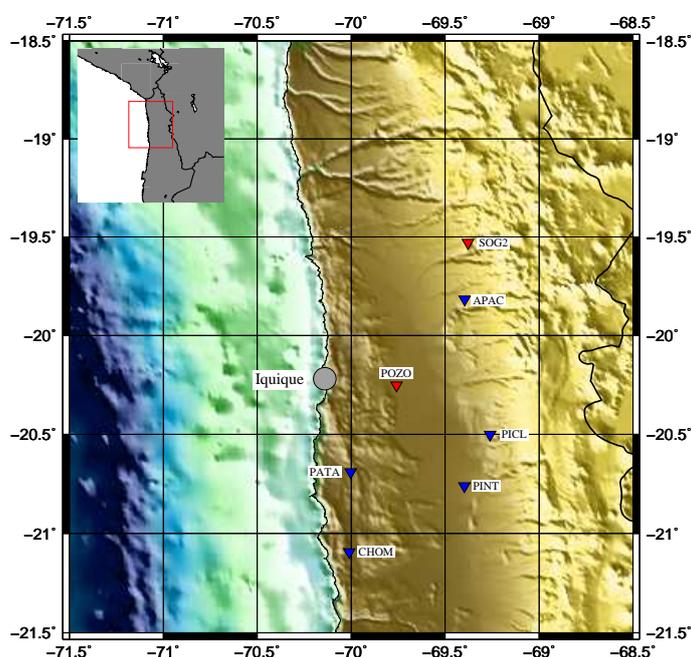


Figura 6.17: Mapa donde se muestran las estaciones consideradas de ILN para hacer las comparaciones. Las estaciones azules son las que presentan mejores semejanzas entre ellas para la banda de 4 - 6 [Hz] y $T_w = 5 - 10$ [s]. Las estaciones rojas son las que presentan comportamientos diferentes del resto.

Ante esta situación, se pueden extraer dos conclusiones que permitirían explicar los resultados obtenidos:

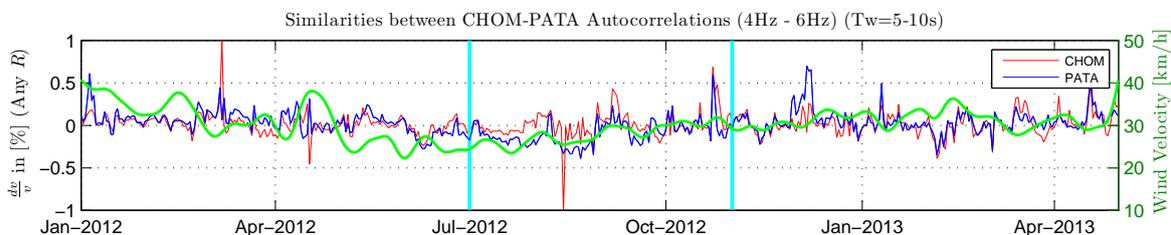
1. La región donde se ubican las estaciones en azul presenta una respuesta casi idéntica a los cambios de velocidades relativas. Esto es un resultado muy interesante, ya que en general en este informe se ha mostrado que para cada estación en general el terreno que la rodea se comporta de forma diferente (ver sección de análisis de caídas de velocidades del Terremoto de Tocopilla). Este no es el caso, y en vista de los resultados, se podría deducir que toda esa región se altera de forma similar en profundidades que son mejor escaneadas por ondas con frecuencias entre 4 y 6 [Hz] que pertenecen al intervalo de 5 - 10 [s] de la coda de la función de Green. Por último, al usar la información geológica de los sitios de instalación

de los sensores (dados en la Tabla 6.1), se nota que todos los sensores estaban instalados en zonas con presencia de arena (incluidas POZO y SOG2, que obtienen resultados diferentes del resto). Además, por un lado POZO y PINT están instaladas en la Depresión Intermedia (suelo de arena), pero ambas muestran resultados muy diferentes; por otro lado, PATA está en la Cordillera de la Costa, PINT en la Depresión Intermedia y PICL en la pre-cordillera de los Andes, y las tres muestran tendencias muy parecidas. Así, no se encuentra un patrón que pueda señalar que el lugar de instalación de cada estación y sus características juegue un rol importante en las variaciones de velocidades, sino que serían capas mas profundas las que se están muestreando y que al perturbarse muestran resultados muy parecidos.

2. Otra posible causa de las sorprendentes similitudes en las curvas de $\frac{dv}{v}$ de varias de las estaciones de ILN es que las similitudes se deban a que la fuente de ruido y sus características es la misma para todas; esto implica que cualquier cambio (geométrico o en frecuencia) en la fuente haría variar $\frac{dv}{v}$ de la misma forma en todas las estaciones. La única gran fuente de ruido en la zona proviene del océano, ¿Qué pasaría si ocurren pequeños cambios en las características de esta fuente? ¿Afectarían las velocidades sísmicas?

Al considerar la suposición dada en el ítem 2, sería interesante hacer un alcance acerca de cómo afectan los cambios en la fuente de ruido a las variaciones de velocidades. Hasta ahora, solamente se ha investigado suponiendo que las variaciones de velocidad se dan sólo por cambios en el medio, que es lo que se ha hecho en este trabajo y en los anteriores. Pero, ¿qué pasa si lo que cambia además es la fuente?. Este aspecto fue estudiado por Hanasoge (2013b) [19], donde mostró que en general, las correlaciones cruzadas no son funciones de Green del medio, las cuales pueden variar dependiendo de la distribución de fuentes; así, en estricto rigor las variaciones de velocidad mostradas en este trabajo si bien se atribuyen a cambios en el medio, tampoco se descarta que exista una influencia de posibles variaciones en las fuentes de ruido.

Para el caso de estos análisis de ILN, si se asume que los vientos costeros afectan las olas del mar de manera considerable, entonces se podría suponer que el viento en la costa afecta de cierta manera las características de las emisiones oceánicas, lo que se debería ver reflejado en las variaciones de velocidades. Para comprobar esto, se ocuparán datos de velocidad del viento tomados en la estación meteorológica que tiene la DMC en el aeropuerto Diego Aracena de Iquique, emplazado a pocos cientos de metros de la costa chilena. Al realizar un filtro pasa bajo con ventanas móviles de 15 días, se encuentran tendencias interesantes, pero no determinantes para lograr una conclusión con un buen grado de certeza:



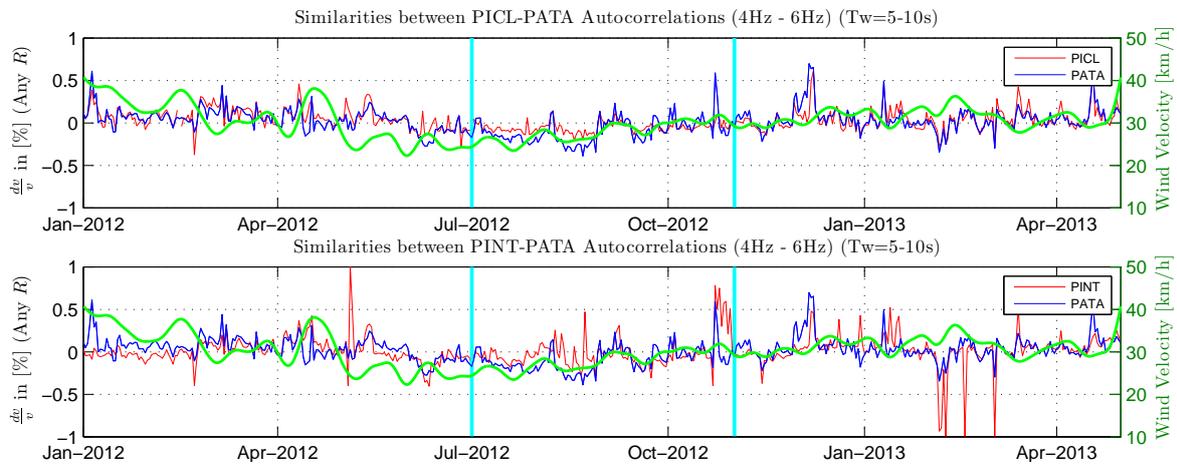


Figura 6.18: Gráficos de $\frac{dv}{v}$ junto con las variaciones de velocidad de viento filtradas con una ventana de tiempo de 15 días. No se nota correlación entre ambas variables en gran parte del tiempo considerado, pero dentro de los límites demarcados por las líneas color cian se observa una correlación muy coherente entre las variaciones de $\frac{dv}{v}$ de cada una de las estaciones y la velocidad del viento.

Al analizar la Figura 6.18, es difícil asegurar que el viento sea un factor dominante que cambie las características de las fuentes de ruido oceánicas, y por lo tanto, las variaciones de $\frac{dv}{v}$. Esto es porque en gran parte del tiempo considerado no se ve una correlación clara entre las variaciones de velocidad del viento y las variaciones de $\frac{dv}{v}$. Sin embargo, hay un período de 4 meses (julio-noviembre de 2012) donde estas dos variables se correlacionan muy bien, mostrando que a mayores velocidades de viento hay mayores velocidades sísmicas. Pero a pesar de esto, los datos disponibles no son evidencia suficiente para poder establecer una correlación entre el viento y $\frac{dv}{v}$ para decir que el viento costero cambia las características de la fuente, y por lo tanto, las variaciones de velocidades. Para establecer una interpretación mas concluyente, se tendría que analizar el mismo período durante varios años (datos que por el momento no se tienen) y ver si se repite el mismo patrón durante esos 4 meses; de lo contrario, para este caso esa gran correlación sería sólo coincidencia.

6.3.2. Análisis de la banda 2 - 4 [Hz] y Tw=5 - 10 [s]

Como se dijo anteriormente, en esta banda de frecuencias usando la misma ventana de tiempo de la coda los resultados son considerablemente diferentes, y las grandes similitudes que habían en la banda de 4 - 6 [Hz] desaparecen en esta banda (ver Figuras 5.19 y 5.20). La explicación a estos resultados podría ser exactamente la misma que se dió en el caso del análisis de las caídas de velocidades del evento de Tocopilla, y sería esencialmente porque las ondas superficiales serían mas dominantes dentro de la Coda a medida que se toman bandas de frecuencias cada vez mas bajas (Obermann *et al.*, 2013). Si bien no es posible estimar cuál es la razón matemática entre la contribución de ondas superficiales y la contribución de ondas de cuerpo en la Coda (porque no se conoce cuál es el nivel de heterogeneidad del subsuelo), sí se puede suponer que en la banda de 2 - 4 [Hz] la contribución de las ondas superficiales aumenta, y generalmente muestrean mejor las heterogeneidades de superficie, que podrían ser mucho

más complejas que las heterogeneidades profundas, lo que explicaría la diferencia de resultados para las diferentes estaciones.

6.4. Análisis de correlaciones cruzadas

Como se dijo en el capítulo anterior, para poder cumplir los objetivos de este trabajo no era necesario calcular correlaciones cruzadas, pero como método adicional para encontrar la función de Green entre dos estaciones diferentes ha servido en gran manera en diversos estudios: Wegler *et al.* (2009) [10]; Richter *et al.* (2013) [16]; Shapiro *et al.* (2005) [4]; Hobiger *et al.* (2012) [14]. También ha servido para encontrar cambios de velocidades relativas $\frac{dv}{v}$ usando la técnica del Estiramiento, y ha servido de base para realizar tomografías de velocidades sísmicas usando la dispersión de las ondas superficiales contenidas en la función de Green.

La idea de desarrollar este tipo de cálculos fue complementar lo realizado por Richter *et al.* (2013) [16], donde realizó correlaciones cruzadas usando la red IPOC, pero en bandas de baja frecuencia: 0.01 - 0.5 [Hz]. Sin embargo, no se encontró una variación significativa de velocidad.

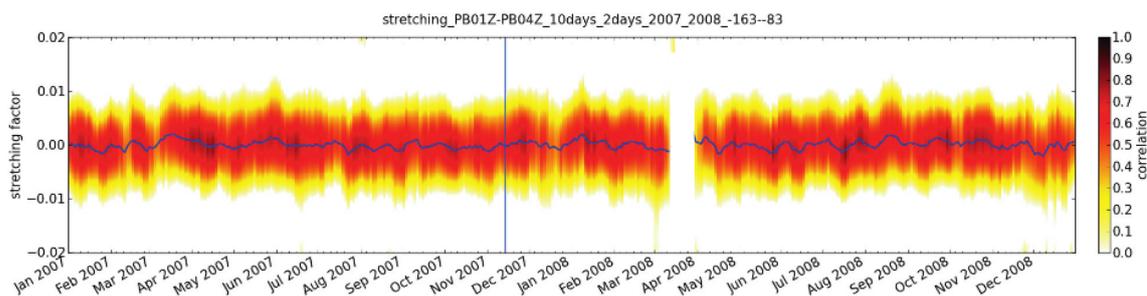


Figura 6.19: Correlación cruzada realizada por Richter *et al.* (2013) entre las estaciones PB01-PB04 con un filtro entre 0.01-0.5[Hz], donde no se muestra una variación clara de velocidad ni estacional ni producida por el terremoto de Tocopilla (marcado con una línea vertical azul). Resultados similares se obtuvieron para PB01-PB03, PB03-PB04, PB05-PATCX y PB01-PB08.

Se sabe que la profundidad de penetración de las ondas sísmicas depende de su frecuencia. Las ondas de baja frecuencia pueden recorrer mayores profundidades ya que el decaimiento de su amplitud con la profundidad es menor que el caso de ondas con mayores frecuencias. Teniendo en cuenta este supuesto, se estarían analizando cambios de velocidades en capas más profundas, donde claramente no se ven cambios de velocidades considerables para esta zona.

El objetivo de analizar algunos pares de estaciones en una banda de frecuencias más alta es complementar el trabajo de Richter usando la información de estas bandas de mayor frecuencia con las cuales sí se han encontrado variaciones significantes usando autocorrelaciones. Así, se incluyeron frecuencias más altas en los análisis de correlaciones cruzadas, pero cuidando que estas altas frecuencias estén necesariamente ponderadas con un límite inferior de baja frecuencia.

Sin embargo, al analizar los resultados mostrados en las Figuras 5.24-5.27, tampoco se aprecian cambios significativos, donde en algunos pares de estaciones $\frac{dv}{v}$ se mantiene estable y en otros pares se muestra mucho ruido. Si en estas bandas de frecuencias aún no se observan cambios significativos, y la estabilidad en el tiempo de $\frac{dv}{v}$ disminuye, en base a todo lo considerado anteriormente, se puede decir que:

- A pesar de que en la banda considerada están contenidas ondas de mayor frecuencia (hasta 6 [Hz]), el hecho de que aún no se aprecien los cambios de velocidades significativos que se ven en la autocorrelaciones se debe a que aún se está muestreando a profundidades mayores a las de las capas donde ocurrieron las perturbaciones que originaron los cambios de velocidades (debido a que se están analizando frecuencias bajo 1 [Hz]), y esto afectaría el resultado final de $\frac{dv}{v}$.
- La inclusión de frecuencias más altas en la banda considerada por una parte es útil porque tiene la información donde se cuantifican mayores cambios de velocidades; pero por otra parte, al estar analizando correlaciones cruzadas entre dos estaciones distintas, la mayor distancia que recorren estas ondas en comparación a las autocorrelaciones hace que inevitablemente esa información valiosa de las capas más superficiales donde ocurrieron perturbaciones que afectaron los $\frac{dv}{v}$ se pierda por la gran atenuación que sufren debido a la mayor distancia recorrida, dejando que el mayor aporte a $\frac{dv}{v}$ lo tengan las ondas de baja frecuencia cercanas al límite inferior de 0.5 [Hz]. Esto sería una argumentación que podría servir para explicar el porqué se siguen viendo resultados parecidos a los que se obtuvieron por Richter sólo considerando frecuencias bajo 0.5 [Hz].

De los resultados obtenidos, el último aspecto interesante que se puede discutir es el hecho de que algunos pares tengan variaciones de $\frac{dv}{v}$ más estables en el tiempo (SOG1-SOG2 y PB01-PB02) con coeficientes R mucho mejores que los obtenidos para las estaciones PB03-PB07, PICL-PINT y CHOM-PATA. Tal como propuso Shapiro *et al.* (2005), las principales fuentes de ruido sísmico ambiental son superficiales: microsismos oceánicos y perturbaciones atmosféricas. Para el caso de la zona de estudio de este trabajo, el gran responsable del ruido sísmico sería el Océano Pacífico, que emite ruido ambiental desde el Oeste al Este en las costas chilenas. Esto explica el hecho de que en la Figura 5.22 (**Izq.**) la onda directa en PB01-PB02 llegue en un tiempo de correlación negativo, ya que al estar la estación PB02 mas cerca del mar que la PB01, el ruido ambiental va desde PB02 a PB01, y como en la matriz de correlación aparece PB01 primero (PB01→PB02), entonces la onda directa llega en tiempo de correlación negativo. Si PB01 estuviera mas cerca del mar, entonces la onda directa llegaría en un tiempo de correlación positivo.

Con respecto a la orientación del eje que une ambas estaciones con respecto a la principal fuente de ruido (océano), se pueden extraer varias conclusiones a partir de los resultados obtenidos, donde se encuentra una correspondencia entre la calidad de los coeficientes R de un par de estaciones y la orientación de su respectivo eje inter-estación. Se puede observar que para las estaciones SOG1-SOG2 y PB01-PB02 (Figuras 5.24 y 5.26 (**Izq.**)) sus coeficientes R son mejores que el resto de los pares considerados; al ver el mapa de la Figura 5.23, estos dos pares tienen el eje inter-estación casi perpendicular al océano, mientras que los otros tres pares de estaciones lo tienen mas paralelo a la línea de costa (PATA-CHOM es el caso más evidente). En general,

se observa que los pares de estaciones con su eje más perpendicular a la costa tienen mejores valores de R y variaciones de $\frac{dv}{v}$ más estables y coherentes, mientras que el resto de pares que tiene su eje más paralelo a la costa presenta bajos valores de R y variaciones de $\frac{dv}{v}$ muy inestables en el tiempo. La razón más probable que puede explicar lo que ocurre está basada en la teoría mostrada en la sección 3.2.2 que explica el caso cuando existen múltiples fuentes alrededor de las estaciones. Allí se establece que la mayor contribución a la correlación cruzada la realizan las fuentes que están en las zonas de Fresnel a lo largo del eje inter-estación, y el resto de las fuentes en la distribución sufrían interferencia destructiva. Para el caso de SOG1-SOG2 y PB01-PB02, la mayor fuente de ruido (océano) se ubica precisamente en las zonas de Fresnel de esas estaciones, por lo tanto, su contribución a la función de Green va a ser fuerte y coherente a lo largo del eje entre ambas. Pero ¿qué pasa cuando la fuente principal de ruido se encuentra entremedio de ambas estaciones (fuera de la zona de Fresnel) como es el caso de PB03-PB07, PICL-PINT y CHOM-PATA? La única argumentación que podría explicar lo observado para estos tres pares de estaciones es que la única y más fuerte fuente de ruido (océano) no se encuentra en la zona de Fresnel, y por lo tanto, tendría que interferirse destructivamente con las ondas que provienen del otro lado (cordillera). Al no existir una señal lo suficientemente fuerte para contrapesar la fuente oceánica, además de las fuentes dentro de las zonas de Fresnel se añadiría la fuente oceánica de ruido al medio de ambas estaciones, que al estar fuera del eje inter-estación, estaría provocando incoherencias en la función de Green entre ambas. Esta configuración impide alcanzar el sistema fuente-receptor puro que se busca para tener funciones de Green coherentes, ya que ambas estaciones estarían recibiendo energía directamente desde la fuente externa, convirtiendo a ambas estaciones en fuentes virtuales, y no una sola, como es lo ideal en esta técnica. Esto explicaría los bajos valores de R y los inestables valores de $\frac{dv}{v}$ para PB03-PB07, PICL-PINT y CHOM-PATA.

6.5. Anexo: Tabla de información geológica

La siguiente tabla muestra la descripción geológica de los lugares de instalación de algunos de los sensores de ILN:

| Estación | Composición geológica del sector circundante | ¿Instalado sobre un pedestal de concreto? | Observaciones |
|----------|--|---|--|
| PATA | Arena y sal compactada en la Cordillera de la Costa | Si | |
| CHOM | Arena, Cordillera de la Costa | No | Este sensor está instalado directamente sobre la Falla Chomache |
| PINT | Arena, Depresión Intermedia | Si | Hay una gran probabilidad que la capa sedimentaria de este sector sea muy gruesa |
| PICL | Arena, en la pendiente de la pre-cordillera de los Andes | Si | |
| POZO | Arena, Depresión Intermedia | Si | Hay una gran probabilidad que la capa sedimentaria de este sector sea muy gruesa |
| APAC | Arena y rocas, pre-cordillera de los Andes | Si | |
| SOG2 | Arena y rocas, pre-cordillera de los Andes | Si | |

Cuadro 6.1: Tabla con la información geológica de las estaciones de la red ILN, proporcionada por Monika Sobiesiak, quien fue parte del equipo que instaló los sensores de ILN.

Capítulo 7

Conclusiones

En vista de los resultados obtenidos y las interpretaciones realizadas, se pueden realizar las siguientes conclusiones:

- Se comprueba la hipótesis fundamental (que afirmaba que los eventos sísmicos y factores climáticos y geológicos afectan los cambios de velocidades de manera diferente para el entorno de cada estación). Además, al estudiar en detalle las amplitudes de las caídas de velocidades producto del evento de Tocopilla en el entorno de cada estación y las variaciones estacionales altamente correlacionadas con variables atmosféricas, se contestan las preguntas fundamentales asociadas a esta hipótesis sobre el cómo y por qué se ven los comportamientos observados.
- Se cumple el objetivo de caracterizar el Norte de Chile en tres frentes de investigación: el terremoto de Tocopilla, las variaciones estacionales y las tendencias regionales usando las estaciones ILN. Para el primer y segundo frente se identificaron las estaciones que más se ven afectadas por los sismos y variaciones estacionales, asociando estos cambios a condiciones geológicas y climáticas locales; y en el tercer frente se pudo ver el gran parecido que tienen las curvas de $\frac{dv}{v}$ de varias estaciones de la red ILN, el cual podría ser asociado a una respuesta idéntica de todo el bloque regional o a variaciones de la fuente que tienen en común todas las estaciones.
- Se pudo entender e interpretar a grandes rasgos cómo afecta el cambio de ventanas de tiempo y banda de frecuencias a los resultados obtenidos, donde mediante el método de estimación de profundidad de Wegler *et al.* (2009) y el estudio de Obermann *et al.* (2013) se pudo observar que al variar la ventana de tiempo y la banda de frecuencia se afecta el intervalo de profundidad analizado y la predominancia de un tipo de ondas sobre el otro en la coda, ya sean ondas superficiales o de cuerpo.
- No todos los lugares son sensitivos a cambios estacionales o variaciones provocadas por terremotos, donde la explicación más probable radicaría en la sensibilidad de la estructura geológica que rodea a la estación algunos kilómetros a la redonda.
- Las técnicas de Interferometría Pasiva y del Estiramiento sólo sirven para observar cambios de velocidades sísmicas, pero no proporcionan información que pueda servir de in-

interpretación de esos cambios. Para interpretar, se debe recurrir a datos de otras disciplinas científicas.

- Las técnicas de Interferometría Pasiva y del Estiramiento permiten determinar variaciones de velocidad $\frac{dv}{v}$ constantes en un espacio 3-D. Si se quiere explorar las variaciones de $\frac{dv}{v}$ horizontalmente y en profundidad, se debe hacer una Tomografía Sísmica.
- Todos los resultados de este trabajo muestran correlaciones de las componentes verticales. En futuros estudios se podría mejorar la estabilidad de los resultados aquí planteados usando las combinaciones restantes de las componentes del tensor de Green para autocorrelaciones: EE, NN, ZE, ZN y EN.
- Muchas de las interpretaciones de los resultados obtenidos son suposiciones que requieren ser corroboradas con nuevos estudios prospectivos o de modelación que pueden ser desarrollados como una continuación de este trabajo, para así poder responder a las interrogantes que no quedaron del todo claras, especialmente en lo relativo a las variaciones estacionales de velocidad y al estudio de Interferometría en el caso en que la fuente varía y no el medio.
- Proponer el uso de esta herramienta en forma rutinaria y automática, utilizando las bandas de frecuencias y ventanas de tiempo óptimas para monitorear la actividad sísmica del Norte de Chile en tiempo real.

Bibliografía

- [1] Roel Snieder, Alexandre Grêt, Huub Douma and John Scales, (2002); CODA WAVE INTERFEROMETRY FOR ESTIMATING NONLINEAR BEHAVIOR IN SEISMIC VELOCITY. *Science*, Vol 295, March 2002, page 2253, doi: 10.1126/science.1070015
- [2] Roel Snieder, (2004); EXTRACTING THE GREEN'S FUNCTION FROM THE CORRELATION OF CODA WAVES: A DERIVATION BASED ON STATIONARY PHASE. *Physical Review E* 69, 046610, doi: 10.1103/PhysRevE.69.046610
- [3] Nikolai Shapiro and Michel Campillo, (2004); EMERGENCE OF BROADBAND RAYLEIGH WAVES FROM CORRELATIONS OF THE AMBIENT SEISMIC NOISE. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491
- [4] Nikolai Shapiro, Michel Campillo, Laurent Stehly and Michael Ritzwoller, (2005); HIGH-RESOLUTION SURFACE-WAVE TOMOGRAPHY FROM AMBIENT SEISMIC NOISE. *Science*, Vol 307, March 2005, page 1615, doi: 10.1126/science.1108339
- [5] Cristoph Sens-Schönfelder, Ulrich Wegler, (2006); PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY AND SEASONAL VARIATIONS OF SEISMIC VELOCITIES AT MERAPI VOLCANO, INDONESIA. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L21302, doi:10.1029/2006GL027797
- [6] Roel Snieder, (2006); THE THEORY OF CODA WAVE INTERFEROMETRY. *Pure and Applied Geophysics*, Vol 163, doi: 10.1007/s00024-005-0026-6
- [7] Ulrich Wegler, Cristoph Sens-Schönfelder, (2007); FAULT ZONE MONITORING WITH PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY. *Geophysical Journal International*, (2007) 168, 1029-1033, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x
- [8] G. D. Bensen, M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro and Y. Yang, (2007); PROCESSING SEISMIC AMBIENT NOISE DATA TO OBTAIN RELIABLE BROAD-BAND SURFACE WAVE DISPERSION MEASUREMENTS. *Geophysical Journal International*, (2007) 169, 1239-1260, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- [9] Cristoph Sens-Schönfelder, (2008); SYNCHRONIZING SEISMIC NETWORKS WITH AMBIENT NOISE. *Geophysical Journal International*, (2008) 174, 966970, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03842.x

- [10] U. Wegler, H. Nakahara, C. Sens-Schönfelder, M. Korn and K. Shiomi, (2009); SUDDEN DROP OF SEISMIC VELOCITY AFTER THE 2004 M_w 6.6 MID-NIIGATA EARTHQUAKE, JAPAN, OBSERVED WITH PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 114, B06305, doi:10.1029/2008JB005869
- [11] Kees Wapenaar, Deyan Draganov, Roel Snieder, Xander Campman and Arie Verdel, (2010); TUTORIAL ON SEISMIC INTERFEROMETRY: PART 1 - BASIC PRINCIPLES AND APPLICATIONS. *Geophysics*, Vol. 75, No. 5 (September-October 2010); P. 75A195-75A209, 15 Figs. 10.1190/1.3457445
- [12] Ueli Meier, Nikolai M. Shapiro, Florent Brenguier, (2010); DETECTING SEASONAL VARIATIONS IN SEISMIC VELOCITIES WITHIN LOS ANGELES BASIN FROM CORRELATIONS OF AMBIENT SEISMIC NOISE. *Geophysical Journal International*, Vol. 181, Issue 2 (2010) pages 985-996, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x
- [13] Cristoph Sens-Schönfelder, Ulrich Wegler, (2011); PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY FOR MONITORING CRUSTAL CHANGES WITH AMBIENT SEISMIC NOISE. *C. R. Geoscience*, doi:10.1016/j.crte.2011.02.005
- [14] M. Hobiger, U. Wegler, K. Shiomi and H. Nakahara, (2012); COSEISMIC AND POST-SEISMIC ELASTIC WAVE VELOCITY VARIATIONS CAUSED BY THE 2008 IWATE-MIYAGI NAIRIKU EARTHQUAKE, JAPAN. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B09313, doi:10.1029/2012JB009402
- [15] Shravan Hanasoge and Michal Branicki, (2013); INTERPRETING CROSS-CORRELATIONS OF ONE-BIT FILTERED SEISMIC NOISE. *Geophysical Journal International*, (2013) 195, 1811-1830, doi: 10.1093/gji/ggt337
- [16] Tom Richter, C. Sens-Schönfelder and R. Kind, (2013); MONITORING SEISMIC VELOCITY CHANGES IN NORTHERN CHILE USING AMBIENT NOISE. *Maule Earthquake Workshop*, March 4-8, 2013, Concepción, Chile
- [17] Anne Obermann, Thomas Planès, Eric Larose, Christoph Sens-Schönfelder and Michel Campillo, (2013); DEPTH SENSITIVITY OF SEISMIC CODA WAVES TO VELOCITY PERTURBATIONS IN AN ELASTIC HETEROGENEOUS MEDIUM. *Geophysical Journal International*, doi: 10.1093/gji/ggt043
- [18] Tom Richter, Christoph Sens-Schönfelder, Rainer Kind and Günter Asch, (2013); COMPREHENSIVE OBSERVATION AND MODELING OF EARTHQUAKE AND TEMPERATURE RELATED SEISMIC VELOCITY CHANGES IN NORTHERN CHILE WITH PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/
- [19] Shravan M. Hanasoge, (2013); THE INFLUENCE OF NOISE SOURCES ON CROSS-CORRELATION AMPLITUDES. *Geophysical Journal International*, (2013) 192, 295-309, doi: 10.1093/gji/ggs015