

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Cálculo de los cambios de velocidades sísmicas producto de las réplicas del terremoto del Maule del 2010, empleando interferometría sísmica pasiva enfocada en el análisis de la coda

Manuel Hernández Leal

Habilitación profesional para optar al título de Geofísico

Profesor guía: Klaus Bataille Bollweg

Índice general

Li	sta d	e figur	as	5
Li	Lista de tablas 11			11
1.	. Introducción			1
2.	Hip 2.1. 2.2.	ótesis Hipóte Objeti 2.2.1. 2.2.2.	y objetivos sis	5 5 5 6
3.	Mar 3.1.	rco teó Interfe 3.1.1. 3.1.2.	rico rometría sísmica	7 7 8
		3.1.3. 3.1.4.	Interferometría sismíca aplicada a la coda de la onda sísmica Cómo obtener las variaciones de velocidad	17 22
4.	Met	odolog	gía	25
	4.1.	Datos 4.1.1.	disponibles	25 26
	4.2.	Proces	amiento	$\frac{20}{27}$
		4.2.1. 4.2.2.	Autocorrelaciones	27
			locidad	28
5.	Res	ultado	5	31
	5.1.	Compo 5.1.1.	ortamiento de la velocidad durante el periodo de estudio . Resultados de la banda 2 [Hz] a 4 [Hz]	31 33
6.	Disc	cusión		43
	6.1.	Compa 6.1.1. 6.1.2. 6.1.3.	aración de las bandas sísmicas empleadas	49 49 62 70
	0.2.	Compa	aracion de canales Norte. Este v Vertical	(5

ÍNDICE GENERAL

Con	clusio	nes				79
Apé	ndices	3				81
8.1.	Apénd	lice A: Mapa de sismicidad de la región			•	82
8.2.	Apénd	lice B: Código python usado				83
	8.2.1.	Autocorrelación				83
	8.2.2.	Stretching			•	84
	Con Apé 8.1. 8.2.	Apéndices 8.1. Apénd 8.2. Apénd 8.2.1. 8.2.1. 8.2.2.	Apéndices 8.1. Apéndice A: Mapa de sismicidad de la región 8.2. Apéndice B: Código python usado 8.2.1. Autocorrelación 8.2.2. Stretching	Apéndices 8.1. Apéndice A: Mapa de sismicidad de la región 8.2. Apéndice B: Código python usado 8.2.1. Autocorrelación 8.2.2. Stretching	Apéndices 8.1. Apéndice A: Mapa de sismicidad de la región 8.2. Apéndice B: Código python usado 8.2.1. Autocorrelación 8.2.2. Stretching	Apéndices 8.1. Apéndice A: Mapa de sismicidad de la región 8.2. Apéndice B: Código python usado 8.2.1. Autocorrelación 8.2.2. Stretching

4

Índice de figuras

3.1.	Ejemplo unidimensional de interferometría de onda directa.(a) Una onda plana viajando en el sentido positivo (hacia la derecha) del eje de las abscisas, emitida por una fuente en $x = x_S$ y en tiempo $t = 0$. (b)La respuesta observada por el receptor ubicado en x_A . Esta es la función de Green $G(x_A, x_S, t).(c)$ La respuesta observada por el receptor ubicado en x_B , vale decir, la función de Green $G(x_B, x_S, t).(d)$ Correlación cruzada de las respuestas observadas en x_A y en x_B . Esto es interpretado como la respuesta del x_B , a una señal emitida en x_A , o sea, $G(x_B, x_A, t)$	ĉ
3.2.	Similar a la Figura 3.1, pero esta vez en vez de usar un impulso, empleamos una fuente de ruido sísmico $N(t)$ ubicada en x_S . (a)La respuesta observada en x_A , es decir, $u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) *$ $N(t)$. (b) La respuesta observada en x_B , es decir, $u(x_B, x_S, t) =$ $G(x_B, x_S, t) * N(t)$.(c) La correlación cruzada entre las respuestas registradas en x_A y x_B , descrita por $G(x_B, x_A, t) * S_N(t)$, donde $S_N(t)$ es la autocorrelación del ruido sísmico	12
3.3.	Similar a la Figura 3.1 pero esta vez para un impulso de onda plana viajando hacia la izquierda. La correlación cruzada en (d) se interpreta como la función de Green de tiempo inverso	12
3.4.	Similar a las figuras 3.2 y 3.4, pero esta vez con las fuentes de on- das planas impulsivas actuando simultáneamente. Podemos notar en la figura (d), los términos cruzados de la correlación cruzada, los cuales no tienen un significado físico	13
3.5.	Fuentes de ruido no correlacionadas entre ellas, actuando de for- ma simultánea. La correlación cruzada en (c) no posee términos cruzados	14

2.1. Ubicación del área de estudio y el despliegue de los OBS 6

3.6.	Un ejemplo bidimensional de interferometría de onda directa.(a)Dist de las fuentes puntuales, iluminando isotrópicamente a los recep- tores en x_A y x_B . Las líneas gruesas punteadas indican las zonas de Fresnel. (b) Respuestas en x_A como una función de las co- ordenadas (polares) de la fuente ϕ_S . (c)Respuestas en x_B . (d) Correlación cruzada de las respuestas en x_A y x_B . Las líneas punteadas indican las zonas de Fresnel. (e) La suma de las cor- relaciones en (d). La contribuciones principales vienen de fuentes en las zonas de fresnel señaladas en (a) y (d). (f) Correlación cruzada de las respuestas en x_A y x_B de fuentes de ruido no correlacionadas actuando simultáneamente	ribución 16
3.7. 4.1. 4.2.	Iustración de la coda sismica	28
4.3.	está asociado a un estiramiento del sismograma correspondiente de $\frac{dv}{v} = -0.4\%$ Ejemplo del factor de estiramiento obtenido para la autocor- relación de la estación LA04, usando una ventana en la coda de 2 a 6 segundos. Estas son las variaciones de velocidad relativa dv/v que se registraron en el periodo de estudio	29 30
5.1.	Disposición de las estaciones en la región de interés. Podemos ver el terremoto del 27 de febrero del 2010 caracterizado por su mecanismo focal de falla inversa originado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La ubicación de los eventos sísmicos registrados (y sus respectivas fechas) apare- cen denotados por las estrellas rojas, mientras que las estaciones aparecen graficadas en triángulos azules.	32
5.2.	Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las correlaciones correspondiente a cada día	94
۲n		54 25
0.3. 54	Estación I A04	ათ ვნ
5.4. 5.5	Estación LA06	30 37
5.6	Estación LA07.	38
5.7.	Estación LA08	39
5.8.	Estación LA09.	40
5.9.	Estación LA1P.	41

6

ÍNDICE DE FIGURAS

6.1.	Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.2.	Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.3.	Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.4.	Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.5.	Estación LA07 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.6.	Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.7.	Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.8.	Estación LA1P donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.9.	Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado
6.10.	Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

6.11. Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	55
6.12. Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	56
6.13. Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	56
6.14. Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	57
6.15. Estación LA1P donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	57
6.16. Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	58
6.17. Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	59
6.18. Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	59
6.19. Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	60
6.20. Estación LA07 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	60

6.21. Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	61
6.22. Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	61
6.23. Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	63
6.24. Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	63
6.25. Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	64
6.26. Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	64
6.27. Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	65
6.28. Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	66
6.29. Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	66
6.30. Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	67

6.31. Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada	
día registrado $\dots \dots \dots$	67
6.32. Estación LA07 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{av}{v}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	68
6.33. Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{dv}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado \ldots	68
6.34. Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{dv}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado \ldots	69
6.35. Estación LA1P donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	69
6.36. Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las correlaciones correspondiente a cada día registrado	70
6.37. Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{dv}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado \ldots	71
6.38. Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	72
6.39. Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado	73
6.40. Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{dv}$	
para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada	-
dia registrado	73
8.1. Mapa de sismicidad durante el periodo de estudio	82

Índice de tablas

5.1.	Caídas de velocidad para la estación LA01, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	34
5.2.	Caídas de velocidad para la estación LA02, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	35
5.3.	Caídas de velocidad para la estación LA04, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	36
5.4.	Caídas de velocidad para la estación LA06, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	37
5.5.	Caídas de velocidad para la estación LA07, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	88
5.6.	Caídas de velocidad para la estación LA08, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	39
5.7.	Caídas de velocidad para la estación LA09, usando una ventana	
	de coda de $tw = 2 - 6$ segundos	10
5.8.	Caídas de velocidad para la estación LA1P, usando una ventana	
	de coda de $tw = 4 - 8$ segundos	1
0.4		
6.1.	Réplicas ocurridas en la región de estudio e identificadas con el	
0.0	metodo	4
6.2.	Replicas ocurridas en la region de estudio e identificadas con el	1 -
<i>c</i>	metodo	Ð
6.3.	Estaciones en las que se detectan las caidas de velocidad para la	1 -
C 4	replica del 9 de Septiembre del 2010	Ð
0.4.	Estaciones en las que se detectan las caidas de velocidad para la	10
C F	Februarie en las energias detector las acídes de coloridad nome la	EO
0.5.	Estaciones en las que se detectan las caldas de velocidad para la	16
66	Estaciones en les que se detecten les coídes de velocided pare le	EO
0.0.	réplice del 20 de Noviembre del 2010	16
67	Fetaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la	EU
0.7.	réplice del 2 de Enero del 2011	17
68	Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la	
0.0.	réplica del 11 de Febrero del 2011	17
69	Caídas de velocidad relativa para el canal BHZ en la banda 1	
0.0.	[Hz] a 3 [Hz]	54
6.10	Caídas de velocidad relativa para el canal BHE, en la banda 1	-
	[Hz] a 3 [Hz]	68

6.11. Caídas de velocidad relativa para el canal BHN, en la banda 1	
$[Hz] a 3 [Hz] \dots \dots$	62
6.12. Caídas de velocidad relativa para el canal BHZ, banda 2 [Hz] a 4	
$[Hz] \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots $	62
6.13. Caídas de velocidad relativa para el canal BHE, banda 2 [Hz] a	
4 [Hz]	65
6.14. Caídas de velocidad relativa para el canal BHN, banda 2 [Hz] a	
4 [Hz]	70
6.15. Caídas de velocidad relativa para el canal BHZ, en la banda 4	
[Hz] a 6 [Hz]	71
6.16. Caídas de velocidad relativa para el canal BHE, en la banda 4	
$[Hz] a 6 [Hz] \dots \dots$	72
6.17. Caídas de velocidad relativa para el canal BHN, en la banda 4	
[Hz] a 6 [Hz]	74

12

Capítulo 1 Introducción

Varias son las técnicas en las que se basa la sismología para obtener información respecto a los cambios que sufre el medio, el monitoreo constante ha sido uno de los objetivos principales de esta rama de la geofísica. Algunos de estos cambios son relativamente fáciles de observar, tales como la deformación de la corteza cuando dos placas tectónicas hacen contacto, o cuando una cámara magmática acumula gran cantidad de material fundido desencadenando una erupción. Pero conocer cambios en el medio interno es bastante más complicado. La técnica que utilizaremos en este trabajo permite un monitoreo continuo en el tiempo de forma simple, barata y no destructiva, facilitándonos la tarea de detectar eventuales perturbaciones que se puedan producir en un momento determinado en el interior de la tierra. Esta técnica es la interferometría sísmica pasiva enfocada en el análisis de la coda, cuya característica principal es que utiliza como fuente de ondas el ruido sísmico continuamente presente en el medio. Entonces estudiaremos las velocidades relativas de estas ondas, y sus eventuales variaciones a causa de algúna modificación del medio en cuestión.

Para poder identificar cambios en el medio, es necesario comparar la situación previa y la situación posterior al cambio, esto solo a través de un sistema fuentereceptor fijo. algunas de las técnicas que usan este sistema fijo cuentan con problemas para llevarse a cabo. Por ejemplo el método que estudia terremotos con características similares para obtener las variaciones de velocidad en el medio, presenta el inconveniente de la **repetibilidad**, pues no es muy probable la ocurrencia de estos eventos de características parecidas, lo que se traduce en un muestreo deficiente, en una mala resolución temporal y por ende en conclusiones poco confiables. Otra técnica que presenta el mismo problema es el de utilizar fuentes explosivas pues éstas por lo general degradan el medio (con los perjuicios correspondientes), lo que modifica las condiciones originales de éste, y por ende repercute negativamente en la calidad de los estudios, pues a la hora de analizar los resultados finales, la considerable modificación del medio es un factor de suma importancia al momento de sacar conclusiones.

La idea de la interferometría sísmica pasiva viene a solventar esta situación, mediante mediciones de cambios de velocidad relativa de las ondas sísmicas en el medio a lo largo del tiempo, a través del análisis del **ruido ambiental**, sin necesidad de emplear fuentes artificiales costosas yo que dañen el ambiente y con un sistema de fuente-receptor fijo en el tiempo. El procedimiento consiste en obtener la función de green del medio entre un par de receptores de señales sísmicas, por ejemplo geófonos, lo que se logra llevando a cabo una correlación cruzada (o autocorrelaciones) de estos registros de ruido sísmico ambiental del par de sensores(o en el caso de usar autocorrelaciones, una sola estación). Adicionalmente a esto, podemos enfocar nuestro análisis en la parte de la fun-

ción de Green que contiene aquellas ondas que más se han dispersado a través del medio de estudio y que ,por ende, mejor muestrean la zona. Esta parte de la señal corresponde a la **coda sísmica**, con lo que el método pasa a denominarse **interferometría sísmica pasiva de ondas de la coda (Coda wave interferometry)**. Luego, podemos emplear la técnica del **estiramiento (o stretching)**, con lo que finalmente obtendremos las variaciones relativas de las velocidades de ondas sísmicas durante el periodo que dure el estudio.

Recordemos que un interferómetro es un instrumento que es sensible a la interferencia de dos o más ondas (opticas o acústicas). Por ejemplo, un interferómetro óptico usa dos rayos de luz que se interfieren, para medir pequeños cambios de longitud.

En este caso el medio actúa como un interferómetro natural, en el cual las ondas multiplemente dispersadas son extremadamente sensibles a pequeños cambios que ocurren al interior de éste (Snieder et. Al 2006). Entonces, la interferometría de ondas de la coda es una técnica para monitorear cambios en el medio a lo largo del tiempo usando ondas acústicas o elásticas. Las ondas que viajan a través del medio son dispersadas varias veces debido a la presencia de heterogeneidades en éste y se generan trenes de ondas de decaimiento lento, que conocemos como las ondas de la coda. A pesar de su apariencia caótica y ruidosa, la ondas de la coda son muy repetibles de forma de que si no ocurre un cambio en el medio durante el tiempo de estudio, las formas de la onda son idénticas. Si se produce un cambio en el medio, como por ejemplo una ruptura, el cambio en las ondas multiplemente dispersadas resultará en un cambio notable en las ondas de la coda. Con este método explotamos esa sensitividad para monitorear cambios temporales en medios fuertemente dispersivos.

Diversas son las aplicaciones de ésta técnica. Por ejemplo, en geotecnia podemos emplearlo para monitorear represas o los techos de los túneles. En pruebas no destructivas, podemos emplearla en monitorear cambios debido a la formación de rupturas u otros cambios en los materiales. En el monitoreo de peligros, podemos usarla para vigilar volcanes, fallas, áreas de derrumbe. En lo que respecta a la prospección de yacimientos petrolífero, podemos usarla para monitorear cambios en los reservorios de hidrocarburos durante la producción.

En este estudio se empleará la interferometría sísmica pasiva y el stretching para analizar los datos de ruido sísmico registrados por los sismómetro de fondo oceánico (En inglés Ocean bottom seismometers, en siglas OBS), instalados por la **Escuela de ciencias ambientales, Universidad de Liverpool**, y posicionados frente a la costa de Concepción, Chile, sobre la placa de Nazca. Se estudiarán las variaciones en la velocidad del fondo oceánico para el periodo posterior al terremoto que azotó a Chile el 27 de Febrero del 2010. La idea primero es verificar si este método funciona bien al emplear datos obtenidos en el suelo marino, que se carateriza por ser un medio mucho más ruidoso que la superficie de la tierra, y ver si es posible llevar a cabo un monitoreo continuo. También pretendemos comparar la eficiencia de emplear los canales BHZ, BHE y BHN a la hora de detectar los cambios del medio, ya que si bien se ha sugerido en algunos estudios emplear el canal BHZ, no se han dado pruebas formales al respecto del por qué este canal sería más adecuado.

Capítulo 2

Hipótesis y objetivos

2.1. Hipótesis

El método de interferometría sísmica enfocada en el análisis de la coda y empleando el método del stretching, es aplicable a datos de ruido sísmico obtenidos en el suelo marino.

2.2. Objetivo

Comprobar si el método de la interferometría sísmica de las ondas de la coda funciona para datos obtenidos en la corteza sumergida en el mar, medio que se diferencia de la superficie por presentar condiciones de ruido sísmico más complejas a parte de se un medio bastante diferente al de la superficie terrestre. Y de funcionar esta técnica, ¿Existe alguna diferencia en emplear datos del suelo bajo el mar frente al uso de datos obtenidos en la superficie terrestre?, ¿Hay alguna disimilitud en los resultados obtenidos al emplear los canales Vertical, Este y Norte?, ¿Es más complicado el procesamiento de los datos obtenidos en esta región bajo el mar?

2.2.1. Objetivos especificos

- Verificar si las variaciones de velocidad relativa obtenidas son similares en magnitud a aquellas que se han obtenido empleando el mismo método en la superficie terrestre.
- Comparar la sensibilidad de los canales BHN, BHZ y BHE a los cambios de velocidad relativa. ¿Hay un canal que sea especialmente sensible, o que permita ver de forma más clara los cambios de velocidades con este método?
- Comparar los resultados obtenidos por el método aplicado a distintas bandas de frecuencias.

 Comprobar si es más complicado procesar los datos del ruido del suelo marino, que se caracteriza por ser más intenso que el ruido de la superficie terrestre.

2.2.2. Área de estudio

La Escuela de ciencias ambientales, de la Universidad de Liverpool, Inglaterra, desplegó varios Sismómetros de fondo oceánico (OBS), desde el día 21 de Agosto del 2010 al 11 de Marzo del 2011 frente a las costas de Concepción, región del Bío-Bío, tal como se aprecia en la figura (2.1). Esta región se ubica próxima al terremoto de Chile de magnitud 8.8 MW que sacudió a Chile el día 27 de Febrero del año 2010. Esta institución desplegó los sismómetros con el fin de estudiar la evolución de la velocidad en esta región, pero estudiando directamente sobre el borde donde convergen dos placas (Nazca y Sudamericana). De estos datos recogidos por estos instrumentos, se aplicará la técnica de interferometría sísmica pasiva con análisis enfocado en la coda, para obtener el comportamiento de la velocidad a lo largo del tiempo de estudio en está región.



Figura 2.1: Ubicación del área de estudio y el despliegue de los OBS.

Capítulo 3

Marco teórico

3.1. Interferometría sísmica

La interferometría sísmica se refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas de fuentes virtuales, mediante una correlación cruzada de un par de registros sísmicos de sensores ubicados en diferentes localizaciones. La señal sísmica puede ser originada artificialmente por una fuente activa, ya sean explosiones, pistolas de aire, vibradores sismicos etc... o también puede usarse una fuente pasiva como lo es el **ruido sísmico ambiental** naturalmente presente en la tierra, y que es lo que precisamente se empleará en este trabajo, con lo cual este método pasa a denominarse **inteferometría sísmica pasiva**, debido al carácter no destructivo del ruido sísmico frente a, por ejemplo, fuentes activas como explosiones.

Como se comentó previamente, la interferometría sísmica pasiva surge ante la necesidad de un método más eficiente a la hora de monitorear el estado del subsuelo a lo largo del tiempo. Esta técnica cuenta además con la ventaja de generar un **sistema fuente-receptor que permanece invariable en el tiempo**, por lo que eventuales cambios del medio ,percibidos a través de correlaciones cruzadas (o autocorrelaciones, según sea el caso) de las señales sísmicas registradas solo podrán ser atribuidos a alguna modificación sufrida por el medio y no a un cambio en el sistema fuente - receptor.

Entonces la respuesta que se obtiene al correlacionar un par de registros puede ser interpretada como la respuesta que sería medida en un sensor como si la fuente estuviera en el otro. Debido a que tal respuesta a una fuente puntual es igual a la función de Green convolucionada con una ondeleta, se suele llamar a la interferometría sísmica como la **recuperación de la función de Green**.

Los primeros resultados de la recuperación de la función de Green a partir de la correlación del ruido sísmico se obtuvieron en el área de ultrasonidos (Weaver and Lobkis, 2001, 2002). Estos experimentos se llevaron a cabo con campos difusos en un sistema cerrado. Aquí difuso significa que la amplitud de los modos normales no estan correlacionadas pero poseen iguales energías esperadas. Entonces, la correlación cruzada de los campos en dos receptores no posee términos cruzados de modos normales desiguales. La suma del resto de los términos es proporcional a la representación modal de la función de Green en un sistema cerrado (Lobkis and Weaver, 2001). Esto significa que la correlación cruzada de un campo difuso en un sistema cerrado converge a su respuesta al impulso. Posteriormente se reconoció que esta explicación teórica es similar al teorema de fluctuación-disipación.

La tierra es un sistema cerrado, pero a la escala de la sismología global, el campo de ondas está lejos de ser difuso. A la escala de la sismología de exploración, un campo de ruido ambiental puede poseer un carácter difuso, pero el sistema circundante no es cerrado. Con esto en mente, para la interferometría sísmica la aproximación de los modos normales se rompe. Es posible considerar la interferometría sísmica para sistemas abiertos, incluyendo semiespacios bajo una superficie libre.

3.1.1. Interferometría de onda directa

A continuación se explica la teoría de la interferometría sísmica, pero primero aplicada sobre la onda directa para mayor simplicidad en la comprensión, pues entendiendo esto será más fácil asimilar la teoría de la interferometría sísmica de la coda.

Fuentes puntuales

Comenzamos la explicación analizando la figura (3.1), la que nos muestra una onda plana con forma de impulso (es decir, que posee valor solo en un determinado punto, y para todos los demás es cero) radiada por una fuente ubicada en $x = x_S$ y en tiempo t = 0 propagándose hacia la derecha a lo largo del eje de las abscisas. Aquí vamos a asumir que la velocidad de propagación, c, es constante y el medio no atenúa a la onda. A lo largo del eje x, tendremos posicionados dos receptores en los puntos x_A y x_B . La respuesta observada en el primer receptor ubicado en x_A se aprecia en la figura (3.1 b), y la representaremos mediante la notación $G(x_A, x_S, t)$, donde G es la función de Green, x_A es la posición del receptor A, x_S la posición de la fuente, y, dependiendo de si tratemos con tiempo o frecuencia angular, tendremos t o ω respectivamente en el último argumento. Lo mismo para el receptor ubicado en x_B . En este ejemplo, diremos que la función de Green consiste de un impulso, que se registra en las estaciones anteriormente mencionadas, en un tiempo t_A para el sensor en x_A , y t_B para el ubicado en x_B , donde la expresión para estos tiempos son:

$$t_A = (x_A - x_S)/c (3.1)$$

$$t_B = (x_B - x_S)/c (3.2)$$

Las respuestas registradas en los sensores, que asumimos son impulsos, se representan matemáticamente de la siguiente forma:

$$G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A) \tag{3.3}$$

$$G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B) \tag{3.4}$$



Figura 3.1: Ejemplo unidimensional de interferometría de onda directa.(a) Una onda plana viajando en el sentido positivo (hacia la derecha) del eje de las abscisas, emitida por una fuente en $x = x_S$ y en tiempo t = 0. (b)La respuesta observada por el receptor ubicado en x_A . Esta es la función de Green $G(x_A, x_S, t).(c)$ La respuesta observada por el receptor ubicado en x_B , vale decir, la función de Green $G(x_B, x_S, t).(d)$ Correlación cruzada de las respuestas observadas en x_A y en x_B . Esto es interpretado como la respuesta del x_B , a una señal emitida en x_A , o sea, $G(x_B, x_A, t)$.

Donde δ es la función delta de dirac, la cual se emplea pues asumimos que la señal recibida en los receptores en x_A y x_B es un impulso que llega en tiempo $t = t_A$ y $t = t_B$ respectivamente.

Este método de interferometría sísmica involucra la correlación cruzada de las respuestas de dos sensores, en este caso los ubicados en x_A y x_B . Podemos notar en la figura (3.1 a) que para el sensor ubicado en x_A la onda recorre la ruta sobre el eje x desde x_S hasta x_A , y para el sensor posicionado en x_B , la onda recorre el camino desde x_S hasta x_B , por lo que, en este trayecto, podemos decir que ambos sensores poseen en común la ruta desde x_S hasta x_A , lo que sin embargo, se corregirá automáticamente durante la correlación cruzada, pues el tiempo de viaje en esta ruta común se cancelará, quedando sólo el del resto de la ruta, esa que está entre x_A y x_B , esto es:

$$(t_B - t_A) = (x_B - x_A)/c$$
(3.5)

De esto entonces, la correlación cruzada de las respuestas en la figura (3.1 b) y (3.1 c) es un impulso en el tiempo $t_B - t_A$ como se ve en la figura (3.1 d). Lo interesante es que este impulso lo podemos interpretar como una señal que se origina en el sensor posicionado en x_A (al que llamaremos "fuente virtual") y que se registra por un receptor en x_B , lo cual es representado por la función $G(x_B, x_A, t)$

Con esto no es necesario conocer la posición de la fuente original x_S ni la ve-

locidad de propagación "c" de la onda. Independientemente de la longitud del camino y de la velocidad de propagación en ese mismo trayecto, los tiempos de viaje común en la ruta entre x_S y x_A se van a compensar.

Matemáticamente, la correlación cruzada entre las respuestas a los impulsos en x_A y x_B es representada por la operación $G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t)$ donde el asterisco representa la convolución temporal, pero el tiempo -t en la segunda función de Green de la expresión anterior, transforma esta convolución en una correlación cruzada definida como:

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(x_B, x_S, t+t') G(x_A, x_S, t') dt'$$
(3.6)

Si en el lado derecho de la ecuación anterior, sustituímos los deltas de dirac de las ecuaciones (3.3) y (3.4), obtenemos:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t+t'-t_B)\delta(t'-t_A)dt' = \delta(t-(t_B-t_A)) = \delta(t-(x_B-x_A)/c) \quad (3.7)$$

Sabemos que el delta de dirac, para una función f cumple $\int_{-\infty}^{\infty} f(x)\delta(x-a) = f(a)$, por lo que, homologando a la ecuación anterior, tendremos:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A) \delta(t + t' - t_B) dt' = \delta(t_B - t - t_A) = \delta(-t + t_B - t_A)$$
(3.8)

Y empleando otra propiedad de la delta, que expresa que $\delta(x-a) = \delta(-x+a)$, entonces, obtendremos:

$$\delta(-t+t_B-t_A) = \delta(t-(t_B-t_A)) \tag{3.9}$$

Y como vimos anteriormente que $t_B - t_A$ representaba el tiempo que transcurre entre que la onda se registra en la estación ubicada en x_A y la ubicada en x_B , podemos decir que la ecuación (3.9) representa la función de Green de las ondas que se propagan entre x_A y x_B . Es decir:

$$G(x_B, x_A, t) = \delta(t - (t_B - t_A))$$
(3.10)

Esto es de hecho, la función de Green propagándose des
de la posición x_A hasta la posición x_B

Ya que comenzamos esta derivación con la correlación cruzada de las funciones de Green, hemos obtenido la siguiente representación de la función de Green unidimensional:

$$G(x_B, x_A, t) = G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t)$$
(3.11)

Y aquí está el principio en el que se basa la interferometría sísmica. Esta representación nos dice que la correlación cruzada de registros sísmicos de dos

estaciones ubicadas en x_A y x_B , nos da como resultado, la respuesta de uno de estos receptores, x_B para este ejemplo, a una señal emitida desde el receptor ubicado en la otra posición, x_A .

Podemos usar este razonamiento para el caso en que la señal, en vez de ser un impulso, fuera una ondeleta (una oscilación breve) definida por s(t). Entonces la respuestas registradas en los sensores en x_A y x_B pueden ser escritas como:

$$u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * s(t)$$
(3.12)

$$u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * s(t)$$
(3.13)

Sea $S_S(t)$ la autocorrelación de la ondeleta, es decir $S_S(t) = s(t) * s(-t)$. Entonces la correlación cruzada de $u(x_A, x_S, t)$ y $u(x_B, x_S, t)$, nos dará:

$$u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t) * S_S(t)$$
(3.14)

Esto quiere decir que si la función fuente es una ondeleta en vez de un impulso, entonces la correlación cruzada de las respuestas de dos receptores, nos da la función de Green entre esos dos receptores, convolucionada con la autocorrelación de la función fuente.

Este principio es válido para cualquier función fuente, incluyendo el ruido sísmico. Un ejemplo númerico que podemos encontrar en (Wapenaar et. al 2010), ayudará a comprender un poco más la idea. Las figuras (3.2a y 3.2b) muestran las respuestas de x_A y x_B respectivamente a una fuente de ruido N(t) en la posición x_S . La distancia entre dos receptores es 1200 m, y al correlacionar las dos señales mostradas en la figura (3.2 a) y (3.2 b), obtenemos que el desfase en el registro de la señal por parte de este par de estaciones es de 0.6 s. Es decir, la respuesta al ruido sísmico en el sensor ubicado en x_B (figura (3.2 b)) se registra 0,6 s más tarde que en el sensor ubicado en x_A (figura (3.2 a)). La correlación cruzada de estos registros de ruido nos da, similar a la ecuación (3.14), la respuesta al impulso entre x_A y x_B , convolucionada con $S_N(t)$ (la autocorrelación del ruido N(t)). La correlación se muestra en la figura (3.2 c). Nota que a partir de registros de un campo de ruido proveniente de una fuente desconocida en un medio con velocidad de propagación desconocida, hemos obtenido una versión en banda limitada de la función de Green. Dividiendo la distancia entre los receptores (1200 m) por el tiempo de viaje estimado entre estos obtenidos gracias a la correlación (0.6 s), obtenemos una aproximación de la velocidad de propagación entre los sensores igual a 2000 m/s.

En la figura (3.3 a) consideramos la misma configuración que en la figura (3.1 a), pero ahora la fuente de impulso está ubicada en $x = x'_S$ radiando en sentido negativo del eje x(hacia la izquierda). En las figuras (3.3 b) y figura (3.3 c) tenemos las respuestas de los sensores en x_A y x_B , dadas por:

$$G(x_A, x'_S, t) = \delta(t - t'_A)$$
 (3.15)

$$G(x_B, x'_S, t) = \delta(t - t'_B)$$
 (3.16)

Donde $t_A'=(x_S'-x_A)/c$ y $t_B'=(x_S'-x_B)/c.$ La correlación cruzada de estas respuestas nos da:

$$\delta(t - (t'_B - t'_A)) = \delta(t + (x_B - x_A)/c) \tag{3.17}$$



Figura 3.2: Similar a la Figura 3.1, pero esta vez en vez de usar un impulso, empleamos una fuente de ruido sísmico N(t) ubicada en x_S . (a)La respuesta observada en x_A , es decir, $u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * N(t)$. (b) La respuesta observada en x_B , es decir, $u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * N(t)$.(c) La correlación cruzada entre las respuestas registradas en x_A y x_B , descrita por $G(x_B, x_A, t) * S_N(t)$, donde $S_N(t)$ es la autocorrelación del ruido sísmico.

Entonces, para la configuración de la figura (3.2 a), obtenemos la siguiente representación de la función de Green:

$$G(x_B, x_A, -t) = G(x_B, x'_S, t) * G(x_A, x'_S, -t)$$
(3.18)

Lo cual es igual a la fución de Green antes obtenida (para el caso de la figura (3.1) donde la fuente radiaba ondas hacia la derecha), pero esta vez posee el tiempo negativo $G(x_B, x_A, -t)$ lo que significa que las ondas viajan en el sentido opuesto a ese caso.



Figura 3.3: Similar a la Figura 3.1 pero esta vez para un impulso de onda plana viajando hacia la izquierda. La correlación cruzada en (d) se interpreta como la función de Green de tiempo inverso.

3.1. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

Podemos combinar las ecuaciones 3.11 y 3.18 de la siguiente manera.

$$G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t) = \sum_{i=1}^{2} G(x_B, x_S^{(i)}, t) * G(x_A, x_S^{(i)}, -t)$$
(3.19)

Donde $x_S^{(i)}$ para i = 1, 2 representa x_S y x'_S respectivamente.

Si la función fuente es una ondeleta s(t), cuya autocorrelación es igual a $S_S(t)$, obtenemos, análogo a la ecuación (3.14).

$$\{G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_S(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_B, x_S^{(i)}, t) * u(x_A, x_S^{(i)}, -t)$$
(3.20)

En las ecuaciones (3.19) y (3.20) vemos que primero se realiza la correlación cruzada de las respuestas separadamente, y solo luego se lleva a cabo la sumatoria de las fuentes. Para fuentes que emiten impulsos u ondeletas s(t), estos pasos no deberían intercambiarse, veamos el por qué. Supón que dos fuentes posicionadas en x_S y x'_S respectivamente, actuasen simultáneamente, como se ve en la figura (3.4 a). La respuesta en x_A estará dada por $u(x_A,t) = \sum_{i=1}^2 G(x_A, x_S^{(i)}, t) * s(t)$ y la respuesta en x_B sería $u(x_B, t) = \sum_{j=1}^2 G(x_B, x_S^{(j)}, t) * s(t)$. Estas respuestas se ven en la figura (3.4 b) y (3.4 c) para una fuente que emite un impulso $(s(t) = \delta(t))$. La correlación cruzada de estas respuestas mostrada en la figura (3.4 d), contienen dos términos cruzados que no poseen significado físico, en $t_B - t'_A$ y $t'_B - t_A$. De esta forma, es de crucial importancia el orden en que se llevan a cabo la correlación cruzada y la sumatoría para fuentes impulsivas u ondeletas.



Figura 3.4: Similar a las figuras 3.2 y 3.4, pero esta vez con las fuentes de ondas planas impulsivas actuando simultáneamente. Podemos notar en la figura (d), los términos cruzados de la correlación cruzada, los cuales no tienen un significado físico

Para el ruido sísmico, sin embargo, la situación es distinta. Consideremos dos fuentes de ruido $N_1(t)$ y $N_2(t)$ localizadas en x_S y x'_S respectivamente, y

actuando al mismo tiempo. Las respuestas en los receptores x_A y x_B están dadas por las ecuaciones (3.21) y (3.22) correspondientemente:

$$u(x_A, t) = \sum_{i=1}^{2} G(x_A, x_S^{(i)}, t) * N_i(t)$$
(3.21)

$$u(x_B, t) = \sum_{j=1}^{2} G(x_B, x_S^{(j)}, t) * N_j(t)$$
(3.22)

Debido a que cada una de estas respuestas (ver figura (3.5 a) y (3.5 b)) es la superposición de ondas propagándose hacia la derecha y hacia la izquierda, la respuesta en la figura (3.5 b) no es un versión desplazada de la respuesta en la figura (3.5 a) (a diferencia de las respuestas en la figura (3.2 a) y (3.2 b)). Entonces, asumimos que las fuentes de ruido no están correlacionadas, lo que nos permite eliminar los terminos $t'_B - t_A$ y $t_B - t'_A$. Por lo tanto, para la correlación cruzada de las respuestas en x_A y x_B podemos escribir:

$$\langle u(x_B,t) * u(x_A,-t) \rangle = \langle \sum_{j=1}^{2} \sum_{i=1}^{2} G(x_B, x_S^{(j)}, t) * N_j(t) * G(x_A, x_S^{(i)}, -t) * N_i(-t)) \rangle$$
(3.23)

Esta ecuación representa el promedio en el tiempo de las correlaciones cruzadas entre las señales registradas por los sensores x_A y x_B .



Figura 3.5: Fuentes de ruido no correlacionadas entre ellas, actuando de forma simultánea. La correlación cruzada en $({\rm c})$ no posee términos cruzados

En situaciones más generales es posible hacer acotaciones válidas respecto a la interferometría sísmica a partir de este simple análisis unidimensional de interferometría sísmica de onda directa. Primero, podemos distinguir, entre interferometría para fuentes impulsivas o de ondeletas (transitorias) (ecuaciones (3.19) y (3.20)) y por otra parte, interferometría para fuentes de ruido (ecuación 3.25). En el caso de fuentes impulsivas u ondeletas, a las respuestas de cada fuente se deben aplicar la correlación cruzada separadamente, luego de lo cual se lleva a cabo la sumatoria. En el caso de fuentes de ruido no correlacionadas, solo basta una correlación cruzada, pues la fuentes ya estan combinadas.

3.1.2. Análisis de interferometría de onda directa para 2 y 3 dimensiones

Ahora extrapolamos nuestra discusión de interferometría de onda directa a configuraciones con más dimensiones.

La figura (3.6 a) nos muestra una configuración bidimensional. La línea punteada horizontal corresponde a la configuración unidimensional de la figura (3.1 a), con dos receptores en x_A y x_B , distanciados en 1200 metros(x denota un vector de coordenadas cartesianas).La velocidad de propagación x es 2000m/s, y se asume nuevamente que el medio no atenúa la onda. En la imagen, los puntos negros representan las fuentes puntuales distribuidas alrededor de una circunferencia, y que están emitiendo señales transitorias. Las fuentes están localizadas en coordenadas polares (r_S, ϕ_S) . Las fuentes estan uniformemente separadas por $\Delta \phi_S = 0.25^{\circ}$, mientras que la distancia r_S al centro del circulo varía aleatoreamente entre 2000 y 3000 metros. En la figura (3.6 b) y (3.6 c) se muestran las respuestas de los receptores x_A y x_B respectivamente, en función de las coordenadas polares de la fuente ϕ_S . Se realiza la correlación cruzada a estas respuestas (para cada fuente separadamente) y se muestran en la figura (3.6 d), de nuevo como una función de ϕ_S . Ese conjunto se denomina frecuentemente conjunto de correlación. Nota que los tiempos de viaje en este conjunto de correlación varían suavemente con ϕ_S , a pesar de lo aleatorio que son los tiempos de viaje en las figuras (3.7 b) y (3.7 c). Esto es porque en el proceso de correlación cruzada solo la diferencia en tiempo a lo largo de los caminos desde x_A a x_B importa.

La fuente en la figura (3.6 a) con $\phi_S = 0^{\circ}$ juega el mismo rol que el de la fuente de onda plana en x_S en la figura (3.1 a). Para esta fuente, la correlación cruzada da una señal a $|x_B - x_A|/c = 0.6s$, vista en la traza a $\phi_S = 0^{\circ}$ en la figura (3.6 d). Similarmente, la fuente a $\phi_S = 180^{\circ}$ juega el mismo rol que la fuente de onda plana ubicada en x'_S en la figura (3.3 a) y que lleva a la traza a $\phi_S = 180^{\circ}$ en la figura (3.6 d) con una señal a -0.6 segundos. Análogo a la ecuación (3.20), sumamos las correlaciones cruzadas de todas las fuentes, esto es, sumamos todas las trazas en la figura (3.6 d), lo cual nos lleva a la respuesta simétrica en el tiempo en la figura (3.6 e), con dos eventos a 0.6 y -0.6 segundos. Estos dos eventos, son nuevamente interpretados como la respuesta de una fuente en x_A , observada en x_B , sumada a su versión tiempo-inverso, esto es:



Figura 3.6: Un ejemplo bidimensional de interferometría de onda directa.(a)Distribución de las fuentes puntuales, iluminando isotrópicamente a los receptores en x_A y x_B . Las líneas gruesas punteadas indican las zonas de Fresnel. (b) Respuestas en x_A como una función de las coordenadas (polares) de la fuente ϕ_S . (c)Respuestas en x_B . (d) Correlación cruzada de las respuestas en x_A y x_B . Las líneas punteadas indican las zonas de Fresnel. (e) La suma de las correlaciones en (d). La contribuciones principales vienen de fuentes en las zonas de fresnel señaladas en (a) y (d). (f) Correlación cruzada de las respuestas en x_A y x_B de fuentes de ruido no correlacionadas actuando simultáneamente.

$$\{G(X_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_S(t)$$
(3.24)

Donde $S_S(t)$ es la autocorrelación de la fuente de ondeletas. Debido a que las fuentes tienen un contenido frecuencial finito, no solo las fuentes en $\phi_S = 0^{\circ}$ y $\phi_S = 180^{\circ}$ contribuyen a esos eventos, sino que también lo hacen aquellas fuentes en la zona de Fresnel, alrededor de estos ángulos .Estas zonas de Fresnel son denotadas por las líneas gruesas punteadas en la figura (3.6 a) y (3.6 d). En la figura (3.6 d), los centros de esas zonas de Fresnel son los puntos estacionarios de la curva de tiempo de viaje de las correlaciones cruzadas. Nota que los eventos en todas las trazas fuera de la zona de Fresnel en la figura (3.6 d), se interfieren destructivamente por lo que no contribuyen coherentemente en la figura (3.6 e). El ruido entre estos dos eventos en la figura (3.6 e) se debe a que la curva de tiempo de viaje en la figura (3.6 d) no esta 100 % suavizada, debido a la aleatoriedad de las posiciones de las fuentes en la figura (3.6 a).

3.1. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

La respuesta en la figura (3.6 e) se obtiene sumando las correlaciones cruzadas de fuentes transitorias independientes. Utilizando los argumentos en la sección anterior, podemos reemplazar las fuentes transitorias con fuentes de ruido actuando de forma simultánea. Los términos cruzados desaparecen cuando las fuentes de ruido no estan correlacionadas; de aquí, una correlación cruzada de registros de ruido en x_A y x_B nos entrega, análogo a la ecuación (3.25):

$$\{G(X_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_N(t)$$
(3.25)

Donde $S_N(t)$ representa la autocorrelación del ruido (ver figura (3.6 f)).

Por supuesto, lo que es demostrado aquí para una distribución de fuentes bidimensional también se mantiene para una distribución de fuentes tridimensional. En ese caso, todas las zonas en el volumen de Fresnel, contribuyen a la recuperación de la onda directa entre x_A y x_B .

3.1.3. Interferometría sismíca aplicada a la coda de la onda sísmica

La coda sísmica

Comprendiendo la teoría expuesta previamente, podemos abordar el tema de la interferometría pasiva aplicada a la coda sísmica, método que se emplea en este trabajo y con el cual buscaremos las variaciones de la velocidad de la onda sísmica.

El término "Coda" es una palabra italiana, que deriva del latín *cauda-ae*, y cuyo significado es "cola". Entonces en un sismograma, denominamos como coda a aquella área del sismograma ubicada luego de la llegada de la onda directa, y que representa la vibración residual de la parte final del registro, es decir la "cola" de éste, donde tenemos ondas fuertemente dispersadas por el medio. La amplitud de esta vibración residual decae lentamente a lo largo del tiempo, y este decaimiento es el mismo para todas las estaciones de registro y focos sísmicos situados en una misma región. La figura (3.7) puede aclarar un poco esta descripción



Figura 3.7: Ilustración de la coda sísmica.

Al enfocar nuestro análisis en la coda de las funciones de Green obtenidas

por interferometría pasiva (usando ruido sísmico), el método pasa a denominarse interferometría pasiva de coda sísmica.

La onda directa es una onda sísmica que viaja a través de la tierra directamente desde la fuente hacia los receptores sin ser reflejada o refractada por una capa bajo la superficie. Consecuencia de esto es que esta onda no realiza un gran recorrido a través del medio por el cual transita, lo que se traduce en una pobre cobertura de la región de estudio, y con esto en mente no conviene emplearla, pues entregaría poco detalle. Ahora, si nos enfocamos en las ondas presentes en la coda de la señal, la cobertura resulta ser mucho mejor al caso anterior, pues estas ondas, en un medio dispersivo como lo es la tierra, muestrean repetidamente la misma región del espacio. Tal medio actúa como un interferometro natural, por lo que estas ondas multiplemente dispersadas son extremadamente sensibles a pequeños cambios en el medio. Entonces el utilizar la técnica de la interferometría sísmica enfocada en el análisis de la coda, nos permite registrar detalladamente los eventuales cambios que se puedan producir en el medio.

El método del estiramiento

Para obtener los cambios de velocidad utilizaremos el llamado método del estiramiento, cuya teoría fue explicada por Roel Snieder y que a continuación profundizaremos. Este método propone comparar el campo de ondas en una región del espacio con el campo de ondas perturbado, el cual viene a ser el campo de ondas en esta misma región luego de que el medio sufriera alguna modificación producto de una ruptura, filtraciíon de agua, movimiento lava etc... Con lo anterior denominaremos a los campos de ondas como el campo de ondas no perturbado a las ondas que transiten por el medio que no ha sufrido cambios, y como el campo de ondas perturbado a aquellas ondas que transiten por el medio que sufrió una perturbación).

Representaremos las ondas en un medio no perturbado como:

$$u(t) = \sum_{P} S_P(t) \tag{3.26}$$

Aquí, u(t) representa al campo de ondas y S_P representa a cada onda propagándose por su respectivo camino P. Entonces la expresión nos dice que el campo de ondas sin perturbar, es la superposición de las ondas propagándose a lo largo de todos los posibles caminos dispersivos. Esta expresión incluye a la onda directa y aquellas ondas dispersada una o más veces. Una vez que el medio experimente un cambio físico, éste se verá reflejado en un cambio en la fase de las ondas, siempre que la longitud media de todos los caminos recorridos por las ondas sean significativamente más grandes que la longitud de onda de éstas. Entonces, si el cambio que sufre el medio es no dispersivo en la banda de frecuencias de ondas consideradas, el tiempo de llegada de las ondas a los receptores cambiará. Con lo que para el medio perturbado tendremos:

3.1. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

$$\tilde{u}(t) = \sum_{P} S_P(t - \tau_P) \tag{3.27}$$

El cambio sufrido por el medio genera que las ondas se retrasen en su llegada en un tiempo τ_P . Entonces, compararemos las expresiones del medio perturbado y no perturbado mediante el coeficiente de correlación con desfase, que se expresa de la siguiente manera:

$$R(t_S) = \frac{\int_{t-T}^{t+T} u(t')\tilde{u}(t'+t_S)dt'}{\sqrt{\int_{t-T}^{t+T} u^2(t')dt'}\int_{t-T}^{t+T} \tilde{u}^2(t')dt'}$$
(3.28)

Aquí t_S representa el tiempo que se retarda la onda del medio perturbado, respecto a la del medio no perturado. La correlación anterior se calcula utilizando una ventana de tiempo finito cuyo tiempo central es t y el largo de la ventana es de 2T. Analizemos primero la expresión del numerador.

$$N(t_S) = \int_{t-T}^{t+T} u(t')\tilde{u}(t'+t_S)dt'$$
(3.29)

Reemplazando las igualdades de la ecuaciones (3.28) y (3.29), en la ecuación anterior, obtenemos una sumatoria doble $\sum_{PP'}$ sobre los caminos. Esta sumatoria puede ser dividida en términos diagonales (P = P'), y cruzados $(P \neq P')$

$$\sum_{PP'}(...) = \sum_{P=P'}(...) + \sum_{P\neq P'}(...)$$
(3.30)

Con las ecuaciones (3.28) y (3.29) obtenemos:

$$N(t_S) = \sum_{P} \int_{t-T}^{t+T} S_P(t') S_P(t'+t_S-\tau_P) dt' + \sum_{P \neq P'} \int_{t-T}^{t+T} S_P(t') S_{P'}(t'+t_S-\tau_{P'}) dt'$$
(3.31)

No tiene sentido físico, en esta situación, comparar los términos cruzados $(P \neq P')$, asi que solamente vamos a comparar las ondas que recorrieron los mismos caminos antes y después de la perturbación.

$$N(t_S) = \sum_{P} \int_{t-T}^{t+T} S_P(t') S_P(t'+t_S-\tau_P) dt'$$
(3.32)

Podemos escribir ésta integral como una sumatoria de la correlación cruzada de las ondas que se han propagado a lo largo de los caminos individuales, lo que definimos como:

$$C_P(t_S - \tau_P) \equiv \int_{t-T}^{t+T} S_P(t') S_P(t' + t_S - \tau_P) dt'$$
(3.33)

De forma que:

$$N(t_{S}) = \sum_{P} C_{P}(t_{S} - \tau_{P})$$
(3.34)

Podemos realizar lo mismo al denominador de la ecuación (3.30), con lo que obtenemos:

$$\int_{t-T}^{t+T} u^2(t) dt' = \int_{t-T}^{t+T} \tilde{u}^2(t') dt' = \sum_P C_P(0)$$
(3.35)

Al derivar este resultado se usan las mismas aproximaciones que en la derivación de la expresión (3.36), especificamente se ignoran los términos cruzados $\sum_{P \neq P'}$. Insertando las expresiones (3.36) y (3.37) en la ecuación (3.30) obtenemos:

$$R(t_S) = \frac{\sum_P C_P(t_S - \tau_P)}{\sum_P C_P(0)}$$
(3.36)

Antes de analizar este coeficiente de correlación, se introduce otra aproximación. En el dominio de frecuencias la definición (3.35) para la correlación de S_P corresponde a:

$$C_P(\omega) = |S_P(\omega)|^2 \tag{3.37}$$

Las ondas que se propagan a lo largo de distintos caminos son excitadas por la misma fuente, experimentan la misma atenuación, y se propagan a través del mismo medio dispersivo. Debido a la focalización, la amplitud general de éstas ondas puede diferir. Por esto, se asume que las ondas que se propagan a lo largo de diferentes trayectorias tienen un espectro de poder con la misma forma, pero la amplitud general de cada una de éstas ondas puede ser diferente. Nota que esto no implica que las ondas $S_P(t)$ son las mismas, debido a que el espectro de fase puede ser diferente. De hecho, el espectro de fase será diferente debido a que estas ondas tienen tiempos de llegada distintos y podrían tener diferentes formas de onda. En vista de que la autocorrelación es la transformada de fourier de el espectro de poder, el asumir que la forma del espectro de poder de la onda es el mismo, implica que incluso para una constante, la autocorrelación es la misma, entonces:

$$C_P(t) = I_P C(t) \tag{3.38}$$

Con C(0)=1. En esta expresión C(t) es la autocorrelación de $S_P(t)$ normalizada a su máximo en t=0, mientras I_P mide la intensidad de la onda que se ha propagado a lo largo del camino P. Usando estos resultados el coeficiente de correlación con desfase es dado por:

$$R(t_S) = \frac{\sum_P I_P C(t_S - \tau_P)}{\sum_P I_P}$$
(3.39)

El espectro de poder de las ondas dispersas en general es diferente del espectro de poder de la función tiempo-fuente debido a que la dispersión y la difracción son dependientes de la frecuencia. La suposición de que la forma del espectro de poder $|S_P(\omega)|^2$ de las ondas que llegan en una ventana de tiempo es idéntica, puede solamente ser cierta si las ondas dispersas que llegan en esa ventana han experimentado el mismo número de eventos dispersores. Por esta razón la ventana de tiempo no debería ser muy larga. El factor I_P en la expresión (3.40) representa el hecho de que diferentes llegadas pueden tener diferentes amplitudes.

3.1. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

Ahora asumimos que las perturbaciones en los tiempos de viaje no cambian significativamente entre los diferentes caminos con llegadas dentro de la ventana de tiempo empleada. Asumimos además que podemos usar una expansión de taylor de segundo orden de la autocorrelación. La autocorrelación es una función par, con C(0) = 1, de aquí la expansión de Taylor de segundo orden es dada por:

$$C(t) = 1 + \frac{1}{2}\ddot{C}(t=0)t^2$$
(3.40)

Donde los dos puntos sobre C, indican que ésta fue derivada dos veces con respecto al tiempo. Considerando un primer caso en que $\tau_P = 0$, la ecuación (3.41) queda:

$$C(t_S) = R(t_S) \tag{3.41}$$

Donde R(t) es el coeficiente de correlación definido en la expresión (3.30) con el campo de ondas perturbado igual al campo de ondas no perturbado $\tilde{u} = u$. Usando esto en la expresión (3.43) y reemplazando t_S por t, obtenemos:

$$C(t) = \frac{\int u(t')u(t'+t)dt'}{\int u^2(t')dt'}$$
(3.42)

Donde la integración se realiza en la ventana de tiempo considerada antes. De esta expresión se sigue que C(0) = 1, como se requiere en la ecuación (3.40). Si diferenciamos dos veces con respecto al tiempo la expresión anterior obtenemos:

$$\ddot{C}(t) = \frac{\int u(t') \frac{d^2 u(t'+t)}{dt^2} dt'}{\int u^2(t') dt'} = \frac{\int u(t') \frac{d^2 u(t'+t)}{dt'^2} dt'}{\int u^2(t') dt'}$$
(3.43)

Si t=0, y usando integración por partes, obtenemos, bajo el supuesto de que u se desvanece al final del intervalo de integración:

$$\ddot{C}(0) = -\frac{\int \dot{u}^2(t')dt'}{\int u^2(t')dt'}$$
(3.44)

En la práctica, uno reduce el integrando en el coeficiente de correlación de la ecuación (3.30) con el fin de cancelar artefactos de truncamiento. El lado derecho de la expresión anterior tiene dimensiones de $frecuencia^2$; por esto se introduce la definición de frecuencia angular cuadrada media:

$$\overline{\omega^2} \equiv \frac{\int \dot{u}^2(t')dt'}{\int u^2(t')dt'} \tag{3.45}$$

Nota que esta cantidad puede ser calculada directamente a partir de los datos registrados. Usando ésta expresión en las ecuaciones (3.42) y (3.46) nos da la siguiente expansión de Taylor de segundo orden:

$$C(t) = 1 - \frac{1}{2}\overline{\omega^2}t^2$$
 (3.46)

Sustituyendo esto en la ecuación (3.41) da:

$$R(t_S) = 1 - \frac{1}{2} \frac{\overline{\omega^2} \sum_P (t_S - \tau_P)^2 I_P}{\sum_P I_P}$$
(3.47)

De aquí se sigue por diferenciación que el coeficiente de correlación alcanza su máximo cuando:

$$\frac{dR(t_S)}{dt_S} = -\overline{\omega^2} \frac{\sum_P (t_S - \tau_P) I_P}{\sum_P I_P} = 0$$
(3.48)

Entonces, observando la ecuación anterior, el máximo es alcanzado en:

$$t_S = t_{max} = \frac{\sum_P \tau_P I_P}{\sum_P I_P} \tag{3.49}$$

Ahora, si consideramos todas las ondas sobre todos los caminos posibles contenidos en la coda dentro de la ventana 2T, obtendremos el máximo coeficiente de correlación $R(t_S)$ a un tiempo de desfase igual a :

$$t_S = <\tau> \tag{3.50}$$

Es decir, R_{max} , máximo valor de la correlación, se obtiene reemplazando t_S en la expresión (3.49) por el promedio $< \tau >$.

$$R_{max} = 1 - \frac{1}{2} \frac{\overline{\omega^2} \sum_P (\tau_P - \langle \tau \rangle)^2 I_P}{\sum_P I_P}$$
(3.51)

3.1.4. Cómo obtener las variaciones de velocidad

Vamos a suponer que en un medio la velocidad v(\mathbf{r}) se ve alterada con una perturbación $\delta v(\mathbf{r})$, y que la perturbación de velocidad relativa, $\delta v(\mathbf{r})/v$, es igual en todas partes del medio. El tiempo de viaje no perturbado es dado por (3.54):

$$t_P = \int_P \frac{1}{v} ds \tag{3.52}$$

Donde la integración es a lo largo del camino P. El tiempo de viaje perturbado se representa por la ecuación (3.55):

$$t_P + \tau_P = \int_P \frac{1}{v + \delta v} ds = \int_P \frac{1}{v(1 + \delta v/v)} ds$$
(3.53)

Recurrimos a la siguiente aproximación: $(1+x)^n = 1 + nx + \dots$

Donde, para ésta situación puntual, n = -1 y $x = \delta v/v$. Luego:

$$t_P + \tau_P = \int_P \frac{1}{v} (1 - \frac{\delta v}{v}) ds = \int_P \frac{1}{v} ds - \int_P \frac{1}{v} \frac{\delta v}{v} ds$$
(3.54)

Pero $t_P = \int_P \frac{1}{v} ds$, con lo que podemos insertar ésta igualdad en la ecuación anterior, por lo que finalmente quedará:

22

3.1. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

$$\tau_P = -\int_P \frac{1}{v} \frac{\delta v}{v} ds \tag{3.55}$$

Y, como anteriormente dijimos que la perturbación de velocidad relativa era constante, es decir $\frac{\delta v}{v} = cte$, entonces:

$$\tau_P = -\frac{\delta v}{v} \int_P \frac{1}{v} ds = -\frac{\delta v}{v} t_P \tag{3.56}$$

Expadiendo el problema a todas las ondas dispersadas que pasaron por todos los caminos posibles en la totalidad de la ventana de tiempo considerada, entonces: $\tau_P = < \tau >$ y reemplazando el tiempo t_P por en tiempo central de la ventana de tiempo t, debido a que estos son los tiempos de llegadas promedio de las ondas que llegan en esa ventana de tiempo. Con esto obtenemos finalmente:

$$\frac{\delta v}{v} = -\frac{\langle \tau \rangle}{t} \tag{3.57}$$

Con esto es posible detectar posibles perturbaciones en un medio, pues éstas se verán reflejadas en el cambio del factor de estiramiento $\frac{\delta v}{v}$ que está directamente vinculado a $< \tau >$.

Y este es el procedimiento que emplearemos a lo largo del trabajo, traducido computacionalmente por un software llamado MIIC (Monitoring and Imaging based on Interferometric Concepts) desarrollado por varios centros alemanes de investigación, y que contiene paquetes de Python y Obspy que permiten aplicar las técnicas aquí descritas a los registros sísmicos disponibles.

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

24
Capítulo 4 Metodología

Utilizando el software antes mencionado, MIIC, procederemos a trabajar con los datos disponibles. Primero preparándolos para el procesamiento, lo que engloba los pasos de remover media, tendencia, filtrado, re-muestreo y remoción de eventos (si se busca trabajar con correlaciones cruzadas, una remoción de la respuesta del instrumento sería, tal vez, necesaria). Una vez preparados los datos de cada estación, comenzaremos a calcular las autocorrelaciones principalmente, pues para lo objetivos buscados basta con realizar este cálculo, el cual llevarlo a cabo computacionalmente es bastante más rápido que las correlaciones cruzadas con lo que para la cantidad de correlaciones que se pretenden realizar, resulta una ventaja considerable. Finalmente se aplicará la técnica del estiramiento para obtener la variación de velocidad relativa $\frac{dv}{dt}$.

4.1. Datos disponibles

Tenemos un registro sísmico de datos continuos de la red XX, registrados por 10 sismómetros de fondo oceánico (OBS por sus siglas en inglés) con un muestreo original de 50 [Hz], y de los canales Norte, Este y Vertical, durante el intervalo de tiempo desde el 21 de agosto del año 2010 hasta el 11 de marzo del 2011. Previo pre-procesamiento, donde primero se cortaron los datos por día y se seleccionaron aquellos aptos para procesar, eliminando aquellos que contenían demasiados gaps o que presentaban registros anormales tal vez por errores instrumentales u otros factores externos. Luego se quitó tendencia, media, se filtró a las bandas deseadas, se re muestreo a 25 [Hz] y se removieron los eventos diferentes al ruido, se procedió a calcular la autocorrelación para cada día de datos, de forma de poder identificar con mayor precisión el momento en que se produzca un eventual cambio en el medio. Por esto es que cortamos los datos diariamente. Algunos días de registros se eliminaron debido a que los datos de todas las estaciones eran defectuosos para ese momento, mientras que cuando solo algunas estaciones poseían datos defectuosos, éstas se excluyeron para ese día. De esta forma calcularemos las autocorrelaciones diarias las cuales apilaremos en una matriz, de donde obtendremos las variaciones diarias de velocidad relativa. Según se recomienda en (Bensen et at., 2007) obviaremos aquellas trazas que posean menos del 80% de los datos y gran cantidad de "vacíos en los mismos" (o gaps).

4.1.1. Pre-procesamiento: Preparando los datos de cada estación para el procesamiento

En esta etapa, a la que se le denomina pre-procesamiento, preparamos los datos crudos para "destacar" el ruido sísmico y atenuar otros factores como las señales de terremotos e irregularidades instrumentales. Todo esto para posteriormente llevar a cabo los cálculos de autocorrelación y aplicación del método del estiramiento de una manera más efectiva y así obtener los resultados deseados de forma más clara.

- Removiendo la media: Para comenzar con el pre-procesamiento, quitamos la media de los datos a cada observación, lo que nos permite centrar la serie en cero. Esto, junto a la remoción de tendencia nos ayudará a identificar fácilmente los valores positivos y negativos en los registros sísmicos.
- Removiendo la tendencia Luego procedemos a remover la tendencia (si es que la hay) de los datos, lo que, junto a lo anterior, nos permite enfocar nuestro análisis solo en las fluctuaciones de los datos con lo que podrémos identificar más fácilmente los patrones cíclicos. Aunque la tendencia puede ser importante en algunos tipos de análisis, en otros casos, como en éste, el removerla nos llevará a obtener conclusiones más claras.
- Filtrando frecuencias: Mediante un filtro es posible remover de una señal algunas componentes o características no deseadas. Debemos considerar que las altas frecuencias se atenúan más rápido que las bajas frecuencias al recorrer largas distancias. Con esto en mente, al realizar correlaciones cruzadas se deberían usar frecuencias menores que aquellas usadas para las autocorrelaciones, debido a que las ondas en una correlación cruzada deben recorrer un camino más largo entre el par de sensores a correlacionarse, mientras que las ondas en la autocorrelación solo recorren la vecindad de un solo sensor, pues éste se correlaciona consigo mismo. Entonces para este caso donde solo emplearemos autocorrelaciones usaremos bandas de 1-3 [Hz], 2-4 [Hz] y de 4-6 [Hz], con las cuales haremos la eventual comparación de bandas y canales.
- Re-muestreo: A continuación reduciremos la tasa de muestreo de 50 [Hz] a 25 [Hz] para optimizar los procedimientos computacionales, esto no repercutirá en los resultados buscados pues estamos enfocados en frecuencias menores a eso, ya que en teoría a esta tasa de muestreo de 25 Hz podemos representar frecuencias de hasta 12 [Hz], con lo que la representación de las frecuencias que usaremos (desde los 6 [Hz] hacia abajo) no se ve afectada.

4.2. PROCESAMIENTO

• Eliminación de eventos: Éste es el paso crítico en esta sección de preparación de datos individuales. Como estamos aplicando interferometría pasiva, debemos concentrarnos solo en la señal de ruido, por lo tanto cualquier otra señal que contamine, debe ser removida para no afectar las correlaciones, tal es el caso de las señales generadas por terremotos, irregularidades instrumentales y fuentes de ruido no estacionarias cercanas a la estación de registro. Hay varios métodos para aplicar la normalización temporal a las señales, pero nosotros utilizaremos el método de normalización de 1 bit que es el método más agresivo pues funciona reteniendo solo el signo de la señal cruda reemplazando todas las amplitudes positivas por un 1 y todas las negativas por un -1. Se ha mostrado que este método aumenta la relación señal-ruido (Signal to noise ratio en inglés, contraído a SNR) que es la proporción existente entre la potencia de la señal que se desea y la potencia del ruido que la corrompe. En (Hanasoge et. al (2013)) se muestra que esta técnica presenta una mayor estabilidad durante el procesamiento de datos, y es óptima para reducir el impacto de los eventos de fuentes esporádicas de gran amplitud. Para obtener más información de los otros métodos nombrados, recurrir al documento de (Bensen et al. 2007).

4.2. Procesamiento

Una vez que se han tratado los datos individualmente, se procede a realizar las autocorrelaciones diarias de las estaciones, con lo cual posteriormente llevaremos a cabo el stacking o la agrupación de estas en una matriz de correlaciones, a partir de la cual se extraerá la variación de velocidad relativa.

4.2.1. Autocorrelaciones

El primer paso en el procesamiento consiste en obtener las funciones de Green diarias, y esto lo hacemos mediante el cálculo de las autocorrelaciones. Para este estudio se calcularon solo las autocorrelaciones de las estaciones (cada estacion correlacionada con si misma). La ventana de la coda para las autocorrelaciones se escogieron desde los 2 a 6 segundos, y desde los 4 a los 8 segundos luego de la onda directa, pues fueron las ventanas que en su mayoría, entregaron los mejores resultados.

Con las correlaciones en mano, se procede a apilarlas en una matriz a la que se le denomina matriz de correlación, cuyas filas representan las funciones de Green diarias, y las columnas el tiempo de desfase en la correlación. Mientras mayor sea la cantidad de días estudiados, mayor será el tamaño de la matriz de correlación. Un ejemplo de la matriz de autocorrelación se puede apreciar en la figura (4.1).



Figura 4.1: Ejemplo de matriz de autocorrelación de la estación LA07

Ya obtenidas estas matrices, y solo para el caso de eventuales correlaciones cruzadas que se quieran realizar en otros estudios, sería necesario calcular y corregir el desfase de tiempo que existe en la sincronización de los relojes de las estaciones de medición en estudio (Sens- Schönfelder, 2008) para prevenir problemas a la hora de intepretar las variaciones de velocidades de ondas sísmicas. Al tratar con autocorrelaciones no tiene sentido este paso, pues la estación se esta correlacionando con ella misma.

4.2.2. Stretching y obtención de las variaciones relativas de velocidad

Una vez apilada la matriz procedemos a aplicar la técnica del estiramiento para obtener las variaciones de velocidad deseadas. Comenzamos escogiendo una ventana de tiempo t_w cuya extensión abarque la coda de las señales en la matriz. Para delimitar esta ventana debemos tener en mente dos aspectos, primero que el límite inferior este ubicado luego de la onda directa, para evitar la posible contaminación de ésta en los resultados buscados; luego, el límite superior debe ubicarse previo al ruido de la función de Green, que no nos aportará información relevante a este estudio. Como se señaló previamente, para la autocorrelación escogimos ventanas de tiempo en la matriz de correlación de 2 a 6 segundos y de 4 a 8 segundos.

Ya establecidas estas ventanas, calculamos las variaciones relativas de velocidad $\frac{dv}{v}$. Recordemos que para detectar un cambio en el medio, compararemos una señal de referencia, que venga a representar la situación "normal" del medio, con señales que se vean perturbadas respecto a la referencia. Para este estu-

dio, nuestra seãl de referencia, u(t'), corresponde al promedio de las funciones de Green de todos los días considerados, mientras que las señales perturbadas corresponden a las funciones de Green diarias $\tilde{u}(t')$. Utilizamos el método del estiramiento o stretching, estirando y comprimiendo un tiempo t_S la señal diaria perturbada, hasta encontrar el tiempo t_S que hace que la correlación $R(t_S)$ con la señal de referencia sea máxima en ese día. Y, como mostramos en el capitulo 3, para ese tiempo de estiramiento t_S , hay asociado un cambio de velocidad $\frac{dv}{v}$. Podemos ver una ilustración de este procedimiento en la figura (4.2)



Figura 4.2: Ejemplo extraído de (Wegler et al.,2009) donde se aprecia un ejemplo del método del estiramient o.(a)Observamos en gris, 11 trazas de referencia idénticas , los time shifts usados(t_S), desde 1 a -1, con pasos de 0.2 en el eje de las ordenadas. Las líneas superpuestas en negro son funciones de autocorrelación estiradas/ comprimidas. El cambio relativo de velocidad también se muestra en el eje de las ordenadas. (b) La similitud de la traza de referencia con la función de Green diaria expresada por el coeficiente R como una función del cambio relativo de velocidad asumido. La mayor similitud posee un coeficiente de correlación de R = 0.88 y está asociado a un estiramiento del sismograma correspondiente de $\frac{dv}{v} = -0.4$ %

Luego se aplicó un stretching entre -0.1 y 0.1 (entre -10 % y 10 %) con 10001 puntos entre medio. De estas correlaciones escogeremos la más alta, y a partir del t_S asociado a esta correlación, $R(t_S)$, podemos obtener el cambio de velocidad $\frac{dv}{v}$ buscado de acuerdo a la ecuación, y que se ilustra en la figura (4.3):

$$t_S = t \frac{dv}{v} \tag{4.1}$$



Figura 4.3: Ejemplo del factor de estiramiento obtenido para la autocorrelación de la estación LA04, usando una ventana en la coda de 2 a 6 segundos. Estas son las variaciones de velocidad relativa dv/v que se registraron en el periodo de estudio

Capítulo 5

Resultados

A continuación se presentarán los resultados de las variaciones de velocidad en la región de estudio, para la banda de 2 a 4 [Hz], entre los meses de Agosto del 2010 hasta Marzo del 2011, obtenidos mediante el procedimiento anteriormente explicado.

5.1. Comportamiento de la velocidad durante el periodo de estudio

La región en la cual se encuentran los OBS, además de la disposición de estos, puede apreciarse en la figura (5.1). Aquí el evento principal ocurrido el 27 de Febrero del 2010 puede apreciarse graficado con su mecanismo focal, mientras que las estrellas representan los eventos sísmicos más notorios durante el periodo de estudio, todas teniendo etiquetadas la fecha de su ocurrencia. Los triangulos azules simbolizan las estaciones OBS usadas en este trabajo, las cuales fueron instaladas por por la **Escuela de ciencias ambientales, Universidad de Liverpool**.



Figura 5.1: Disposición de las estaciones en la región de interés. Podemos ver el terremoto del 27 de febrero del 2010 caracterizado por su mecanismo focal de falla inversa originado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La ubicación de los eventos sísmicos registrados (y sus respectivas fechas) aparecen denotados por las estrellas rojas, mientras que las estaciones aparecen graficadas en triángulos azules.

De estudios previos (por ejemplo Wegler et. al 2009; Richter et. al 2013) sabemos que los sísmos acarrean como consecuencia una disminución de la velocidad, probablemente debido a la generación de rupturas (cracks)al interior del material a través del cual se propagan estas ondas, por lo tanto pondremos particular atención al comportamiento de esta velocidad a lo largo del estudio. Para obtener las variaciones de velocidades relativas trabajaremos en autocorrelaciones (como se mencionó) en tres bandas de frecuencia, la banda desde 1 [Hz] a 3 [Hz], 2 [Hz] a 4 [Hz], y desde 4 [Hz] a 6 [Hz]. Una vez calculadas las auto-

correlaciones, enfocaremos nuestro análisis en la coda de las señales obtenidas, las cuales se traducen en ventanas de tiempo que dependerán de la ubicación de la estación en cuestión con respecto a un evento sísmico en particular. Principalmente las ventanas "tw" de tiempo usadas para contener la coda serán de 2 a 6 segundos y de 4 a 8 segundos. Las eventuales caídas de velocidades $\frac{dv}{dt}$ significativas atribuídas a algún evento sísmico, se considerarán válidas siempre que la correlación sea superior a 0.7, pues esto nos asegura una mayor fidelidad de los resultados respecto de la realidad. Puede que durante el evento sísmico las correlaciones para el día correspondiente caigan por debajo del umbral señalado, en cuyos casos utilizaremos los dos día más próximos al evento (el día antes y el día despues) cuyas correlaciones sean mayores que 0.7, entonces empleamos las dvcorrespondientes para estimar la caída de velocidad. Las caídas de velocidad vse llevan a cabo mediante una simple resta entre el día del evento (o el posterior que cumpl el requisito de tener una correlación mayor a 0.7, y seguir la nube de puntos de una forma coherente), donde ya se ve que la velocidad ha caído y el día previo al día del evento (o aquel más cercano que posea una correlación por sobre 0.7).

5.1.1. Resultados de la banda 2 [Hz] a 4 [Hz]

Para esta banda de frecuencias, y aplicando los criterios anteriores obtuvimos resultados bastante buenos en algunas estaciones. El procedimiento para determinar las caídas de velocidad se ilustra a continuación en la figura (5.3).



Figura 5.2: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las correlaciones correspondiente a cada día registrado

En esta figura podemos notar varias caídas de velocidad, los días 23 de Octubre, 20 de Noviembre del 2010, y el 2 de Enero del 2011, sin embargo algunas de ellas asociadas a malas correlaciones. Estos días con sus correlaciones bajo o iguales a 0.7 deberán ser filtradas y extraídas para poder lograr nuestros propósitos de obtener las caídas de velocidad de forma fidedigna, de forma que el cálculo solo lo realizamos con aquellos valores $\frac{dv}{v}$ de correlación mayor a 0.7.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
23 Octubre 2010	-0,0233
20 Noviembre 2010	-0,0148
2 Enero 2011	-0,0055

Tabla 5.1: Caídas de velocidad para la estación LA01, usando una ventana de coda de $tw=2-6~{\rm segundos}$



Figura 5.3: Estación LA02.

En la estación LA02 también se detecta una caída de velocidad correspondiente el día 2 de enero del 2011.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
2 Enero 2011	-0,0376

Tabla 5.2: Caídas de velocidad para la estación LA02, usando una ventana de coda de tw=2-6 segundos



Figura 5.4: Estación LA04.

Para la estación LA04, es posible det
ctar caídas importantes los días 20 de Noviembre del 2010, y el 2 de En
ero del 2011.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
20 Noviembre 2010	-0,0401
2 Enero 2011	-0,0309

Tabla 5.3: Caídas de velocidad para la estación LA04, usando una ventana de coda de $tw=2-6~{\rm segundos}$



Figura 5.5: Estación LA06.

Para esta estación, LA06, detectamos caídas los días 9 de Septiembre, 13 y 23 de Octubre, 20 de Noviembre del 2010, y el 2 de Enero del 2011.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
9 Septiembre 2010	-0,0132
13 Octubre 2010	-0,0192
23 Octubre 2010	-0,0159
20 Noviembre 2010	-0,0446
2 Enero 2011	-0,0409

Tabla 5.4: Caídas de velocidad para la estación LA06, usando una ventana de coda de tw=2-6 segundos



Figura 5.6: Estación LA07.

En la estación LA07 solo podemos apreciar una caída de velocidad correspondiente al día 11 de Febrero del 2011.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
11 Febrero 2011	-0,0082

Tabla 5.5: Caídas de velocidad para la estación LA07, usando una ventana de coda de tw=2-6 segundos



Figura 5.7: Estación LA08.

En la estación LA08 también es posible identificar solo una caída de velocidad, que ocurre el día 11 de Febrero del 2011.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
11 Febrero 2011	-0,0303

Tabla 5.6: Caídas de velocidad para la estación LA08, usando una ventana de coda de tw=2-6 segundos



Figura 5.8: Estación LA09.

En la estaciíon LA09 es posible detectar caídas los días 23 de Octubre y 20 de Noviembre del 2010.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
23 Octubre 2010	-0,0431
20 Noviembre 2010	-0,0332

Tabla 5.7: Caídas de velocidad para la estación LA09, usando una ventana de coda de $tw=2-6~{\rm segundos}$



Figura 5.9: Estación LA1P.

En la estación LA1P es posible detectar caídas los días 23 de Octubre, 20 de Noviembre del 2010 y el 2 de Enero del 2011.

Evento	$\Delta \frac{dv}{v}$
23 Octubre 2010	-0,0246
20 Noviembre 2010	-0,0244
2 Enero 2011	-0,0224

Tabla 5.8: Caídas de velocidad para la estación LA1P, usando una ventana de coda de $tw=4-8~{\rm segundos}$

42

Capítulo 6

Discusión

Si bien esta técnica nos permite calcular las variaciones de velocidad en un periodo, no nos entrega información respecto al por qué de estas variaciones. Varios son los trabajos publicados donde se oberva que luego de un evento sísmico relevante, la velocidad cae abruptamente. Por lo tanto, estas caídas de velocidad las atribuiremos a eventos sísmicos ocurridos durante el periodo de estudio, y para comprobarlo nos remitiremos a un registro sismológico obtenido desde Iris, con la sismicidad entre los meses de agosto del 2010, hasta marzo del 2011 (que coincide con el periodo de estudio de este trabajo). Por lo tanto, deberíamos esperar identificar algunos eventos sísmico asociados a esas caídas de velocidad en la fecha correspondiente.

Entonces, observando los resultados y comparando con el registro sísmico, vemos que las caídas de velocidad ocurren precisamente durante las fechas en las cuales se produjo algún movimiento telúrico de interés. En la figura (5.1) podemos ver los eventos sísmicos (el más importante durante el día) identificados mediante esta técnica, en la region de estudio. Algunas características de estos eventos se presentan a continuación:

Evento	Eventos sísmicos detectados		
	Profundidad(kilómetros)	Tipo de magnitud	Magnitud
	18.6	MW	6.2
2010-09-09	10.0	mb	4.0
	25.0	ML	4.3
	35.0	mb	4.0
2010-10-13	40.0	mb	4.0
	31.9	MW	5.5
2010-10-23	31.6	MW	5.1
	41.3	ML	4.2
	14.0	mb	4.7
	18.0	mb	4.4
2010-11-20	18.0	mb	5.2
	22.0	mb	4.9
	51.5	mb	4.2
2011-01-02	24.4	MW	7.1
	18.0	mb	4.2
	18.0	mb	4.3
	18.0	mb	4.9
	35.0	mb	4.9
	18.0	mb	4.2
	18.0	mb	4.1
	18.0	mb	4.7
	35.0	mb	4.0
	35.0	mb	4.7
	18.0	mb	4.0
	18.0	mb	4.5
	18.0	mb	4.0
	10.0	mb	4.6
	18.0	mb	4.3
	18.0	mb	4.9

Tabla 6.1: Réplicas ocurridas en la región de estudio e identificadas con el método

Evento	Eventos sísmicos detectados (continuación)		
	Profundidad(kilómetros)	Tipo de magnitud	Magnitud
	12.8	MW	6.8
2011-02-11	25.0	mb	5.0
	25.0	mb	5.3
	27.0	mb	4.5
	27.0	mb	4.6
	25.0	mb	4.8
	27.0	mb	4.6
	27.0	mb	4.3
	35.0	mb	4.3
	27.0	mb	5.3
	27.0	mb	4.7
	27.0	mb	4.0
	27.0	mb	4.3
	27.0	mb	4.3
	27.0	MW	6.0
	15.5	mb	4.3
	14.0	mb	4.3
	27.0	ML	4.1
	7.0	mb	4.9

Tabla 6.2: Réplicas ocurridas en la región de estudio e identificadas con el método

Ordenaremos un poco las estaciones y las réplicas que identifican en la siguiente tabla.

Los resultados que se muestran a continuación corresponden a los obtenidos empleando los datos del canal BHZ. Esto principalmente porque según varios estudios, es preferiblemostrar los resultados empleando el canal vertical, pues la mayoría de las veces los cambios relativos de velocidad, dv/v, se ven de forma más clara, a pesar de que aún no haya una explicación física contundente al respecto. Por ejemplo (Obermann et. al(2013)) demuestra que al trabajar a frecuencias mayores a 0.5 [Hz], es posible que las ondas de cuerpo aparezcan en la coda de la función de Green, las cuales son más sensibles a la profundidad que las superficiales. Entonces, esta sensibilidad es posible observarla mejor al emplear el canal vertical, que en los otros dos.

Comenzando en orden cronológico con la réplica del día 9 de Septiembre del 2010, donde el evento principal de este día corresponde a uno de magnitud 6.2 MW. Esta réplica es detectada solo en la siguiente estación:

Estación	$\Delta \frac{dv}{v} (\%)$
LA06	1,32

Tabla 6.3: Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la réplica del 9 de Septiembre del 2010

Empezamos notando que estamos empleando el método de interferometría sísmica pasiva con una resolución de un día, por lo que si bien podemos saber que durante un día en particular ocurrió un evento sísmico, no podemos especificar cuantos de ellos sucedieron. Con esto en mente, sabemos que el día 9 de Septiembre la velocidad presenta un descenso un 1,3% según los datos filtrados en banda 2-4 [Hz].

La siguiente caída de velocidad se produce el día 13 de Octubre del 2010, día en el que se produjeron 2 eventos sísmicos magnitud 4.0 mb.

Estación	$\Delta \frac{dv}{v}(\%)$
LA06	1,92

Tabla 6.4: Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la réplica del 13 de Octubre del 2010

Una caída de velocidad más interesante se aprecia el día 23 de Octubre del mismo año, esta se registra en 3 estaciones, donde el evento de mayor magnitud fue de grado 5.5 MW a 31.9 km de profundidad.

Estación	$\Delta \frac{dv}{v} (\%)$
LA01	2,33
LA06	1,59
LA09	4,31

Tabla 6.5: Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la réplica del 23 de Octubre del 2010

La caída de velocidad registrada el día 20 de Noviembre del 2010 es posible detectarla en varias estaciones:

Estación	$\Delta \frac{dv}{v}(\%)$
LA01	1,48
LA04	4,01
LA06	4,46
LA09	3,32

Tabla 6.6: Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la réplica del 20 de Noviembre del 2010

Los mayores $\Delta \frac{dv}{v}$ se producen en las estaciones más próximas al epicentro de los movimientos, donde el mayor evento del días se registro con una magnitud

de 5.2 mb.

El día 2 de enero año 2011 resulta de bastante interés, pues se corresponde con el día en el que ocurre una fuerte réplica correspondiente al evento principal del 27 de Febrero, y que alcanzó una magnitud 7.1 MW. Este es el sismo más fuerte detectado durante este estudio y pudo ser observado en varias estaciones.

Estación	$\Delta \frac{dv}{v}(\%)$
LA01	$0,\!55$
LA02	3,76
LA04	3,09
LA06	4,09

Tabla 6.7: Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la réplica del 2 de Enero del 2011

Finalmente el último evento identificado se produce el día 11 de Febrero y es detectado en las siguientes estaciones, con la correspondiente caída de velocidad:

Estación	$\Delta \frac{dv}{v}(\%)$		
LA07	0,82		
LA08	3,03		

Tabla 6.8: Estaciones en las que se detectan las caídas de velocidad para la réplica del 11 de Febrero del 2011

Este días se producen varios sismos, pero los dos más llamativos son uno de grado 6.0 MW y 6.8 MW.

Si observamos la ubicación de las estaciones respecto de los movimientos telúricos notamos que, en general, los evento sísmicos se detectan principalmente en las estaciones que se encuentran más próximas al epicentro. Ciertamente no podemos establecer un mínimo de magnitud que es posible registrar, pues varios factores entran en juego, como por ejemplo la profundidad a la cual ocurrió el sismo, las caracteristicas del subsuelo marino en las diversas zonas donde estaban posicionados los OBS, las distancias epicentrales... etc. En este estudio se detectaron principalmente eventos de magnitud por sobre 5.0 en la escala M_W , lo que sin embargo no nos asegura que ese sea el límite en magnitud que este método pueda detectar, pues a la hora de detectar eventos influyen muchas variables tales como la distancia desde la estación de medición al epicentro, la magnitud de la energía liberada, la profundidad del hipocentropero, las características del suelo sobre el cual se ubica el sensor sísmico, entre otras.

A lo largo del periodo de nuestro estudio, ocurrieron varias réplicas en la zona cerca de los instrumentos, logramos detectar algunas, principalmente el

evento sísmico más importante que ocurrio el día 2 de Enero, que se detecta en la gran mayoría de las estaciones, mientras que en otras como por ejemplo LA07 presentan un comportamiento anormal que puede deberse a un error instrumental ocasionado, precisamente, por la gran cantidad de energía liberada por este evento sísmico. Sin embargo hay otras importantes que pasan desapercibido, algunas de ellas ocurren incluso en las cercanías de la región de estudio, como la ocurrida el día 30 septiembre del 2010, de magnitud 5.6 M_W o la del 10 de noviembre 5.0 también del 2010. La explicación que podemos dar a esto es que quizás, para las diferentes estaciones, las características del terreno pueden ser diferentes lo que genera por ejemplo, que la estación LA06 resulte ser la más sensible ya que es la que más eventos logra registrar, y estaciones como por ejemplo LA1P sean un poco menos sensibles. Otro factor pueden ser errores instrumentales, porque para ciertos casos, frente a un evento sísmico, algunos OBS presentan comportamientos anómalos en las dv/v registradas como por ejemplo la estación LA09, que para el evento del 2 de Enero presenta un aumento en la dv/v totalmente anormal de la mano con autocorrelaciones bastante pobres. O tal vez la cantidad de energía que llega al sensor es insuficiente como para lograr detectar dicho evento sísmico. Con todo esto, no se puede descartar que otros factores desconocidos sean los que repercutan en la calidad y comportamiento de estos resultados.

Lo más interesante de este estudio corresponde a la magnitud de las caídas de velocidad registradas por el método, pues en los estudios llevados a cabo en la superficie de la tierra, estas caídas raramente superaban el 1 %, pero en éste se registraron caídas de hasta un 8 %, lo que en un principio generó desconfianza del procedimiento. Sin embargo al repetir el método se llegó a los mismos resultados lo que nos llevo a buscar una posible explicación a estos resultados.

Cabe destacar que aún no se clarifica la razón del por qué caen las velocidades sísmicas luego de un evento. La teorías más aceptabe hasta ahora es que debido a las fracturas de las rocas en la corteza que se producen al momento del temblor, el medio se vuelve menos compacto de lo que era antes, lo que ocasiona que las velocidades sísmicas disminuyan poterior a un evento sísmico (Wegler et. al 2009; Richter et. al 2013b; Hobiger et.al 2012).

La explicación del por qué caen estas velocidades de forma tan pronunciada aún no es clara. Ciertamente las condiciones del suelo bajo el mar son diferentes a las condiciones del suelo de la superficie terrestre, por lo que quizás las razones de estas notables caídas de velocidad vayan de la mano con factores que generen una remarcada diferencia en la compactación del suelo ocasionando así los notables contrastes de velocidad antes y después de el evento sísmico. Tentativamente creemos que la presencia de esta masa de agua sobre la corteza, que es la gran diferencia de esta región con la corteza expuesta en la superficie, es la responsable de que se obtengan variaciones relativas de velocidades tan marcadas. Siguiendo con la idea de que los cracks generados en el medio durante un sismo producen un cambio en la velocidad de las ondas, especificamente que la hacen decaer de forma brusca, creemos que durante un sismo en esta región bajo el mar se producen filtraciones de agua al interior de estas fracturas (cracks) en la corteza, lo que podría acarrear notables cambios tanto en el módulo de elasticidad de la roca, en la porosidad y saturación de las mismas así como en la densidad de este medio, factores que repercuten fuertemente en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Sin embargo, el por qué se generarían estos cambios no lo tenemos claro, tal vez la fitración de agua en los cracks tiende a agrandar estos aún más produciendo entonces las llamativas caídas de velocidad respecto de aquellas caídas registradas en la superficie, o quizás exista otra relación entre estos factores que no estamos viendo con claridad, y que igualmente podrían explicar este fenómeno observado. Aún así, este es un tema que debería continuar investigandose, pues los resultados son más que interesantes.

6.1. Comparación de las bandas sísmicas empleadas

Al realizar la autocorrelación de los registros sísmicos, los datos fueron filtrados en tres bandas de frecuencias.

- 1 [Hz] a 3 [Hz]
- 2 [Hz] a 4 [Hz]
- 4 [Hz] a 6 [Hz]

Esta elección de bandas se basa en que nos estamos centrando en aquella región donde más se concentran las ondas pertenecientes al ruido sísmico.

Debido a que contamos con datos de los canales Vertical, Norte y Este, se llevaron a cabo autocorrelaciones para estos tres casos. Por lo tanto los datos de cada canal se filtraron en estas tres bandas luego de lo cual se realizó la respectiva autocorrelación. Entonces primero vamos a comparar la calidad de los resultados en cada banda, para luego verificar la eficiencia de cada canal al momento de aplicar esta técnica.

Solo se muestran los gráficos en los cuales fue posible observar caídas bruscas de velocidad producto de eventos sísmicos.

6.1.1. Banda 1 [Hz] a 3 [Hz]

Canal Vertical

A continuación se pueden ver los gráficos obtenidos para esta banda en este canal:



Figura 6.1: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.2: Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.3: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.4: Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.5: Estación LA07 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.6: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.7: Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.8: Estación LA1P donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

En la siguiente tabla se presenta un resumen de los eventos sísmicos que detectan estas estaciones pa
a la banda 1 [Hz] a 3 [Hz]:

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

BHZ	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe	No se percibe	-0.0207	-0.0166	-0.0893	No se percibe
LA02	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0365	No se percibe
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0628	-0.0667	No se percibe
LA05	No resuelto					
LA06	-0.0247	-0.0213	-0.0478	-0.0535	-0.0452	No se percibe
LA07	No se percibe	-0.0081				
LA08	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0204	-0.0319
LA09	No se percibe	No se percibe	-0.0372	-0.0344	-0.0401	No se percibe
LA1P	No se percibe	No se percibe	-0.0509	-0.0367	No se percibe	No se percibe

Tabla 6.9: Caídas de velocidad relativa para el canal BHZ, en la banda 1 $\left[\mathrm{Hz}\right]$ a 3 $\left[\mathrm{Hz}\right]$

Canal Este

Los gráficos obtenidos para el canal Este-Oeste en esta banda de frecuencias se aprecian a continuación:



Figura 6.9: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.10: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.11: Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.12: Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.13: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.14: Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.15: Estación LA1P donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

A continuación, una tabla que muestra las caídas de velocidad relativa obtenidas:

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

BHE	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe	No se percibe	-0.0579	-0.0194	-0.0377	No se percibe
LA02	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0300	No se percibe
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0740	No se percibe	No se percibe
LA05	No resuelto					
LA06	-0.00016	-0.0230	-0.0591	-0.0315	No resuelto	No se percibe
LA07	No se percibe					
LA08	No se percibe	-0.0360				
LA09	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0225	No se percibe	No se percibe
LA1P	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0385	No se percibe	No se percibe

Tabla 6.10: Caídas de velocidad relativa para el canal BHE, en la banda 1 $\left[\mathrm{Hz}\right]$ a 3 $\left[\mathrm{Hz}\right]$

Canal Norte

Y finalmente para esta banda, se pueden apreciar los gráficos obtenidos para el canal Norte-Sur:



Figura 6.16: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

59



Figura 6.17: Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.18: Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.19: Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.20: Estación LA07 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado


Figura 6.21: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.22: Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

En la siguiente tabla se muestran las caídas de velocidad registradas para este canal en esta banda:

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

BHN	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe	No se percibe	-0.0315	-0.0182	-0.0078	No se percibe
LA02	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0506	No se percibe
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0854	-0.0895	No se percibe
LA05	No resuelto					
LA06	-0.0212	-0.0158	-0.0439	-0.0488	-0.0301	No se percibe
LA07	No se percibe	-0.0091				
LA08	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0122	0.0283
LA09	No se percibe	No se percibe	-0.0394	-0.0432	-0.0803	No se percibe
LA1P	No se percibe					

Tabla 6.11: Caídas de velocidad relativa para el canal BHN, en la banda 1 $\left[\mathrm{Hz}\right]$ a 3 $\left[\mathrm{Hz}\right]$

6.1.2. Banda 2 [Hz] a 4 [Hz]

Canal Vertical

Los resultados de la banda 2 [Hz] a 4 [Hz] para el canal vertical fueron presentados al inicio de esta discusión. A continuación se muestra una tabla que resume las caídas más importantes detectadas

BHZ	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe	No se percibe	-0.0233	-0.0148	-0.0055	No se percibe
LA02	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0376	No se percibe
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0401	-0.0309	No se percibe
LA05	No resuelto					
LA06	-0.0132	-0.0192	-0.0159	-0.0446	-0.0409	No se percibe
LA07	No se percibe	-0.0082				
LA08	No se percibe	-0.0303				
LA09	No se percibe	No se percibe	-0.0431	-0.0332	No se percibe	No se percibe
LA1P	No se percibe	No se percibe	-0.0246	-0.0244	-0.0228	No se percibe

Tabla 6.12: Caídas de velocidad relativa para el canal BHZ, banda 2 $\left[\mathrm{Hz}\right]$ a 4 $\left[\mathrm{Hz}\right]$

Canal Este

Para el canal este se muestran los gráficos obtenidos:



Figura 6.23: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.24: Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.25: Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.26: Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.27: Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

En la siguiente tabla se resumen estas caídas:

BHE	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe	No se percibe	-0.0817	-0.0198	-0.0382	No se percibe
LA02	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0328	No se percibe
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0320	-0.0180	No se percibe
LA05	No resuelto					
LA06	No se percibe	-0.0272	-0.0406	-0.0833	-0.0274	No se percibe
LA07	No se percibe					
LA08	No se percibe					
LA09	No se percibe	No se percibe	-0.0501	-0.0074	No se percibe	No se percibe
LA1P	No se percibe					

Tabla 6.13: Caídas de velocidad relativa para el canal BHE, banda 2 $\left[\mathrm{Hz}\right]$ a 4 $\left[\mathrm{Hz}\right]$

Canal Norte

Y se cierra esta banda de frecuencias, mostrando los gráficos obtenidos para los datos del canal Norte:



Figura 6.28: Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.29: Estación LA02 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.30: Estación LA04 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.31: Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.32: Estación LA07 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.33: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

69



Figura 6.34: Estación LA09 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado



Figura 6.35: Estación LA1P donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

Se resumen estas caídas de velocidad relatia registradas con este canal:

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

BHN	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe	No se percibe	-0.0613	-0.0192	-0.0384	No se percibe
LA02	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0503	No se percibe
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0805	-0.0657	No se percibe
LA05	No resuelto					
LA06	-0.0120	-0.0232	-0.0376	-0.0561	-0.0310	No se percibe
LA07	No se percibe	-0.0102				
LA08	No se percibe					
LA09	No se percibe	No se percibe	-0.0402	-0.0450	No se percibe	No se percibe
LA1P	No se percibe					

Tabla 6.14: Caídas de velocidad relativa para el canal BHN, banda 2 $\left[\mathrm{Hz}\right]$ a 4 $\left[\mathrm{Hz}\right]$

6.1.3. Banda 4 [Hz] a 6 [Hz]

En esta banda de frecuencias no se obtuvieron resultados muy llamativos con los parámetros usados durante el procesamiento, por lo cual solo mostraremos aquellas estaciones que presentaron resultados de calidad aceptable.

Canal Vertical

En este canal solo fue posible detectar un evento en la estación ${\rm LA08}$.



Figura 6.36: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las correlaciones correspondiente a cada día registrado

En la siguiente tabla se registran los resultados obtenidos:

BHZ	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe					
LA02	No se percibe					
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe					
LA05	No resuelto					
LA06	No se percibe					
LA07	No se percibe					
LA08	No se percibe	-0.0389				
LA09	No se percibe					
LA1P	No se percibe					

Tabla 6.15: Caídas de velocidad relativa para el canal BHZ, en la banda 4 [Hz] a 6 [Hz]

Canal Este

A continuación se muestran los gráficos para el canal Este:



Figura 6.37: Estación LA01 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

En la estación LA01 es posible apreciar lo que se obtiene para la mayoría de las estaciones en este canal, es decir, malas correlaciones y comportamientos poco confiables de las variaciones de velocidad relativa, con lo que la detección y cálculo de estas se vuelve poco fructífero.

De entre estos registros, es posible obtener una caídas de velocidad en la estación St08, correspondiente a un sismo ocurrido el 11 de Febrero del 2011, y que cuenta con la particularidad de que el epicentro del mismo está próximo a esta estación, lo cual parece ser la razón de que se detecte vagamente en el

gráfico.



Figura 6.38: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

BHE	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe					
LA02	No se percibe					
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe					
LA05	No resuelto					
LA06	No se percibe					
LA07	No se percibe					
LA08	No se percibe	-0.0377				
LA09	No se percibe					
LA1P	No se percibe					

Tabla 6.16: Caídas de velocidad relativa para el canal BHE, en la banda 4 [Hz] a 6 [Hz]

Canal Norte

Igual que para los casos anteriores en esta banda de frecuencias, vemos que se detecta muy poco respecto de las bandas preiamente usadas. La mayoría de los gráficos tiene el aspecto del gráfico LA06 mostrado a continuación en la figura 6.35.



Figura 6.39: Estación LA06 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

Podemos rescatar el resultado obtenido para la estación LA08, la cual permite registrar la caída del 11 de febrero, que como se mencionó antes, es un evento sísmico cuyo epicentro se encuentra más cerca a esta estación que a las otras.



Figura 6.40: Estación LA08 donde, en la parte superior, podemos apreciar $\frac{dv}{v}$ para todos los días disponibles en el estudio, mientras que en la parte inferior se ven las autocorrelaciones correspondiente a cada día registrado

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

BHN	09/09/2010	13/10/2010	23/10/2010	20/11/2010	02/01/2011	11/02/2011
LA01	No se percibe					
LA02	No se percibe					
LA03	No resuelto					
LA04	No se percibe					
LA05	No resuelto					
LA06	No se percibe	No se percibe	No se percibe	No se percibe	-0.0321	No se percibe
LA07	No se percibe					
LA08	No se percibe	-0.0313				
LA09	No se percibe					
LA1P	No se percibe					

Tabla 6.17: Caídas de velocidad relativa para el canal BHN, en la banda 4 [Hz] a 6 [Hz]

Podemos observar que en todos los casos para los tres canales considerados, los mejores resultados para calcular las caídas de velocidad relativa se obtienen trabajando en las bandas **1** [**Hz**] **a 3** [**Hz**] y **2** [**Hz**] **a 4** [**Hz**], ya que es posible detectar más eventos sísmicos que en la banda de **4** [**Hz**] **6** [**Hz**]. El hecho de que a estas frecuencias se detecten más eventos puede deberse al hecho de que los cambios registrados se detectan a profundidades muestreadas por el rango de frecuencias de entre 1 [Hz] y 4 [Hz] aproximadamente, es decir. Recordemos que la profundidad de penetración de una onda sísmica depende de su frecuencia. Y si bien esta técnica no puede determinar con exactitud la profundidad de la capa alterada, si es posible hacer estimaciones al respecto, donde para las ondas de cuerpo la profundidad de penetración estará condicionada por la ventana de tiempo que se tome para elegir la coda, y para las superficiales principalmente dependerá de la banda de frecuencias que se esté analizando. Para un mayor detalle puede recurrirse a (Wegler et. al 2009).

Estudiar a mayores bandas de frecuencias que 4 [Hz] a 6 [Hz] generaba resultados precarios. Podemos fácilmente observar esto en los resultados correspondientes a esta banda, donde solo es posible detectar caídas de velocidades en casos muy aislados, y aún así las correlaciones y las variaciones de velocidad relativa presentan comportamientos poco confiables. Por esto concluimos que a frecuencias mayores a esta banda las autocorrelaciones no pueden llevarse a cabo de forma eficiente en las ventanas de tiempo que se utilizan, tal vez porque la atenuación del medio comienza a ser muy significativa, impidiendo aplicar satisfactoriamente la técnica a estas frecuencias. Además puede que las capas a la profundidad que alcanzan a penetrar las ondas en esta banda no presente cambios significativos frente a los eventos registrados.

Para detallar un poco las profundidades que se alcanzaron en este estudio podemos decir primero, que en la coda no se ha podido establecer con claridad cuales son las ondas que predominan, si las de cuerpo o las de superficie. En un caso simple, siguiendo las ideas mencionadas por Wegler, podemos suponer que las ondas presentes en la coda se dispersan por el medio y regresan al receptor recorriendo un volumen particular, el cual asumiremos como una semi-esfera para la onda-S y una circunferencia para las ondas superficiales. Siguendo con las asunciones, podemos establecer la velocidad de la onda S como $v_S = 3Km/s$ aproximadamente, con lo cual podríamos obtener una estimación a la penetración de estas ondas, de acuerdo a la ventana de tiempo escogida para contener la coda. Principalmente empleamos la ventana de la coda de 2 a 6 segundos, es decir los tiempos de viaje de ida sería 1 segundo y 3 segundos, con lo que el promedio del tiempo de ida sería de unos 2 segundos, que multiplicado por v_S nos daría una profundidad de 6 Km aproximadamente. En vista de que la velocidad de la onda S es similar a la velocidad de las ondas superficiales, esta estimación es válida para ambos casos. Además para el caso de las ondas de superficie, la profundidad de penetración, P, puede estimarse como la mitad de su longitud de onda λ . Ahora la longitud de onda está dada por $\lambda = v_S/f$, entonces considerando que la $v_S = 3km/s$ y para las bandas de frecuencia usadas, podemos usar el promedio de los límites, por ejemplo para la banda 2 [Hz] a 4 [Hz], podríamos usar una frecuencia representativa de 3 [Hz], con lo cual la longitud de onda estaría dada por $\lambda = 3[km/s]/3[Hz] = 1000[m]$, pero como la profundidad de penetración está dada por $P = \lambda/2$ entonces tendríamos una profundidad tentativa de unos 500 metros aproximadamente para esta banda de frecuencias.

Para la banda de 1 [Hz] a 3 [Hz], empleando una frecuencia igual a 2 [Hz] como representativa, tendríamos una profundidad de penetración tentativa igual a P = 1500[m]/2, es decir, unos lo 750 metros.

Podemos hacer lo mismo para la banda 4 [Hz] a 6 [Hz], donde ecogemos la frecuencia de 5 [Hz] como representativa de esta banda, con lo que la profundidad de penetración obtenida para las ondas superficiales sería de P = 600[m]/2 =300m, es decir, unos 300 metros aproximadamente.

Por lo tanto, en este estudio y con las asunciones mencionadas, los principales cambios de velocidades encontrados tendrían su razón de origen a profundidades entre los 750 m y los 500 m dado por las bandas 1 [Hz] a 3 [Hz] y 2 [Hz] a 4 [Hz] respectivamente. Mientras que no pudo detectarse demasiados cambios a profundidades de 300 metros como lo señalan los resultados de la banda de 4 [Hz] a 6 [Hz].

6.2. Comparación de canales Norte, Este y Vertical

Es este estudio se cuenta con datos de las tres componentes en las cuales puede desplazarse la tierra, la componente Vertical (como lo indica el nombre, se mide el desplazamiento vertical), la componente Norte (registra desplazamiento Norte-Sur) y la componente Este (registra desplazamiento Este-Oeste).

Como se mencionó antes, estudios previos sugerían que el canal vertical sería más sensible a la hora de detectar variaciones de velocidad relativa dv/v que buscamos, a pesar de que no haya una demostración explícita al respecto Es posible desprender estas ideas de trabajos como (Shapiro et. Al 2005) que realizó una tomografía donde se utilizó la dispesión de las ondas superficiales de

la funciones de Green obtenidas. Aquí se menciona que es posible modelar de forma aceptable las ondas presentes en la función de Green por ondas Rayleigh. Y se puede apreciar que al graficar una onda Rayleigh en un sistema Radialvertical aparece una mayor cantidad de energía en la componente vertical que en la radial, por lo que es posible emplear la energía de ese eje al realizar las correlaciones cruzadas. Otro que menciona algo al respecto es (Oberman et. al 2013) que muestra que es posible encontra ondas de cuerpo en las funciones de Green cuando se trabaja a frecuencias en general mayores a 0.5 las cuales suelen ser más sensibles a la profundidad que las ondas superficiales, cualidad que seapreciaría mejor al emplear el canal vertical.

Entonces comprobaremos si es que es posible identificar una diferencia significativa en la sensibilidad de los canales Vertical (BHZ), Este (BHE) y Norte (BHN) a la hora de detectar caídas de velocidad relativa durante un evento sísmico con esta técnica empleando autocorrelaciones.

Para esto basta con comparar los resultados obtenidos, en las bandas de frecuencias empleadas, para los tres canales. Sumamos los eventos detectados por cada estación en el respectivo canal (Norte, Este y Vertical) y en la banda de frecuencias respectiva.

A grandes rasgos vemos que:

1. Banda 1 [Hz] a 3 [Hz]

- BHZ= Detecta 19 eventos sísmicos
- BHE=Detecta 12 eventos sísmicos
- BHN=Detecta 17 eventos sísmicos

2. Banda 2 [Hz] a 4 [Hz]

- BHZ= Detecta 18 eventos sísmicos
- BHE=Detecta 12 eventos sísmicos
- BHN=Detecta 14 eventos sísmicos

3. Banda 4 [Hz] a 6 [Hz]

- BHZ= Detecta 1 eventos sísmicos
- BHE=Detecta 1 eventos sísmicos
- BHN=Detecta 2 eventos sísmicos

Para la banda de **1** [**Hz**] a **3** [**Hz**] vemos el predominio del canal Vertical frente a los otros dos, ya que es el que más eventos logra detectar, con un total de 19. Luego, entre el canal Norte y Este, notamos que el primero es el que logra tener mayor sensibilidad, detectando 2 eventos más que el canal Este.

En la banda de **2 Hz a 4 Hz** vemos que las cosas no cambian mucho, pues nuevamente el canal BHZ es el que resulta ser más sensible a los cambios de velocidad detectando 15 eventos. Y nuevamente el canal BHN detecta más eventos que el canal Este. Entonces, la banda de frecuencias que entrego resultados más convincentes fue la banda de 1 Hz a 3 Hz, pues permitió identificar un total de 48 eventos entre los 3 canales, a diferencia de la banda de 2 Hz a 4 Hz que permitió identificar un total de 41 eventos.

Ya en la banda de **4 Hz a 6 Hz** vemos que los resultados son bastante parejos ya que tanto el canal vertical como el Este detectan apenas 1 evento, mientras que el canal Norte etecta 2. Sin embargo, debido a que los esultados extraídos de esta banda resultan ser bastante pobres y no muy confiables, tal vez no resulta muy conveniente realizar las comparaciones bajo estas circunstancias.

Ciertamente es una comparación muy sencilla, pero con estos simples números es posible darse cuenta que, para este estudio y con los parámetros empleados durante el procesamiento el canal Vertical resulta ser el más sensible a los eventos sísmicos, ya que en las dos bandas donde se presentan los resutados más confiables, es el que más eventos logra detectar. Esto va entonces de la mano con lo que se mecionó al inicio de esta sección, de que este canal es el más sensible y por ende mejor a la hora de mostrar las variaciones de velocidad relativas calculadas con esta técnica. Ciertamente este experimento debería replicarse una mayor cantidad de veces con diferentes datos para poder afirmar con una mayor certeza si es que es posible que un canal sea mejor que otro para esta técnica, pero al menos en este estudio podemos afirmar que el empleo del canal Vertical para aplicar esta técnica resulta ser más efectivo frente a los canales Norte y Este.

Capítulo 7 Conclusiones

- Hemos probado que el método de interferometría sísmica pasiva empleando el Stretching enfocado en la coda sísmica, funciona correctamente al emplear registros sísmicos obtenidos en el fondo oceánico mediante sismómetros de fondo oceánico (OBSs), y no es más dificultoso de aplicar en esta región que en la superficie terrestre, al menos usando autocorrelaciones.
- Del empleo de este método usando los canales BHZ, BHE y BHN, al menos para este estudio, se pudo verificar el hecho de que el canal Vertical es el que muestra con mayor claridad eventos sísmicos ocurridos en este periodo de estudio, superando a los canales Este-Oeste y Norte-Sur. Esto va de la mano con estudios que postulan indiectamente que este sería el canal idóneo para aplicar esta técnica debido a que podría concentrar mayor cantidad energía que los otros dos, y esta energía nos permitiría detectar con mayor facilidad las caídas de velocidad. Ahora entre los canales BHN y BHE, el canal Norte muestra mayor claridad en los resultados que el canal Este.
- El método Interferometría sísmica enfocada en el análisis de la coda aplicado en este trabajo, funcionó mejor en la banda de frecuencias de entre 1 [Hz] y 3 [Hz], seguido de la banda de 2 [Hz] a 4 [Hz], que equivalía, según las aproximaciones hechas, a investigar a profundidades de entre los 500 metros y los 750 metros. A frecuencias mayores a este intervalo, es decir en la banda de 4 [Hz] a 6 [Hz] se lograron identificar muy pocos eventos, lo que podría significar que a la profundidad a la cual se está investigando con esta banda de frecuencias no se generaron cambios importantes, aunque tampoco se descarta que sea la atenuación del medio la que comienza a jugar un papel importante, pues podría estar mermando las autocorrelaciones y por ende la obtención de funciones de Green adecuadas.
- No se encontraron mayores diferencias a la hora de procesar los datos sísmicos provenientes de los OBS frente a los obtenidos por geófonos en tierra, al menos para el caso de autocorrelaciones.

• También debemos hacer notar el hecho de que las caídas de velocidad relativa en el suelo oceánico como consecuencia de un evento sísmico poseen una magnitud mayor a las caídas de velocidad relativa que se han obtenido en la superficie de la tierra. Nos aventuramos en decir que la compactación del suelo bajo el mar, luego de un evento sísmico, cambia de una forma más pronunciada que en el suelo expuesto en la superficie terrestre, lo que podría tener relación directa con la presencia de agua sobre el este medio en el que se está midiendo. Probablemente las filtraciones de líquido hacia las grietas generadas durante un sismo sean las que acentúen el cambio en la velocidad de las ondas sísmicas, producto de una modificación en el módulo de elasticidad de la roca, en la presión de la región, en la porosidad y saturación de la misma, y tal vez en la densidad de ésta. De esta manera, la diferencia en magnitud a los resultados obtenidos con esta misma técnica en la superficie de la tierra, tendrían su origen en la relación de estos factores. Aún así, el origen de estas caídas de velocidad es un tema interesante para seguir investigando en trabajos futuros, y no descartamos que otros factores puedan ser los que generen este fenómeno.

Capítulo 8

Apéndices

8.1. Apéndice A: Mapa de sismicidad de la región



Figura 8.1: Mapa de sismicidad durante el periodo de estudio.

8.2. Apéndice B: Código python usado

8.2.1. Autocorrelación

Código python empleado para realizar la Autocorrelación:

from miic.core.miic_utils import dir_read, combinations, stream_demean, stream_detrend, convert_to_matlab from miic.core.normalization import stream_spect_norm, stream_1bit_norm, stream_spect_norm from miic.core.alpha_mod import stream_stack, stream_collapse_tr_new, stream_plot, dir_read_stream, stream_downsample, stream_copy from miic.core.corr_fun import corr_trace_fun from miic.core.macro import recombine_corr_data from obspy.core import stream, read, Stream from miic.core.stream import stream_filter from obspy.core import UTCDateTime as UTC

Carpeta con los datos root_input_dir = '/home/manuel/OBS/Datos_OBS/'

Carpetas de destino de los resultados del procesamiento mat_dir='/home/manuel/autocorrelaciones/auto_2-4hz/resultados_autocorrelation2_matrices/' root_output_dir='/home/manuel/autocorrelaciones/auto_2-4hz/resultados_autocorrelation2_trazas/'

#Numero de muestras de la matriz de correlacion n
pts=5000

```
# Desde Agosto 21, 2010 a Marzo 11, 2011
this_day = UTC('2010-234')
last_day = UTC('2011-070')
   \# Ciclo en los dias:
while this_day \leq = \text{last}_{\text{day}}:
  pattern ='%4d_%03d'%(this_day.year, this_day.julday)
  this_day = this_day + 24*3600
  corr_st = stream.Stream()
  files_list1 = dir_read(base_dir=root_input_dir, pattern=pattern, sort_flag=True
)
  output_basename = 'trace'
  print 'Working in day %s with %d folders\n' %(pattern, len(files_list1))
  for celem1 in files_list1 :
    print 'celem1: ', celem1
    trace1 = dir_read_stream(base_dir=celem1, pattern='*.BHZ*', sort_flag=True)
    trace2 = stream_copy(trace1)
    #Creando un stream con las 2 trazas:
    stack_st1 = trace1 + trace2
    # Merging trazas:
    stack_st1.merge()
    # Ordenando red y estacion:
    stack_st1.sort(['network', 'station'])
    print '%d traces found for pattern %s n % (len(stack_st1), pattern)
```

if len(stack_st1)<1: # Encuentra todas las combinaciones de las trazas: comb2 = combinations(len(stack_st1), 'Auto-corr') # Removiendo media: stack_st1 = stream_demean(stack_st1) # Removiendo tendencia: stack_st1 = stream_detrend(stack_st1) # Filtrando: stack_st1 = stream_filter(stack_st1, 'bandpass', 'freqmin':2.0, 'freqmax':4.0) # Resampling: stack_st1 = stream_downsample(stack_st1, 25, no_filter=True, strict_length=False) # Aplicando normalizacion 1-bit : stack_st1 = stream_lbit_norm(stack_st1)

Calculando correlaciones: corr_st += corr_trace_fun(stack_st1, comb=comb2, normal=True) # Creando corr_matrix: corr_st = stream_collapse_tr_new(corr_st, npts)

if len(corr_st) >0: print 'Writing stream to file for day %s\n\n'% pattern convert_to_matlab(corr_st, output_basename, root_output_dir, ")

recombine_corr_data('trace',suffix=",base_dir=root_output_dir,save_dir=mat_dir,center_win_len=npts-1,channels_pair=",fs=20)

 $\# {\rm Creacion}$ de una matriz de correlacion.

8.2.2. Stretching

Código python empleado para aplicar el Estiramiento:

from miic.core.stretch_mod import time_shift_estimate, time_stretch_estimate, time_windows_creation, time_shift_apply from miic.core.miic_utils import mat_to_ndarray, dir_read, collapse_to_single_vect, add_var_to_dict, select_var_from_dict, save_dv from miic.core.corr_mat_processing import corr_mat_normalize, corr_mat_resample, corr_mat_trim, corr_mat_filter, corr_mat_taper_center from miic.core.alpha_mod import time_windows_list_generation from miic.core.plot_fun import plot_dv, plot_single_corr_matrix from datetime import timedelta import os import numpy as np from miic.core.miic_utils import corr_mat_check, dv_check

Ruta a las matrices de correlacion mat_dirname = '/home/manuel/Escritorio/Udec/Tesis/Obspy/DATA/save_dir/'

#2-4 Hz

 $mat_dirname = '/home/manuel/autocorrelaciones/auto_4-6hz/resultados_autocorrelation2_matrices/' dv_save_dir = os.path.join(mat_dirname ,'dv_changes')$

```
dt_save_dir= os.path.join(mat_dirname,'dt_changes')
cor_dt_save_dir= os.path.join(mat_dirname, 'cor_dt_changes')
if not os.path.isdir(dv_save_dir):
   os.makedirs(dv_save_dir) #creando directorios
if not os.path.isdir(dt_save_dir):
   os.makedirs(dt_save_dir)
if not os.path.isdir(cor_dt_save_dir):
  os.makedirs(cor_dt_save_dir)
   # smoothing of neighboring correlation functions
smoothlength = 5
#2011-02-27T00:00:00.013000Z - 2011-02-27T23:59:59.993000Z
study_start='2010-08-22 00:00:00'
#study_start='2010-11-04 00:00:00'
\#(OF)twlist=time_windows_list_generation(study_start, width=86400, #how_many=196)
twlist=time_windows_list_generation(study_start, width=86400, how_many=197)
\# convert to datetime.datetime
for ii ,tw in enumerate(twlist):
   twlist[ii] = tw.datetime
starttimes=np.array(twlist)
endtimes = starttimes + timedelta(days=smoothlength)
\# create time windows for the estimation of velocity changes (values in sam-
ples)
\#tw = time_windows_creation ([1349],[200])
\#desde 650 hasta 749 (100 puntos)
tw=time_windows_creation ([50],[100])
shift = 5.0 \ \#controla el time shift sample en dt y cor_dt
   stretch= .1 \ \#(dv) \ 0.1 es igual a 10 por ciento
\# read list of correlation matrices
filelist= dir_read(mat_dirname, 'mat*.mat')
dt_{list} = []
cordt_list = []
dv_{list} = []
for fname in filelist:
   print 'analysing file %s' %fname
  mat = mat_to_ndarray(fname, flatten=True)
  \#mat = corr_mat_filter( mat, freq1 )
  mat = corr_mat_trim(mat, 0, 49)  #Desfase de 50 segundos
  #mat = corr_mat_resample( mat ,starttimes ,endtimes)
  plot_single_corr_matrix(corr_mat_normalize(mat,normtype ='absmax'), filename=fname[0:-
4] + 'dvvvv')
  \# normalize matrix
  mat = corr_mat_normalize(mat, normtype ='max')
  #reftr=collapse_to_single_vect(mat ['corr_data'], select_portion=True, first_line=40
last_line=240, axis=0
  reftr= collapse_to_single_vect(mat[ 'corr_data'], axis=0)
  \#shift range es una forma para ver el error del tiempo UTC de los sensores
  #dt_dict= time_shift_estimate(mat['corr_data'], single_sided=False, ref_trc=reftr
 shift_range=shift)
```

 $#(R)dt_dict=time_shift_estimate(mat['corr_data'],tw=tw, #single_sided=False, ref_trc=reftr , shift_range=shift)$

#dt_dict= add_var_to_dict('time', select_var_from_dict (mat, #'time'),dt_dict)
#dt_dict= add_var_to_dict('stats', select_var_from_dict(mat, #'stats'),
dt_dict)

#save_dv(dt_dict , suffix = " , save_dir= dt_save_dir)

#plot_dv(dt_dict, save_dir=dt_save_dir, #figure_file_name=os.path.basename(fname)
[:-4] + '_dt')

#dt_list.append(dt_dict)

Aplicar el timeshift estimate para corregir error del reloj

#mat['corr_data'] = time_shift_apply(mat['corr_data'],-dt_dict#['value'])

shift_range es una forma para ver el error del tiempo UTC de los sensores #cor_dt_dict = time_shift_estimate(mat['corr_data'], #single_sided=False , #ref_trc =reftr , shift_range=shift)

 $\#cor_dt_dict = add_var_to_dict('time' , select_var_from_dict(mat, \#'time') , cor_dt_dict)$

#*cor_dt_dict= add_var_to_dict('stats', select_var_from_dict(mat, #'stats')
, cor_dt_dict)

#save_dv(cor_dt_dict , suffix =" , save_dir = cor_dt_save_dir)

 $plot_dv(cor_dt_dict, save_dir=cor_dt_save_dir, figure_file_name=os.path.basename(fname)[:-4] + 'dt')$

 $#(R)dt_list.append(cor_dt_dict)$

dv_dict = time_stretch_estimate(mat['corr_data'], tw=tw, sides ='single', stretch_steps=10000, stretch_range=stretch)

dv_dict = add_var_to_dict('time', select_var_from_dict(mat,'time'), dv_dict) dv_dict= add_var_to_dict('stats', select_var_from_dict(mat,'stats'), dv_dict) save_dv(dv_dict, suffix = ",save_dir= dv_save_dir) # print tw

#dv_dict['comb mseedid'] = 'tw : %-d %d %(tw [0] [0] , tw[0] [-1])

 $\label{eq:linear} plot_dv(dv_dict\,, save_dir=dv_save_dir\,, figure_file_name=os.path.basename(fname)[:-4] + `_dv')$

 $dv_list.append(dv_dict)$

Bibliografía

- [1] U. WEGLER, H.NAKAHARA, C. SENSE-SCHÖNFELDER, M. KORN y K. SHIOMI, SUDDEN DROP OF SEISMIC VELOCITY AFTER THE 2004 M_w6,6 MID-NIIGATA EARTHQUAKE, JAPAN, OBSERVED WITH PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY, Journal of Geophysical Research, VOL. 114, B06305, doi:10.1029/2008JB005869
- ROEL SNIEDER, THE THEORY OF CODA WAVE INTERFEROMETRY, Pure and Applied Geophysics, VOL. 163, doi: 10.1007/s00024-005-0026-6
- [3] O.CARRIÈRE, P.GERSTOFT DEEP-WATER SUBSURFACE IMAG-ING USING OBS INTERFEROMETRY, Geophysics, VOL. 78, doi:10.1190/GEO2012-0241.1
- [4] N. HARMON, T.HENSTOCK, F. TILMANN, A. RIETBROCK y P. BAR-TON, SHEAR VELOCITY STRUCTURE ACROSS THE SUMATRAN FOREARC-ARC, Geophysical Journal International, VOL. 189, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05446.x
- [5] A. OBERMAN, T.PLANES, E. LAROSE, C. SENS-SCHÖNFELDER Y M. CAMPILLO, DEPTH SENSITIYITY OF SEISMIC CODA WAVES TO VELOCITY PERTURBATIONS IN AN ELASTIC HETEROGENEOUS MEDIUM, Geophysical Journal International, doi:10.1093/gji/ggt043
- [6] N. HARMON, T.HENSTOCK, M. SROKOSZ, F. TILMANN, A. RIETBROCK y P. BARTON, INFRAGRAITY WAVE SOURCE REGIONS DETER-MINED FROM AMBIENT NOISE CORRELATION, Geophysical Research Letters, VOL. 039,L04604, doi:10.1029/2011GL050414, 2012
- [7] C. SENS-SCHÖNFELDER, Y U.WEGLER, PASSIVE IMAGE INTERFER-OMETRY AND SEASONAL VARIATIONS OF SEISMIC VELOITIES AT MERAPI VOLCANO, INDONESIA, Geophysical Research Letters, VOL. 033,L21302, doi:10.1029/2006GL027797, 2006
- [8] N. SHAPIRO, M. CAMPILLO,M. STEHLY y M. RITZWOLLER HIGH-RESOLUTION SURFACE-WAVE TOMOGRAPHY FROM AMBIENT SEISMIC NOISE. Science, Vol 307, March 2005, page 1615, doi:10.1126/science.1108339
- [9] F. LINN, M. RITZWOLLER Y N. SHAPIRO, IS AMBIENT NOISE TOMOG-RAPHY ACROSS OCEAN BASINS POSSIBLE?, Geophysical Research Letters, VOL. 33, L14304, doi:10.1029/2006GL026610, 2006

- [10] B. WANG, P. ZHU, Y. CHEN, F. NIU y B. WANG, CONTINUOUS SUBSURFACE VELOCITY MEASUREMENT WITH CODA WAVE IN-TERFEROMETRY, Journal of Geophysical Research , VOL. 113, B12313, doi:10.1029/2007JB005023, 2008
- [11] CHRISTOPH SENS-SCHÖNFELDER, SYNCHRONIZING SEISMIC NET-WORKS WITH AMBIENT NOISE, Geophysical Journal International(0000) 000, 000-000
- [12] K. WAPENAAR, D. DRAGANOV, R. SNIEDER, X. CAMPMAN y A. VERDEL, (2010) TUTORIAL ON SEISMIC INTERFEROMETRY: PART 1 - B ASIC PRINCIPLES AND APPLICATIONS. Geophysics, Vol. 75, No. 5 (September-October 2010); P. 75A195-75A209, 15 Figs. 10.1190/1.3457445
- K. WAPENAAR, D. DRAGANOV, R. SNIEDER, X. CAMPMAN y A. VERDEL,
 (2010) TUTORIAL ON SEISMIC INTERFEROMETRY: PART 1 B ASIC PRINCIPLES AND APPLICATIONS. Geophysics, Vol. 75, No. 5 (September-October 2010); P. 75A195-75A209, 15 Figs. 10.1190/1.3457445
- [14] U. WEGLER Y C. SENS-SCHÖNFELDER, FAULT ZONE MONITORING WITH PASSIVE IMAGE INTERFEROMETRY. Geophysical Journal International (2007) 168, 1029–1033, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x
- [15] K. WAPENAAR, D. DRAGANOV, R. SNIEDER, X. CAMPMAN y A. VERDEL, (2010) PROCESSING SEISMIC AMBIENT NOISE DATA TO OBTAIN RELIABLE BROAD-BAND SURFACE WAVE DISPERSION MEASUREMENTS. Geophysical Journal International (2007) 169, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x