

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO DE LOS EFECTOS DE SITIO PARA LA
CONSTRUCCIÓN DE UN ÍNDICE DE ACTIVIDAD SÍSMICA EN
EL VOLCÁN COTOPAXI.

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE FÍSICO

HUGO DAVID ORTIZ ERAZO

huda013@gmail.com

Director: PABLO PALACIOS

ppalacios@igepn.edu.ec

Co-Director: MARIO RUIZ

mruiz@igepn.edu.ec

QUITO, Mayo 2013

DECLARACIÓN

Yo HUGO DAVID ORTIZ ERAZO, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Hugo David Ortiz Erazo

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por HUGO DAVID ORTIZ ERAZO, bajo mi supervisión.

Pablo Palacios
Director del Proyecto

Mario Ruiz
Co-Director del Proyecto

AGRADECIMIENTOS

Un especial agradecimiento a Pablo Palacios, quien constantemente ha aportado a este estudio, con sus comentarios, tiempo e ideas. Cómo olvidar el apoyo brindado por Mario Ruiz, Juan Anzieta y mi familia durante la realización de este estudio. También deseo agradecer al Doctor Luis Lascano y al Doctor César Costa, por sus comentarios y aportes a este estudio. Y finalmente gracias al Instituto Geofísico y a sus colaboradores por la apertura y soporte en el día a día.

DEDICATORIA

A mi familia.

Índice general

1. Introducción	1
2. Marco teórico	4
2.1. Propagación de ondas en sólidos elásticos	4
2.1.1. Esfuerzos y deformaciones en el medio continuo	4
2.1.2. Ecuación de onda sísmica	6
2.1.3. Ondas superficiales	11
2.1.4. Heterogeneidades	12
2.1.5. Efectos de direccionalidad	13
2.1.6. Impedancia	14
2.2. Fundamento metodológico	17
2.2.1. Problema inverso	17
2.2.2. Efectos de sitio	21
2.2.2.1. Efectos de sitio a partir de la coda de la señal sísmica .	23
2.2.2.2. Efectos de sitio a partir de la onda S	30
2.2.2.3. Efectos de sitios sin estación de referencia	34
2.2.2.4. Selección de metodologías	35
2.3. Aspectos generales del volcán Cotopaxi	36
2.4. Números índice	39
3. Metodología	42
3.1. Preparación de datos	42
3.1.1. Estaciones en el volcán Cotopaxi	42
3.1.2. Sensor sísmico y proceso de digitalización	43
3.1.3. Rotación a componentes radial y transversal	48
3.2. Metodología para el cálculo de los efectos de sitio	49
3.2.1. Diagrama de flujo para el cálculo de los efectos de sitio	49
3.2.2. Sismos regionales	52
3.2.3. Cálculo del factor de calidad de la coda	55
3.2.4. Razón espectral de la coda	56

3.2.5.	Inversión espectral de la coda	57
3.2.6.	Inversión espectral de la onda S	57
3.2.7.	Refinamiento: Norma L1	58
3.3.	Metodología para el cálculo del Índice Sísmico	60
4.	Resultados y discusiones	62
4.1.	Factor de calidad: Q_c	62
4.2.	Efectos de sitio	66
4.2.1.	Razón e inversión espectral de la coda	66
4.2.2.	Inversión espectral de la onda S	75
4.2.3.	Refinamiento: norma L1	81
4.2.4.	Discusión de resultados	90
4.2.4.1.	Discusión de los resultados obtenidos	90
4.2.4.2.	Comparación con otros resultados	96
4.3.	Índice Sísmico	99
5.	Conclusiones y recomendaciones	115
5.1.	Respecto a los efectos de sitio	115
5.2.	Respecto al índice sísmico	117
	Referencias	119
	A. Tablas de datos	125
	B. Programas implementados y documentación.	136

Índice de figuras

2.1. Fuerzas superficiales actuando en dos caras opuestas del cubo [56].	7
2.2. Polarización de las ondas de cuerpo. Las ondas P producen desplazamientos en la dirección de propagación y un cambio de volumen. Las ondas S producen desplazamientos, perpendiculares a la dirección de propagación y distorsión del material sin cambios volumétricos. Figura modificada de [61].	10
2.3. Polarización horizontal y vertical de las ondas Love y Rayleigh, respectivamente, observadas desde el sistema de referencia radial-transversal. Figura modificada de [61].	11
2.4. Esquema del proceso de ruptura. Figura modificada de [56].	14
2.5. Modelo de ruptura propuesto por Haskell. Figura modificada de [56].	15
2.6. Radiación de energía a través de un tubo diferencial. Figura modificada de [3].	16
2.7. Representación geométrica de la varianza. En la parte izquierda, la figura representa a una solución bien definida en el espacio de modelos m y una pequeña variabilidad Δm . En la parte derecha, la figura representa una la solución definida sobre un intervalo amplio de m y una gran variabilidad Δm . Figura modificada de [41].	19
2.8. La forma de onda registrada en una estación sísmica está determinada por la combinación de las funciones de fuente, estructura y respuesta instrumental. Figura modificada de [61].	23
2.9. Espectrogramas de amplitud de 5 estaciones sísmicas instaladas en volcán Cotopaxi para el sismo registrado el 2006-11-24 a las 09:33:49 UTC en la zona de los Llanganates al sureste del volcán, con magnitud 4 y profundidad de 17.9 km. Se puede apreciar cómo la diferencia en los espectrogramas se reduce en las colas de las señales sísmicas. El comienzo de la cola de la señal sísmica se supone para un tiempo al menos mayor a dos veces el tiempo arribo de la onda S a la estación mas lejana (línea roja).	25
2.10. Proceso de retro-dispersión. Figura modificada de [53]	26

2.11. Detalle de la ecuación (2.55) , donde los subíndices I y J denotan el número total de eventos y estaciones respectivamente.	30
2.12. Detalle de la ecuación (2.57), donde α denota los valores de las restricciones.	31
2.13. Detalle de la formulación del problema inverso para el cálculo de los efectos de sitio a partir de la onda \mathbf{S} , donde los subíndices I y J denotan el número total de eventos y estaciones respectivamente.	33
2.14. Detalle de la restricción impuesta al sistema de ecuaciones (2.65), donde α representa los valores de las restricciones	34
2.15. Mapa geológico simplificado de los depósitos asociados a las erupciones de los últimos 1200 años [7].	37
2.16. Conteo mensual de eventos sísmicos del volcán Cotopaxi, desde enero de 1989 a diciembre de 2011 (Todo tipo de eventos sísmicos). Gráfica realizada usando la base de datos del Instituto Geofísico.	40
3.1. Red telemétrica para la red sísmica y de infrasonido en los volcanes Cotopaxi y Tungurahua [29].	43
3.2. Red Sísmica en el volcán Cotopaxi	44
3.3. Esquema de los equipos instalados en cada estación. Figura modificada de [29].	45
3.4. Sensor Guralp CMG-40T [29].	45
3.5. Respuesta instrumental en función de la frecuencia del sensor Guralp CMG-40T.	47
3.6. Representación gráfica de los ángulos “azimuth” ζ y “back-azimuth” ζ' , para un sismo y estación ficticios. El “azimuth” indica la dirección con la que se aleja la onda sísmica desde la fuente hacia la estación; esta dirección se mide desde el norte en sentido horario. Además se presenta en la parte derecha como los sistemas de referencia NorteSur-EsteOeste y Radial-Transversal están relacionados a través del ángulo θ . Figura modificada de [61].	48
3.7. Sismos regionales registrados a menos de 100 km a la redonda de las estaciones en el volcán Cotopaxi.	53
3.8. Registros sísmicos de la componente transversal (TRS) de cinco estaciones sísmicas instaladas en el volcán Cotopaxi. Las líneas negras entrecortadas indican el origen del sismo, las líneas verdes indican el arribo de la onda \mathbf{P} a cada estación y las líneas rojas indican la llegada de la onda \mathbf{S} a cada estación.	54

3.9.	Selección de ventanas en el dominio temporal para el cálculo del factor de calidad Q_c . Las líneas verde y roja indican el arribo de las ondas P y S , respectivamente. La capa azul indica la ubicación temporal de la ventana de ruido y las once capas grises indican las ventanas usadas para el cálculo del factor de calidad con el respectivo solapamiento. La línea azul entrecortada indica 2 veces el tiempo tomado por la onda S para viajar desde el origen a la estación más lejana.	55
3.10.	Selección de las ventanas: de ruido ambiental y de coda. Las líneas verde y roja indican el arribo de las ondas P y S , respectivamente. Las capas azul y gris indican la selección de las ventanas de ruido y de la coda, respectivamente. En esta Figura el inicio de la coda fue ubicado a 3 veces el tiempo de arribo de la onda S a la estación más lejana.	56
3.11.	Ventanas seleccionadas para el cálculo del espectro de amplitudes de la onda S en cada estación. Las líneas verde y roja indican el arribo de las ondas P y S , respectivamente. En esta figura se muestran las ventanas (color gris) conteniendo la onda S para cada estación, además una capa azul previo al origen del evento indica las ventanas de ruido tomadas.	58
4.1.	Factores de calidad calculados en la estación BVC2 usando la componente vertical. Donde tc indica el inicio de la coda, ts es el tiempo de arribo de la onda S a la estación más lejana medida desde el origen del evento, lv es el tamaño de cada ventana y ps es el porcentaje de solapamiento entre las ventanas.	63
4.2.	Comparación de los factores de calidad calculados en las estaciones: BMOR, BNAS, BREF, BTAM y BVC2.	65
4.3.	Factores de sitio calculados usando la razón espectral de la coda sísmica: Componente vertical	69
4.4.	Factores de sitio calculados usando la razón espectral de la coda sísmica: Componente radial	70
4.5.	Factores de sitio calculados usando la razón espectral de la coda sísmica: Componente transversal	71
4.6.	Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la coda sísmica: Componente vertical	72
4.7.	Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la coda sísmica: Componente radial	73
4.8.	Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la coda sísmica: Componente transversal	74
4.9.	Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la onda S : Componente vertical	78

4.10. Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la onda S : Componente radial	79
4.11. Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la onda S : Componente transversal	80
4.12. Refinamiento: Inversión espectral de la coda sísmica, componente vertical	83
4.13. Refinamiento: Inversión espectral de la coda sísmica, componente radial	84
4.14. Refinamiento: Inversión espectral de la coda sísmica, componente trans- versal	85
4.15. Refinamiento: Inversión espectral de la onda S , componente vertical . .	86
4.16. Refinamiento: Inversión espectral de la onda S , componente radial . . .	87
4.17. Refinamiento: Inversión espectral de la onda S , componente transversal	88
4.18. Cálculo de los niveles de confianza de m_{L1} por Monte Carlo suponien- do 5000 medidas contaminadas con ruido ambiental para la banda de frecuencia de 6.5 – 7.0 Hz, de las metodologías de inversión. El ruido se supone que sigue una distribución normal. En la gráfica se dibuja el logaritmo en base 10 del efecto de sitio entre estaciones para la banda de frecuencia mencionada, además se incluyen los resultados obtenidos en base a las normas $L1$ y $L2$, así como el promedio de las 5000 rea- lizaciones por Monte Carlo. Si en cada eje se proyectara los puntos de las distribuciones (puntos plomos) se obtendrían curvas gaussianas, y en cada curva gaussiana su desviación estándar está relacionada con los niveles de confianza de cada factor de sitio.	89
4.19. Comparación de metodologías: Componente vertical	93
4.20. Comparación de metodologías: Componente radial	94
4.21. Comparación de metodologías: Componente transversal	95
4.22. Comparación de resultados de los efectos de sitio para diferentes bandas de frecuencia.	98
4.23. Espectro de potencia como una función del tiempo (2011-11-21 – 2011- 12-01), para cada estación sísmica del volcán Cotopaxi. Cada punto indi- ca el valor del espectro acumulado para una hora en particular. En esta figura se observa una variación periódica de los espectros de potencia; este comportamiento puede ser el resultado del cambio de temperatura diario.	99

4.24. Registro sísmico de la estación BMOR para la componente vertical, el día 2013-01-22. En las primeras horas (00-01) del día y a partir de las 16 horas, esta estación no es influenciada por ningún fenómeno local, sin embargo entre 09 y 14 horas se observa anomalías no relacionadas con la dinámica interna del volcán. Se cree que estas anomalías son causadas por fuertes ventiscas presentes en la zona.	100
4.25. Índice sísmico calculado en las estaciones de Cotopaxi para el período 2006-07-06 – 2011-12-31, en la banda de frecuencia de 1 – 5 Hz.	101
4.26. Índice sísmico calculado en las estaciones de Cotopaxi para el período 2006-07-06 – 2011-12-31, en la banda de frecuencia de 1 – 5 Hz. Correcciones por efectos de sitio se realizaron empleando los resultados obtenidos en la inversión espectral de la coda.	102
4.27. Índice sísmico calculado en las estaciones de Cotopaxi para el período 2006-07-06 – 2011-12-31, en la banda de frecuencia de 1 – 5 Hz. Correcciones por efectos de sitio se realizaron empleando los resultados obtenidos en la inversión espectral de la onda S	102
4.28. Índice sísmico para el período 2006-07-06 a 2006-12-31.	105
4.29. Índice sísmico para el período 2007-01-01 a 2007-06-30.	105
4.30. Índice sísmico para el período 2007-07-01 a 2007-12-31.	106
4.31. Índice sísmico para el período 2008-01-01 a 2008-06-30.	106
4.32. Índice sísmico para el período 2008-07-01 a 2008-12-31.	106
4.33. Índice sísmico para el período 2009-01-01 a 2009-06-30.	107
4.34. Índice sísmico para el período 2009-07-01 a 2009-12-31.	107
4.35. Índice sísmico para el período 2010-01-01 a 2010-06-30.	107
4.36. Índice sísmico para el período 2010-07-01 a 2010-12-31.	108
4.37. Índice sísmico para el período 2011-01-01 a 2011-06-30.	108
4.38. Índice sísmico para el período 2011-07-01 a 2011-12-31.	108
4.39. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2006-07-06 a 2006-12-31.	110
4.40. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2007-01-01 a 2007-06-30.	111
4.41. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2007-07-01 a 2007-12-31.	111
4.42. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2008-01-01 a 2008-06-30.	111
4.43. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2008-07-01 a 2008-12-31.	112

4.44. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2009-01-01 a 2009-06-30.	112
4.45. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2009-07-01 a 2009-12-31.	112
4.46. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2010-01-01 a 2010-06-30.	113
4.47. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2010-07-01 a 2010-12-31.	113
4.48. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2011-01-01 a 2011-06-30.	113
4.49. Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2011-07-01 a 2011-12-31.	114
4.50. Coeficiente de correlación como función del número de días desplazados entre las series de tiempo.	114

Índice de tablas

2.1. Factores geométricos de dispersión, r es distancia al frente de onda desde la fuente. La energía de las ondas es proporcional al cuadrado de su amplitud.	22
3.1. Coordenadas de las estaciones alrededor del volcán Cotopaxi [29]. . . .	42
3.2. Polos y Ceros del sensor CMG-40T	46
4.1. Modelo “asw” de velocidades para las ondas \mathbf{P} y \mathbf{S} , en el Ecuador. V_p y V_s son las velocidades de las ondas \mathbf{P} y \mathbf{S} , respectivamente [42].	76
4.2. Factores de sitio calculados usando las metodologías de inversión y posterior a esto refinadas aplicando la norma L_1 , junto con sus desviaciones estándar calculadas por Monte Carlo.	82
4.3. Factores de sitio calculados a través de la razón espectral de la coda y sus desviaciones estándar [33].	96
4.4. Factores de sitio calculados a través de la razón espectral de la coda y sus desviaciones estándar [35].	96
4.5. Factores de sitio obtenidos para la red sísmica del volcán Cotopaxi, en diferentes bandas de frecuencia, cuantificadas a través de la razón espectral de la coda.	97
4.6. Factores de sitio obtenidos para la red sísmica del volcán Cotopaxi, en diferentes bandas de frecuencia, cuantificadas a través de la inversión espectral de la coda.	97
4.7. Factores de sitio obtenidos para la red sísmica del volcán Cotopaxi, en diferentes bandas de frecuencia, cuantificadas a través de la inversión espectral de la onda \mathbf{S}	97
4.8. Dispersión total entre las series temporales de energía.	103
4.9. Cuento anual de sismos volcánicos, en el Cotopaxi	104
A.1. Sismos usados para el cálculo del factor de calidad así como para el cálculo de los efectos de sitio.	125

A.2. Valores promedios de los factores de calidad tomados sobre todas las estaciones y componentes.	126
A.3. Factores de sitio calculados en la componente vertical a través de la inversión espectral de la onda S	127
A.4. Factores de sitio calculados en la componente radial a través de la inversión espectral de la onda S	128
A.5. Factores de sitio calculados en la componente transversal a través de la inversión espectral de la onda S	129
A.6. Factores de sitio calculados en la componente vertical a través de la inversión espectral de la coda sísmica.	130
A.7. Factores de sitio calculados en la componente radial a través de la inversión espectral de la coda sísmica.	131
A.8. Factores de sitio calculados en la componente transversal a través de la inversión espectral de la coda sísmica.	132
A.9. Factores de sitio calculados en la componente vertical a través de la razón espectral de la coda sísmica.	133
A.10. Factores de sitio calculados en la componente radial a través de la razón espectral de la coda sísmica.	134
A.11. Factores de sitio calculados en la componente transversal a través de la razón espectral de la coda sísmica.	135
B.1. Lista de programas, desarrollados en el presente trabajo, bajo el lenguaje de programación: Cshell	136
B.2. Lista de programas, desarrollados en el presente trabajo, bajo el lenguaje de programación: R	137

Resumen

Las amplitudes de las ondas sísmicas son modificadas principalmente por la estructura del subsuelo y por la topografía local donde son registradas. Existen varias técnicas que comúnmente son usadas para cuantificar estos efectos. En este trabajo a través de la metodología del problema inverso y en base a una serie de mediciones, se obtienen los parámetros de los modelos sísmicos que contienen la información de estos efectos de sitio. Una vez obtenidos los primeros resultados de los efectos de sitio, se realiza un refinamiento de estos valores usando la norma L_1 y el proceso iterativo IRLS. Posterior a este refinamiento se realizó una inspección de los niveles de confianza alcanzados con este proceso iterativo, a través de una simulación por Monte Carlo de un conjunto de medidas que se encuentran contaminadas por ruido ambiental que sigue una distribución normal.

El objetivo final del cálculo de los efectos de sitio fue normalizar los registros sísmicos de varias estaciones instaladas en el volcán Cotopaxi, y de esta manera se obtuvo un índice de actividad sísmica conjunto, que permite visualizar y cuantificar la dinámica interna del volcán, con el fin de monitorizarlo para la reducción de los riesgos volcánicos.

Abstract

Seismic wave amplitudes are mostly modified by the underlying soil structure and by the topography of the place where they are recorded. There are many techniques commonly used to quantify these effects. In the present work, through the inverse problem methodology and based on a series of measurements, we propose the determination of the parameters of seismic models which contain the information of the site effects. Once the first results about site effects have been obtained, a refinement of these values using the L1 norm and the IRLS iterative process was performed; after this refinement, a quick inspection of the confidence levels obtained with the iterative process was executed through a Monte Carlo simulation of a set of measurements contaminated with ambient noise following a normal distribution.

The final goal of the site effect calculations is to normalize the seismic recordings of various stations installed at Cotopaxi volcano, and thus to construct and implement a unified seismic activity index, which will enable visualizing and quantifying the internal dynamics of the volcano. Ultimately, the seismic activity index can be used to supplement volcano monitoring, reducing volcanic risk of those within endangered zones around Cotopaxi.

Notación básica

Abreviaturas

BMOR	Estación sismo-acústica instalada en Morurco
BNAS	Estación sismo-acústica instalada en Nasa
BREF	Estación sismo-acústica instalada en Refugio
BTAM	Estación sismo-acústica instalada en Tambo
BVC2	Estación sismo-acústica instalada en VC2
IS	Inversión espectral de la onda secundaria
NS	Norte - Sur
EW	Este - Oeste
IRLS	Iteratively reweighted least squares
IRIS	Incorporated research institutions for seismology.
SAC	Seismic analysis code
formato SAC	Formato binario propuesto por IRIS para almacenar información sísmica y acústica
GPS	Global positioning system
DOAS	Differential optical absorption spectrometer
INSAR	Interferometric synthetic aperture radar
mad	Median absolute deviation

Símbolos

τ_{ij}	Tensor de esfuerzos
e_{ij}	Tensor de deformación
Ω_{ij}	Tensor de rotación
c_{ijkl}	Tensor de elasticidad
λ, μ	Parámetros de Lamé
ρ	Densidad
δ_{ij}	Delta de Kronecker
u	Campo vectorial de desplazamiento

P	Onda primaria o longitudinal
S	Onda secundaria o de corte
Q_c	Factor de calidad de la coda
Q_s	Factor de calidad de las ondas S
m	Parámetros del modelo
d	Datos o medidas del fenómeno físico
G	Operador que relaciona m y d
C	Matriz de restricción, entre m y d
\tilde{m}	Solución de los mínimos cuadrados
t_c	Tiempo de inicio de la coda
t_s	Tiempo de viaje de la onda S desde el origen a la estación más lejana
lv	Longitud de ventana de análisis de la coda o de la onda S
lr	Longitud de ventana de ruido
ps	Porcentaje de solapamiento
ip	Tiempo de viaje de la onda P desde el origen hasta cada estación
st	Tiempo de viaje de la onda S desde el origen hasta cada estación

Capítulo 1

Introducción

La variedad de fenómenos y procesos físicos que ocurren antes, durante y después de una erupción de un volcán, han fascinado desde siempre a investigadores que desean revelar los mecanismos que generan dicho comportamiento [34, 47]. No obstante, debido al poder energético de estos eventos, que en muchos casos pueden afectar directa o indirectamente a la sociedad, nace la necesidad de implementar nuevas metodologías que caractericen la evolución temporal de la actividad del volcán, y que permitan a los expertos tener un mayor número de herramientas para reconocer posibles premonitores de una eminente erupción volcánica. Estas nuevas técnicas de evaluación volcánica, acompañadas de estudios de parámetros sísmicos, de deformación, de infrasonido o de gases, permitirán visualizar de manera más global la dinámica interna del volcán.

Si bien es cierto que los expertos trabajan en función de varios parámetros para monitorizar y mitigar los peligros volcánicos, el análisis de las ondas sísmicas generadas en el interior del volcán proveen la información más representativa sobre la dinámica del mismo, ya que estos estudios pueden revelar información correspondiente a procesos profundos como superficiales [10], incluso existen estudios que relacionan la deformación del edificio volcánico con las señales sísmicas [6], con la emisión de gases [16] y con la parte acústica [30]. Por tales motivos, se ha decidido plantear una metodología que enlace el dinamismo volcánico con las señales sísmicas generadas en el volcán.

Se ha escogido al volcán Cotopaxi para la evaluación de la metodología presentada en este trabajo, debido al potencial peligro que éste representa a las poblaciones aledañas y a las no tan cercanas, según indica la historia en los últimos cinco principales ciclos eruptivos [7, 26, 38]. Estos ciclos eruptivos característicamente han sido acompañados por grandes flujos de lodo y escombros, que inundan los principales sistemas de drenaje del volcán y eventualmente afectan a centros poblados como Lasso, Mulaló, Latacunga y Salcedo al sur, y Selva Alegre, Sangolquí, San Rafael y Tumbaco al norte,

produciendo daños significativos a construcciones, granjas e industrias, que a la final han conllevado a crisis políticas y económicas, y hasta en algunos casos resultaron en pérdidas humanas [38]. El impacto socio económico en la actualidad y en un futuro puede ser de mayor magnitud, comparado con la última gran erupción en 1877, debido a la continua expansión de la población hacia zonas de peligro [38]. Se estima que alrededor de 100000 personas pueden ser afectadas por estos flujos de lodo y escombros. Sin embargo el número de personas bajo peligro podría aumentar, si se toma en cuenta la diversidad de lugares turísticos y haciendas ubicadas en los flancos del volcán, que de ocurrir una erupción de gran magnitud pueden ser devastados por vertiginosas nubes ardientes de polvo, ceniza y otros productos del volcán [38].

La ventaja de implementar la metodología presentada en este estudio en el volcán Cotopaxi para cuantificar el nivel de actividad volcánica, es que se tiene una red sísmica moderna y bien mantenida desde 2006. Sin embargo, si se desea que cualquier estación de la red refleje unívocamente la real evolución energética del volcán Cotopaxi (en caso de que información de otras estaciones no esté disponible), varias correcciones deben realizarse a las medidas sísmicas para normalizar los valores registrados en las estaciones. Estas señales principalmente son afectadas por la geología local donde se encuentran instalados los instrumentos de medición y, por lo tanto, es necesario estudiar primero estos efectos antes de construir una metodología robusta para la evaluación de la dinámica del volcán.

En el capítulo dos se abordará el marco teórico en el que el presente trabajo será sustentado. En las primeras secciones se realizará una descripción física de los fenómenos y términos que frecuentemente serán utilizados a lo largo de este trabajo. A continuación se realizará una rápida inspección del problema inverso, y en qué formas se aplica a los fenómenos físicos de los cuales pueden realizarse mediciones. Más adelante se revisarán las técnicas empleadas para el cálculo de los efectos de sitio y, al final de esa sección, se discutirán las metodologías que van a ser utilizadas en función de las necesidades de este estudio. Además, en dicho capítulo se ha incluido una descripción geo-morfológica y los aspectos generales del volcán Cotopaxi. Al final del capítulo se incluye una descripción breve de los números índice.

En el capítulo tres se explica el formato y las características de los datos con los que se va a trabajar, cómo esta información es transmitida al centro de procesamiento de datos del Instituto Geofísico, se describen los instrumentos empleados para realizar las mediciones de los fenómenos físicos y la preparación de los datos antes de trabajar con ellos. Además en tal capítulo se detallan meticulosamente las metodologías empleadas

para calcular los efectos de sitio a través de las técnicas escogidas, y la metodología desarrollada para el cálculo del índice sísmico.

En el cuarto capítulo se presentan los resultados de los efectos de sitio en cada estación junto con las discusiones. Además, se presenta una comparación de los resultados aquí obtenidos con aquellos exhibidos en estudios anteriores. Al final de dicho capítulo se presentan los resultados del índice sísmico junto con las interpretaciones de los fenómenos físicos que se pueden visualizar en él.

Finalmente se presentan las conclusiones y recomendaciones, incluyendo los aspectos que deben ser estudiados posteriormente a detalle, y las limitaciones que se han encontrado durante el desarrollo del presente trabajo.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Propagación de ondas en sólidos elásticos

2.1.1. Esfuerzos y deformaciones en el medio continuo

En la descripción cuantitativa de la propagación de las ondas a través de un cuerpo continuo, es necesario conocer y caracterizar las fuerzas que actúan sobre él y la relación con las deformaciones producidas por estas fuerzas. Hay dos tipos de fuerzas que pueden actuar sobre un cuerpo deformable, las fuerzas de cuerpo y las fuerzas superficiales [56, 61]. Las fuerzas de cuerpo actúan sobre cada partícula que conforma el cuerpo deformable, cuya fuerza resultante es proporcional al volumen del material. Un ejemplo de este tipo de fuerza es la acción de la gravedad sobre cada diferencial de volumen en el interior del cuerpo deformable [61]. Las fuerzas superficiales actúan sobre la superficie del cuerpo deformable con una fuerza neta proporcional a la superficie del cuerpo. Un ejemplo de estas fuerzas ocurre cuando se sumerge un cuerpo en el interior de un líquido, donde una fuerza normal actúa en cada punto de la superficie del cuerpo deformable [61].

La descripción completa de las fuerzas superficiales que actúan en el cuerpo deformable se expresa a través del tensor de esfuerzos τ , el cual permite construir una relación lineal entre el vector normal a un punto cualquiera en la superficie y la fuerza por unidad de área que es ejercida sobre este punto [56]. La fuerza por unidad de área T aplicada a un diferencial de superficie dS con vector normal n es:

$$T_i = \tau_{ji}n_j \quad (2.1)$$

Siendo $i, j = x, y, z$, con la convención de que índices repetidos indican sumatoria sobre

ese índice. En adelante se asume esta notación salvo que se indique lo contrario.

Las posiciones relativas de las partículas que conforman un cuerpo pueden cambiar si existen tensiones o esfuerzos actuando sobre él. La variación relativa en las posiciones de las partículas que conforman el medio continuo es cuantificada con el tensor de deformación. Al cambio de la posición de un cuerpo en el espacio se lo conoce como desplazamiento \mathbf{u} , pero aquí el interés no es conocer el cambio absoluto de la posición \mathbf{u} del cuerpo, sino el cambio relativo de la posición de las partículas en el interior del cuerpo. Las variaciones relativas de las posiciones (variaciones espaciales) de las partículas al interior de un cuerpo son descritas por los gradientes espaciales de \mathbf{u} [56], también a este conjunto de derivadas parciales se las conoce como el Jacobiano de \mathbf{u} que formalmente es una función vectorial, ecuación (2.2):

$$J_{ij} = \partial_i u_j \quad (2.2)$$

donde ∂_i , indica la derivada parcial respecto a la i -ésima componente. El interés es principalmente cuantificar las deformaciones, mas no las rotaciones o traslaciones rígidas del cuerpo. Con este objetivo se desacopla a la ecuación (2.2) en la parte simétrica y la parte antisimétrica $J_{ij} = \partial_i u_j = e_{ij} + \Omega_{ij}$, con:

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (2.3)$$

$$\Omega_{ij} = \frac{1}{2}(\partial_i u_j - \partial_j u_i) \quad (2.4)$$

Siendo e_{ij} el tensor de deformación (simétrico $e_{ij} = e_{ji}$) y Ω_{ij} el tensor de rotación (antisimétrico $\Omega_{ij} = -\Omega_{ji}$), con $i, j = x, y, z$ [56].

De las propiedades físicas del material depende cómo éste reaccione cuando sea sometido a fuerzas externas. Por ejemplo, un material menos rígido se deformará más bajo la acción de una fuerza conocida, que un material más rígido [61]. Cuando se considera que un material es perfectamente elástico y la deformación es lineal respecto al campo de fuerzas que se aplican para deformarlo, el resultado es que cada término del tensor de esfuerzos puede expresarse como una combinación lineal de los elementos del tensor de deformación [56], así:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \quad (2.5)$$

Al grupo de coeficientes c_{ijkl} , presentes en la combinación lineal (2.5) se lo conoce como el tensor de elasticidad, y representan las propiedades físicas únicas del conjunto partículas que conforman el material elástico [56, 61].

El tensor de elasticidad posee 81 términos (3^4), pero debido a la simetría de los

tensores de esfuerzos y de deformación, y a consideraciones termodinámicas solo 21 términos son independientes, los cuales son necesarios para representar la relación lineal entre los esfuerzos y la deformación en la forma más general para un sólido elástico [56]. Las propiedades en el sólido elástico podrían cambiar con la dirección; de hecho, en ciertas regiones de la Tierra es muy marcado el fenómeno de anisotropía, pero en general las propiedades físicas de la Tierra, en primera aproximación, se las pueden considerar invariantes con la dirección [56].

Suponiendo un medio isótropo la ecuación (2.5) se escribe como:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (2.6)$$

Los coeficientes λ y μ son conocidos como los parámetros de Lamé que representan las propiedades elásticas intrínsecas de cada tipo de material, δ_{ij} es la *delta de Kronecker*¹. El parámetro λ relaciona los esfuerzos con las deformaciones en direcciones perpendiculares, está cercanamente relacionado a la incompresibilidad del material, y posee una gran parte de la información de la resistencia al cambio de volumen debido a un cambio de presión [55]. El parámetro μ , también conocido como el módulo de corte, es una medida de la resistencia del material a deformaciones de corte sin cambio de volumen en el material [55].

2.1.2. Ecuación de onda sísmica

Las ondas sísmicas son generadas por la propagación de la energía a través de la Tierra debido a alguna perturbación causada naturalmente (fallas tectónicas, volcanes activos, deslizamientos, avalanchas, etc.) o causada por el hombre (explosiones de bombas nucleares, movimiento de vehículos de gran tonelaje, etc.). A continuación se presenta la deducción de ecuación de onda sísmica, usando los conceptos previamente desarrollados para un medio continuo.

En un medio continuo deformable se supone que las partículas que lo constituyen están lo suficientemente cercanas unas a otras para considerar a la densidad, a la fuerza y al desplazamiento, como funciones continuas y derivables tanto espacialmente como temporalmente. Los tensores de esfuerzos y de deformación presentados anteriormente fueron desarrollados suponiendo un equilibrio estático e invarianza en el tiempo; por tal motivo, para describir la propagación de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra, que intrínsecamente es un fenómeno dependiente del tiempo, es necesario introducir

¹ $\delta_{ij} = 1$ si $i = j$, o $\delta_{ij} = 0$ si $i \neq j$

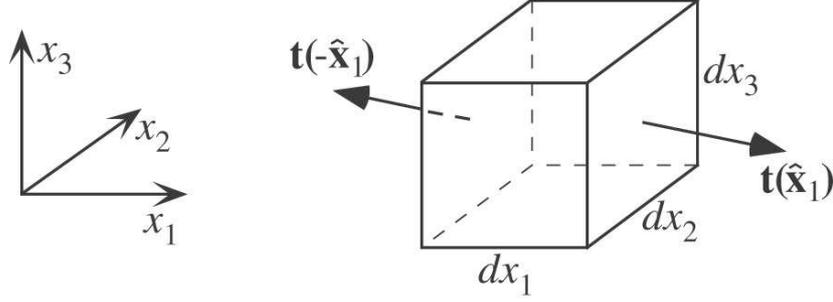


Figura 2.1: Fuerzas superficiales actuando en dos caras opuestas del cubo [56].

los conceptos de dinámica para el medio continuo.

La implementación de la segunda ley de Newton ($\mathbf{F} = m\mathbf{a}$), usando los conceptos de fuerzas superficiales y fuerzas de cuerpo en el medio continuo, es imprescindible para cuantificar la propagación de la energía a través de él. Considérese un cubo de material con densidad ρ y volumen $dx_1 dx_2 dx_3$, con los ejes cartesianos perpendiculares a las caras del cubo (Figura 2.1). La fuerza en cada cara del cubo está dada por el producto del tensor de esfuerzos con la respectiva normal; por ejemplo, en la dirección x_1 la fuerza ejercida es igual a $\tau_{ij} \cdot x_1 = \tau_{i1}$. No obstante, existen dos fuerzas actuando en sentido opuesto (Figura 2.1), cuya suma será diferente de cero, solo si los gradientes espaciales son diferentes de cero del campo de esfuerzos [56]. Entonces la suma total de las fuerzas superficiales se escribe como:

$$F_{sup.} = \partial_i \tau_{ij} dx_1 dx_2 dx_3 \quad (2.7)$$

Se incluye el factor $dx_2 dx_3$ en la ecuación (2.7), debido a que las fuerzas superficiales se miden en unidades de fuerza por unida de área. Finalmente la fuerza total (fuerzas superficiales $\partial_j \tau_{ij} dx_1 dx_2 dx_3$ y fuerzas de cuerpo $f_i dx_1 dx_2 dx_3$) es igual a masa $m = \rho dx_1 dx_2 dx_3$ por aceleración $\partial^2 u_i / \partial t^2$ [56]:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (2.8)$$

El término que explica las fuerzas de cuerpo f_i está compuesto por la fuerza de la gravedad f_g y la fuerza producida en la fuente f_s del sismo, para regiones muy alejadas de la fuente (campo lejano: distancias mucho más grandes que la longitud de onda, $R/\Lambda \gg 1$ [37]) se puede considerar este último término cero y, en general, el término debido a la gravedad se puede despreciar porque comúnmente en la sismología se trabaja a frecuencias lo suficientemente altas, donde sus efectos son despreciables [56]. Entonces removiendo este término de la ecuación (2.8), se obtiene la ecuación homogénea de movimiento que gobierna la propagación de las ondas sísmicas en el campo

lejano.

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} \quad (2.9)$$

Un paso importante para resolver la ecuación (2.9), es expresarla en función del desplazamiento \mathbf{u} . Usando la relación 2.6 se determina la variación del tensor esfuerzos como una función del desplazamiento \mathbf{u} , entonces [56]:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \partial_j [\lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i)] \\ &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \lambda \partial_i \partial_k u_k + \partial_j \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) + \mu (\partial_j \partial_i u_j + \partial_j \partial_j u_i) \end{aligned} \quad (2.10)$$

Para un fácil manejo de las propiedades vectoriales y la discusión física de los términos que conforman la ecuación (2.10), se escribe esta ecuación en notación vectorial [56].

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu \cdot [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (2.11)$$

Como se conoce, la velocidad de las ondas sísmicas se incrementa a medida que se propagan en regiones más profundas de la Tierra, debido al incremento de la presión litostática con la profundidad, resultando así condiciones propicias para que los minerales se transformen hacia fases más densas [61]. Además debido a la presencia de heterogeneidades en la Tierra las propiedades físicas del medio cambian con la posición y como resultado los parámetros de Lamé son funciones espaciales [53].

Los gradientes de los parámetros de Lamé en la ecuación (2.11) no siempre son cero, ya que puede ser un material no homogéneo en el caso más general. Por tal motivo hay dos tipos de aproximaciones que se pueden realizar para estudiar la propagación de las ondas [56]:

- En primera aproximación, se considera que la Tierra se encuentra formada por capas homogéneas con diferentes propiedades físicas que varían con la profundidad (modelo unidimensional). Mientras más capas se use, la función de velocidad solución variará progresiva y uniformemente con la profundidad. Las soluciones de la ecuación onda en cada capa es ligada a la solución de la capa superior o inferior usando los coeficientes de transmisión y reflexión. Esta aproximación es conocida como el método de multi-capas homogéneas y produce buenos resultados en el modelamiento sísmico [56].
- La segunda aproximación propone que la intensidad con la que varían los gradientes de los coeficientes de Lamé son proporcionales a $1/\omega$, siendo ω la frecuencia

de las ondas sísmicas. En tal caso, para frecuencias lo suficientemente grandes se pueden despreciar estos gradientes [56]. Esta aproximación estudia la propagación lineal de las ondas sísmicas.

Removiendo los gradientes de los coeficientes de Lamé de la ecuación (2.11), se obtiene la ecuación de movimiento para un medio completamente homogéneo, donde las propiedades físicas del medio no cambian con las posiciones.

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (2.12)$$

Existen dos soluciones posibles para la ecuación (2.12), una asociada al carácter rotacional y otra al carácter compresivo (o de dilatación) de \mathbf{u} . Para obtener estas soluciones se usará la divergencia y el rotacional respectivamente, en la ecuación (2.12).

Tomando la divergencia de la ecuación (2.12), y usando la identidad vectorial $\nabla \cdot (\nabla \times \Psi) = 0$, siendo Ψ un campo vectorial cuyas derivadas parciales de segundo orden son continuas, la expresión se reduce a [56]:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (2.13)$$

Donde se observa que la divergencia del campo vectorial de desplazamiento \mathbf{u} satisface la ecuación de onda, es decir, son perturbaciones en forma de dilataciones y compresiones viajando en el interior del sólido con una velocidad $\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$. Este tipo de ondas son conocidas generalmente como ondas **P**, cuyo nombre proviene del término ondas “primarias”. También son conocidas como ondas longitudinales por su polarización paralela a la dirección de propagación (Figura 2.2) [56, 61].

La segunda solución de 2.12 se obtiene a partir de tomar el rotacional y de considerar la identidad vectorial $\nabla \times (\nabla \varphi) = 0$, siendo φ un campo escalar cuyas derivadas parciales de segundo orden son continuas; la expresión se reduce a [56]:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.14)$$

En la ecuación (2.14) se observa que las rotaciones rígidas presentes en el campo vectorial \mathbf{u} , se comportan como ondas de corte propagándose a lo largo del medio homogéneo e isótropo, con velocidad $\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. A este tipo de ondas se las conoce como ondas **S**, cuyo nombre proviene de ondas “secundarias”. También son conocidas como ondas transversales por su polarización transversal a la dirección de propagación (Figura 2.2). Los términos “primarias” y “secundarias” son usados debido a que la velocidad

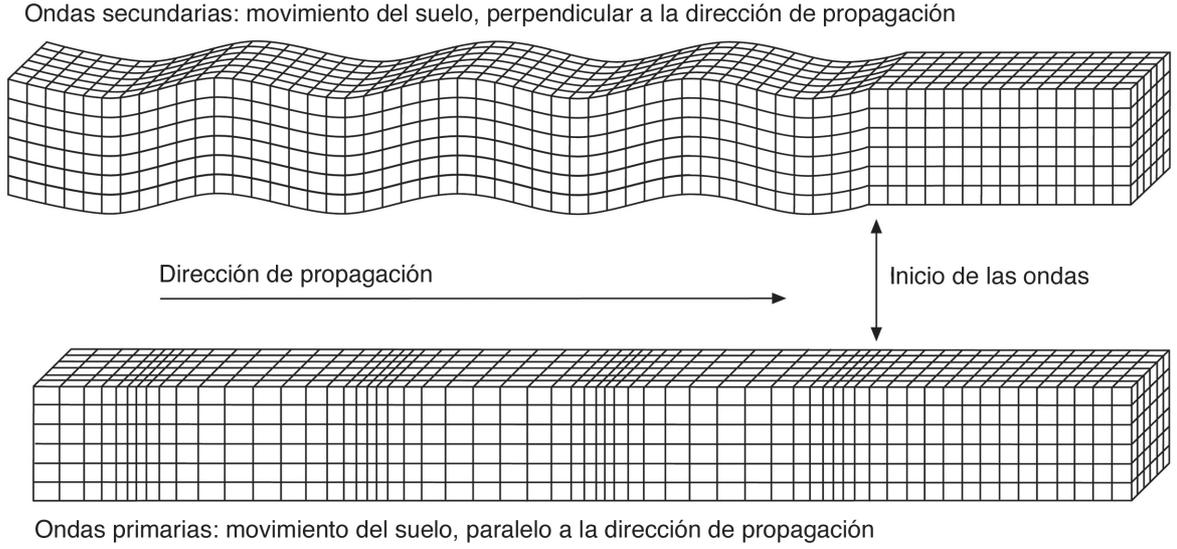


Figura 2.2: Polarización de las ondas de cuerpo. Las ondas **P** producen desplazamientos en la dirección de propagación y un cambio de volumen. Las ondas **S** producen desplazamientos, perpendiculares a la dirección de propagación y distorsión del material sin cambios volumétricos. Figura modificada de [61].

de propagación de las ondas **P** es mayor que la velocidad de propagación de las ondas **S** ($\alpha > \beta$), y por lo tanto estas arriban primero al detector. Un aspecto interesante de las ondas **S**, es que no se propagan en fluidos ya que el módulo de corte es igual a cero para un fluido ideal. Las ondas **S** se atenúan rápidamente en fluidos como el núcleo externo de la Tierra (se supone que es un líquido de baja viscosidad) o en el océano [56, 61].

Es conveniente expresar al campo vectorial de desplazamiento \mathbf{u} en términos de un campo escalar φ , que representa la onda **P** y de un campo vectorial $\mathbf{\Psi}$, que representa la onda **S**. Con ayuda del teorema de descomposición de Helmholtz ($\mathbf{u} = \nabla\varphi + \nabla \times \mathbf{\Psi}$, $\nabla \cdot \mathbf{\Psi} = 0$) las ecuaciones (2.13) y (2.14), se reescriben como [56]:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \varphi \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{\Psi}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \mathbf{\Psi} \quad (2.16)$$

El campo vectorial $\mathbf{\Psi}$, que representa la propagación de la onda **S**, puede separarse en dos polarizaciones independientes al igual que otro tipo de ondas transversales, como la luz. Por convención y fines prácticos se considera que la primera polarización **SV**, está contenida en el plano vertical formado por la dirección de propagación y el eje vertical, mientras que la segunda polarización **SH**, esta contenida en un plano or-

togonal al primero, que se corta a lo largo de la dirección de propagación [61].

2.1.3. Ondas superficiales

Otro tipo de ondas pueden generarse cuando las ondas **P** y **S** llegan a la superficie de la Tierra. Este tipo de ondas concentran la mayor parte de su energía en la zona cercana a la superficie.

Al primer tipo de ondas generadas en la superficie se las conoce como ondas Love (*LQ-waves*), nombradas así en honor a su descubridor, y se forman a partir de la interferencia constructiva de las ondas **SH**. Únicamente se generan cuando la velocidad de las ondas **S** aumenta con la profundidad. La polarización de las ondas Love es transversal a la dirección de propagación en un plano paralelo a la superficie de la Tierra (Figura 2.3) [56, 61].

El segundo tipo de ondas que se crean en la interfase Tierra-aire, son conocidas como ondas Rayleigh (*LR-waves*), originadas a partir de la combinación constructiva de las ondas **P** y **SV**. A medida que estas ondas se alejan de la superficie su amplitud disminuye exponencialmente con el incremento de la profundidad [3]. Para su generación no es necesario que la velocidad de la onda **S** aumente con la profundidad, simplemente se requiere un espacio homogéneo que comparta una frontera con un espacio libre de esfuerzos y deformaciones [3]. Las ondas Rayleigh poseen una polarización elíptica retrógrada en el plano normal a la superficie (Figura 2.3) [56, 61].

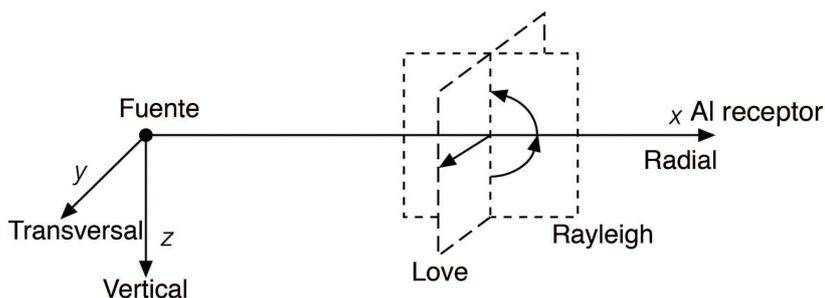


Figura 2.3: Polarización horizontal y vertical de las ondas Love y Rayleigh, respectivamente, observadas desde el sistema de referencia radial-transversal. Figura modificada de [61].

Al primer grupo de ondas sísmicas (ondas **P** y **S**) se las conoce como *ondas de cuerpo* ya que éstas viajan en el interior del medio. Si este es homogéneo e isótropo, su energía se dispersa uniformemente en el frente de onda esférico. El segundo grupo de

ondas sísmicas (ondas Rayleigh y Love) son conocidas como *ondas superficiales* debido a su propagación cercana a la superficie; su energía se dispersa uniformemente en la circunferencia formada por el frente de onda durante la propagación. A este proceso de atenuación se lo conoce como *dispersión geométrica de la energía* [56, 61].

2.1.4. Heterogeneidades

Cuando se observa un sismograma, se nota que éste no solo está compuesto por las diferentes fases de las ondas de cuerpo o de las ondas superficiales, sino que también se observa otro tipo de ondas que llegan de todas las direcciones. Esto se debe a que la Tierra está provista de heterogeneidades que se encuentran distribuidas en el interior de ella. Debido a estas heterogeneidades ocurren procesos de dispersión, difracción y atenuación durante la propagación de las ondas sísmicas [53].

Las heterogeneidades situadas en la litósfera de la Tierra son causadas por:

- La presencia relativa de minerales representativos como el cuarzo o plagioclasa, cuyas propiedades físicas y abundancias relativas asigna el carácter elástico a las diferentes regiones de la Tierra. Como se había mencionado, las velocidades de las ondas de cuerpo y de las ondas superficiales depende de las propiedades físicas del material. Estas propiedades son caracterizadas por los coeficientes de Lamé del material, y en general, están relacionadas con el *módulo de compresibilidad*². Por ejemplo, el módulo de compresibilidad del cuarzo es igual a $0.39 \cdot 10^{12} \text{ dyn/cm}^2$, mientras que el de la plagioclasa es $0.65 \cdot 10^{12} \text{ dyn/cm}^2$ [53].
- Fracturas en rocas, cuyas dimensiones pueden ir desde la escala sub-microscópica a decenas de metros, influyen fuertemente en las propiedades elásticas del medio en comparación con la composición mineralógica. Incluso fracturas con cierta alineación preferencial debido a una variación de esfuerzos regionales puede conducir a una anisotropía local [53].
- Procesos magmáticos en la corteza terrestre, así como procesos de fallamiento y otros procesos dinámicos de las placas tectónicas [53].
- Intrusiones de magma en roca preexistente que pueden generar diques³ o “sills”⁴ que afectan rápidamente las propiedades espaciales en ambientes volcánicos, o diferentes composiciones de magma emitido en diferentes periodos de actividad volcánica [53].

²Una medida de la incompresibilidad del material es el módulo de Bulk; $\kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu$.

³Intrusión a modo de filón formado por rocas magmáticas que atraviesan una serie de estratos.

⁴Intrusiones de magma de aspecto laminar que se disponen superpuestas a los estratos sedimentarios como si constituyesen un estrato más.

Existen diferentes regímenes de interacción entre las ondas sísmicas y las heterogeneidades, que dependen del *número de onda* ($k = 2\pi/\Lambda$) dominante de las ondas sísmicas y del tamaño de la heterogeneidad a [65].

Cuasi-Homogéneo, $k \cdot a < 0.01$. El medio sísmico puede ser considerado cuasi-homogéneo, debido a que el tamaño de las heterogeneidades son pequeñas comparadas con la longitud de onda y por lo tanto los efectos de dispersión son despreciables [65].

Dispersión Rayleigh, $0.01 < k \cdot a < 0.1$. Existe una considerable fluctuación de los parámetros elásticos del medio. Se considera un proceso de dispersión débil y una apreciable atenuación para las ondas sísmicas de altas frecuencias [65].

Dispersión Mie, $0.1 < k \cdot a < 10$. Los tamaños de las heterogeneidades están dentro de la misma escala que las longitudes de onda y grandes ángulos de dispersión pueden ser observados. La cola de la señal sísmica se genera por las múltiples reflexiones y dispersiones causadas por las heterogeneidades [65].

Dispersión Directa, $10 < k \cdot a$. La longitud de onda de las señales sísmicas es pequeña comparada con el tamaño de las heterogeneidades y la energía es dispersada principalmente en la misma dirección y sentido de donde proviene. La retrodispersión es débil y bien centrada, los procesos de atenuación e interferencia son apreciables. Este tipo de dispersión se puede subclasificar dependiendo la fuerza de dispersión y del tipo de difracción [65].

2.1.5. Efectos de direccionalidad

La directividad y el mecanismo focal de la fuente, son dos efectos que cambian la forma de las ondas sísmicas, según la dirección con la que se alejan de la fuente. El mecanismo focal, indica las direcciones de mínimos y máximos esfuerzos generados en la fuente, mientras que el fenómeno de directividad describe las intensidades de las ondas sísmicas radiadas, según la dirección de ruptura de una falla geológica [56, 61].

En el caso de considerarse una fuente puntual (solo se considera el efecto de mecanismo focal), la amplitud de vibración del suelo variará con el azimut que es función del *patrón de radiación*⁵, mientras que la duración del pulso permanece constante [56]. Para eventos tectónicos que poseen una magnitud considerable no es posible caracterizarlos como fuentes puntuales, por lo que debe considerarse la directividad. Para ejemplificar este efecto, supóngase que un proceso de ruptura a lo largo de una falla de longitud L toma un tiempo t_r con una velocidad de ruptura igual v_r (Figura 2.4). El proceso de fallamiento total puede describirse como la suma de rupturas puntuales a

⁵Se refiere al modelo de intensidades con el que las ondas sísmicas son radiadas a diferentes ángulos

lo largo de la falla [56]. Entonces el tiempo aparente de duración del proceso ruptura t_d , para las ondas \mathbf{P} es igual a:

$$t_d = L\left(\frac{1}{v_r} - \frac{1}{\alpha}\right) : \text{Acercándose directamente hacia el observador}$$

$$t_d = L\left(\frac{1}{v_r} + \frac{1}{\alpha}\right) : \text{Alejándose directamente del observador}$$

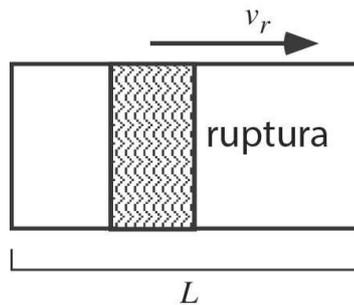


Figura 2.4: Esquema del proceso de ruptura. Figura modificada de [56].

t_d es una función de la orientación relativa entre la falla y el observador así como de la velocidad de ruptura, y en general la amplitud de las ondas sísmicas dependerá del tiempo aparente y real de ruptura (Figura 2.5 a) [56]. No obstante, la energía mecánica liberada en la fuente no depende del punto de observación, en los lugares donde se registran las vibraciones de más larga duración se espera que las amplitudes sean más pequeñas y, caso contrario, donde se registran tiempos de vibración pequeños se esperan amplitudes de oscilación grandes (Figura 2.5 b) [56].

2.1.6. Impedancia

La impedancia es la medida de la resistencia al movimiento que presenta un medio durante la propagación de las ondas sísmicas. Estas propiedades pueden variar considerablemente dependiendo del tipo de ondas que se estén analizando [3].

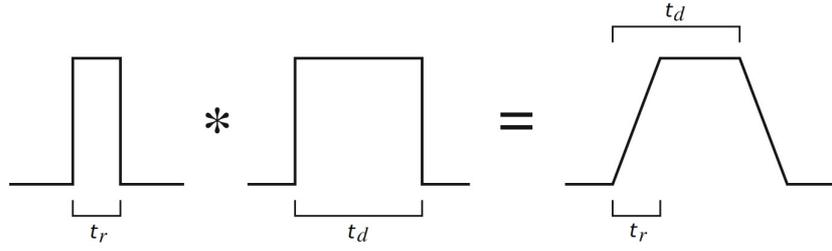
Para mostrar estas propiedades es necesario caracterizar la energía de las ondas sísmicas. Realizando una analogía con la mecánica tradicional, la densidad de energía cinética [J/m^3] es:

$$E_k = \frac{1}{2}\rho \cdot \dot{\mathbf{u}}^2 \quad (2.17)$$

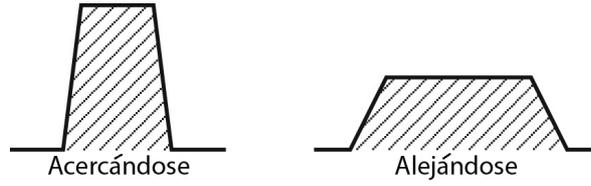
La densidad de energía potencial o también conocida como energía de deformación, se puede demostrar usando consideraciones termodinámicas que es igual a [3]:

$$E_w = \frac{1}{2}\tau_{ij}e_{ij} \quad (2.18)$$

Para una onda plana $u_i = u_i(t - \mathbf{s} \cdot \mathbf{x})$, con \mathbf{s} igual a \mathbf{l}/v , siendo \mathbf{l} la dirección de propagación y v la velocidad de propagación de la onda, se puede demostrar que la



(a) En el modelo de fallas presentado por Haskell se propone que el pulso de desplazamiento registrado por el observador viene dado por la convolución de las funciones rectangulares asociadas al tiempo de ruptura real y aparente



(b) El área debajo de las curvas es igual ya que el punto de observación no depende de la energía total radiada por la fuente

Figura 2.5: Modelo de ruptura propuesto por Haskell. Figura modificada de [56].

energía cinética es igual a la energía de deformación. Entonces el tensor de deformación asociado a esta onda plana es igual a [3]:

$$e_{ij} = -\frac{1}{2}[\dot{u}_j s_i + \dot{u}_i s_j] \quad (2.19)$$

Ahora usando la relación entre el tensor de esfuerzos y deformación para un medio isótropo (ecuación (2.6)), la energía de deformación es igual a [3]:

$$E_w = \frac{1}{2}\tau_{ij}e_{ij} = \frac{1}{2}[(\lambda + \mu)(\mathbf{s} \cdot \dot{\mathbf{u}})^2 + \mu(\dot{\mathbf{u}} \cdot \dot{\mathbf{u}})(\mathbf{s} \cdot \mathbf{s})] \quad (2.20)$$

En el caso de ser una onda \mathbf{P} , el vector \mathbf{s} es paralelo a $\dot{\mathbf{u}}$ y $|\mathbf{s}| = \alpha^{-1}$, o si se tratare de una onda \mathbf{S} , el vector \mathbf{s} es perpendicular a $\dot{\mathbf{u}}$ y $|\mathbf{s}| = \beta^{-1}$, por lo tanto de 2.20 se obtiene [3]:

$$E_w = \frac{1}{2}\tau_{ij}e_{ij} = \frac{1}{2}\rho \cdot \dot{\mathbf{u}}^2 \quad (2.21)$$

Sea una fuente puntual ubicada en la posición ξ . Se va analizar el flujo de energía atravesando dos secciones transversales a la dirección de propagación, ubicadas en la posición \mathbf{x}_1 y \mathbf{x}_2 (Figura 2.6). El área de las secciones transversales viene dado por $\delta A_i = \delta\Omega \mathcal{R}^2(\mathbf{x}_i, \xi)$ ($i = 1, 2$), donde $\delta\Omega$ es el ángulo sólido y \mathcal{R} es la distancia de la fuente a la sección transversal. La cantidad de energía transmitida por unidad de tiempo a través de unidad de área normal a la dirección de propagación de una onda, es igual a la energía total multiplicada por la velocidad [3]. En el caso de una onda

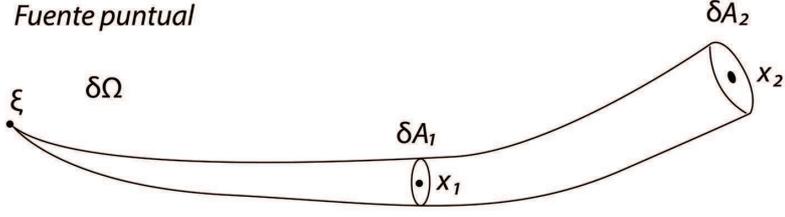


Figura 2.6: Radiación de energía a través de un tubo diferencial. Figura modificada de [3].

plana la energía cinética es igual a la energía de deformación, por lo tanto:

$$E^{flujo}(\mathbf{x}, t) = \rho(\mathbf{x})v(\mathbf{x})\dot{u}^2(\mathbf{x}, t) \quad (2.22)$$

Con el objetivo de cuantificar el cambio de amplitud durante la propagación de las ondas sísmicas, es conveniente expresar a \mathbf{u} en función de su amplitud B y un factor de propagación $\sin[\omega(\mathbf{s} \cdot \mathbf{x} - t)]$, entonces $\dot{u}(\mathbf{x}, t) = B\omega \cos[\omega(\mathbf{s} \cdot \mathbf{x} - t)]$ [56]. Tomando esta última consideración y promediando el flujo de energía en una longitud de onda, la ecuación (2.22) se reduce a [61]:

$$\bar{E}_{flujo}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{2}\omega^2 B^2 \rho(\mathbf{x})v(\mathbf{x}) \quad (2.23)$$

De acuerdo con la *teoría geométrica de propagación*⁶, la energía total atravesando la sección δA_1 es la misma atravesando la sección δA_2 [3], entonces:

$$\bar{E}_{flujo}(\mathbf{x}_1, t_1) = \bar{E}_{flujo}(\mathbf{x}_2, t_2) \quad (2.24)$$

$$B_1^2 \rho(\mathbf{x}_1)v(\mathbf{x}_1)\delta A_1 = B_2^2 \rho(\mathbf{x}_2)v(\mathbf{x}_2)\delta A_2 \quad (2.25)$$

Si las propiedades físicas del medio elástico no cambian con la posición, es decir, la densidad y la velocidad de la onda sísmica permanecen constantes, se obtiene la siguiente relación:

$$\frac{B_2}{B_1} = \sqrt{\frac{\delta A_1}{\delta A_2}} \quad (2.26)$$

De la ecuación (2.26) se puede interpretar que la amplitud varía inversamente como la raíz cuadrada de la superficie de la sección transversal. En el caso de una onda esférica, el área en el frente de onda aumenta con el cuadrado de la distancia a la fuente ($\delta A = \delta \Omega \mathcal{R}^2(\mathbf{x}, \xi)$) y por ende la amplitud decrece con el inverso de la distancia a la fuente $1/\mathcal{R}$. Mientras que la energía decrece con el inverso del cuadrado de la distancia

⁶Plantea que las ondas sísmicas se propagan a través de rayos directos entre dos puntos.

$1/\mathcal{R}^2$ [56, 61].

Otro resultado se obtiene de la ecuación (2.25), si se considera que la densidad y la velocidad de las ondas sísmicas cambian con la posición, en ausencia de un cambio efectivo de δA . Esta situación puede interpretarse como el flujo de energía a través de una interfase entre dos capas con diferentes propiedades físicas [56].

$$\frac{B_2}{B_1} = \sqrt{\frac{\rho(\mathbf{x}_1)v(\mathbf{x}_1)}{\rho(\mathbf{x}_2)v(\mathbf{x}_2)}} \quad (2.27)$$

Al producto $\rho \cdot v$ se lo conoce como impedancia; la amplitud varía con el inverso de la raíz cuadrada de la impedancia [56]. Este factor es importante en la sismología, ya que permite vislumbrar los cambios de amplitud que sufren las ondas sísmicas cuando viajan entre capas de material con diferentes propiedades físicas. Por ejemplo, la amplitud de una onda se incrementa cuando ésta se propaga desde un medio de alta impedancia hacia un medio de baja impedancia (efectos de sitio). Existen observaciones de amplificación en la vibración del suelo en ambientes geológicos asentados sobre sedimentos⁷, comparados con aquellos ubicados sobre roca. Un factor no incluido en la ecuación (2.27), acerca de la amplificación vibracional del suelo, es aquel que toma en cuenta procesos de resonancia y reverberaciones en las capas cercanas a la superficie [56]. Como se mencionó este proceso de amplificación depende del tipo de ondas que se propagan, ya que la impedancia es una función de la velocidad de las ondas.

2.2. Fundamento metodológico

2.2.1. Problema inverso

Las teorías físicas nos permiten hacer predicciones de un sistema físico, dada la completa descripción del sistema. Entonces con la ayuda de los modelos físicos podemos pronosticar los resultados de algunas medidas. Este tipo de problema se conoce como problema directo. A diferencia el problema inverso consiste en el uso de medidas tomadas del sistema para inferir los parámetros de un modelo físico que se supone caracteriza al sistema.

Suponiendo que está bien caracterizada la relación entre las medidas d (los datos registrados de algún fenómeno físico) y los parámetros m del modelo, es posible escribir

⁷Suelo poco consolidado, generalmente formado a partir de material transportado por agua o viento.

a d como una función G de m [9]:

$$G(m) = d \quad (2.28)$$

Típicamente G es tratada como un operador que puede tomar muchas formas. En unos casos puede ser una ecuación diferencial, incluso una ecuación en derivadas parciales, o en otros casos G simplemente es un sistema de ecuaciones algebraicas lineales o no lineales [9].

En la práctica, el principal inconveniente al tratar con el problema inverso es que las medidas tomadas siempre contienen cierto grado de ruido que podría o no influenciar la estimación de m . El ruido puede provenir de procesos de aproximación durante la digitalización de la información, de lecturas erróneas del equipo o de algún tipo de fluctuación no incluida en el modelo. En general, se puede imaginar el sistema físico ideal (ecuación (2.28)) más una componente de ruido η [9]:

$$G(m) = d + \eta \quad (2.29)$$

Considérese un *problema inverso discreto lineal*⁸, representado en forma matricial como $G \cdot m = d$. Se desea encontrar qué vector del *espacio de modelos*⁹, ajustan mejor las observaciones. En este caso, la forma directa de alcanzar este propósito es minimizando el vector de residuos r , tal que:

$$\mathbf{r} = \mathbf{d} - \mathbf{G} \cdot \mathbf{m} \quad (2.30)$$

Comúnmente se escoge la norma L_2 de \mathbf{r} , definida como $\|\mathbf{r}\|_2 = (\sum_i r_i^2)^{1/2}$, para calcular la dispersión en la ecuación (2.30). Explícitamente, la función $\mathbf{r}(\mathbf{m})$ a minimizar es igual a:

$$\mathbf{r}(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^T (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) \quad (2.31)$$

Al vector $\tilde{\mathbf{m}}$, que minimiza la ecuación (2.31), se lo conoce como la solución de los mínimos cuadrados y es de especial interés por su fácil análisis, su intuición geométrica y porque estadísticamente resulta la solución más probable si los errores inmersos en los datos están normalmente distribuidos [9]. Para minimizar la función $\mathbf{r}(\mathbf{m})$ se toma el gradiente de esta función y posteriormente se iguala a cero, dando como resultado

⁸Tiene un finito número de j observaciones así como un número finito de i parámetros a estimar

⁹Espacio que representa a todos los parámetros admisibles de un modelo físico. Cada punto de este espacio representa un solución concebible de un fenómeno físico, asociado a un modelo.

[41]:

$$\tilde{\mathbf{m}} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.32)$$

Si la solución $\tilde{\mathbf{m}}$ está bien definida en el espacio de parámetros del modelo, se esperaría que la misma tenga una pequeña varianza; caso contrario, si el mínimo está localizado en un intervalo amplio, sobre una curva suave, la solución debería tener una varianza apreciable (Figura 2.7) [41].

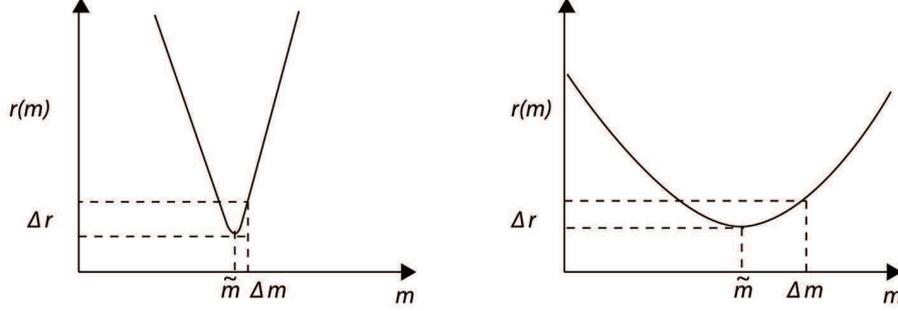


Figura 2.7: Representación geométrica de la varianza. En la parte izquierda, la figura representa a una solución bien definida en el espacio de modelos m y una pequeña variabilidad Δm . En la parte derecha, la figura representa una la solución definida sobre un intervalo amplio de m y una gran variabilidad Δm . Figura modificada de [41].

Una estimación geométrica de la covarianza de \mathbf{m} es posible obtener usando la curvatura de $\mathbf{r}(\mathbf{m})$ evaluada en su mínimo $\tilde{\mathbf{m}}$, e incluyendo un factor debido al ruido y/o errores durante las mediciones [41]:

$$\text{cov } \mathbf{m} = \sigma_d^2 \left[\frac{\partial^2 r}{\partial \mathbf{m}^2} \right]_{\mathbf{m}=\tilde{\mathbf{m}}}^{-1} = \sigma_d^2 [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \quad (2.33)$$

donde σ_d es la desviación estándar del conjunto de medidas o datos y $\frac{\partial^2 r}{\partial \mathbf{m}^2}$ es la curvatura de $\mathbf{r}(\mathbf{m})$. La cov \mathbf{m} puede ser interpretada como la varianza de las mediciones multiplicado por un factor de representación de estos errores en el espacio de modelos [41]. En los casos que no se conozca la desviación estándar σ_d de la medidas, a priori, es posible estimarla en base a los residuos de $r = \mathbf{d} - \mathbf{G} \cdot \tilde{\mathbf{m}}$, como [9]:

$$s = \frac{\|\mathbf{r}\|_2}{\sqrt{v}} \quad (2.34)$$

donde $v = j - i$, es el número de grados de libertad. Mientras v aumenta (es decir, mientras la diferencia entre el número de observaciones j y los parámetros a estimar i , aumenta), s es una mejor estimación de σ_d .

En ocasiones está disponible información a priori que permite restringir el espacio de soluciones \mathbf{m} , o que incluso permita que la solución sea única. Por ejemplo, si se quiere estimar la densidad de la Tierra a diferentes profundidades, de antemano se sabe que los parámetros a estimar deben ser positivos o se encuentran dentro de cierto rango. Este tipo de información a priori de los parámetros del modelo, comúnmente se expresan a través de una relación de la forma [41]:

$$\mathbf{C}\mathbf{m} = \mathbf{h} \quad (2.35)$$

Ahora se desea minimizar la ecuación (2.31), sujeta a la restricción presentada en la ecuación (2.35). La solución explícita del problema mencionado previamente se obtiene usando el método de los multiplicadores de Lagrange [41]:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{G}^T\mathbf{G} & \mathbf{C} \\ \mathbf{C} & \mathbf{O} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{m} \\ \boldsymbol{\vartheta} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}^T\mathbf{d} \\ \mathbf{h} \end{bmatrix} \quad (2.36)$$

donde \mathbf{O} es la matriz cero y $\boldsymbol{\vartheta}$ representa a los multiplicadores de Lagrange.

Durante la toma de medidas o durante el procesamiento de datos pueden introducirse datos atípicos, fuertemente inconsistentes con otras observaciones. Por tal motivo es conveniente usar una medida de dispersión que minimice estos efectos. En tales casos es conveniente usar la norma L_1 , para cuantificar los residuos de la ecuación (2.30), ya que la norma L_2 amplifica los residuos al cuadrado [9]. La forma explícita de los residuos de la ecuación (2.30), calculados a partir de la norma L_1 son:

$$r(\mathbf{m}) = \|\mathbf{r}\|_1 = \sum_i^N |r_i| = \sum_i^N \left| d_i - \sum_j^M G_{ij}m_j \right| \quad (2.37)$$

La función $r(\mathbf{m})$ no es diferenciable en los puntos donde $r_i = 0$; ignorando estos puntos la derivada es [9]:

$$\frac{\partial r(\mathbf{m})}{\partial m_q} = - \sum_i^N G_{iq} \frac{1}{|r_i|} r_i \quad (2.38)$$

Igualando a cero la ecuación (2.38) y reescribiendo en forma matricial:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{R} \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{R} \mathbf{d} \quad (2.39)$$

Siendo \mathbf{R} una matriz diagonal de ponderación, cuyos elementos diagonales son el valor absoluto del recíproco de los residuos ($R_{ii} = 1/|r_i|$). De modo similar, la solución del problema inverso, evaluando la dispersión de r en norma L_1 y sujeto a una restricción

de la forma $\mathbf{Cm} = \mathbf{h}$ es igual a [9, 41]:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{G}^T \mathbf{R} \mathbf{G} & \mathbf{C} \\ \mathbf{C} & \mathbf{O} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{m} \\ \vartheta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}^T \mathbf{R} \mathbf{d} \\ \mathbf{h} \end{bmatrix} \quad (2.40)$$

2.2.2. Efectos de sitio

La cuantificación de los efectos de sitio se utiliza en diversas aplicaciones como: localización de eventos volcánicos [10], cálculo objetivo de la energía sísmica [30], dimensionamiento de la fuente sísmica [18], y ampliamente utilizado en la ingeniería civil para el diseño de construcciones [17]. Las varias técnicas utilizadas para cuantificar estos efectos permiten vislumbrar las anomalías vibratorias que experimenta el suelo durante un sismo. El ejemplo más citado en la bibliografía referente a la amplificación de la vibración del suelo es el ocurrido en México D.F. durante el terremoto de Michoacán en 1985, de magnitud $M_s = 8.1$, donde la señal sísmica se amplificó hasta 50 veces para frecuencias entre 0.25 y 0.7 Hz [12].

El modelamiento de las ondas sísmicas considera que el movimiento del suelo observado o medido en un determinado lugar depende de los siguientes factores [61]:

- Del mecanismo o dinámica en la fuente $s(t)$.
- Del camino $p(t)$, por el cual las ondas se han propagado desde la fuente al sensor.
- De la respuesta instrumental $i(t)$ del sensor sísmico.

El término $s(t)$ contiene la información de la evolución temporal y espacial del proceso de ruptura cuando un sismo ocurre. Varios parámetros del proceso físico de ruptura se pueden inferir cuando se realiza un proceso de inversión, por ejemplo: el tamaño de ruptura, el deslizamiento promedio de la falla, la velocidad de ruptura y la magnitud del evento sísmico. Para registros sísmicos de velocidad, el término de fuente $S(f)$ en el dominio espectral, puede ser modelado por [56]:

$$S(f) = \frac{2\pi\Theta f}{\sqrt{1 + (f/f_c)^4}} \quad (2.41)$$

donde Θ es el límite de baja frecuencia del desplazamiento espectral, f_c es la *frecuencia de esquina*¹⁰ característica del espectro de amplitudes de cada sismo [25].

¹⁰Esta frecuencia divide al espectro de amplitudes del sismo en dos secciones: la parte plana y la parte lineal decreciente [56, 61].

El factor $p(t)$ posee la información correspondiente a los efectos de la estructura de la Tierra sobre la onda sísmica durante la propagación. Por ejemplo, información correspondiente a procesos de reflexión, transmisión y conversión de las ondas sísmicas en interfases [61]. También existen procesos de atenuación de la energía durante la propagación; la intensidad de atenuación depende de las características y propiedades físicas del medio, así como de la frecuencia de las ondas bajo estudio [61]. Por ejemplo, una región de la tierra donde exista abundante presencia de heterogeneidades la dispersión de las ondas sísmicas será más efectiva y por ende la conversión de la energía mecánica en calor será más efectiva [61]. La conversión de energía sísmica en calor está descrita por el factor $e^{-\pi ft/Q}$, siendo f la frecuencia principal de las ondas bajo análisis y Q el factor de calidad, intrínsecamente relacionado con las propiedades del medio [61].

Finalmente, durante la propagación de las ondas de cuerpo y de las ondas superficiales, la energía se distribuye uniformemente en diferentes configuraciones espaciales en el frente de onda. En el caso de las ondas de cuerpo, el frente de onda es una superficie esférica, entonces la energía se distribuye uniformemente con el inverso del cuadrado de la distancia entre la fuente y el frente de onda, mientras que la amplitud de la onda decrece con el inverso de esta distancia (Tabla 2.1) [3, 56, 61]. Para las ondas superficiales el frente de onda es un anillo cilíndrico, entonces la energía de las ondas se distribuye uniformemente con el inverso de la distancia entre la fuente y el frente de onda, y la amplitud decrece con el inverso de la raíz cuadrada de la distancia (Tabla 2.1) [3, 56, 61].

Tabla 2.1: Factores geométricos de dispersión, r es distancia al frente de onda desde la fuente. La energía de las ondas es proporcional al cuadrado de su amplitud.

Tipo de Onda	Relaciones de proporcionalidad		
	Energía - Amplitud	Energía - Distancia	Amplitud - Distancia
De cuerpo	$E \propto A^2$	$E \propto 1/r^2$	$A \propto 1/r$
Superficial	$E \propto A^2$	$E \propto 1/r$	$A \propto 1/r^{0.5}$

El desplazamiento observado o medido $u(t)$ en la estación está determinado por la convolución de las funciones de fuente $s(t)$, camino $p(t)$ y respuesta instrumental $i(t)$ (Figura 2.8) [61]:

$$u(t) = s(t) * p(t) * i(t) \quad (2.42)$$

En muchos estudios es conveniente expresar la ecuación (2.42) en el dominio espectral, con tal objetivo es necesario aplicar la transformada de Fourier¹¹ para la convolución de dos funciones, por consiguiente:

¹¹ $h(t) = x(t) * y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)y(t - \tau)d\tau \xrightarrow{\text{Fourier}} H(f) = X(f) \cdot Y(f)$

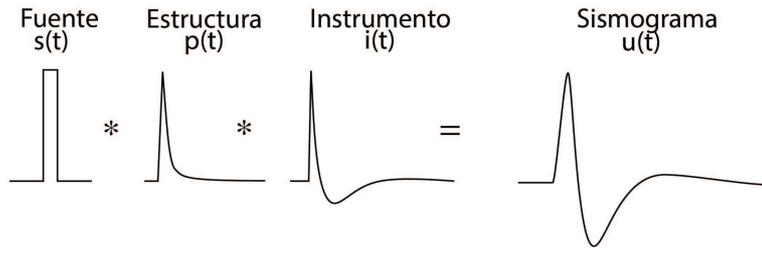


Figura 2.8: La forma de onda registrada en una estación sísmica está determinada por la combinación de las funciones de fuente, estructura y respuesta instrumental. Figura modificada de [61].

$$U(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot I(f) \quad (2.43)$$

$U(f)$ es el espectro de amplitudes de la información sísmica registrada en la estación, $P(f)$ es el término de camino como función de la frecuencia. $I(f)$ es la respuesta instrumental del sensor durante el registro de las señales analógicas, que por lo general se trata de una función con dependencia espectral [61].

La base para la cuantificación de los efectos de sitio es la separabilidad de los términos $S(f)$, $P(f)$, $I(f)$ presentados en la ecuación (2.43) y mediante aproximaciones, consideraciones y metodologías es posible calcular los cambios de impedancia en los lugares de interés.

A continuación se expondrán las diferentes técnicas usadas para la cuantificación de los efectos de sitio, junto con sus ventajas y sus limitaciones.

2.2.2.1. Efectos de sitio a partir de la coda de la señal sísmica

Las “*coda waves*” son conocidas como la parte final de los registros sísmicos (la cola de la señal sísmica de un evento) y se considera que están formadas por la composición de ondas dispersadas en la heterogeneidades de la corteza terrestre [53]. Estudios de arreglos sísmicos han demostrado que las codas no son ondas planas comunes viniendo desde el epicentro, sino que contrariamente son ondas planas dispersadas que están arribando de todas las direcciones [53]. Además, el estudio de las coda “waves” es útil para la estimación cuantitativa de la distribución de las heterogeneidades en la litosfera [53].

Para calcular los efectos de sitio a partir de la coda, se requiere calcular el factor de calidad de la coda, Q_c . El cálculo de este factor permite vislumbrar si el decaimiento de la cola de la señal sísmica es semejante entre las estaciones en las que se va realizar

el estudio [2, 53]. Dicha verificación permite hacer algunas suposiciones del sistema. Una vez demostrado que el decaimiento de la cola de la señal sísmica es exponencial y similar entre las estaciones, se acepta a los métodos razón espectral de la coda e inversión espectral de la coda como válidos para cuantificar la amplificación de las ondas debido al tipo de suelo donde se encuentran ubicadas las estaciones [2, 53].

Decaimiento de la coda de la señal sísmica

Las codas sísmicas están compuestas principalmente por múltiples dispersiones de ondas transversales en heterogeneidades sumergidas en la corteza terrestre [53]. Algunas observaciones fenomenológicas de las codas son:

- El contenido espectral de la parte inicial de un sismograma asociado a un evento regional, es dependiente de la distancia de viaje de la onda entre la fuente y el sismómetro, así como del camino por el cual ha viajado. Sin embargo esta diferencia del contenido espectral se reduce en la cola de la señal sísmica, que principalmente es afectada por la geología local donde se encuentra ubicada la estación sísmica (Figura 2.9) [2, 53].
- Para un sismo local a una distancia epicentral menor que 100 km, la duración del registro sísmico (desde la llegada de onda P, hasta que la coda de la señal sísmica alcanza los niveles del ruido ambiental) es casi independiente de la distancia epicentral o del azimut, y puede ser usada como una medida de la magnitud del evento [2].
- Los espectros de potencia de la coda de la señal sísmica de diferentes eventos locales decaen como una función del tiempo y, de la misma manera, son independientes de la distancia y naturaleza del camino entre la fuente y el sismómetro [2].
- La coda tiene el mismo factor de sitio que las ondas **S**, lo cual confirma que la coda está compuesta principalmente por ondas transversales dispersas [53].

Varios modelos fenomenológicos pueden ser utilizados para cuantificar la dependencia temporal de la energía dispersada en las heterogeneidades. Por ejemplo: considerar la transferencia de energía como un proceso de difusión, o considerar que las codas están formadas por la superposición de ondas retro-dispersadas en un número discreto de heterogeneidades.

En una primera aproximación el modelo de retro-dispersión simple considera a la fuente y al sensor en el mismo sitio; las ondas generadas por la fuente se alejan de ella

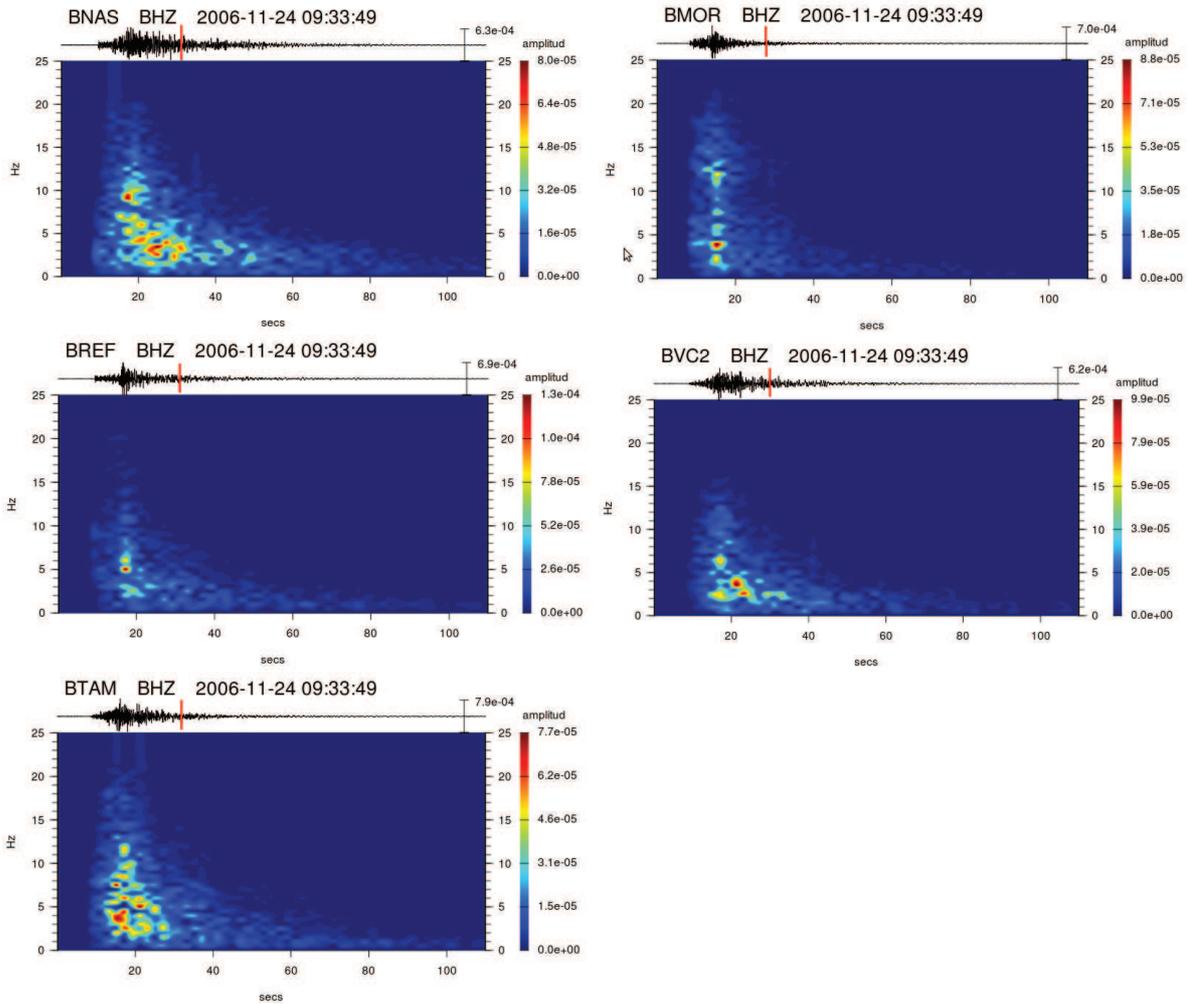


Figura 2.9: Espectrogramas de amplitud de 5 estaciones sísmicas instaladas en volcán Cotopaxi para el sismo registrado el 2006-11-24 a las 09:33:49 UTC en la zona de los Llanganates al sureste del volcán, con magnitud 4 y profundidad de 17.9 km. Se puede apreciar cómo la diferencia en los espectrogramas se reduce en las colas de las señales sísmicas. El comienzo de la cola de la señal sísmica se supone para un tiempo al menos mayor a dos veces el tiempo arribo de la onda **S** a la estación mas lejana (línea roja).

hasta encontrarse con heterogeneidades que causan sus retro-dispersiones, estas ondas más tarde son registradas por sensor (Figura 2.10) [2, 53]. Se supone que las codas son formadas por la combinación de estas ondas retro-dispersadas, y en general esta aproximación genera resultados equivalentes de otros planteamientos (véase Sato et al. (2012), para detallada descripción de otros modelos del origen de las codas).

Sea $\phi_n(\omega|r_n)$ la transformada de Fourier del desplazamiento debido a una onda retro-dispersada, en el n -ésimo punto de dispersión ubicado a una distancia r_n de la estación. Se asume que los puntos de dispersión responsables de las “*coda waves*” se encuentran distribuidos aleatoriamente pero uniformemente en el espacio. En base a

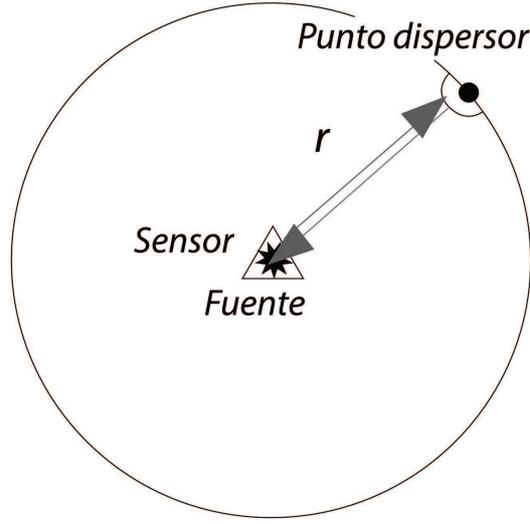


Figura 2.10: Proceso de retro-dispersión. Figura modificada de [53]

esto se define a $N(r)$ como el número de puntos de dispersión en el interior de la esfera de radio r , entonces el número de puntos de dispersión encerrados entre $(r, r + \Delta r)$ es $(dN/dr)\Delta r$. Asumiendo que las ondas primarias y las ondas dispersadas comparten la misma velocidad de propagación v , las ondas retro-dispersadas en heterogeneidades ubicadas entre $(r, r + \Delta r)$, arribarán a la estación en el intervalo de tiempo $(t, t + \Delta t)$. La energía total de las ondas retro-dispersadas que arriban a la estación en el intervalo de tiempo $(t, t + \Delta t)$: es igual a Δt veces el espectro de potencia $\mathcal{P}(\omega|t)$ de las “*coda waves*”, o es igual a la suma individual de todos los desplazamientos ϕ_n al cuadrado producidos por las heterogeneidades contenidas entre $(r, r + \Delta r)$, o es igual al producto del número de puntos dispersores $(dN/dr)\Delta r$ encerrados entre $(r, r + \Delta r)$ por una función $|\phi(\omega|r)|^2$, cuando $\Delta r \rightarrow 0$ [2]:

$$\mathcal{P}(\omega|t)\Delta t = \sum_{r < r_n < r + \Delta r} |\phi_n(\omega|r_n)|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |\phi(\omega|r)|^2 \quad (2.44)$$

Tomando en cuenta la dispersión geométrica de la energía durante la propagación de las ondas sísmicas, la amplitud debe ser corregida por [2]:

$$|\phi(\omega|r)| = |\phi(\omega|r_0)| \left(\frac{r_0}{r}\right)^m \quad (2.45)$$

siendo $m = 1$ para ondas superficiales, $m = 2$ para ondas de cuerpo (Tabla 2.1) y r_0 una distancia referencial. Al incluir el término de atenuación debido a la conversión de la energía sísmica en calor, la ecuación (2.45) se transforma en [2]:

$$|\phi(\omega|r)| = |\phi(\omega|r_0)| \left(\frac{r_0}{r}\right)^m e^{-\omega t/2Q_c} \quad (2.46)$$

donde Q_c es el factor de calidad de la coda.

Al número de heterogeneidades presentes en la retro-dispersión, es posible definirlo usando una densidad de puntos dispersores σ , este factor depende del tipo de ondas que se estén analizando. Si se considerase a ondas de cuerpo, σ es la densidad de puntos dispersores por unidad de volumen contenidos entre los cascarones esféricos de radio r y $r + \Delta r$. Por otro lado, si fuere el caso de analizar ondas superficiales, σ sería la densidad de puntos dispersores por unidad de área contenidos entre dos circunferencias de radio r y $r + \Delta r$. Entonces el número de puntos dispersores como una función del tipo de onda es [2]:

$$\frac{dN}{dr} \Delta r = (2r)^m \sigma \pi \Delta r \quad (2.47)$$

La energía total de las ondas retro-dispersadas como función del tipo de ondas incidentes sobre las heterogeneidades es [2]:

$$\mathcal{P}(\omega|t) \Delta t = \left[|\phi(\omega|r_0)| \left(\frac{r_0}{r}\right)^m e^{-\omega t/2Q_c} \right]^2 (2r)^m \sigma \pi \Delta r \quad (2.48)$$

Remplazando las relaciones $t = 2r/v$ y $\Delta t = 2\Delta r/v$, en la ecuación (2.48), se obtiene [2]:

$$\mathcal{P}(\omega|t) = K t^{-m} e^{-\omega t/Q_c} \quad (2.49)$$

siendo $K = \sigma \pi \cdot 2^{2m-1} \cdot r_0^{2m} \cdot v^{-m+1} \cdot |\phi(\omega|r_0)|^2$. Este término representa la influencia de las heterogeneidades sobre la cola sísmica, así como la influencia de las ondas de cuerpo o de las superficiales [2].

Razón directa entre los espectros de la coda de la señal

Una evaluación rápida de los efectos de sitio puede ser estimada a partir de la razón espectral de las codas sísmicas registradas en varias estaciones. El principal requerimiento es que exista un registro del evento en una estación asentada sobre un sitio de roca o sobre un suelo consolidado donde la amplificación de la forma de onda sea mínima [12, 18, 25, 31, 39].

La amplitud de la cola de la señal sísmica en el dominio espectral se representa por la multiplicación de los términos de fuente, de camino y respuesta instrumental (ecuación (2.43)). Una suposición adicional es que el término de camino $P(f, t)$ puede ser separado en los efectos de la estructura de la Tierra durante la propagación $C(f, t)$ y los efectos del lugar $G(f, t)$ donde la estación se encuentra localizada, así [31]:

$$P(f, t) = G(f) \cdot C(f, t) \quad (2.50)$$

No siempre es posible tener sensores con las mismas especificaciones técnicas instala-

dos en la región donde se va a realizar el estudio de los efectos sitio, por tal motivo es importante remover la respuesta instrumental $I(f)$ previo al uso de los datos. La ecuación (2.43) se transforma en [31]:

$$A_{ij}(f, t) = S_i(f) \cdot G_j(f) \cdot C(f, t) \quad (2.51)$$

donde A_{ij} es la amplitud de la coda registrada en la j -ésima estación del i -ésimo evento, G_j representa el término de sitio en la j -ésima estación. Si k es el subíndice usado para referirse a una estación de referencia, los efectos de sitio son cuantificados a través de [31]:

$$\frac{A_{ij}(f, t)}{A_{ik}(f, t)} = \frac{S_i(f) \cdot G_j(f) \cdot C(f, t)}{S_i(f) \cdot G_k(f) \cdot C(f, t)} \quad (2.52)$$

No se ha realizado ninguna distinción del término $C(f, t)$ para una estación específica o evento, ya que previo al uso de este método hay que confirmar que es común a las estaciones. La verificación se realiza calculando el factor de calidad Q_c a partir de la ecuación (2.49). El valor de Q_c determina la intensidad de decaimiento de la coda en las diferentes regiones, mas no la amplitud de la coda, que es dependiente de la geología local; entonces un valor similar de Q_c entre las estaciones es suficiente para considerar a $C(f, t)$ constante, en la región donde se desarrolla el estudio [31, 53].

En primera aproximación se puede asumir que el término de fuente $S_i(f)$ es indiferente de la localización de la estación, omitiendo los efectos de direccionalidad [31].

$$\frac{A_{ij}(f, t)}{A_{ik}(f, t)} = \frac{G_j(f)}{G_k(f)} \quad (2.53)$$

Directamente de la ecuación (2.53), se puede estimar $G_j(f)$ considerando que para todo f , $G_k(f) = 1$. Esto significa que la geología local dónde se encuentra instalada la estación de referencia, no afecta a la forma de onda o sus efectos son despreciables, sin importar la frecuencia que se este analizando [31].

Si por problemas técnicos el evento no es registrado en la estación de referencia no se puede aplicar la ecuación (2.53) y la información sísmica del evento en otras estaciones no es útil. Una alternativa a este inconveniente es usar el promedio espectral de amplitudes de varias estaciones ubicadas sobre suelo consolidado como una estación de referencia artificial [12].

Inversión del espectro de la coda de la señal sísmica

Un esquema general para el cálculo de los efectos de sitio fue presentado por Andrews en 1986 [8], en el cual los términos de fuente son calculados simultáneamente

con los factores de sitio, usando una inversión de datos sísmicos de eventos regionales. Similarmente la amplitud espectral de la coda es [12, 25]:

$$A_{ij}(f, t) = C \cdot S_i(f) \cdot G_j(f) \quad (2.54)$$

Se asume que la respuesta instrumental ha sido removida y el decaimiento de la coda es igual entre las estaciones: $C(f, t) = C$. De igual forma, i y j representan el i -ésimo evento y la j -ésima estación, respectivamente.

Puede tratarse a la búsqueda de los parámetros de fuente y de sitio como un problema inverso discreto lineal, si se toma el logaritmo natural de la ecuación (2.54), dando así [12, 25]:

$$a_{ij} = c \cdot s_i + g_j \quad (2.55)$$

donde: $a_{ij} = \ln(A_{ij}(f, t))$, $c \cdot s_i = \ln(C \cdot S_i(f))$ y $g_j = \ln(G_j(f))$. Siguiendo la notación de Menke (1989), puede escribirse en forma matricial la ecuación (2.55), como:

$$\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d} \quad (2.56)$$

donde \mathbf{d} es el vector de datos que contiene el logaritmo natural de las amplitudes de la cola de la señal sísmica a_{ij} , \mathbf{m} es el vector que representa a las incógnitas que se va a buscar con la inversión ($j + i$ incógnitas referentes a los factores de sitio g_j , y a los factores que representan la fuente sísmica s_i), \mathbf{G} es una matriz dispersa que posee tan solo 2 elementos diferentes de cero por cada fila [12, 31]. Un esquema de los elementos que componen la ecuación (2.56) se describe en la Figura 2.11 [31].

Al conjunto de ecuaciones (2.55), que en principio es un sistema sobre-determinado si el número de ecuaciones es mayor que el número de parámetros a estimar, hay que añadir información a priori para remover la indeterminación (\mathbf{G} no invertible), y así obtener una única solución [31]. La información a priori a incluir en el sistema de ecuaciones (2.55) es que los efectos de sitio de la señal sísmica en la estación de referencia son iguales a 1 e independientemente de la frecuencia. Esta información a priori puede expresarse como [31, 41]:

$$\mathbf{C}\mathbf{m} = \mathbf{h} \quad (2.57)$$

donde \mathbf{h} es el vector que contiene la valores de la información a priori, \mathbf{C} es el operador que relaciona \mathbf{m} y \mathbf{h} . La representación gráfica de la restricción es presentada en la Figura 2.12 [31, 41].

$$\begin{array}{c}
\mathbf{G} \qquad \qquad \qquad \mathbf{m} \qquad \qquad \qquad \mathbf{d} \\
\begin{array}{cc}
\text{Fuente} & \text{Sitio}
\end{array} \\
\left[\begin{array}{cc|cc}
1 & 0 & \dots & \dots & 0 & | & 1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\
1 & 0 & & & & | & 0 & 1 & & & \\
\vdots & \vdots & \ddots & & & | & \vdots & \vdots & \ddots & & \\
1 & & & & & | & & & & & 1 & 0 \\
1 & 0 & \dots & \dots & 0 & | & 0 & \dots & \dots & 0 & 0 & 1
\end{array} \right]
\begin{array}{c}
\left. \begin{array}{c}
s_1 \\
s_2 \\
\vdots \\
s_I \\
\vdots \\
g_1 \\
g_2 \\
\vdots \\
\vdots \\
g_J
\end{array} \right\} \\
\text{Parámetros} \\
\text{Desconocidos}
\end{array}
\begin{array}{c}
\cong \\
\left. \begin{array}{c}
a_{11} \\
a_{12} \\
\vdots \\
a_{1J} \\
\vdots \\
a_{21} \\
a_{22} \\
\vdots \\
a_{2J} \\
\vdots \\
a_{I1} \\
a_{I2} \\
\vdots \\
a_{IJ}
\end{array} \right\} \\
\text{Espectro de} \\
\text{Amplitudes}
\end{array}
\begin{array}{c}
\text{1 er Evento} \\
\text{2 do Evento} \\
\text{I ésimo Evento}
\end{array}
\end{array}$$

Figura 2.11: Detalle de la ecuación (2.55) , donde los subíndices I y J denotan el número total de eventos y estaciones respectivamente.

2.2.2.2. Efectos de sitio a partir de la onda \mathbf{S}

A continuación se exponen dos metodologías para el cálculo de los efectos de sitio a partir de la porción del espectrograma que corresponde a la onda \mathbf{S} . Estas dos metodologías son similares a las ya expuestas para el cálculo de los efectos de sitio a partir de la coda. Sin embargo, debido a que las ondas \mathbf{S} y las codas tienen diferentes orígenes se realizarán distinciones puntuales de ser el caso, durante la presentación de las metodologías.

En lo siguiente de la sección 2.2.2.2, se usará O_{ij} para referirse a la amplitud de la onda \mathbf{S} del i -ésimo evento, registrado en la j -ésima estación.

Razón directa entre los espectros de la onda \mathbf{S}

Una vez que se ha removido la respuesta instrumental de los registros sísmicos, se puede considerar que la amplitud de la onda \mathbf{S} viene dada por la combinación de los

$$\frac{O_{ij}(f)}{O_{ik}(f)} = \frac{P_{ij}(f) \cdot G_j(f)}{P_{ik}(f) \cdot G_k(f)} \quad (2.60)$$

- Si la distancia de separación entre la j -ésima estación y la estación de referencia k es considerablemente menor que sus distancias hipocentrales, es razonable asumir que los términos camino $P_{ij}(f)$ y $P_{ik}(f)$ son similares. Sin embargo, hay que incluir un factor de corrección R , al espectro, debido a la distribución geométrica de la energía, entonces [12]:

$$\frac{O_{ij}(f)}{O_{ik}(f)} = \frac{G_j(f) \cdot R_{ik}}{G_k(f) \cdot R_{ij}} \quad (2.61)$$

donde R_{ij} es la distancia entre el origen del i -ésimo evento y la j -ésima estación. A veces se tienen determinaciones pobres de la profundidad a la que ocurrió el evento o no se tiene un valor fiable de la distancia hipocentral; sin embargo, la diferencia de tiempo T_{ij} entre llegada de la onda **P** y la onda **S** a cada estación puede ser usada como una medida de la dispersión geométrica de la energía, así [12]:

$$\frac{O_{ij}(f)}{O_{ik}(f)} = \frac{G_j(f) \cdot T_{ij}}{G_k(f) \cdot T_{ik}} \quad (2.62)$$

Inversión del espectro de la onda **S**

El método de inversión de amplitudes en el dominio espectral de la onda **S** permite calcular los efectos de sitio y simultáneamente permite calcular los parámetros de la fuente, esto ayuda a no tener que realizar simplificaciones de los efectos de mecanismo focal o de directividad. En la forma más general la amplitud de la onda **S** viene dada por [25, 31]:

$$O_{ij}(f) = S_i(f) \cdot G_j(f) R_{ij}^{-\gamma} \cdot \exp\left(-\frac{\pi R_{ij} f}{Q_s(f) v_s}\right) \quad (2.63)$$

donde $e^{-\pi f R_{ij} / Q_s v_s}$ representa a la atenuación de la onda, $R_{ij}^{-\gamma}$ representa la dispersión geométrica de la energía, v_s es la velocidad de la onda **S** en el medio, $t = R/v_s$ y Q_s es el factor de calidad de las ondas **S** y representa con qué intensidad las ondas **S** se atenúan en la región de estudio.

Los parámetros de fuente, de sitio y el factor de calidad, se pueden calcular tratando al modelo de la ecuación (2.63) como un problema inverso discreto lineal. Para linealizar el modelo es suficiente tomar el logaritmo natural [12]:

$$\ln(O_{ij}(f) \cdot R_{ij}^{\gamma}) = \ln(S_i(f)) + \ln(G_j(f)) - \frac{\pi R_{ij} f}{Q_s(f) v_s} \quad (2.64)$$

Reordenado la ecuación (2.64), y considerando que: $o_{ij} = \ln(O_{ij}(f) \cdot R_{ij}^\gamma)$, $s_i = \ln(S_i(f))$, $g_j = \ln(G_j(f))$ y $\alpha_{ij} = \frac{\pi R_{ij} f}{v_s}$, se puede escribir:

$$o_{ij} = s_i + g_j - \alpha_{ij} \cdot Q_s^{-1} \quad (2.65)$$

Usando notación matricial la ecuación (2.65), puede escribirse como $\mathbf{Gm} = \mathbf{d}$. Similarmente a la inversión espectral de las codas, para eliminar la singularidad del sistema de ecuaciones (2.65), se añade información a priori de la forma $\mathbf{Cm} = \mathbf{h}$. Un esquema detallado de los elementos de \mathbf{G} , \mathbf{m} y \mathbf{d} se muestran en la Figura 2.13, mientras que la restricción $\mathbf{Cm} = \mathbf{h}$ está esquematizada en la Figura 2.14 [12, 25, 31].

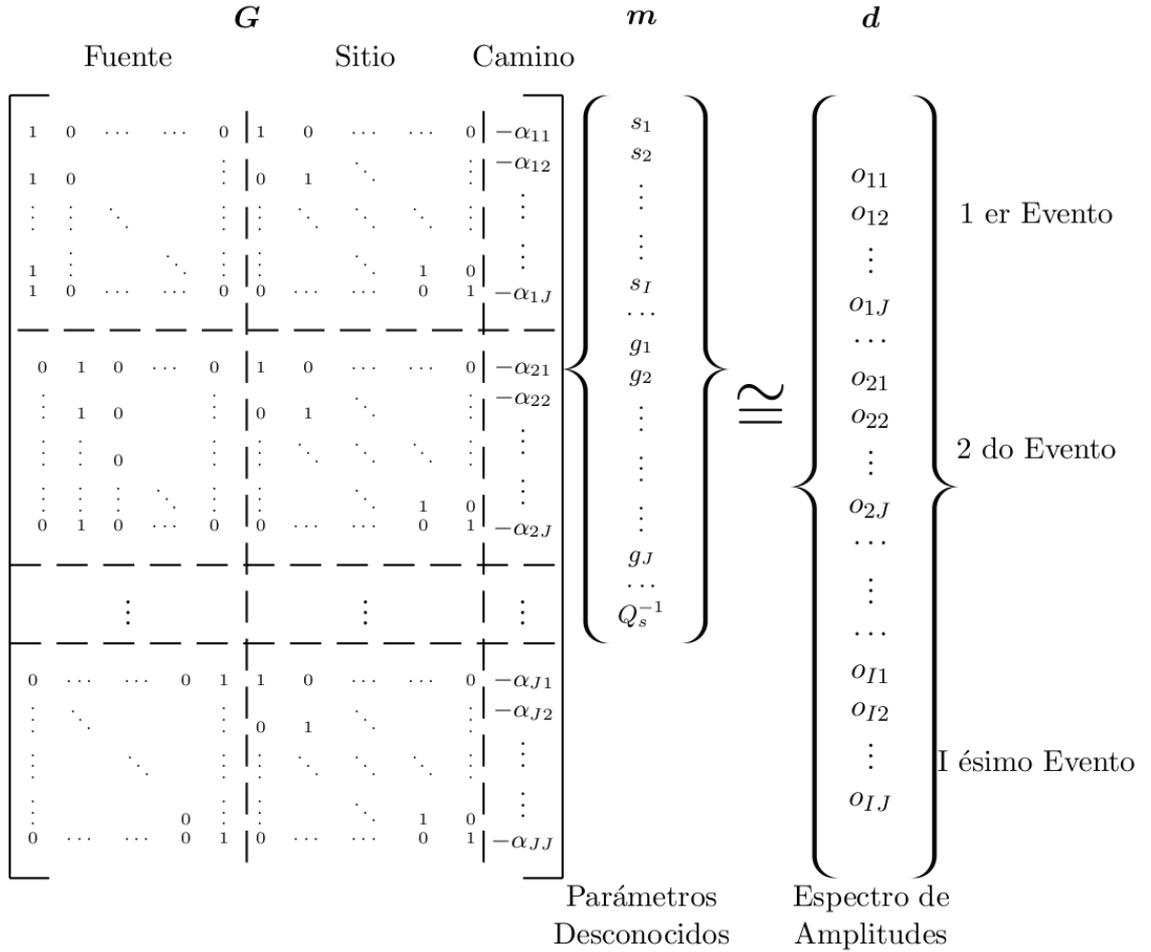


Figura 2.13: Detalle de la formulación del problema inverso para el cálculo de los efectos de sitio a partir de la onda \mathbf{S} , donde los subíndices I y J denotan el número total de eventos y estaciones respectivamente.

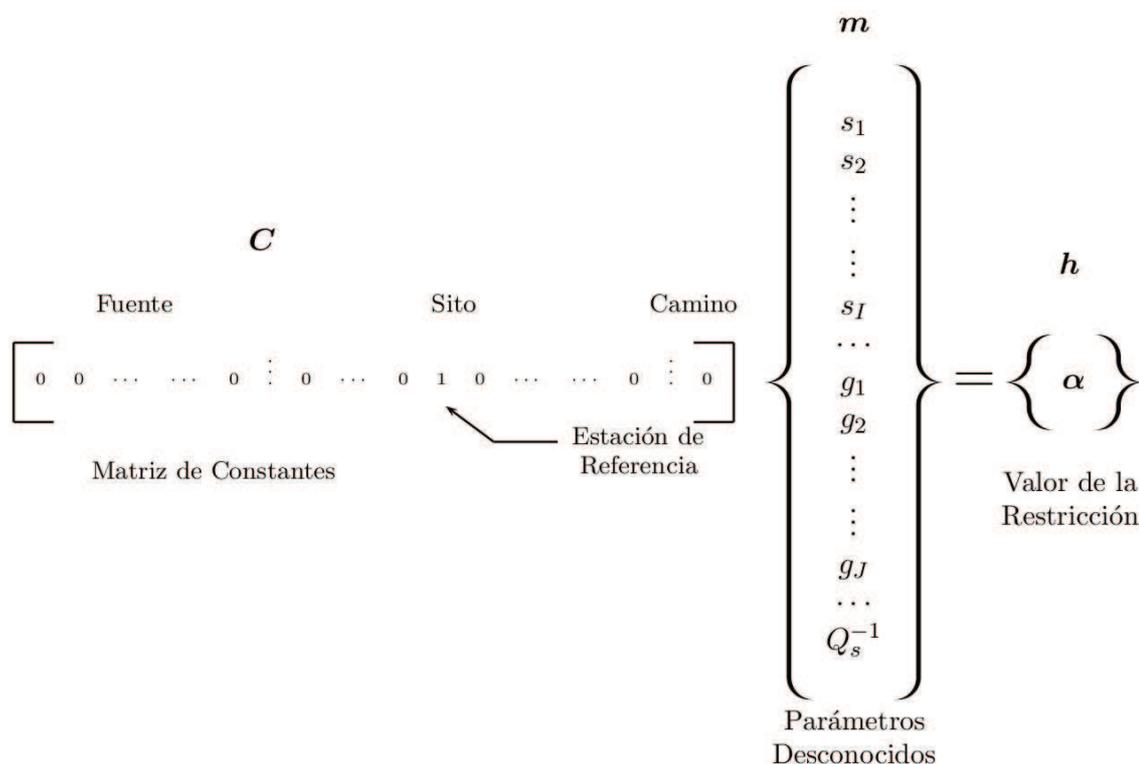


Figura 2.14: Detalle de la restricción impuesta al sistema de ecuaciones (2.65), donde α representa los valores de las restricciones

2.2.2.3. Efectos de sitios sin estación de referencia

A veces la dificultad de calcular los efectos de sitio para cierta red sísmica se debe a que no siempre es fácil tener una estación de referencia, es decir, que la estación esté ubicada sobre un suelo consolidado donde los efectos de sitio sean mínimos. En tales casos, dos métodos son los más usados para cuantificar la vibración anómala que experimenta el suelo a ciertas frecuencias: La razón entre el espectro horizontal y vertical de la onda \mathbf{S} , o la misma razón espectral usando ruido ambiental [25]. Estos métodos son congruentes con los métodos anteriormente mencionados para encontrar los picos de amplificación que experimenta el suelo a ciertas frecuencias, mas no los valores de amplificación [27]. La principal suposición de estos métodos es que la componente vertical no es influenciada por la estructura local, mientras que las componentes horizontales son las que contienen la información de múltiples conversiones de la onda \mathbf{P} en onda \mathbf{S} en discontinuidades geológicas debajo de cada sitio estudiado.

En base a estas suposiciones, si dividimos el espectro horizontal H , para el espectro de la componente vertical V , obtenemos los valores de amplificación que experimenta el sitio [25, 53]:

$$\frac{H}{V} = \frac{A_{Hij}(f)}{2\sqrt{2} \cdot A_{Vij}(f)} \quad (2.66)$$

donde $A_{Hij}(f)$ es el espectro máximo horizontal (veáse Shoja (1977), para una detallada explicación del cálculo del espectro máximo horizontal) y $A_{Vij}(f)$ es la amplitud espectral de la componente vertical, para el i -ésimo evento registrado en la j -ésima estación. El factor de 2 en el denominador refleja la simetría del espectro de Fourier. El factor de $\sqrt{2}$ representa la partición de la energía entre las componentes horizontales.

2.2.2.4. Selección de metodologías

En esta sección se explica qué metodologías se van a implementar en este trabajo, cuáles son sus ventajas y desventajas, y qué metodologías no son de interés en este trabajo.

Con el ánimo de comparar los resultados obtenidos previamente por: Palacios (2007), Kumagai et al. (2009), Ruiz (2009) y Kumagai et al. (2010), se ha escogido implementar la metodología de la razón espectral de la coda. En este trabajo se tiene previsto incrementar el número de bandas de frecuencia, así como extender esta metodología para la cuantificación de la vibración horizontal del suelo. La principal ventaja de esta metodología radica en la inspección rápida de los efectos de sitio, si se tiene un conocimiento previo del decaimiento similar de la coda en las estaciones donde se va a realizar el estudio. La mayor desventaja de esta metodología es que obligatoriamente se necesita información disponible de la coda en la estación de referencia durante la razón espectral de la coda, para cada sismo (ver ecuación (2.53)).

El cálculo de los efectos de sitio a través de la inversión de la coda o la inversión de la onda \mathbf{S} , producen resultados con altos niveles de confiabilidad [25]. Otra ventaja de usar las inversiones espectrales, reside en el cálculo simultáneo de los términos de sitio y de fuente, lo cual no requiere realizar simplificaciones acerca del mecanismo focal o de los efectos de directividad, en cada evento. Además, estos enfoques no exigen información sísmica en la estación de referencia, para validar los registros sísmicos en otras estaciones de un evento en particular. Considerando estas ventajas se implementarán en este trabajo las dos metodologías de inversión.

En este trabajo no se implementarán las metodologías que no requieren a una estación de referencia para el cálculo de los efectos de sitio, ya que el objetivo final de este trabajo es corregir los valores de energía registrados en cada estación por el valor

de amplificación o amortiguamiento calculado en cada frecuencia. Entonces, debido a que estas metodologías no presentan una información precisa de este valor, se omitirán.

2.3. Aspectos generales del volcán Cotopaxi

En esta sección se resumen las principales características geomorfológicas, así como aspectos generales del volcán Cotopaxi. Esta información fue tomada de la obra *Los peligros volcánicos asociados con el Cotopaxi* [7].

El volcán Cotopaxi está ubicado a 60 km al sureste de Quito y a 45 km al norte de Latacunga sobre la Cordillera central de los Andes, que alcanza los 5897 metros sobre el nivel del mar. Está cubierto por un casquete glaciar cuya área se estima alrededor de 14 km² con un volumen aproximado de 0.7 km³. Los principales sistemas de drenaje del volcán son: el río Cutuchi al occidente y después al sur, el río Pita al norte y el río Tambo al oriente (Figura 2.15).

El volcán Cotopaxi es conocido como un estratovolcán debido a que está construido por un apilamiento de lavas, capas de ceniza y escoria¹², depositadas a lo largo del tiempo por previas erupciones. En algunas regiones adyacentes al volcán es posible observar una sucesión de depósitos volcanoclásticos que generalmente están divididos por capas. Éstas pueden dar información del orden cronológico en el que han sido depositadas.

En los últimos 500 años el Cotopaxi ha tenido cinco periodos eruptivos: 1532-1534, 1742-1744, 1766-1768, 1854-1855 y 1877-1880. Estos periodos eruptivos fueron marcados por lluvias de ceniza, lahares¹³, explosiones, flujos piroclásticos¹⁴, y flujos de lava que fundieron parcialmente el casquete glaciar causando lahares de gran magnitud que, en 1877, destruyeron puentes, casas, haciendas afectando a vidas humanas así como la agricultura y el ganado de la zona aledaña al volcán.

Existen diferentes tipos de peligros volcánicos asociados a fenómenos que pueden ocurrir durante una erupción del Cotopaxi; a continuación se enumeran los principales fenómenos:

¹²Fragmentos de roca volcánica formados cuando pequeños volúmenes de lava, aún en estado líquido; son expulsados a la atmósfera durante explosiones discretas, que se enfrían en el aire y caen al suelo en forma de fragmentos oscuros llenos de cavidades.

¹³Flujos de lodo y escombros

¹⁴Avalanchas de cualquier fragmento de roca volcánica emitidas durante una explosión o erupción, además compuestas de gas, bloques de gran proporción, de alta temperatura (> 300° C) y velocidad (70 km/h), que ocurren durante fases eruptivas o explosivas

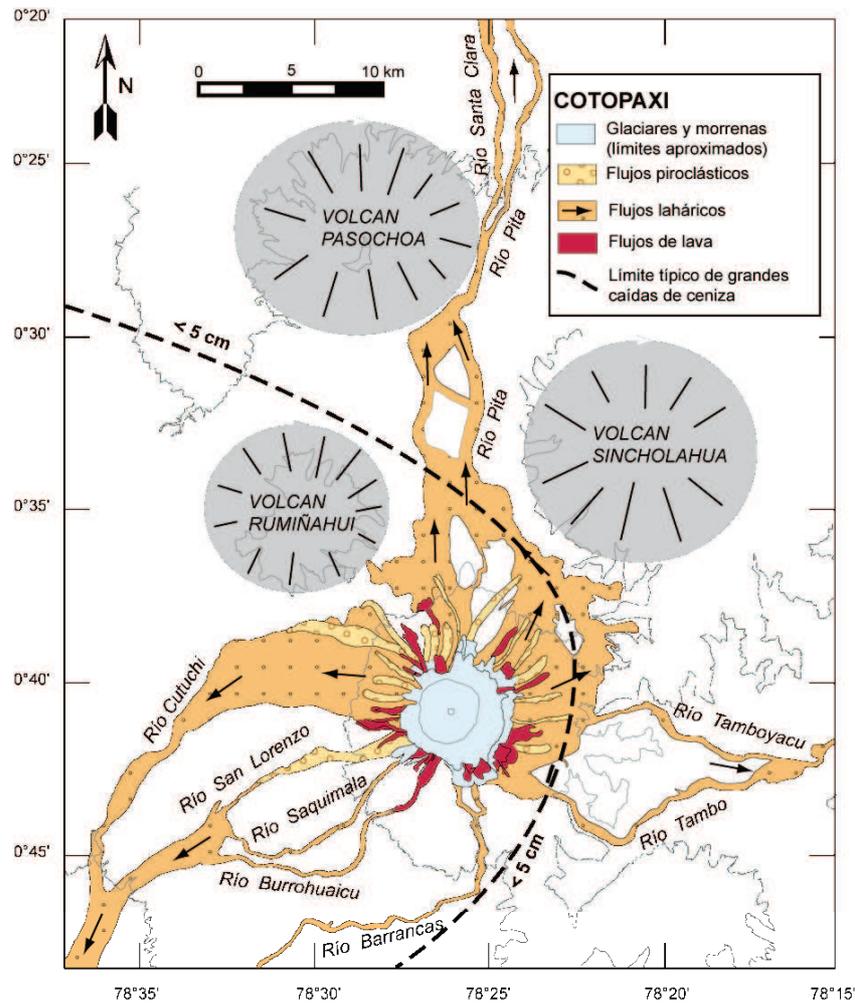


Figura 2.15: Mapa geológico simplificado de los depósitos asociados a las erupciones de los últimos 1200 años [7].

- **Sismos volcánicos.** En volcanes activos como el Cotopaxi, continuamente se están generando formas de onda que usualmente no son sentidas por la comunidad aledaña. No existe ningún registro histórico de que estos sismos hayan causado daños sobre edificaciones, incluso durante la fase eruptiva donde son de mayor magnitud. Sistemáticamente estos fenómenos han sido registrados y almacenados desde mediados de los años ochenta con la ayuda de una red de sismómetros, que continuamente ha sido mejorada [63].
- **Gases volcánicos.** La desgasificación del sistema volcánico, generalmente es un buen indicador del estado volcán. El principal componente de estas nubes de gas, es agua y en menor porción gases tóxicos como dióxido de azufre, ácido clorhídrico, dióxido de carbono o monóxido de carbono. En el peor de los escenarios estos gases tóxicos pueden contaminar el agua o formar lluvias ácidas afectando extensas zonas de agricultura y ganadería. Actualmente se usan sensores remotos como

el DOAS (Differential Optical Absorption Spectrometer) para medir las composiciones y concentraciones del gas emitido a través de fumarolas activas en el cráter del volcán [7, 38].

- **Deformación volcánica.** Este fenómeno no presenta ninguna forma de peligro inmediato, simplemente nos permite estimar volúmenes de magma ascendiendo por el conducto, que producen un ensanchamiento de los flancos del volcán. Esto es medido a través de Inclinómetros, GPS (Global Positioning System), distanciómetros electrónicos y últimamente a través de INSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar). Todas estas técnicas miden pequeñas variaciones en el edificio volcánico, imperceptibles para el humano (microradianes o milímetros/centímetros).
- **Flujos de lava.** Son flujos de roca fundida de alta viscosidad, que en el caso del Cotopaxi tendrían un velocidad de avance de decenas de metros por hora, con una temperatura superior a 900° C. Los flancos oriental y occidental del volcán podrían ser los más afectados por los flujos de lava debido a que en estas regiones el cráter posee los niveles de altura más bajos. La fusión del glaciar sería un proceso lento e ineficaz debido a la baja velocidad, limitada extensión y la deficiente transferencia de calor del lava al glaciar. En el periodo eruptivo de 1853 se registró el último flujo de lava que descendió por el flanco oriental.
- **Flujos Piroclásticos.** Son procesos que ocurren usualmente de forma súbita durante las fases explosivas y eruptivas fuertes. En el Cotopaxi los flujos piroclásticos principalmente se formaron por tres mecanismos: (1) por el desborde de material piroclástico desde el cráter; (2) por el colapso de la columna eruptiva¹⁵; (3) por el colapso gravitatorio de un flujo de lava o de un domo de lava¹⁶. Las comunidades cercanas al volcán se encuentran fuera del perímetro de alcance de estos flujos (véase, Hall et al., 2004 [26]); no obstante, el contacto de los flujos piroclásticos con el glaciar puede producir un rápido derretimiento del hielo y generar grandes cantidades de agua y escombros que serán drenados por las principales quebradas.
- **Lluvia de ceniza.** La roca pulverizada emitida durante la erupción puede ocupar vastas áreas dependiendo de la dirección del viento y de la cantidad de material eyectado a la atmósfera. Durante la erupción de 1877 se relata que zonas como Quito, Guayas, Manabí y Esmeraldas fueron afectadas por la caída de ceniza. Estas lluvias de ceniza afectarían la agricultura y ganadería, y posiblemente es-

¹⁵Material piroclástico expulsado por una explosión o erupción volcánica que asciende verticalmente desde el cráter.

¹⁶Aglomeración o abultamiento en forma de cúpula de lava de viscosa.

estructuras antiguas que no soporten el peso de la ceniza que se irá depositando paulatinamente.

- **Lahares.** Son mezclas de materiales volcánicos como rocas, piedra pómez, arena, con grandes cantidades de agua, que se mueve rápidamente (hasta 100 km/h) pendiente abajo por la acción de la gravedad. Sin duda estos eventos han sido los más comunes y peligrosos durante las erupciones del Cotopaxi. Existen dos principales mecanismos de generación de lahares en el Cotopaxi: (1) debido a la fundición parcial del glaciar causado por flujos piroclásticos (lahares primarios); (2) por fuertes lluvias que remueven material suelto de las laderas (lahares secundarios). Los lahares primarios, de considerable tamaño, han afectado particularmente el valle de los Chillos al norte y Latacunga al sur, causando extensos daños y cuantiosas pérdidas. Actualmente se encuentran instalados en los principales sistemas de drenaje del volcán redes AFM (Acoustic Flow Monitor), que permiten saber la ubicación y velocidad de los lahares en tiempo real.

Desde 1989 hasta 2005 se han registrado dos periodos de actividad sísmica en Cotopaxi (Figura 2.16). En el primer periodo entre enero de 1989 y diciembre de 2000, el conteo de eventos sísmicos fue 97 en promedio por mes. En el segundo periodo entre enero de 2001 y agosto de 2005, el promedio de ocurrencia de los eventos volcánicos se elevó a la cantidad de 400 por mes y en meses de mayor actividad (por ejemplo nov. y dic. de 2001) hasta 7 veces más que en el primer periodo. En el segundo periodo los eventos sísmicos-volcánicos fueron más energéticos, en ocasiones estos sismos eran registrados en estaciones a más de 200 km de distancia [63].

2.4. Números índice

Las aplicaciones más famosas de estos números índice están en la economía, por ejemplo: “Cost of Live Index” que indica las diferencias de precios en el tiempo de la comida y servicios, “Gini Index” que mide la desigualdad de la distribución de la riqueza. Sin embargo, han sido aplicados en temas que van desde la demografía hasta la tecnología. Estos números se utilizan para medir las fluctuaciones combinadas de un grupo de variables, y permitan revelar tendencias globales.

Una definición formal de un número índice fue presentada por Bowley en 1926; propuso que un número índice se usa para medir el cambio de alguna cantidad de la cual no es posible una observación directa, y que se sabe influye en muchas otras variables que se pueden medir. Y que cuando esta cantidad cambia, tiende a aumentar o

Eventos sísmicos: volcán Cotopaxi

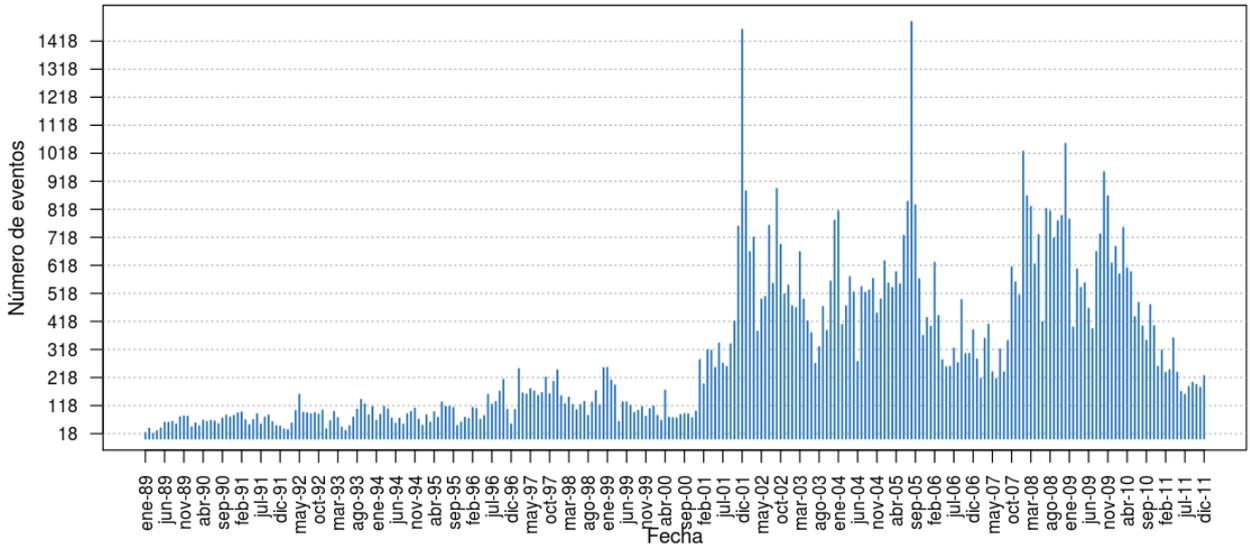


Figura 2.16: Conteo mensual de eventos sísmicos del volcán Cotopaxi, desde enero de 1989 a diciembre de 2011 (Todo tipo de eventos sísmicos). Gráfica realizada usando la base de datos del Instituto Geofísico.

disminuir las otras variables, afectándolas separadamente en muchas formas [5].

Ya que los números índice fueron creados para medir los cambios entre una situación y otra, carecen de una magnitud observable [5]. Por ejemplo, si se desea calcular el porcentaje de crecimiento o decrecimiento de una empresa (un índice), se puede comparar el volumen de ventas de la empresa (en dolares) a lo largo del tiempo, respecto al ingreso de dinero en un periodo de referencia (días, semanas, años, etc.).

Existen dos maneras de unir la información de las variables que al final constituirán el número índice: La primera es otorgar un peso igual a cada variable y segundo, cada variable dependiendo de su importancia y comportamiento, recibe un peso. En caso de no considerar un peso en particular entre las variables, el número índice es calculado como porcentaje [5]:

$$I^{(t)} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i^{(t)}}{\sum_{i=1}^n X_i^{(0)}} \times 100 \tag{2.67}$$

donde $I^{(t)}$ es el número índice como función del tiempo, $X_i^{(t)}$ es la i -ésima variable, $X_i^{(0)}$ es la i -ésima variable evaluada en el periodo de referencia y n es el número de variables. Las aproximaciones de Laspeyres (ecuación (2.68)) y de Paasche (ecuación (2.69)) se usan para la construcción de índices, donde cada variable que lo conforma

posee un valor de peso [5].

$$I^{(t)} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i^{(t)} Q_i^{(0)}}{\sum_{i=1}^n X_i^{(0)} Q_i^{(0)}} \times 100 \quad (2.68)$$

$$I^{(t)} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i^{(t)} Q_i^{(t)}}{\sum_{i=1}^n X_i^{(0)} Q_i^{(t)}} \times 100 \quad (2.69)$$

donde $Q_i^{(t)}$ es el valor de peso para la i -ésima variable para un t dado, y $Q_i^{(0)}$ es el valor de peso evaluado en el periodo de referencia. En los negocios y en la economía, comúnmente, el valor de peso Q está relacionado con la cantidad de cada ítem o variable que conforma el número índice; pero de ser preciso se puede calcular de otra forma o estar relacionado con otro concepto, si se está trabajando en otro campo de investigación [5].

En la sección 3.3, se presenta la forma operativa del índice sísmico, aquí planteado.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Preparación de datos

La instalación de las estaciones sísmicas de banda ancha y de infrasonido en el volcán Cotopaxi terminó a finales del mes de julio de 2006. A partir de este momento se empezó a almacenar la información de las primeras señales sísmicas generadas en el interior del volcán Cotopaxi, así como los eventos sísmicos que no pertenecen a él. En esta campaña no solo se instalaron estaciones en el volcán Cotopaxi, sino que además se realizaron instalaciones en el volcán Tungurahua, gracias al convenio: *Enhancement of the Volcano Monitoring Capacity in Ecuador, JICA-EPN*. Esta red sísmica y de infrasonido cuenta con 10 estaciones que continuamente están transmitiendo información al centro de procesamiento de datos en el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional en Quito, a través de una red de telemetría instalada conjuntamente con las estaciones. El esquema de la red es presentado en la Figura 3.1.

3.1.1. Estaciones en el volcán Cotopaxi

En el volcán Cotopaxi se encuentran instaladas cinco estaciones cuyas coordenadas se presentan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Coordenadas de las estaciones alrededor del volcán Cotopaxi [29].

Nombre	Código de estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (m)
NASA	BNAS	-0.67480 ± 0.00003	-78.48751 ± 0.00003	3937 ± 7
MORURCO	BMOR	-0.72502 ± 0.00003	-78.45910 ± 0.00003	4346 ± 8
REFUGIO	BREF	-0.66365 ± 0.00003	-78.44082 ± 0.00003	4865 ± 8
TAMBO	BTAM	-0.67849 ± 0.00003	-78.39913 ± 0.00003	4305 ± 5
VC2	BVC2	-0.66102 ± 0.00003	-78.41417 ± 0.00003	4425 ± 7

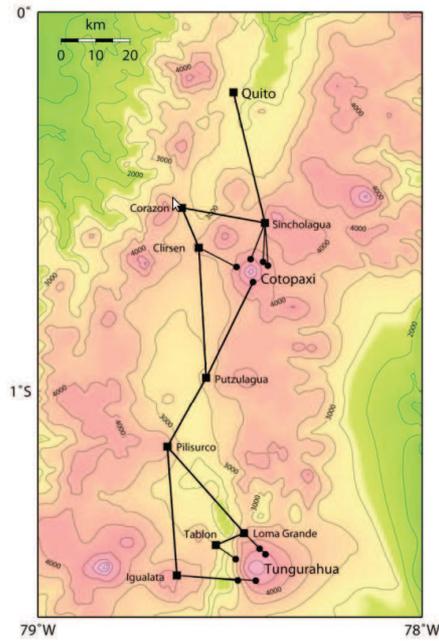
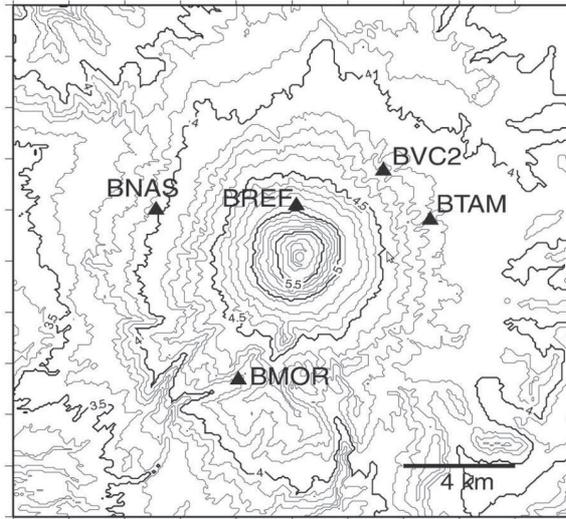


Figura 3.1: Red telemétrica para la red sísmica y de infrasonido en los volcanes Cotopaxi y Tungurahua [29].

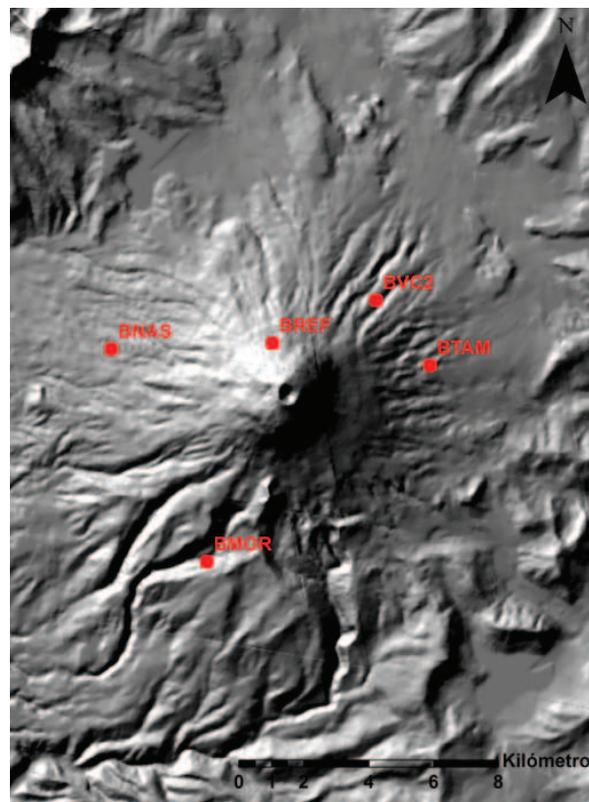
Los datos utilizados en este estudio provienen de las estaciones de BMOR, BNAS, BREF, BVC2 y BTAM que se encuentran ubicadas alrededor del volcán Cotopaxi como se muestra en la Figura 3.2. Cada una de las estaciones está equipada con un sismómetro banda ancha Guralp CMG-40T de tres componentes, un sensor de infrasonido y su amplificador, un digitalizador Geotech modelo smart-24D y una antena GPS para asegurar un tiempo universal estándar y preciso en los datos. La energía en cada estación es suministrada a través de un grupo de baterías que a su vez están conectadas a paneles solares para alargar su tiempo de vida útil y con esto asegurar la transmisión de datos. Los sistemas de telemetría están formados por una antena y un radio que genera las frecuencias electromagnéticas a ser transmitidas hasta el centro de procesamiento de datos en Quito. Las señales sísmicas y de infrasonido son muestreadas 50 veces cada segundo. Un esquema de la configuración de cada estación se muestra en la Figura 3.3.

3.1.2. Sensor sísmico y proceso de digitalización

El sensor sísmico Guralp-40T es un sensor robusto, resistente pero a su vez es lo suficiente ligero para llevarlo al campo para una fácil instalación. Fue diseñado a prueba de agua, el único punto débil del sensor es la variación diurna de la temperatura que fácilmente puede evitarse enterrando al sensor en arena seca a la profundidad de un metro desde la superficie, donde generalmente se considera que la variación de temperatura es despreciable. Cada sensor sísmico es capaz de registrar el movimiento del suelo en tres componentes independientes, una componente es vertical (BHZ), y



(a) Curvas de nivel del volcán Cotopaxi [29].



(b) Mapa del volcán Cotopaxi y ubicación de las estaciones.

Figura 3.2: Red Sísmica en el volcán Cotopaxi

dos componentes son horizontales orientadas respecto al norte (BHN) y al este (BHE), donde se graban continuamente los valores de velocidad del suelo. El sensor sísmico fue diseñado para tener una respuesta plana e igual a uno, para ondas que posean frecuencias en el rango de $1/60 - 50$ Hz. Algunas especificaciones técnicas del sensor se presentan en la Figura 3.4.

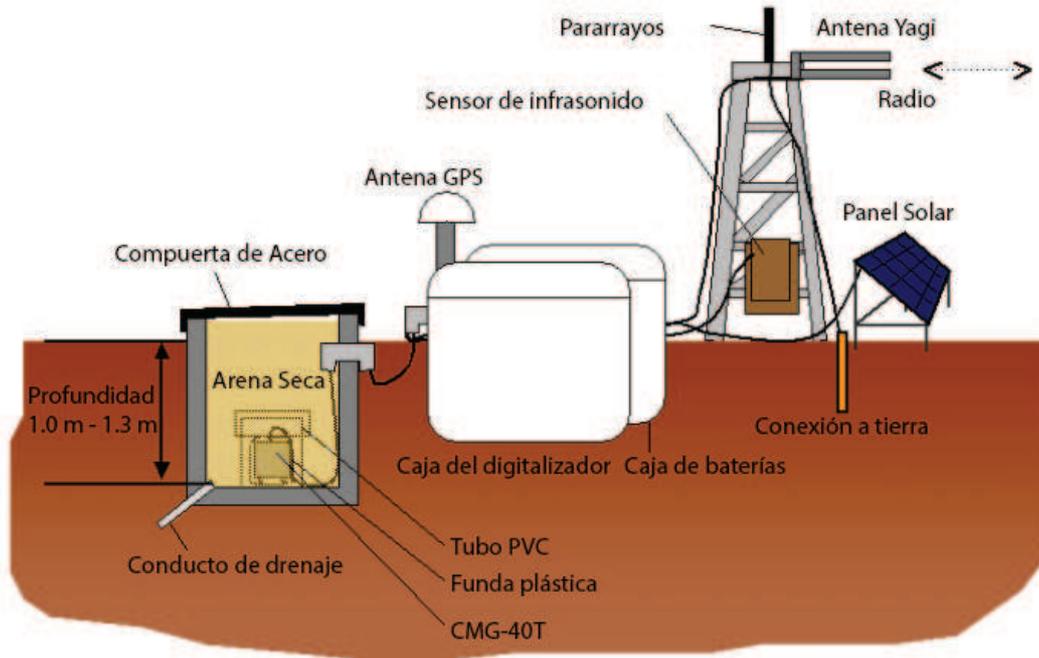


Figura 3.3: Esquema de los equipos instalados en cada estación. Figura modificada de [29].

Característica	Valor
Respuesta plana a la velocidad	60 sec - 50 Hz
Sensibilidad	800 V/m/s
Diámetro de la base	168 mm
Altura	210 mm (incluyendo el mango)
Peso	5 kg
Voltage de Funcionamiento	12 V DC
Corriente a 12 V DC	48mA → 0.576 W

(a) Especificaciones



(b) Sensor

Figura 3.4: Sensor Guralp CMG-40T [29].

Respuesta instrumental del sensor sísmico

La función de transferencia liga la señal analógica que llega al sensor (el movimiento del suelo) con los valores que el sensor va registrando de este movimiento. Con el conocimiento de esta función se pueden omitir los detalles del funcionamiento de los mecanismos internos y electrónicos del sensor que se utilizan para registrar el movimiento del suelo. En la ecuación (3.1) se presenta la relación entre la señal de entrada y la señal de salida $T(s)$, a través de la función de transferencia $H(s)$ [54]:

Tabla 3.2: Polos y Ceros del sensor CMG-40T

Número	Tipo	Valor
1	Constante de Normalización a 1 Hz	2304000
1	Polo	$(-11.78e - 3) + (11.78e - 3)i$
2	Polo	$(-11.78e - 3) - (11.78e - 3)i$
3	Polo	$-160 + 0i$
4	Polo	$-80 + 0i$
5	Polo	$-180 + 0i$
1	Zero	$0 + 0i$
2	Zero	$0 + 0i$

$$T(s) = \frac{X(s)}{Y(s)} = G \cdot A \cdot H(s) \quad (3.1)$$

donde $X(s)$ y $Y(s)$ representan la transformada de Laplace de la señal de salida $x(t)$ y de entrada $y(t)$ respectivamente, $G[V/m/s]$ es una constante que relaciona el voltaje de salida con la velocidad real a la que se desplaza el suelo y, finalmente, A es una constante de normalización tal que si se evalúa $A \cdot H(s)$ es adimensional y, además, tiene el valor de uno sobre la porción del espectro en la que la respuesta instrumental es plana [54].

Se puede representar a la función de transferencia como una fracción polinomial [54]. Las raíces del polinomio del numerador se conoce como ceros, mientras que a las raíces del denominador se les conoce como polos. Suponiendo que tenemos m polos y n ceros la función de transferencia viene dada por [54]:

$$H(s) = N \frac{\prod_{i=1}^n (s - z_i)}{\prod_{j=1}^m (s - p_j)} \quad (3.2)$$

Los valores de polos, ceros y la constante normalización del sensor CMG-40T son proporcionados por el fabricante. Estos valores se muestran en la Tabla 3.2; además, se presenta en la Figura 3.5 la función de transferencia de este sensor, calculada a partir de los polos, ceros y la constante normalización, usando la ecuación (3.2).

Digitalización y dominio espectral

Durante el proceso de almacenamiento de datos sísmicos, es de especial interés saber cual es la tasa de muestreo adecuada para medir el movimiento del suelo. Por ejemplo, si la tasa de muestreo es muy grande comparada con la frecuencia máxima f_{max} de la señal, los datos contendrán alto grado de redundancia y ocuparán grandes cantidades de memoria. Por el contrario, si la tasa de muestreo es muy pequeña, el contenido espectral de la señal no será adecuadamente medido y la señal no podrá ser

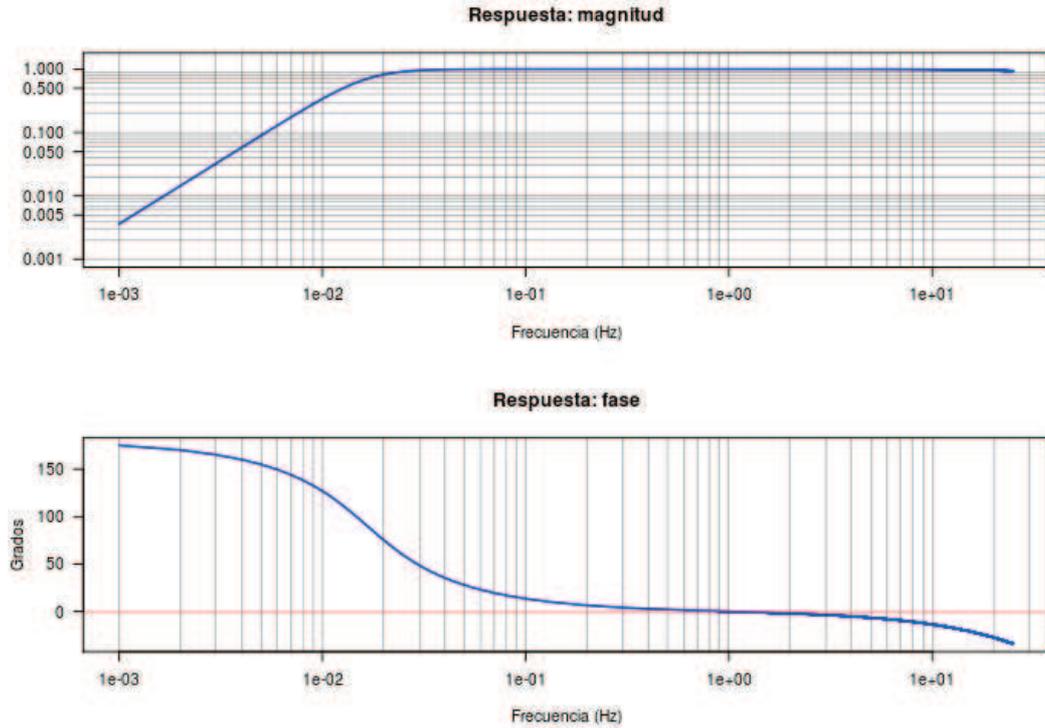


Figura 3.5: Respuesta instrumental en función de la frecuencia del sensor Guralp CMG-40T.

unívocamente reconstruida (“aliasing”). Con la finalidad de evitar distorsiones durante el muestreo de la señal, se debe escoger la frecuencia de muestro f_s , tal que:

$$f_s > 2 \cdot f_{max} \quad (3.3)$$

La ecuación (3.3) es conocida como el teorema de muestreo, y además se define a $f_{Ny} = f_s/2$, como la frecuencia de Nyquist [13, 54].

La tasa de muestreo en los digitalizadores de la red sísmica del volcán Cotopaxi fue fijada en 50 Hz, por lo cual es posible observar sin distorsión ondas con frecuencias menores que $f_{Ny} = 25$ Hz. Además el digitalizador SMART-24D fue construido para evitar el efecto de “aliasing” durante el proceso de digitalización; por lo cual es seguro que la señal no tenga ningún filtro hasta el 80% de la frecuencia de Nyquist (véase, Manual de usuario [20] pp. 2-2). Por los motivos mencionados previamente, en las diferentes metodologías se trabajará en el rango de frecuencias de 0.03 – 20 Hz. En éste intervalo la respuesta del sensor es plana e igual a 1 (Figura 3.5).

Los valores de sensibilidad de cada sensor y de digitalización varían ligeramente en cada estación y componente, sin embargo estos valores han sido incluidos en los datos sísmicos previo al uso de ellos.

3.1.3. Rotación a componentes radial y transversal

Para tener una mayor efectividad y facilitar el reconocimiento del arribo de las diferentes fases de las ondas sísmicas a la estación, lo más recomendable es rotar las componentes horizontales Norte-Sur (u_{NS}) y Este-Oeste (u_{EW}) en componentes radial (u_R) y transversal (u_T) [61]. Los dos sistemas de referencia están relacionados a través de la ecuación (3.4), donde $\theta = 3\pi/2 - \zeta'$, siendo ζ' el “back-azimuth” [61]. Este ángulo indica la dirección desde la cual la energía sísmica está llegando a la estación, esta dirección se mide respecto al norte en sentido horario (Figura 3.6).

$$\begin{bmatrix} u_R \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_{EW} \\ u_{NS} \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

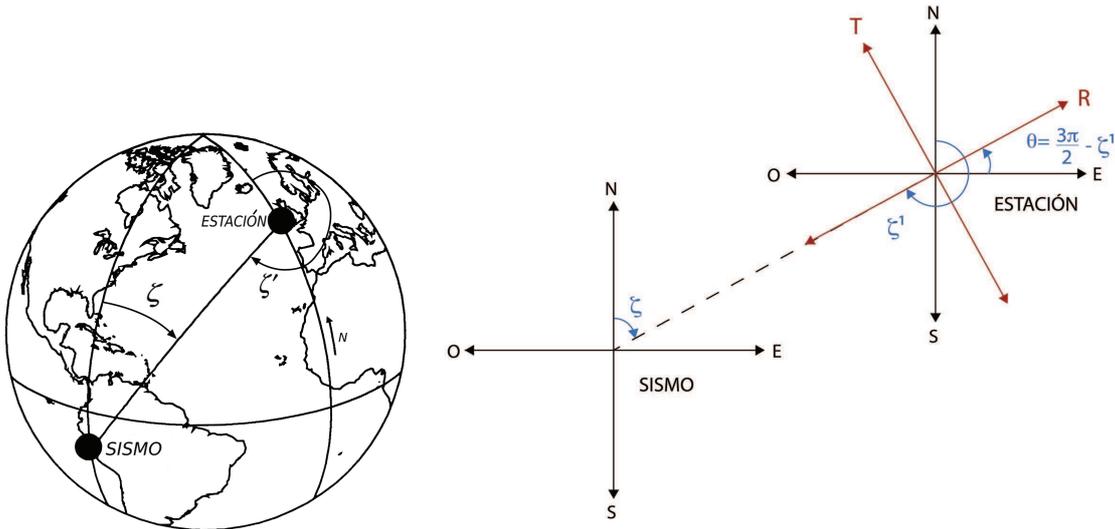


Figura 3.6: Representación gráfica de los ángulos “azimuth” ζ y “back-azimuth” ζ' , para un sismo y estación ficticios. El “azimuth” indica la dirección con la que se aleja la onda sísmica desde la fuente hacia la estación; esta dirección se mide desde el norte en sentido horario. Además se presenta en la parte derecha como los sistemas de referencia NorteSur-EsteOeste y Radial-Transversal están relacionados a través del ángulo θ . Figura modificada de [61].

No siempre es posible tener la ubicación espacial de un sismo y así realizar una rotación al sistema de referencia radial-transversal. Por ejemplo, si un sismo es registrado por tres o menos estaciones, es imposible calcular su ubicación usando los métodos tradicionales [4]. En en tales casos es posible realizar un análisis de las componentes principales de los registros sísmicos horizontales, para estimar las direcciones radial y transversal [4]. También es posible realizar una búsqueda gráfica usando los primeros segundos de los registros horizontales de la onda \mathbf{P} [4].

3.2. Metodología para el cálculo de los efectos de sitio

En esta sección se presenta detalladamente las metodologías que se usaron para el cálculo del factor de calidad de la coda y para la cuantificación de los efectos de sitio de las estaciones sísmicas instaladas en el volcán Cotopaxi. Secuencialmente se realizaron los siguientes procesos:

1. A partir de un catálogo de eventos sísmicos del Ecuador, se escogieron aquellos que cumplan todos los requerimientos impuestos en todas las metodologías.
2. Una vez que se encontraron los eventos idóneos se removió la respuesta instrumental de los registros sísmicos, y después se rotó las componentes horizontales del sistema de referencia NS-EW al sistema de referencia Radial-Transversal.
3. Teniendo los registros sísmicos en el nuevo sistema de referencia se procedió a marcar y registrar en cada evento: el origen temporal del evento, y los primeros arribos de las ondas **P** y **S** a cada estación.
4. Con la información obtenida en el punto 3, se procedió a calcular los factores de sitio, usando la metodología de inversión espectral de la onda **S**.
5. Similarmente con la información obtenida en el punto 3, se realizó el cálculo del factor de calidad de la coda, y posterior a demostrar que es semejante entre las estaciones se calculó los factores de sitio usando la inversión espectral de la coda y la razón espectral de la coda.
6. Los factores de sitio obtenidos a partir de la inversión espectral de la onda **S** y de la inversión espectral de la coda, fueron refinados usando el método iterativo IRLS. Además se calculó la propagación del error debido al método iterativo IRLS, usando una simulación por Monte Carlo de un conjunto de medidas que se encuentran contaminadas por ruido ambiental que sigue una distribución normal.

En la sección 3.2.1 se presenta un diagrama de flujo, donde se resumen los procesos arriba enumerados.

3.2.1. Diagrama de flujo para el cálculo de los efectos de sitio

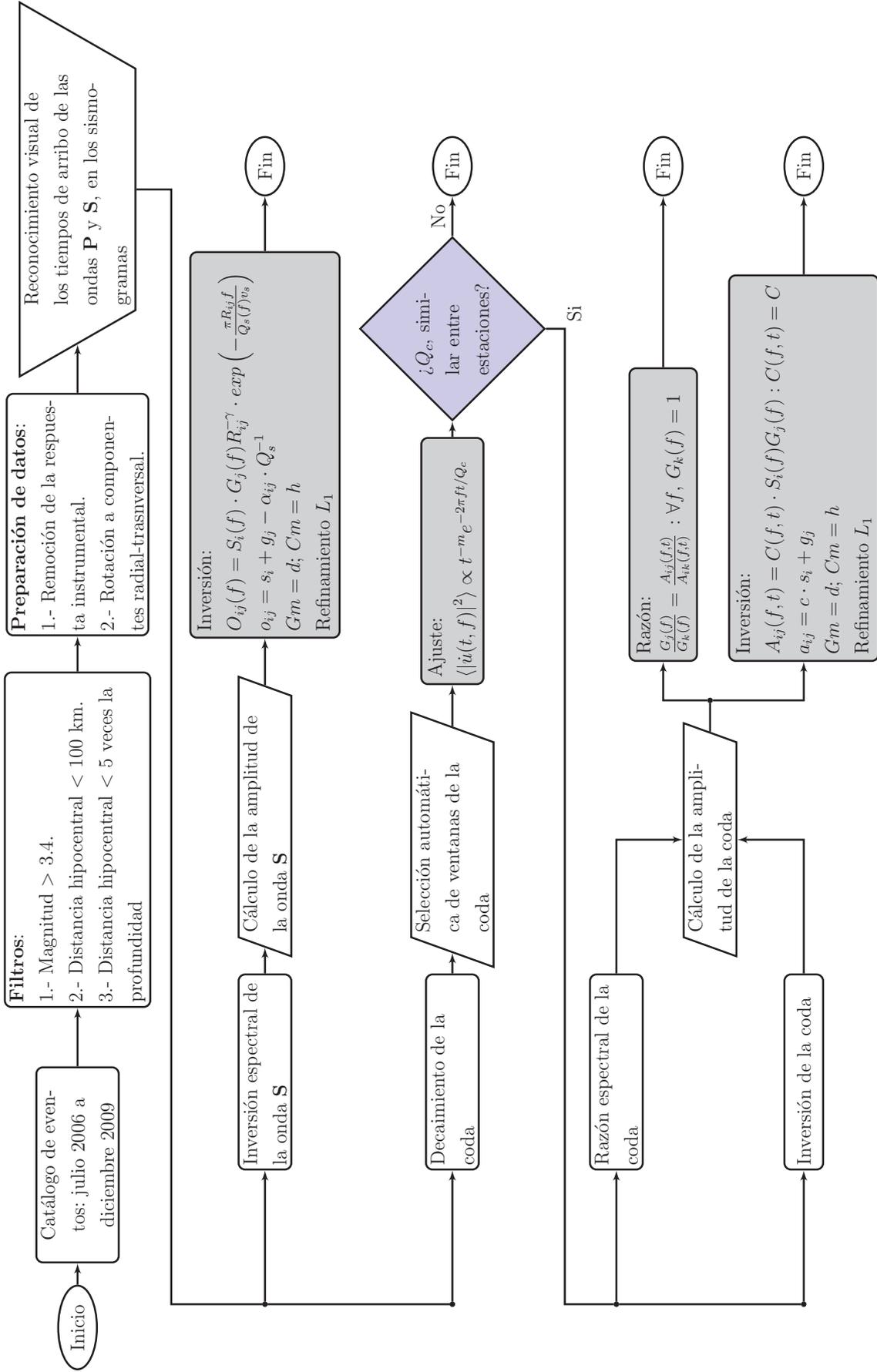
El diseño y construcción de los programas que componen este trabajo se realizó principalmente en dos lenguajes de programación: *R* [49] y *C shell*, ambos programas disponibles como software libre bajo los términos de “Free Software Foundation’s GNU

General Public License”.

Para la revisión manual de las formas de onda se utilizó *SAC* [57], acrónimo de “Seismic Analysis Code”, disponible a través de IRIS (“Incorporated Research Institutions for Seismology”). Además, debido a que los datos sísmicos son almacenados en binario siguiendo el *formato SAC*¹, se utilizó el paquete de programas “*SACfunctions.R*²” desarrollados por Pablo Palacios bajo el lenguaje *R*, para la interacción de los datos sísmicos con los programas desarrollados en este trabajo.

¹Formato binario propuesto por IRIS para almacenar: los registros sísmicos o acústicos, fechas, nombre de la estación, componentes, ubicación de la estación, etc.

²No existe una referencia formal de este paquete, pero se lo puede conseguir vía correo electrónico al autor.



3.2.2. Sismos regionales

El Instituto Geofísico cuenta con un catálogo donde se encuentra toda la información de los sismos que han ocurrido en el Ecuador que al menos tuvieron una magnitud de 3. Cada sismo consta con la información de ubicación tanto temporal como espacial, la duración del evento, la magnitud y con qué metodología fue calculada. Es de especial interés para el presente estudio los sismos que ocurrieron posteriormente a la instalación de la red sísmica y de infrasonido en el volcán Cotopaxi, básicamente se ha trabajado con el catálogo de eventos sísmicos entre Julio de 2006 y Diciembre de 2009, en total 1849 eventos [11].

Para el estudio de los efectos de sitio, se han desarrollado varios programas que permitan automáticamente hacer lo siguiente:

- Seleccionar eventos regionales que tengan una magnitud mayor que 3.4, con el fin de que los niveles de ruido no superen la señal sísmica cuando se analice la coda. Además en eventos con estas magnitudes será mas fácil reconocer el arribo de la onda **P** y el arribo de la onda **S** a cada estación.
- Calcular la distancia entre la fuente de cada sismo y cada estación.
- Reconocer eventos cuya distancia a cada estación no supere los 100 km, lo cual permite asumir en primera aproximación el viaje directo de las ondas de cuerpo desde la fuente a la estación.
- Escoger eventos en los que la distancia entre la fuente y la estación no supere cinco veces la distancia entre el epicentro³ y la fuente. Esto debido a que las ondas superficiales llegan a ser significantes para distancias hipocentrales⁴ mayores [10].
- Rotar las componentes NS-EW en componentes radial y transversal, para un mejor reconocimiento de las diferentes fases de las ondas **P** y **S** [61].

En la Figura 3.7 se muestra un mapa con la ubicación de los eventos (en color azul) que cumplieron todas las restricciones mencionadas anteriormente, y además los sismos regionales que estaban acompañados por eventos del volcán fueron desechados, así como aquellos donde el tiempo de los datos estaba comprometido por alguna falla en los GPS o por algún desperfecto durante el procesamiento de datos. Las estaciones sísmicas se representan con triángulos de color rojo en la Figura 3.7. Además en la Tabla A.1 se presenta la lista de los eventos que se usaron para el cálculo de los efectos de sitio, así como para el cálculo del factor de calidad.

³Es el punto ubicado sobre la superficie de la Tierra que está directamente arriba de la fuente del sismo.

⁴Hipocentro, es la distancia entre la fuente del sismo y la estación donde se registra el evento.

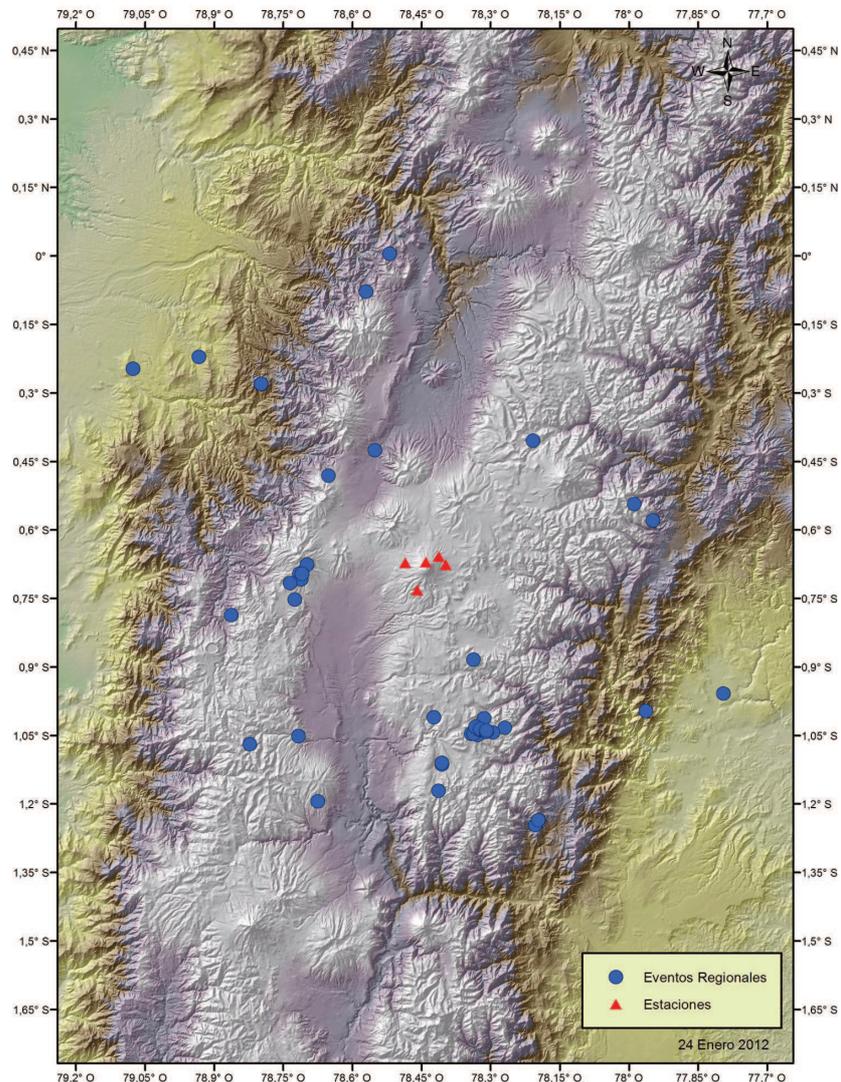


Figura 3.7: Sismos regionales registrados a menos de 100 km a la redonda de las estaciones en el volcán Cotopaxi.

Reconocimiento visual de las ondas sísmicas y construcción de las bandas de frecuencia

Una vez seleccionado un evento adecuado, se desea determinar manualmente el tiempo de arribo de las ondas **P** y **S** a cada estación. Gráficamente se puede identificar a la onda secundaria como aquella porción del sismograma donde la amplitud del registro sísmico es mayor. Visualmente se puede distinguir un aumento de la frecuencia y un cambio brusco de amplitud cuando empiezan a llegar las diferentes fases de la onda secundaria (líneas rojas en Figura 3.8). En la Figura 3.8, se muestra las componentes transversales (TRS) de cinco estaciones sísmicas instaladas en el volcán Cotopaxi, las líneas rojas entrecortadas indican el primer arribo de la onda **S** a cada estación, con las

líneas verdes se indican los primeros arribos de la onda **P** a cada estación y las líneas negras entrecortadas indican el inicio temporal del sismo.

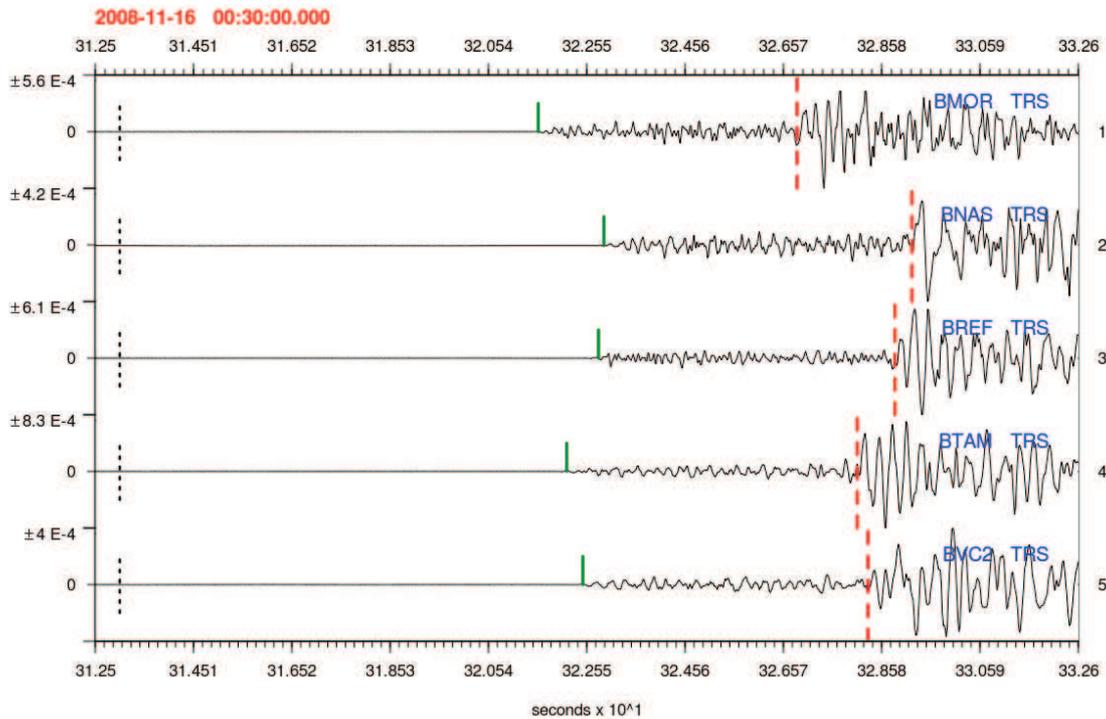


Figura 3.8: Registros sísmicos de la componente transversal (TRS) de cinco estaciones sísmicas instaladas en el volcán Cotopaxi. Las líneas negras entrecortadas indican el origen del sismo, las líneas verdes indican el arribo de la onda **P** a cada estación y las líneas rojas indican la llegada de la onda **S** a cada estación.

En las metodologías de cálculo del factor de calidad de la coda, razón espectral de la coda, inversión espectral de la coda e inversión espectral de la onda **S**, se trabaja en el dominio espectral usando las mismas bandas de frecuencia, por lo cual es conveniente definir un sola vez qué bandas se van a utilizar. Las bandas de frecuencia escogidas están centradas en: 0.25, 0.75, 1.25, \dots , 19.25, 19.75 Hz, con un ancho de banda igual a ± 0.25 Hz. La primera banda de frecuencia centrada en 0.25 Hz es asimétrica, ya se que escogió, que su límite inferior f_i , dependa del tamaño de la ventana temporal tomada, ya sea para el análisis del ruido ambiental, o para el análisis de la coda, o para el análisis de la onda **S**, tal que $f_i = 1/\Delta$, siendo Δ la longitud de la ventana tomada en el dominio temporal. Esto para asegurar que siempre se está trabajando en la región espectral donde la respuesta del sensor es plana e igual a 1.

3.2.3. Cálculo del factor de calidad de la coda

Varios autores sugieren que el inicio de la coda debe situarse en un tiempo mayor que al menos dos veces el tiempo de viaje de la onda S desde la fuente a la estación. Para estos tiempos el decaimiento de la señal sísmica es estable y controlada por el factor de calidad Q_c [31, 39, 40, 60].

El decaimiento de la coda de la señal sísmica puede ser modelado usando la ecuación (2.49). Con tal motivo puede escribirse una dependencia general de proporcionalidad entre los registros sísmicos de velocidad $\dot{u}(t, f)$ y los parámetros de la ecuación (2.49), como [53]:

$$\langle |\dot{u}(t, f)|^2 \rangle \propto t^{-m} e^{-2\pi ft/Q_c} \quad (3.5)$$

donde $f = \omega/2\pi$. Estudios previos consideran que las codas están formadas principalmente por ondas secundarias dispersadas en heterogeneidades, por tal motivo es adecuado fijar el factor geométrico de dispersión $m = 2$ [31, 53]. En otros estudios como Aki y Chouet (1975), y Tsujiura (1987), el factor geométrico de dispersión m y el factor de calidad de las codas han sido calculados simultáneamente con el objetivo de conocer si las codas están formadas principalmente por ondas de cuerpo u ondas superficiales. En el presente estudio el único interés es calcular el factor de calidad Q_c , para comparar la forma de decaimiento de la coda en las diferentes estaciones, entonces se considerará que las codas están formadas principalmente por ondas secundarias, cuyo factor geométrico de dispersión de la energía es $m = 2$ (Tabla 2.1).

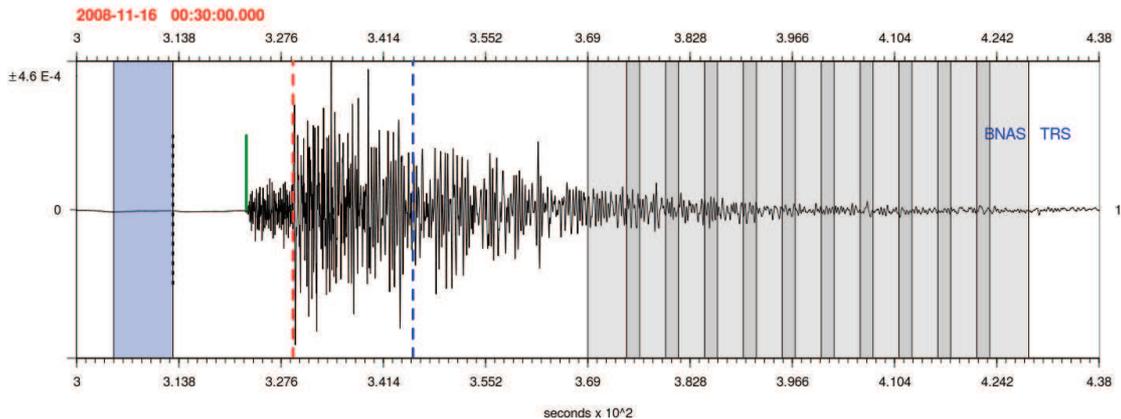


Figura 3.9: Selección de ventanas en el dominio temporal para el cálculo del factor de calidad Q_c . Las líneas verde y roja indican el arribo de las ondas **P** y **S**, respectivamente. La capa azul indica la ubicación temporal de la ventana de ruido y las once capas grises indican las ventanas usadas para el cálculo del factor de calidad con el respectivo solapamiento. La línea azul entrecortada indica 2 veces el tiempo tomado por la onda **S** para viajar desde el origen a la estación más lejana.

Para el cálculo del factor de calidad se han seleccionado once ventanas (ventanas de color gris, Figura 3.9) posteriores a dos veces el tiempo de arribo de la onda **S** a la estación más lejana (línea azul entrecortada en la Figura 3.9), medido desde el tiempo de origen. Además, se ha tomado una ventana de 8 segundos previo al origen del evento con el objetivo de cuantificar el ruido ambiental (ventana azul, Figura 3.9). Para cada ventana, sea de ruido o de análisis de la coda, se ha calculado el espectro de amplitudes y después se ha suavizado el espectro en cada banda de frecuencia donde se van a realizar los cálculos. Se ha exigido que la amplitud de la coda en cada ventana sea mayor a tres veces la amplitud del ruido, caso contrario se rechaza la ventana. Al menos siete ventanas consecutivas (dada una banda de frecuencia) deben existir para que se realice un ajuste por mínimos cuadrados de la relación (3.5), para el cálculo del factor de calidad. A cada una de las 8 ventanas, en el dominio temporal se le ha asignado un porcentaje de solapamiento con el fin de mantener la continuidad mientras se analiza la coda de la señal sísmica.

3.2.4. Razón espectral de la coda

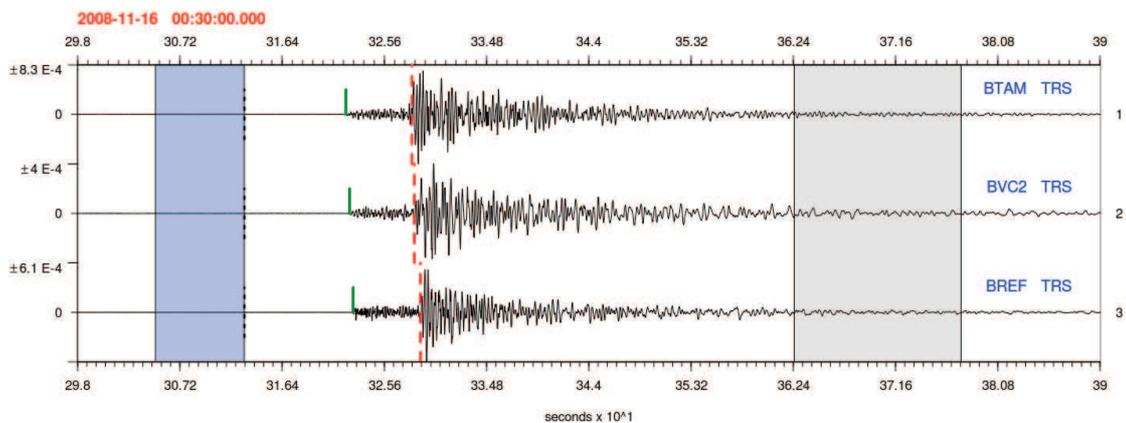


Figura 3.10: Selección de las ventanas: de ruido ambiental y de coda. Las líneas verde y roja indican el arribo de las ondas **P** y **S**, respectivamente. Las capas azul y gris indican la selección de las ventanas de ruido y de la coda, respectivamente. En esta Figura el inicio de la coda fue ubicado a 3 veces el tiempo de arribo de la onda **S** a la estación más lejana.

El inicio de la coda se debe fijar en al menos dos veces el tiempo de arribo de la onda **S** a la estación más lejana, posterior a este tiempo se ha escogido una ventana para el análisis de los efectos de sitio (ventana gris, Figura 3.10). Una ventana temporal previo al origen del evento (ventana azul, Figura 3.10) se ha tomado para la cuantificación de ruido ambiental. Para cada ventana se ha tomado la transformada de Fourier para el cálculo de las amplitudes en el dominio espectral, se ha suavizado en cada banda

de frecuencia el valor de la amplitud tomando la mediana como valor representativo. Después se ha verificado que la amplitud de la coda sea mayor que tres veces la amplitud del ruido en cada banda frecuencia, en caso de superar este límite se ha removido el ruido de fondo de la señal por una resta directa de amplitudes. Si la amplitud de la coda no supera el nivel de ruido impuesto, se ha descartado. Si el evento no se ha registrado en la estación de referencia (BVC2), las medidas en otras estaciones han sido descartadas. Para cada evento, componente y banda de frecuencia se ha tomado la razón espectral usando la ecuación (2.53). Finalmente en cada banda de frecuencia se ha tomado un promedio de las razones espectrales disponibles como valor representativo de los factores de sitio.

3.2.5. Inversión espectral de la coda

La selección de las amplitudes de la coda se realiza de forma similar a la que se describe en la sección previa, pero aquí, las amplitudes en otras estaciones no son descartadas si no existen registros válidos en la estación de referencia. El reto es acceder a los datos disponibles de las amplitudes espectrales para cada evento y formar las matrices \mathbf{G} y \mathbf{d} , según el esquema presentado en la Figura 2.11, para cada banda de frecuencia. En general se realizarán 40 inversiones siguiendo la aproximación de los mínimos cuadrados, sujeto a la restricción dada por la ecuación (2.36). Los niveles de confiabilidad de las soluciones fueron calculados usando la ecuación (2.33). Debido a que no existe ningún tipo de información a priori de la varianza en las mediciones σ_d^2 , ésta fue estimada usando la ecuación (2.34).

En el proceso automático de construcción de las matrices \mathbf{G} y \mathbf{d} , se ha verificado que al menos exista una medida válida de amplitud (en las diferentes estaciones) para cada evento, caso contrario se reduce el número de parámetros a estimar, pues se remueve el término de fuente s_i asociado al evento que no supera los niveles de ruido, para una determinada frecuencia.

3.2.6. Inversión espectral de la onda S

Para el análisis espectral de los efectos de sitio se ha escogido una ventana en cada estación que contenga las diferentes fases de la onda \mathbf{S} (ventanas grises, Figura 3.11), tomando como referencia el primer arribo de la onda \mathbf{S} a cada estación (líneas entrecortadas rojas, Figura 3.11). De manera similar se ha tomado una ventana previo al origen del evento para analizar el ruido ambiental (ventana azul, Figura 3.11) y finalmente, cada ventana ha sido transformada al dominio espectral y su amplitud suavizada en las bandas de frecuencia previamente definidas. También se comprobó que la amplitud de la onda \mathbf{S} , cumpla la misma condición de ruido impuesta en las tres últimas me-

todologías. Las distancias desde el origen espacial del evento a cada estación han sido calculadas de antemano con la finalidad de corregir el espectro de la onda \mathbf{S} , debido a la atenuación geométrica de la energía. El cálculo de las distancias hipocentrales se realizó usando las coordenadas de latitud, longitud y altura (o profundidad) de los eventos sísmicos y de las estaciones.

Para cada frecuencia se han construido las matrices \mathbf{G} , \mathbf{d} y \mathbf{C} según los esquemas mostrados en las Figuras 2.13 y 2.14. Análogamente se han calculado los valores de \mathbf{m} y estimado σ_d^2 , usando las ecuaciones (2.36) y (2.34), respectivamente.

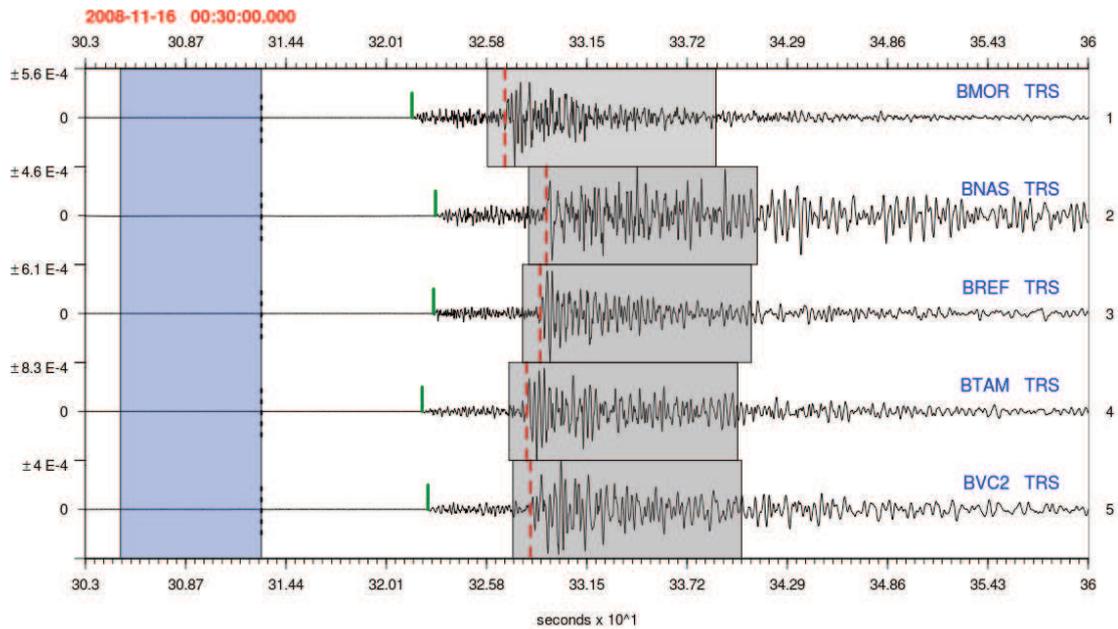


Figura 3.11: Ventanas seleccionadas para el cálculo del espectro de amplitudes de la onda \mathbf{S} en cada estación. Las líneas verde y roja indican el arribo de las ondas \mathbf{P} y \mathbf{S} , respectivamente. En esta figura se muestran las ventanas (color gris) conteniendo la onda \mathbf{S} para cada estación, además una capa azul previo al origen del evento indica las ventanas de ruido tomadas.

3.2.7. Refinamiento: Norma L_1

Para reducir el impacto de los datos atípicos en la estimación de los parámetros del modelo, se emplea aquí la norma L_1 . Con tal objetivo se usará la relación (2.39), que es un sistema de ecuaciones no lineales, debido a que \mathbf{R} no es una función lineal de \mathbf{m} . Entonces, es apropiado usar el algoritmo iterativo IRLS⁵ para resolver este tipo de ecuaciones [9].

⁵“Iteratively reweighted least squares”

El procedimiento para hacerlo es tomar \mathbf{m}^0 igual a la solución de los mínimos cuadrados $\tilde{\mathbf{m}}$. Después, se calcula el correspondiente vector de residuos $\mathbf{r}^0 = \mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}^0$ para construir la matriz de pesos \mathbf{R}^0 y, finalmente $\mathbf{m}^1 = [\mathbf{G}^T \mathbf{R}^0 \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{R}^0 \mathbf{d}$. Este proceso se repite hasta que el vector de modelos y residuos converjan. Una típica regla para detener el proceso de iteración es [9]:

$$\frac{\|\mathbf{m}^{k+1} - \mathbf{m}^k\|_2}{1 + \|\mathbf{m}^{k+1}\|_2} < \tau \quad (3.6)$$

siendo τ un valor de tolerancia para la convergencia. Si algún elemento del vector de residuos \mathbf{r} llega a ser cero, el vector de pesos \mathbf{R} está indefinido, esto puede superarse seleccionado un valor de tolerancia ϵ suficientemente pequeño, tal que si $|r_i| < \epsilon$, entonces $R_{ii} = 1/\epsilon$. Realizando esta modificación se puede mostrar que siempre el resultado converge a la solución que minimiza a \mathbf{r} , usando la norma L_1 [9]. En la sección 4.2.3 se indican los valores de τ y ϵ , empleados durante este proceso.

Propagación del error

No existe una manera simple en la que las incertidumbres presentes en las mediciones se propagan hacia los parámetros estimados del modelo, cuando se utiliza un algoritmo como el IRLS. En tal caso es conveniente simular una colección de medidas ruidosas y examinar la estadística de los resultados calculados.

El primer paso es calcular \mathbf{m}_{L_1} a partir del vector de medidas \mathbf{d} , a continuación se repite el proceso q veces añadiendo un vector de ruido $\boldsymbol{\eta}_i$ a las mediciones:

$$\mathbf{G}\mathbf{m}_{L_1,i} = \mathbf{d} + \boldsymbol{\eta}_i \quad (3.7)$$

Para cada medida perturbada se calcula el valor de dispersión de $\mathbf{m}_{L_1,i}$ con respecto a \mathbf{m}_{L_1} y se lo almacena en las filas de una matriz \mathbf{A} :

$$\mathbf{A}_{i,\cdot} = \mathbf{m}_{L_1,i} - \mathbf{m}_{L_1} \quad (3.8)$$

entonces una estimación empírica de la covarianza de \mathbf{m}_{L_1} es:

$$\text{cov } \mathbf{m}_{L_1} = \frac{\mathbf{A}^T \mathbf{A}}{q} \quad (3.9)$$

Los vectores de $\boldsymbol{\eta}_i$ fueron simulados asumiendo al ruido como un proceso aleatorio que sigue una distribución normal con desviación estándar estimada a partir de la ecuación (2.34).

3.3. Metodología para el cálculo del Índice Sísmico

Definición: Una serie de tiempo es una secuencia de datos, observaciones o valores que se encuentran ordenados cronológicamente.

Debido a la forma de adquisición y almacenamiento de los datos sísmicos de la red de Cotopaxi, el primer paso es construir archivos sísmicos de 1 día a partir de aquellos de un minuto, para todas las estaciones y componentes desde 2006 hasta 2011. Después se debe realizar una corrección de la información sísmica debido a los procesos de digitalización y de respuesta instrumental. Para cada archivo sísmico de 1 día, de una estación y una componente en particular se calcula el espectro de potencia de la señal, dividiéndola en intervalos de una hora y para bandas de frecuencias centradas en 0.15, 0.25, 0.35, ..., 19.85 Hz, con ancho igual ± 0.1 Hz. Antes del cálculo de los espectros de potencia se han removido los eventos tectónicos no relacionados con la actividad sísmica del volcán, así como datos corruptos o erróneos debido a algún problema del sensor o del proceso de adquisición y procesamiento. En cada hora, que se calculó el espectro de potencia se revisó que exista información sísmica de al menos media hora, caso contrario se descartó esa ventana temporal. Para ventanas temporales con información sísmica menor que una hora pero mayor a la media hora se normalizó el espectro respecto a una hora, usando una regla de tres simple.

Una vez lista la base para el índice (los espectros diarios), se han creado archivos binarios donde toda la información sísmica se almacena distinguiendo estación y componente para los seis años (2006-2011). Posterior a esto, los espectros de potencia se corrigen por los efectos de sitio, dependiendo qué banda de frecuencia se esté analizando. En general se analizaron bandas de frecuencias cuyo límite inferior sea mayor que 1 Hz, esto con la finalidad de filtrar los telesismos⁶.

Para cada estación fue construida una serie de tiempo ϖ que abarque la energía total registrada (dada una banda de frecuencia) en las componentes horizontales y en la componente vertical del sensor sísmico de velocidad, en una sola variable y, dependiendo de la precisión temporal que se desee, los programas aquí desarrollados tienen la opción de visualizar la evolución de la energía acumulada cada determinado período de tiempo, por ejemplo días, semanas, meses, etc. El siguiente paso es encontrar un valor característico o base de la serie de tiempo que represente al volcán en su estado energético habitual. La búsqueda de este valor se realiza primero, escogiendo los valores

⁶Sismo originado a distancias mayores que 1000 Km, desde el lugar donde se lo registra.

de la serie de tiempo ϖ_j que cumplan la condición:

$$|\varpi_j - \text{mediana}(\varpi)| \leq 2 \cdot \text{mad}(\varpi) \quad (3.10)$$

donde “mad” es el acrónimo de “*Median Absolute Deviation*”, es decir $\text{mad}(\varpi) = b \cdot \text{mediana}|\varpi_j - \text{mediana}(\varpi)|$. Si ϖ es una variable con una distribución normal, entonces $b = 1.4826$ [51]. Se usa “mad” como medida de dispersión ya que es robusta frente a los datos atípicos. Una vez con el subconjunto de datos resultantes del filtrado a través de la ecuación (3.10), se escoge como valor base ϖ_b , al valor tal que el 99% de datos de este subconjunto son menores o iguales él. Este valor base o característico del volcán permitirá evaluar más adelante las anomalías en la dinámica del volcán.

Entonces el Índice Sísmico es calculado usando:

$$\text{Índice Sísmico} = \frac{\varpi}{\varpi_b} = \frac{\frac{E_V}{S_V^2} + 4 \cdot \frac{E_{NS} + E_{EW}}{[S_R + S_T]^2}}{\varpi_b} \quad (3.11)$$

donde E_V , E_{NS} y E_{EW} , son los espectros de potencia de las componentes vertical, norte-sur y este-oeste, respectivamente, S_V , S_R y S_T son los factores de sitio calculados en las componentes vertical, radial y transversal, respectivamente. Se realizan las correcciones de los efectos de sitio en cada espectro de potencia, dividiéndolos para el cuadrado de los factores de sitio, debido que estos fueron calculados únicamente las amplitudes de las ondas sísmicas. Los espectros de potencia horizontales fueron corregidos usando el promedio de los factores de sitio obtenidos en las componentes radial y transversal.

El espectro de potencia es igual a la suma de los cuadrados de los coeficientes de Fourier. Entonces, realmente los archivos raíz que se usan para calcular el índice son densidades del espectro de potencia, por banda de frecuencia. Se escogió el espectro de potencia de las señales sísmicas para la construcción del índice, ya que refleja la energía de la señal y, físicamente, al ser registros de velocidad, el cuadrado de la señal sísmica esta relacionado con el valor de la energía cinética de los registros sísmicos. Más aún, si en primera aproximación, se considerase ondas planas llegando a los sensores, dicho cuadrado también estaría relacionado con la energía potencial y, por lo tanto, con la energía total del sistema. Por el teorema de Parseval⁷, es equivalente analizar el cuadrado de la señal sísmica en el dominio espectral o temporal.

⁷Sea $x(t)$ un función temporal y $|X(f)|$ sus coeficiente de Fourier, entonces $\int_{-\infty}^{\infty} |x(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |X(f)|^2 df$

Capítulo 4

Resultados y discusiones

4.1. Factor de calidad: Q_c

Con el propósito de probar la robustez del modelo de retro-dispersión simple (ecuación (3.5)), así como, para encontrar los parámetros idóneos para esta metodología, se ha ubicado el inicio de la coda a dos, tres y cuatro veces el tiempo de viaje de la onda **S** desde el origen a la estación más lejana, además esto permitirá cuantificar para qué tiempo el decaimiento de la coda es más estable. Dependiendo donde se haya ubicado el origen de la coda se ha modificado el tamaño de las once ventanas y el porcentaje de solapamiento entre ellas, como se indica en la leyenda de la Figura 4.1. Para la búsqueda de los parámetros idóneos, y para probar la robustez del modelo de retro-dispersión simple se usaron los registros sísmicos verticales de la estación de referencia BVC2 (Tabla A.1), esto porque la estación está ubicada sobre suelo consolidado y los efectos de sitio son mínimos sobre la forma de onda. Se tomó solo la componente vertical, porque las amplitudes de la coda son similares entre las componentes para eventos de magnitud menor que 5 [53]. En la Figura 4.1 se presentan los valores del inverso del factor de calidad Q_c^{-1} , como función de la frecuencia obtenidos en la estación BVC2. Se utiliza el inverso del factor de calidad de la coda para las discusiones y presentación de resultados, para facilitar la comparación con otros trabajos.

La interacción de las ondas sísmicas con las heterogeneidades aumenta a medida que la longitud de onda disminuye (la frecuencia principal de las ondas aumenta), entonces es de esperar un comportamiento decreciente de Q_c^{-1} con el aumento de la frecuencia (Figura 4.1). Los valores de Q_c están dentro del rango previsto en otros estudios; en general el valor de Q_c^{-1} es alrededor de 10^{-2} a 1 Hz y decrece hasta 10^{-3} para bandas de frecuencia cercanas a 20 Hz (véase Sato et al., (2012) pp. 81, para valores de Q_c medidos en diferentes regiones del mundo).

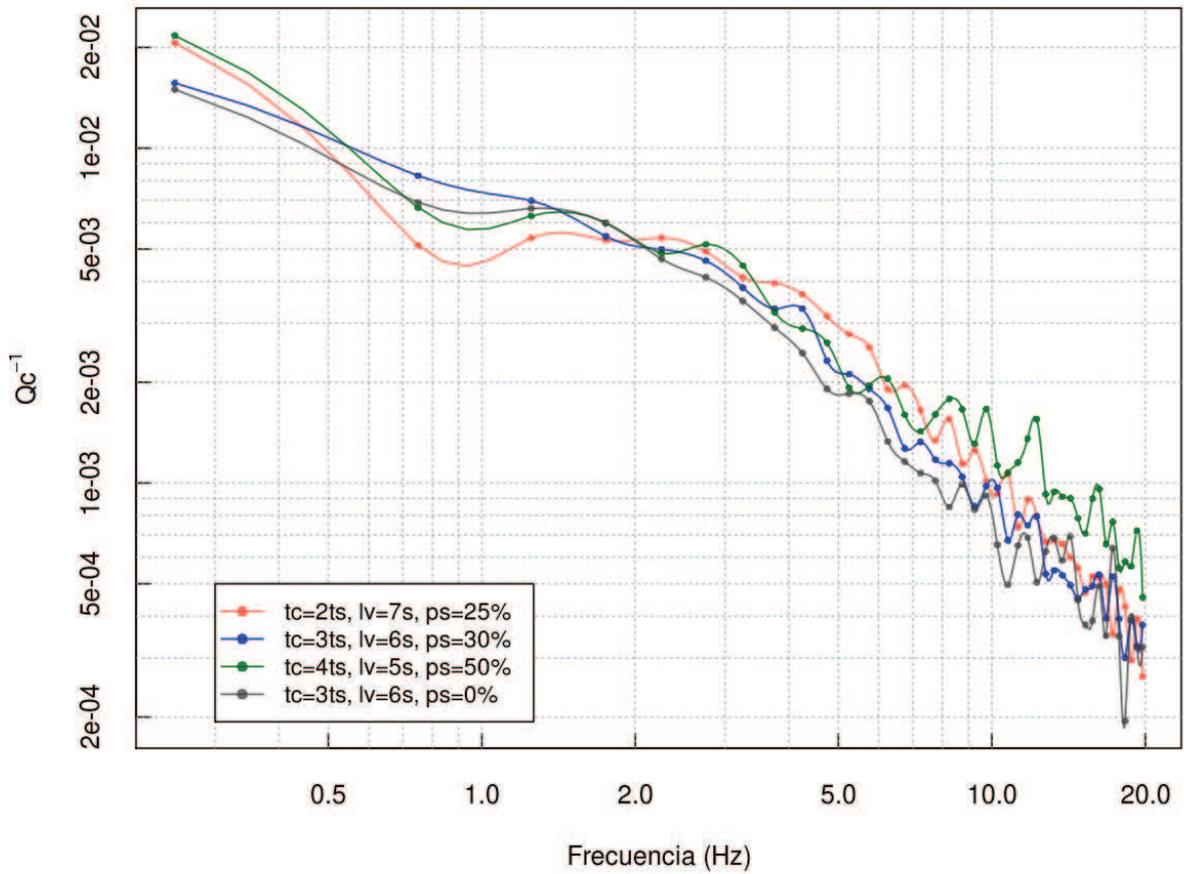


Figura 4.1: Factores de calidad calculados en la estación BVC2 usando la componente vertical. Donde tc indica el inicio de la coda, ts es el tiempo de arribo de la onda S a la estación más lejana medida desde el origen del evento, lv es el tamaño de cada ventana y ps es el porcentaje de solapamiento entre las ventanas.

Sin importar los parámetros que se han escogido para calcular el factor de calidad en la estación BVC2, en la Figura 4.1 se observa que el método de retro-dispersión simple produce factores de calidad similares, y por lo tanto se puede concluir que es una metodología robusta frente al cambio de parámetros para el análisis de la coda. Sin embargo la curva (línea azul) obtenida fijando el inicio de la coda a tres veces el tiempo de arribo de la onda S a la estación más lejana y un porcentaje de solapamiento del 30% posee un decaimiento más uniforme y suavizado que las otras curvas. Con tales motivos, para la comparación del decaimiento de la coda entre las estaciones y componentes (Figura 4.2), se ha fijado el tiempo de inicio de la coda igual a tres veces el tiempo de arribo de la onda S a la estación más lejana. La longitud de cada una de las once ventanas fue fijada en seis segundos para el análisis de la coda, con un 30% de solapamiento entre ellas y por último una ventana de ocho segundos para el análisis de ruido ambiental.

En las Figuras 4.1 y 4.2 se observa que para valores de frecuencia superiores a 10 Hz el proceso de atenuación intrínseco de la señal en los alrededores del volcán Cotopaxi es marcado (valores de Q_c^{-1} inferiores a 10^{-3}), esto posiblemente se debe a que el Cotopaxi es un estratovolcán compuesto por múltiples depósitos de diferentes composiciones que atenúan rápidamente la señal o por la presencia de grietas o anomalías geológicas, que igualmente atenúan rápidamente a la señal sísmica.

La dependencia del factor de calidad con la frecuencia puede expresarse empleando la relación empírica: $Q_c = Q_o f^\nu$, para valores de $f > 1Hz$ [53]. Entonces ya que en el presente estudio no es de interés calcular estrictamente los valores de Q_o y ν , se presenta una aproximación preliminar usando un ajuste de mínimos cuadrados, del promedio de todos los datos obtenidos en cada estación y componente (Tabla A.2), entonces:

$$Q_c \approx 81.614 f^{1.114} \quad (4.1)$$

Los valores de Q_o y ν , aquí obtenidos se encuentran en el mismo rango que aquellos obtenidos por Paul et al. (2003) y Ramón y Vega (2003). No se puede realizar una comparación más detallada de estos valores ya que es la primera vez que se los calcula en el volcán Cotopaxi.

La similitud entre las curvas presentadas en la Figura 4.2, permite asumir que el proceso de conversión de la energía sísmica en calor es semejante en la región donde la red sísmica fue instalada y por ende el decaimiento de la coda de la señal sísmica es semejante entre las estaciones BMOR, BNAS, BREF, BTAM y BVC2. Por lo tanto, es adecuado aceptar la razón directa espectral de la coda como método válido para cuantificar los efectos de sitio, así como la inversión del espectro de amplitud de la coda sísmica.

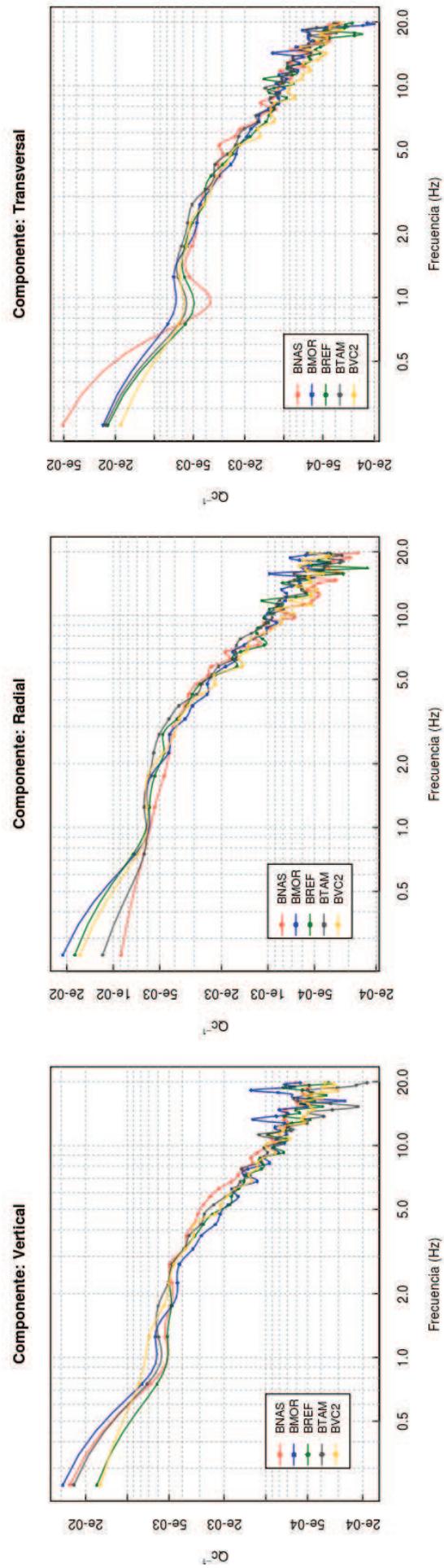


Figura 4.2: Comparación de los factores de calidad calculados en las estaciones: BMOR, BNAS, BREF, BTAM y BVC2.

4.2. Efectos de sitio

Para el estudio y cuantificación de los efectos de sitio se han usado los eventos listados en la Tabla A.1 y, dependiendo de los requerimientos de cada metodología, estos eventos han sido aceptados o rechazados.

4.2.1. Razón e inversión espectral de la coda

Para probar la robustez y para encontrar los mejores parámetros a utilizarse en las metodologías se han escogido varios tamaños de ventana, durante el cálculo los factores de sitio a partir de la coda de la señal sísmica.

La primera ventana para el análisis de la coda se escogió inmediatamente después de dos veces el tiempo de arribo de la onda **S** a la estación más lejana, y se seleccionó una ventana de veinte segundos con el fin de tomar la suficiente cantidad de ciclos de ondas de baja frecuencia. Además se tomó una ventana de diez segundos previo al origen del evento para la cuantificación de ruido ambiental.

La segunda ventana se tomó después de tres veces el tiempo de viaje de la onda **S** hasta la estación más lejana, y se redujo de veinte a quince segundos el tamaño de la ventana para el análisis de la coda. Análogamente se redujo la ventana para la cuantificación del ruido de diez a ocho segundos.

Por último se escogió una ventana de diez segundos después de cuatro veces el tiempo empleado por la onda **S** para llegar a la estación más lejana desde el origen, y se tomó una ventana de ocho segundos para el análisis del ruido ambiental. En este caso se disminuyó considerablemente el tamaño de la ventana para no tomar secciones temporales donde los niveles de ruido ambiental son comparables con la señal sísmica.

En las dos metodologías se escogieron los mismos tamaños de ventanas con el propósito de facilitar la comparación de los resultados. Usando BVC2 como estación de referencia, en las Figuras 4.3, 4.4 y 4.5, se presentan los resultados de los factores de sitio calculados en las componentes vertical, radial y transversal, respectivamente, en las cuatro estaciones usando la metodología de la razón espectral. También se exhiben los resultados obtenidos de los factores de sitio, empleando la inversión espectral en las Figuras 4.6, 4.7 y 4.8 para las componentes vertical, radial y transversal, respectivamente.

En las Figuras 4.3-4.8, t_c indica el tiempo de inicio de la coda, t_s es el tiempo empleado por la onda **S** para viajar desde el origen del evento a la estación más lejana,

lv es la longitud de la ventana para el análisis de la coda y lr es la longitud de ventana para el análisis de ruido ambiental. En estas figuras no se muestran los niveles de confianza, para no sobrecargar los gráficos y facilitar una interpretación de los mismos. En los anexos se presentan los factores de sitio junto a los niveles de confianza.

Parámetros representativos

A continuación se discuten qué parámetros tc , lr y lv son los mejores para calcular los factores de sitio a través de las metodologías de la razón espectral de la coda e inversión espectral de la coda.

En las Figuras 4.3-4.8, se observa que los resultados entre las sub-metodologías son similares. Sin embargo, cuando se tomó el inicio de la coda a cuatro veces el tiempo de viaje de la onda **S** a la estación más lejana (líneas verdes), se observa la aparición de picos en las curvas y pérdida de uniformidad y suavizado en algunos casos. Lo mencionado se puede observar en la Figura 4.4 para la estación BMOR alrededor de 9 Hz y para la estación BTAM entre 6 y 10 Hz, esto también es visible en la Figura 4.5, en donde a partir de 10 Hz la curva para la estación BMOR pierde uniformidad y grandes picos están presentes, similarmente en las estaciones BREF y BNAS los factores de sitio calculados después de 10 Hz tienen a aumentar, sin estabilizarse. De igual manera cuando se usó el inversión espectral de la coda y se fijó el inicio de la coda a cuatro veces el tiempo de viaje de la onda **S** a la estación más lejana, se observan picos atípicos en las gráficas, por ejemplo, en la Figura 4.8 en todas las estaciones se observa gran variabilidad de las curvas a partir de 15 Hz. Estos picos que acompañan las curvas pueden ser causados debido a que la porción de la coda que se estudia posee altos niveles de ruido, especialmente en bandas de alta frecuencia.

En algunos casos no se definen claramente los factores de sitio, sin importar el tamaño ni la ubicación temporal de las ventanas que se utilizan para analizar los efectos de sitio, a través de razón espectral, ya que existe un variabilidad apreciable entre las curvas. Por ejemplo, en la Figura 4.5, los factores de sitio para las estaciones de BTAM y BNAS a partir de 15 Hz, están alejados entre las sub-metodologías y no dan una idea clara de los valores reales de amplificación o amortiguamiento de la señal.

Si bien es cierto que varios autores (Bonilla et al. (1997), Sato et al. (2012)) sugieren que el inicio de la coda debe ser ubicado al menos a tres veces el tiempo de viaje de la onda **S** desde el origen del evento a la estación más lejana, para conseguir un decaimiento estable y común de la coda, se observa en las Figuras 4.3-4.8 que tomando una ventana lo suficientemente grande (20 s) y ubicando el inicio de la coda

en dos veces el tiempo de viaje de la onda **S**, los factores de sitio obtenidos tienen pequeñas diferencias y marcan una tendencia similar que aquellos donde el inicio de la coda fue tomado posterior a 3 veces el viaje de la onda **S**. Sin embargo, aparece un efecto interesante en la cuantificación de los efectos de sitio a través de la coda cuando progresivamente se aleja el inicio de la coda respecto al origen. Se observa que los factores de sitio aumentan progresivamente en estaciones donde la coda tiene una mayor permanencia temporal; esto se puede observar claramente en las Figuras 4.3, 4.4, 4.6 y 4.7 para la estación de BNAS entre 0.25 – 3 Hz aproximadamente. Por lo mencionado, es importante probar diferentes posiciones iniciales de la coda con el fin de cuantificar estos efectos adecuadamente.

Para evitar cambios bruscos de los factores de calidad entre bandas de frecuencia cercanas (picos) y para no subestimarlos o sobrestimarlos cuando se toma el inicio de la coda muy cercano o muy alejado, es adecuado fijar el inicio de la coda en tres veces el tiempo de viaje de la onda **S** desde el origen a la estación más lejana. Entonces, posteriormente en este trabajo se usarán los resultados obtenidos en la razón espectral de la coda e inversión espectral de la coda, cuando se fijó el inicio de la coda en tres veces el tiempo de viaje de la onda **S**.

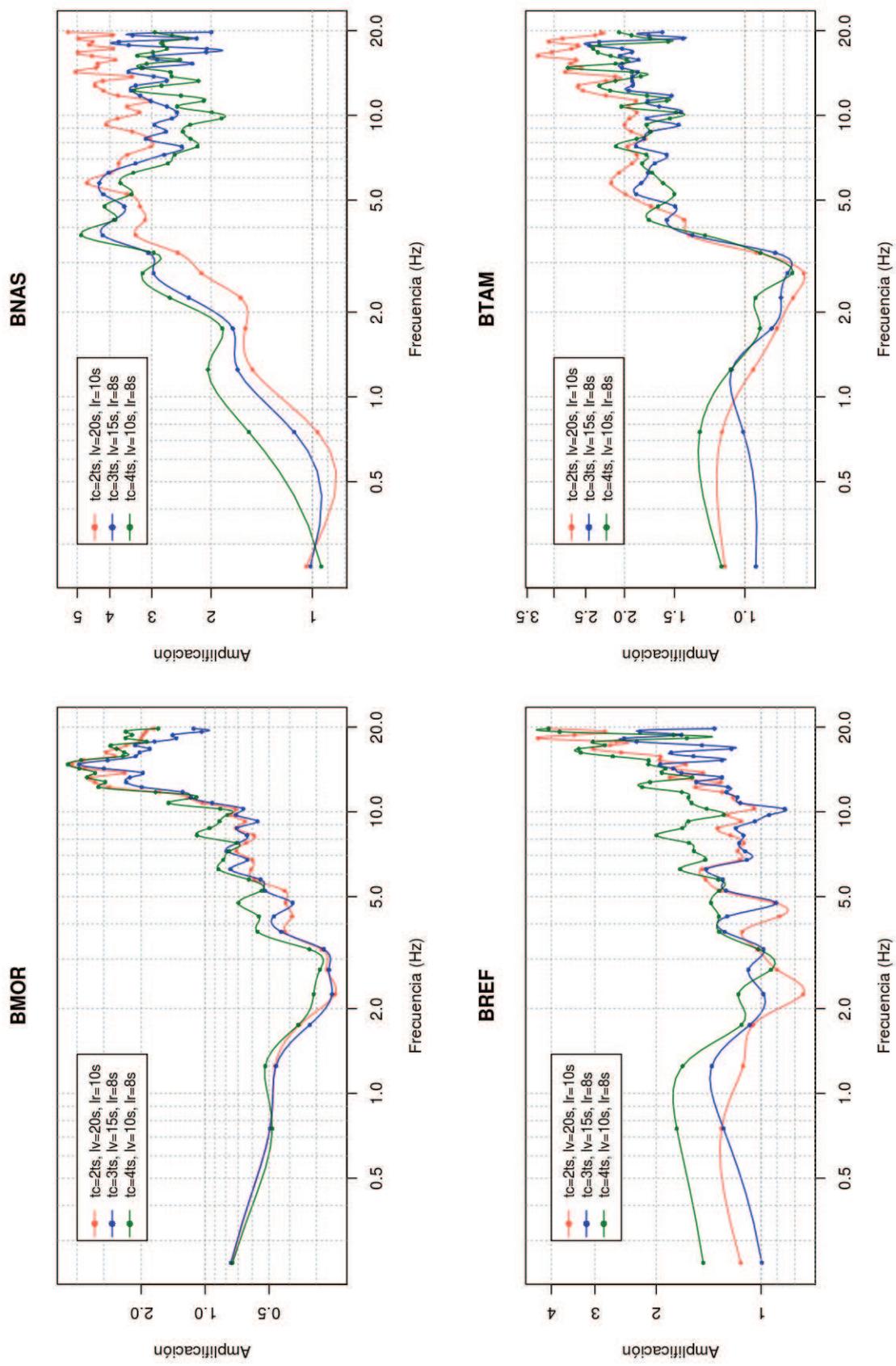


Figura 4.3: Factores de sitio calculados usando la razón espectral de la coda sísmica: Componente vertical

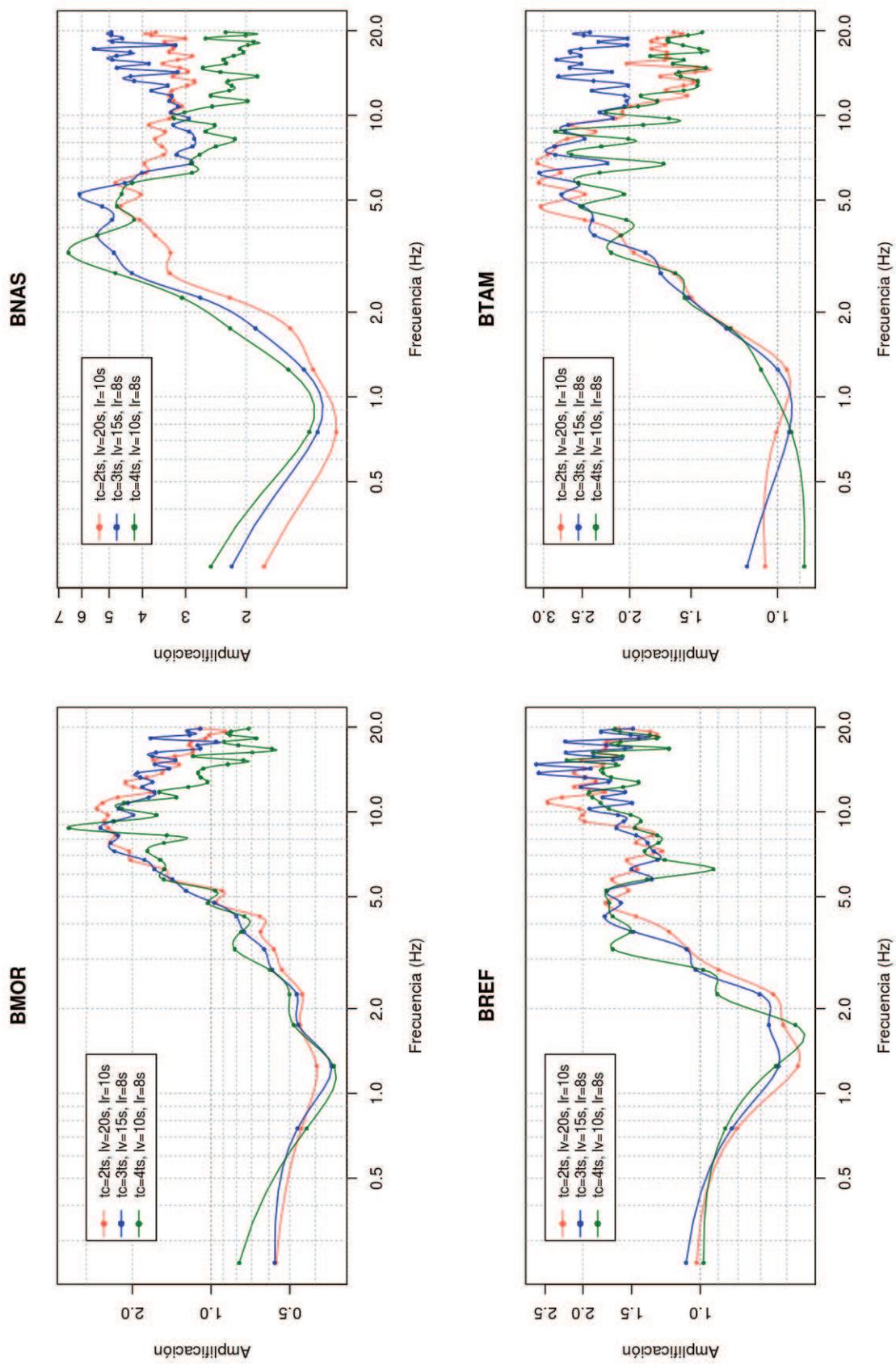


Figura 4.4: Factores de sitio calculados usando la razón espectral de la coda sísmica: Componente radial

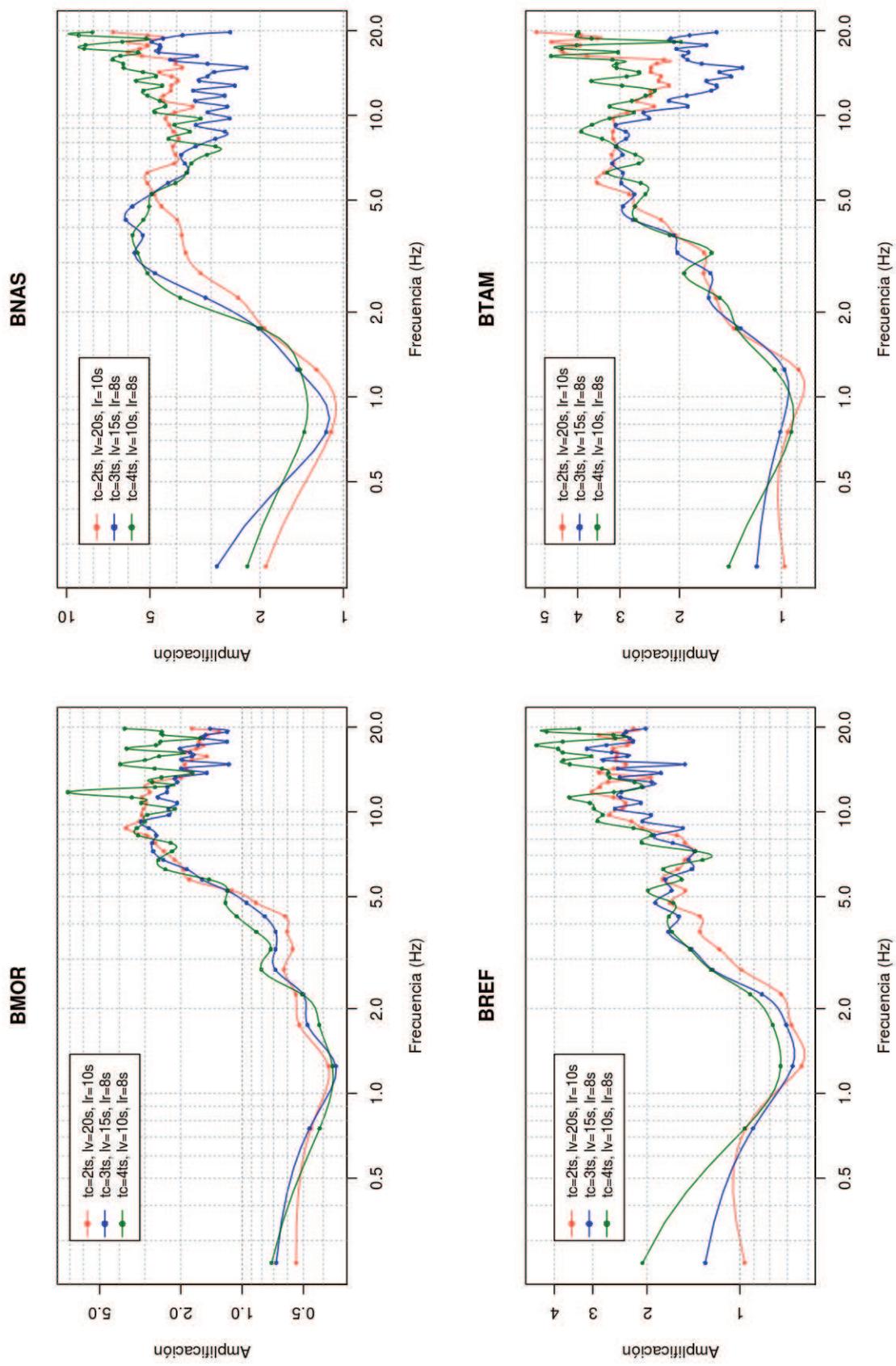


Figura 4.5: Factores de sitio calculados usando la razón espectral de la coda sísmica: Componente transversal

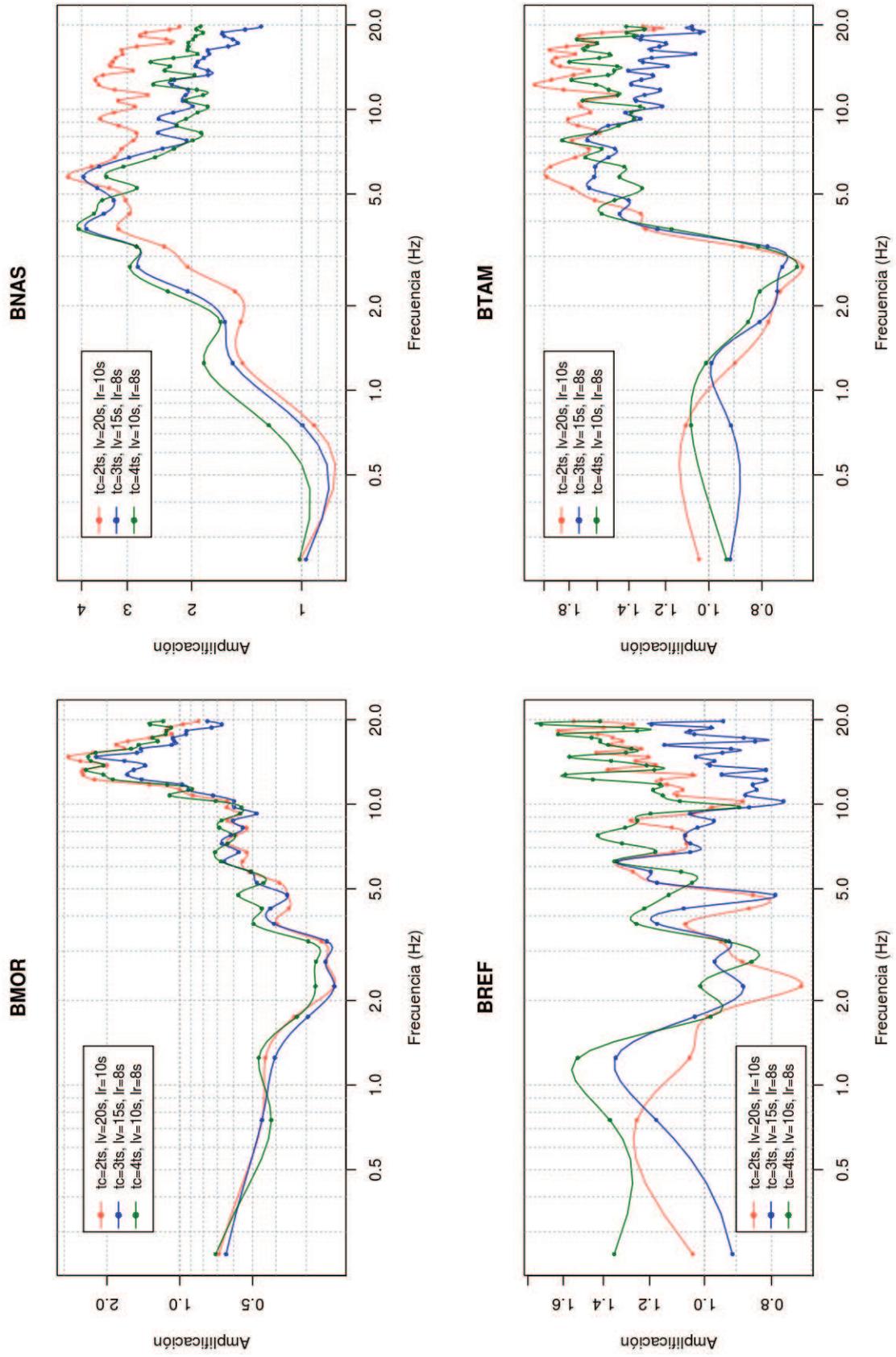


Figura 4.6: Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la coda sísmica: Componente vertical

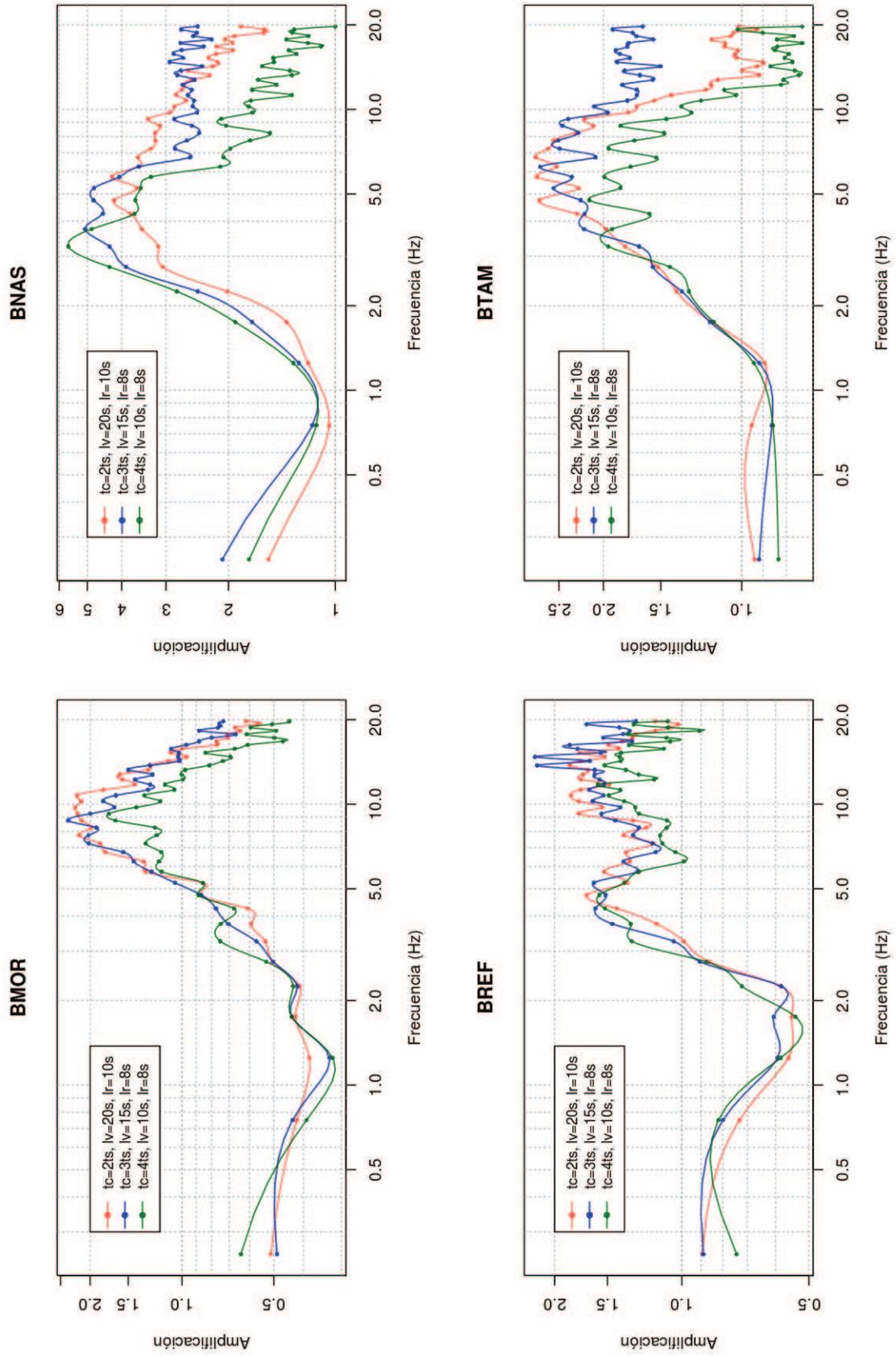


Figura 4.7: Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la coda sísmica: Componente radial

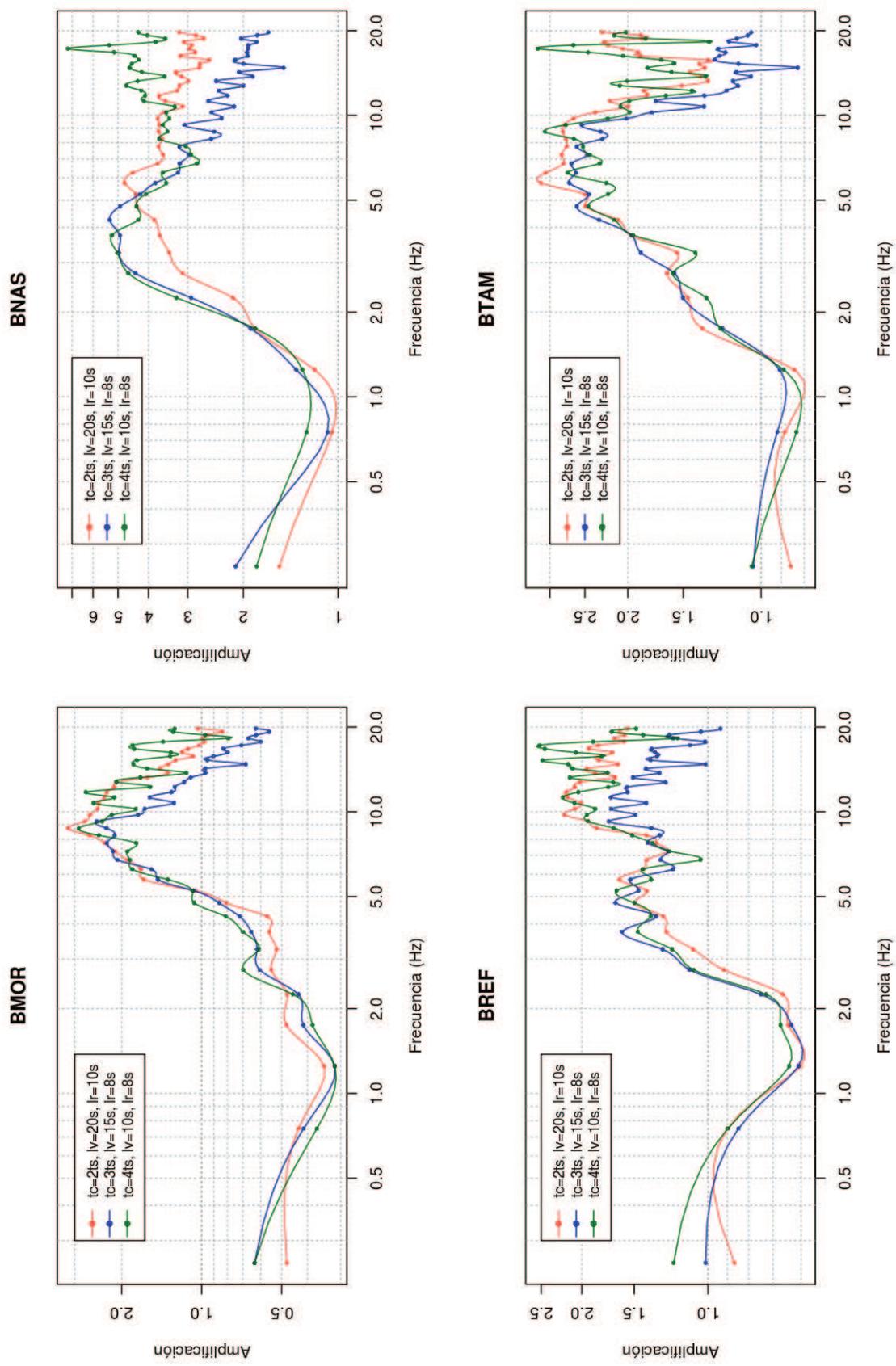


Figura 4.8: Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la coda sísmica: Componente transversal

4.2.2. Inversión espectral de la onda **S**

Varios tamaños de las ventanas que contienen a la onda **S** se han seleccionado para analizar los efectos de sitio a partir de la inversión espectral de la onda **S**, esto con el objetivo de encontrar los mejores parámetros para esta metodología. A continuación se detallan tres procedimientos que se utilizaron:

- Primero, se ha escogido para cada componente donde se registra el evento una ventana de cinco segundos justo después del primer arribo de la onda **S** a cada estación y, además, una ventana de cinco segundos antes del origen del evento para la cuantificación del ruido. En una ventana de cinco segundos se espera que las fases de mayor amplitud de la onda **S** estén presentes, por ejemplo, en la Figura 3.11 es suficiente tomar una ventana de 5 segundos para abarcar todas las fases de la onda **S** en las estaciones BREF, BMOR, BVC2 y BTAM, entonces es de esperarse que las principales fases de la onda **S** estén contenidas dentro de una ventana de 5 segundos para la estación BNAS.
- Segundo, se ha tomado una ventana de mayor tamaño, con el fin de no subestimar el contenido espectral de las ondas de baja frecuencia ($< 1Hz$). Entonces el comienzo de la ventana se ubicó un segundo antes del arribo de la onda **S** a cada estación y nueve segundos después, en total una ventana de diez segundos. También se tomó una ventana de ocho segundos para cuantificar el ruido ambiental, previo al origen del evento.
- Finalmente se tomó una ventana que abarque a todas las fases de las ondas **P** y **S**, para cada evento y estación. El inicio de la ventana de longitud variable se fijó con el primer arribo de la onda **P** a cada estación, y el final en dos veces el tiempo de viaje de la onda **S** desde el origen a cada estación. Una ventana de ocho segundos previo al origen del evento se tomó para el análisis de ruido.

En el primero y en el segundo procedimientos el valor de velocidad promedio de la onda **S**, durante el trayecto desde la fuente hasta cada estación, se ha supuesto igual a 3.5 km/s. Para el tercer procedimiento, debido a que se incluyen fases de la onda **P** en la ventana de estudio, el valor de velocidad promedio se ha fijando en 4.5 km/s. Los valores de velocidad propuestos para las ondas **P** y **S** están relacionados con el modelo de velocidades “asw” para el Ecuador, que nació a partir del “*Proyecto Cooperativo Internacional - Nariño*” en 1973 [42]. El modelo de velocidades se presenta en la Tabla 4.1. Ya que los eventos regionales utilizados en este trabajo tienen profundidades entre 0 y 30 Km (ver Tabla A.1), lo ideal es encontrar un promedio ponderado de velocidades según el ancho de cada capa como:

Tabla 4.1: Modelo “asw” de velocidades para las ondas **P** y **S**, en el Ecuador. V_p y V_s son las velocidades de las ondas **P** y **S**, respectivamente [42].

Profundidad (Km)	V_p (Km/s)	V_s (Km/s)
0.0	3.32	1.94
3.0	5.90	3.45
15.0	6.20	3.63
30.0	6.70	3.92
50.0	8.10	4.74

$$\overline{V_s} = \frac{3 \cdot 1.94 + 12 \cdot 3.45 + 3.63 \cdot 15}{30} = 3.389 \quad (4.2)$$

$$\overline{V_p V_s} = \frac{3 \cdot (3.32 + 1.94) + 12 \cdot (5.9 + 3.45) + 15 \cdot (6.2 + 3.63)}{2 \cdot 30} = 4.591 \quad (4.3)$$

donde $\overline{V_s}$ y $\overline{V_p V_s}$ son los valores de velocidad promedios ponderados para la onda **S** y para las ondas **S** y **P**, respectivamente. Si bien es cierto que los valores calculados de $\overline{V_s} = 3.389$ km/s y $\overline{V_p V_s} = 4.591$ km/s no corresponden exactamente con los valores utilizados en la inversión espectral de la onda **S**, estos muestran buena concordancia.

Los factores sitio calculados a través de la inversión espectral de la onda **S** para las componentes vertical, radial y transversal, se muestran las Figuras 4.9, 4.10 y 4.11, respectivamente, usando a la estación BVC2 como referencia. En las Figuras 4.9-4.11, lv indica la longitud de ventana usada para el análisis de la onda **S**, lr es la longitud de ventana para el análisis del ruido ambiental, st es el tiempo de viaje de la onda **S** desde el origen a cada estación e ip es el tiempo de viaje de la onda **P** desde el origen a cada estación. No se presentan los niveles de confianza de los resultados, con el objetivo de no sobrecargar los gráficos. En los anexos se presentan los valores de efectos de sitio, con sus correspondientes intervalos de confianza.

Parámetros representativos

A continuación se discuten los resultados obtenidos usando el primero, segundo y tercero procedimientos, y mediante cuál de ellos se obtienen los mejores resultados.

En las Figuras 4.9-4.11 pueden apreciarse pequeñas fluctuaciones en el primer procedimiento (líneas anaranjadas) usado para el cálculo de los efectos de sitio a partir de la onda **S**. Esto puede ser causado por una subestimación del contenido espectral de la onda **S**, cuando se toma ventanas de 5 segundos. Por otro lado, el modelo presentado en la ecuación (2.63), parece responder adecuadamente cuando se incluye la onda **P**, en la inversión espectral, siempre y cuando se realice un ajuste de la velocidad promedio

en dicha ecuación. En general, la inversión espectral de la onda \mathbf{S} parece ser robusta frente al cambio del tamaño o selección temporal de las ventanas que contienen a las ondas \mathbf{S} . Más adelante se compararán los resultados obtenidos a través del segundo procedimiento propuesto para la inversión del espectro de la onda \mathbf{S} , con los resultados de los factores de sitio obtenidos a partir de la coda. Estos resultados también serán usados para el refinamiento en norma L_1 .

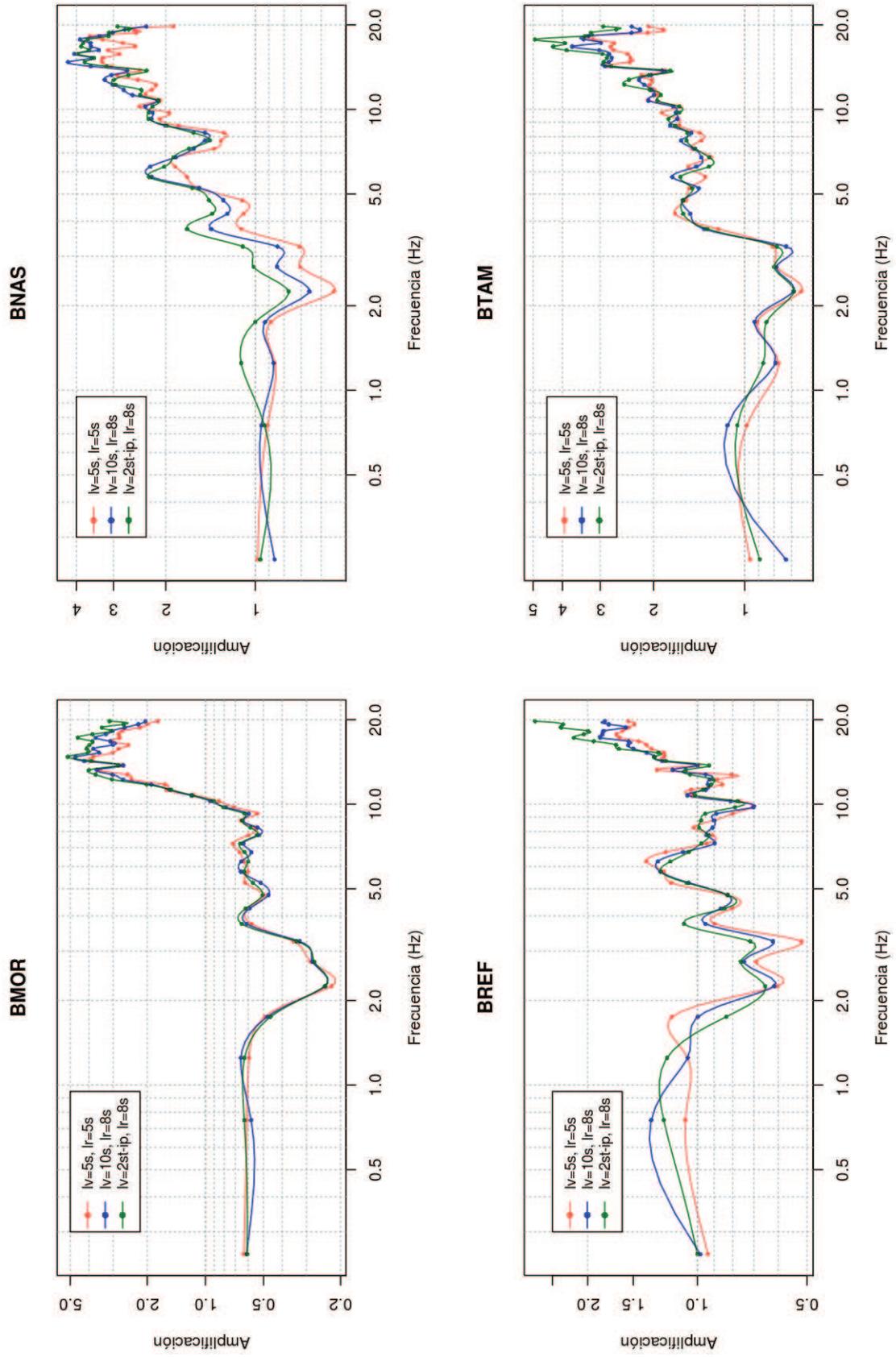


Figura 4.9: Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la onda S: Componente vertical

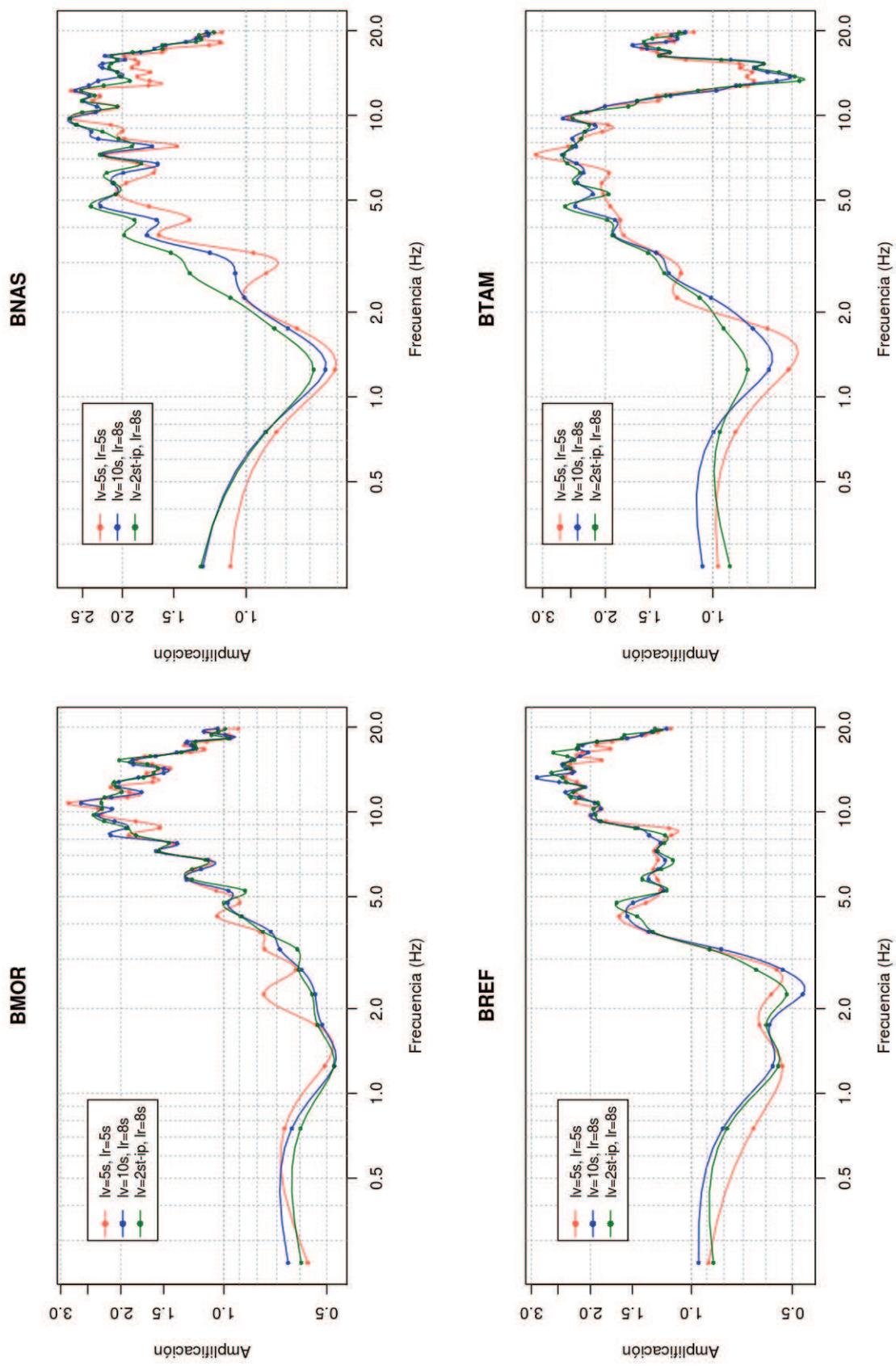


Figura 4.10: Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la onda S: Componente radial

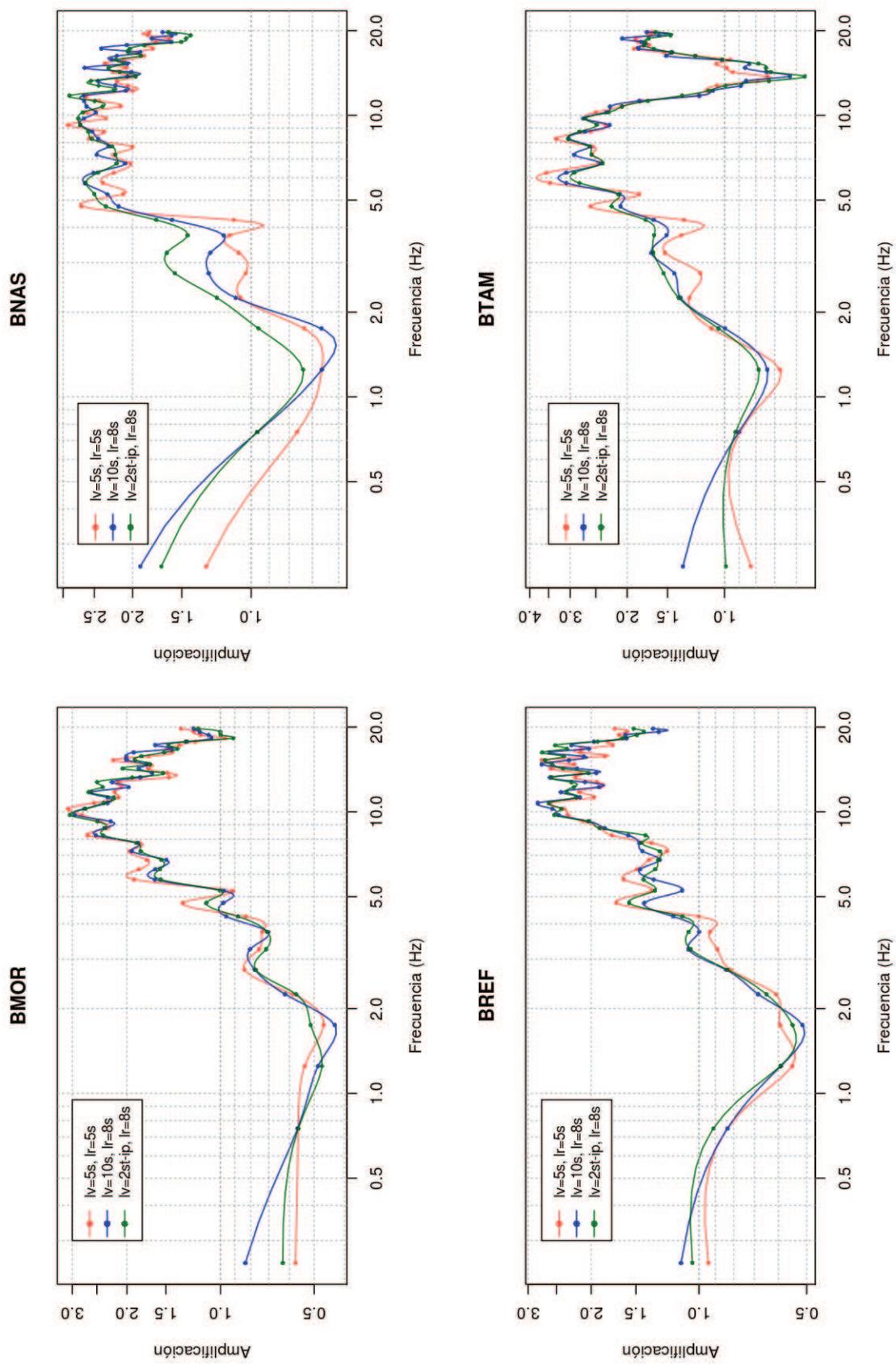


Figura 4.11: Factores de sitio calculados usando la inversión espectral de la onda S: Componente transversal

4.2.3. Refinamiento: norma L1

Para el refinamiento de los resultados obtenidos usando la inversión espectral de la coda sísmica o de la onda \mathbf{S} , se han escogido $\tau = 0.00001$ y $\epsilon = 1 \times 10^{-7}$, entonces la condición de convergencia dada en la ecuación (3.6), se transforma en:

$$\frac{\|\mathbf{m}^{k+1} - \mathbf{m}^k\|_2}{1 + \|\mathbf{m}^{k+1}\|_2} < 0.00001 \quad (4.4)$$

Se tomó $\epsilon = 1 \times 10^{-7}$, ya que para valores más pequeños la matriz $\mathbf{G}^T \mathbf{R}^k \mathbf{G}$ no era invertible debido a la precisión con la que trabaja el programa R , y además se tomó $\tau = 0.00001$, porque se consideró que es lo suficientemente pequeño para restringir la distancia entre \mathbf{m}^{k+1} y \mathbf{m}^k y porque la convergencia se alcanzaba en pocos segundos.

De aquí en adelante se considera a los resultados sin refinar como \mathbf{m}_{L2} y a los refinados como \mathbf{m}_{L1} , caso que se indique lo contrario.

Una vez refinados los factores de sitio obtenidos en la inversión espectral de la coda, se observan en las Figuras 4.12, 4.13 y 4.14, que en algunos casos aparecen picos más pronunciados y las curvas tienen una menor estabilidad para frecuencias mayores a 10 Hz. Por ejemplo, en la Figura 4.12, se observa que para las estaciones BNAS, BREF y BTAM a partir de 10 Hz hay grandes picos (líneas azules) y pérdida de uniformidad y suavizado en las curvas. Por lo tanto, se concluye que en este caso el refinamiento de las soluciones no ayuda a mejorar la cuantificación de los efectos de sitio, entonces cuando se comparen los resultados obtenidos en la inversión de la coda, con las metodologías de la razón espectral de la coda e inversión de la onda \mathbf{S} , no se usarán los datos refinados.

El proceso de refinamiento en norma L_1 realizado a los factores de sitio obtenidos en la inversión del espectro de la onda \mathbf{S} , muestra que los datos empleados son de alta calidad y consistencia, ya que en la mayor parte de bandas de frecuencia o componentes donde se realizó el refinamiento (Figuras 4.15, 4.16, 4.17), no aparece información adicional que marque nuevas tendencias de los factores de sitio ya obtenidos previamente; esto posiblemente se debe a la escasa presencia de datos atípicos.

Un estimado de la covarianza de \mathbf{m}_{L1} fue calculado usando 5000 iteraciones por Monte Carlo de la ecuación (3.8). Este proceso se realizó únicamente para la banda de frecuencia de 6.5 – 7.0 Hz en la componente vertical, empleando las metodologías de inversión de la coda y de la onda \mathbf{S} , debido a que la estimación de la varianza por Monte Carlo requiere grandes cantidades de tiempo y recursos computacionales.

Las simulaciones para la estimación de la covarianza se realizaron usando una portátil HP modelo 2145dx con un procesador AMD Turion II dual core (2.3 GHz), 4 Gb de memoria RAM (800 MHz) y un disco de 320 GB (7200 RPM). En el caso de la inversión espectral de la coda la simulación tomó 9 minutos y 43 segundos, mientras que para la inversión espectral de la onda **S** la simulación tomó 25 minutos y 17 segundos. En un futuro, si se considera de importancia conocer los intervalos de confianza, se podría traducir los programas desarrollados aquí a lenguajes básicos de programación como *Fortran* o *C*, que son famosos por su rapidez de cálculo y eficiencia. En las Figura 4.22 se presentan las 5000 realizaciones por Monte Carlo junto con los resultados \mathbf{m}_{L2} y \mathbf{m}_{L1} , para las metodologías de inversión. En la Tabla 4.2 se presentan los logaritmos en base 10 de los efectos de sitio y de sus intervalos de confianza.

Tabla 4.2: Factores de sitio calculados usando las metodologías de inversión y posterior a esto refinadas aplicando la norma L_1 , junto con sus desviaciones estándar calculadas por Monte Carlo.

		Factores de sitio
Metodología	Estación	6.5-7 Hz
Coda	BMOR	-0.214 ± 0.021
Coda	BNAS	0.444 ± 0.021
Coda	BREF	0.016 ± 0.021
Coda	BTAM	0.205 ± 0.021
Onda S	BMOR	-0.241 ± 0.037
Onda S	BNAS	0.270 ± 0.037
Onda S	BREF	0.041 ± 0.037
Onda S	BTAM	0.122 ± 0.037

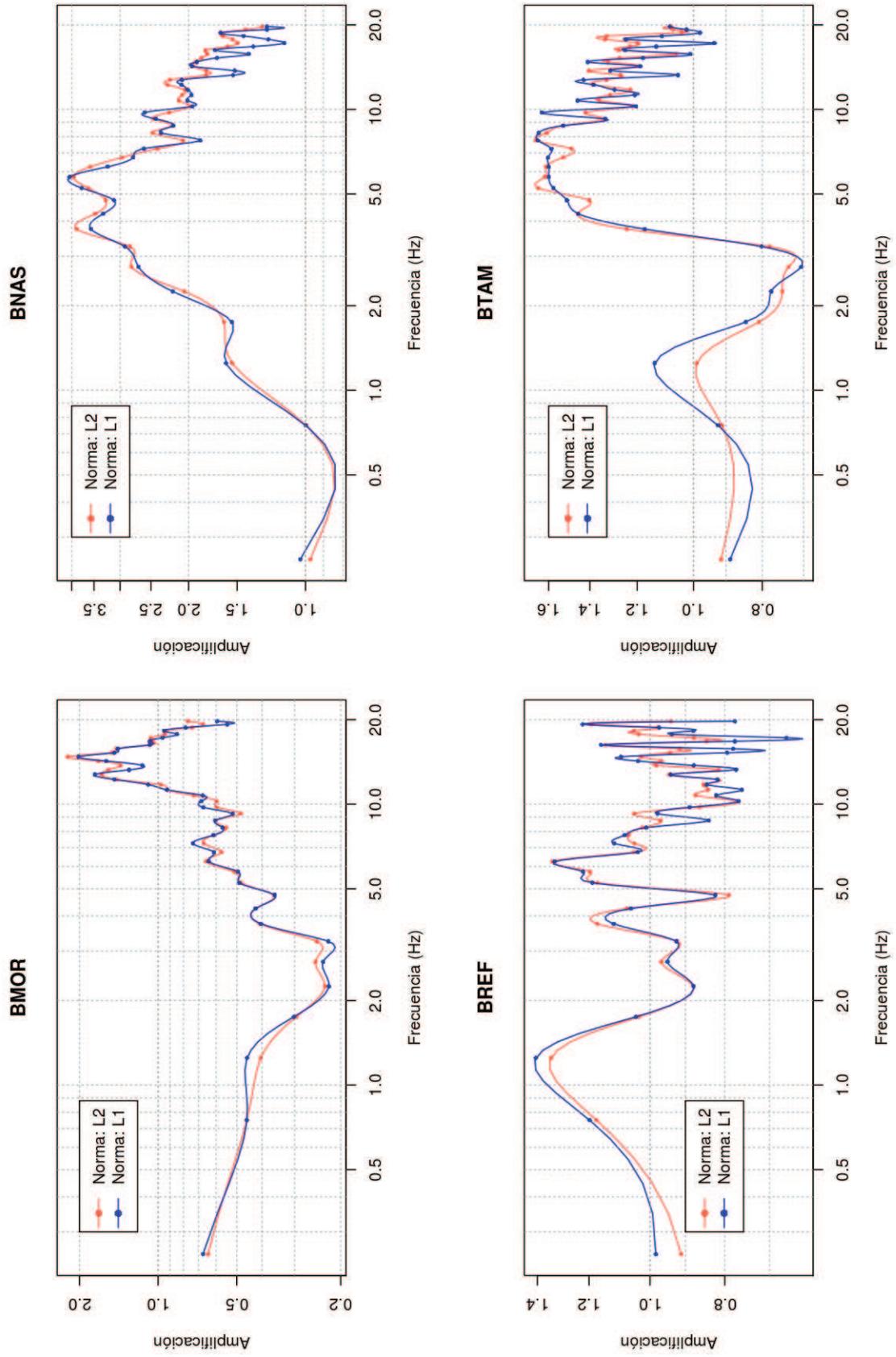


Figura 4.12: Refinamiento: Inversión espectral de la coda sísmica, componente vertical

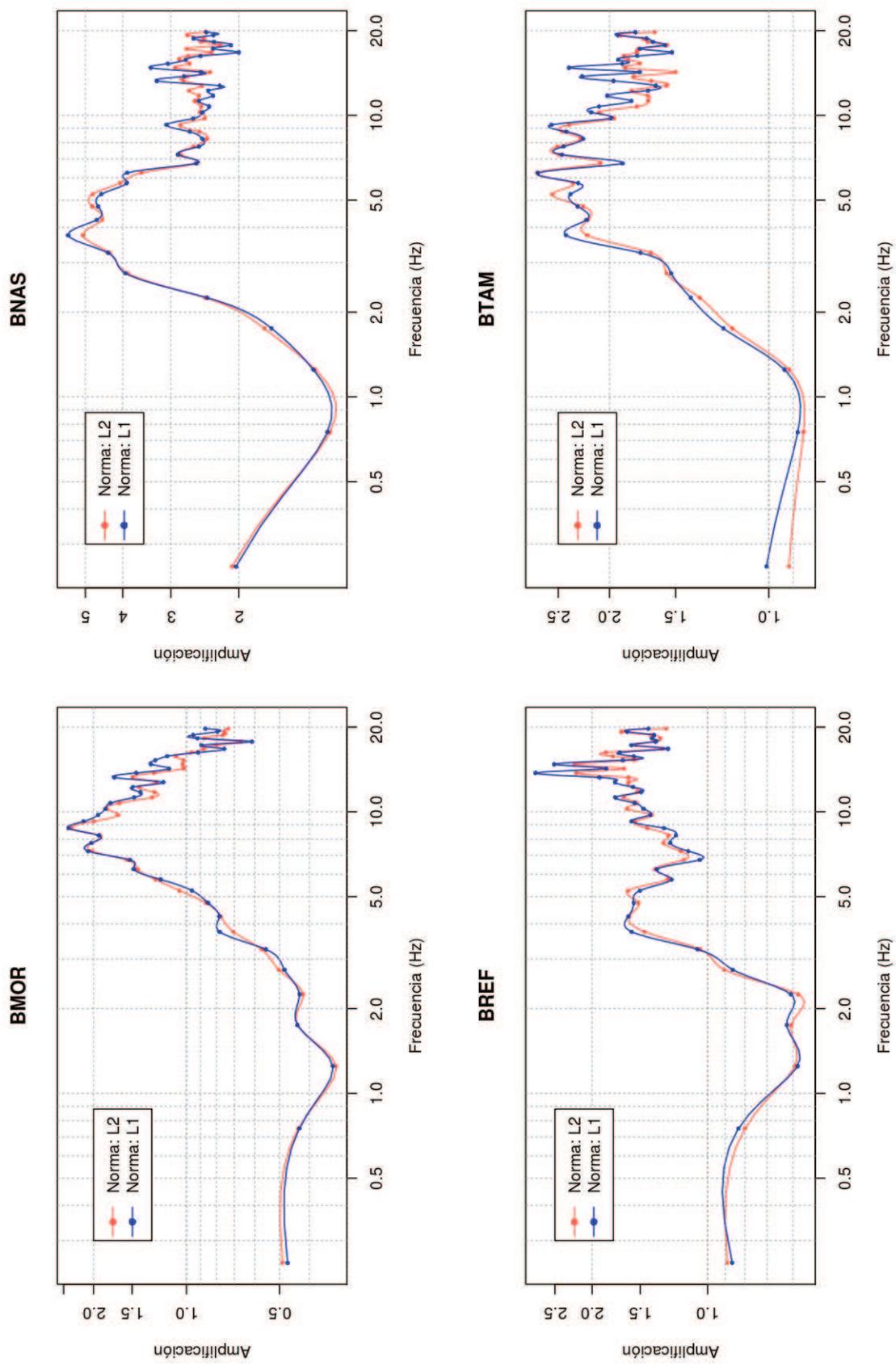


Figura 4.13: Refinamiento: Inversión espectral de la coda sísmica, componente radial

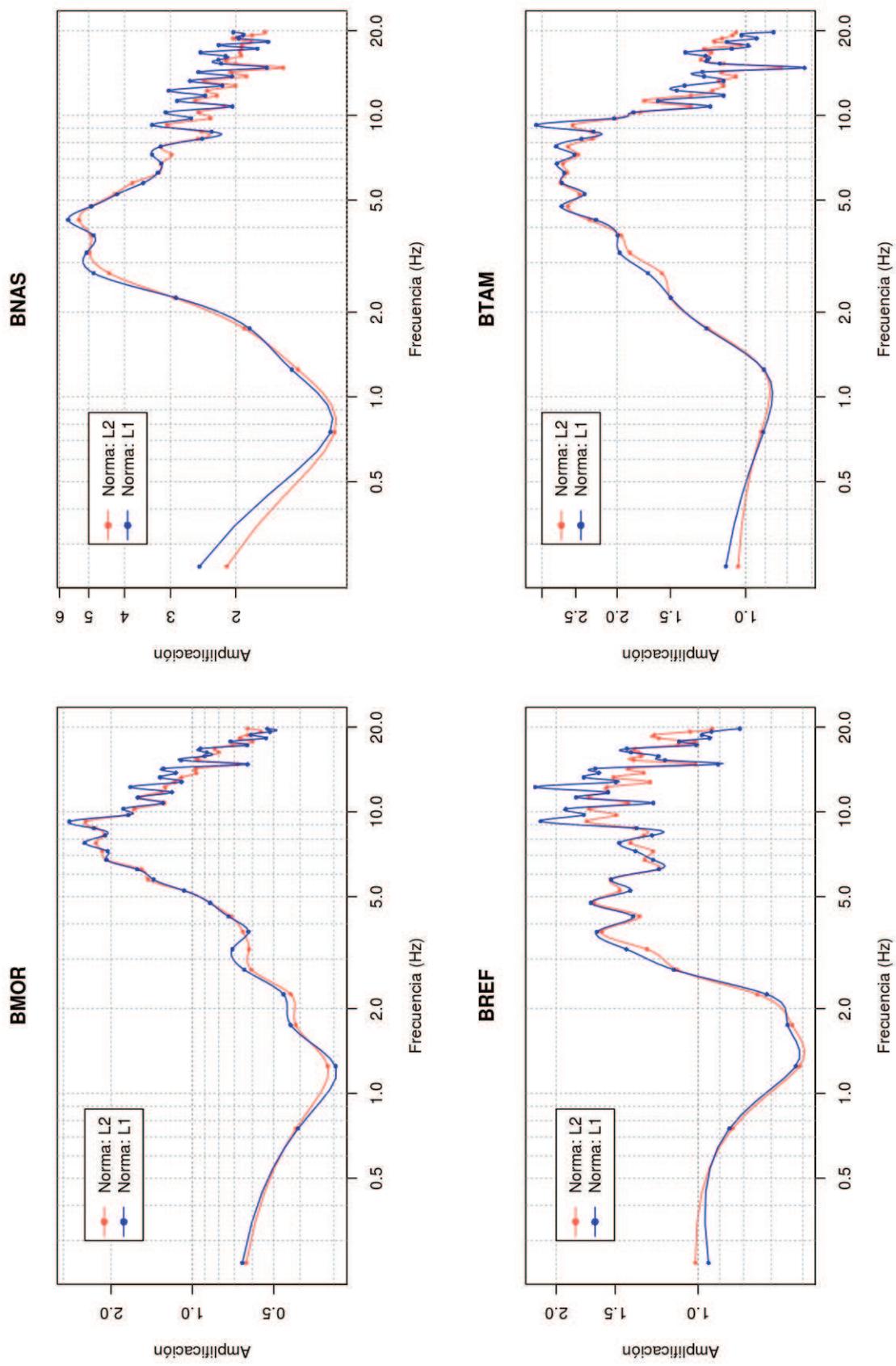


Figura 4.14: Refinamiento: Inversión espectral de la coda sísmica, componente transversal

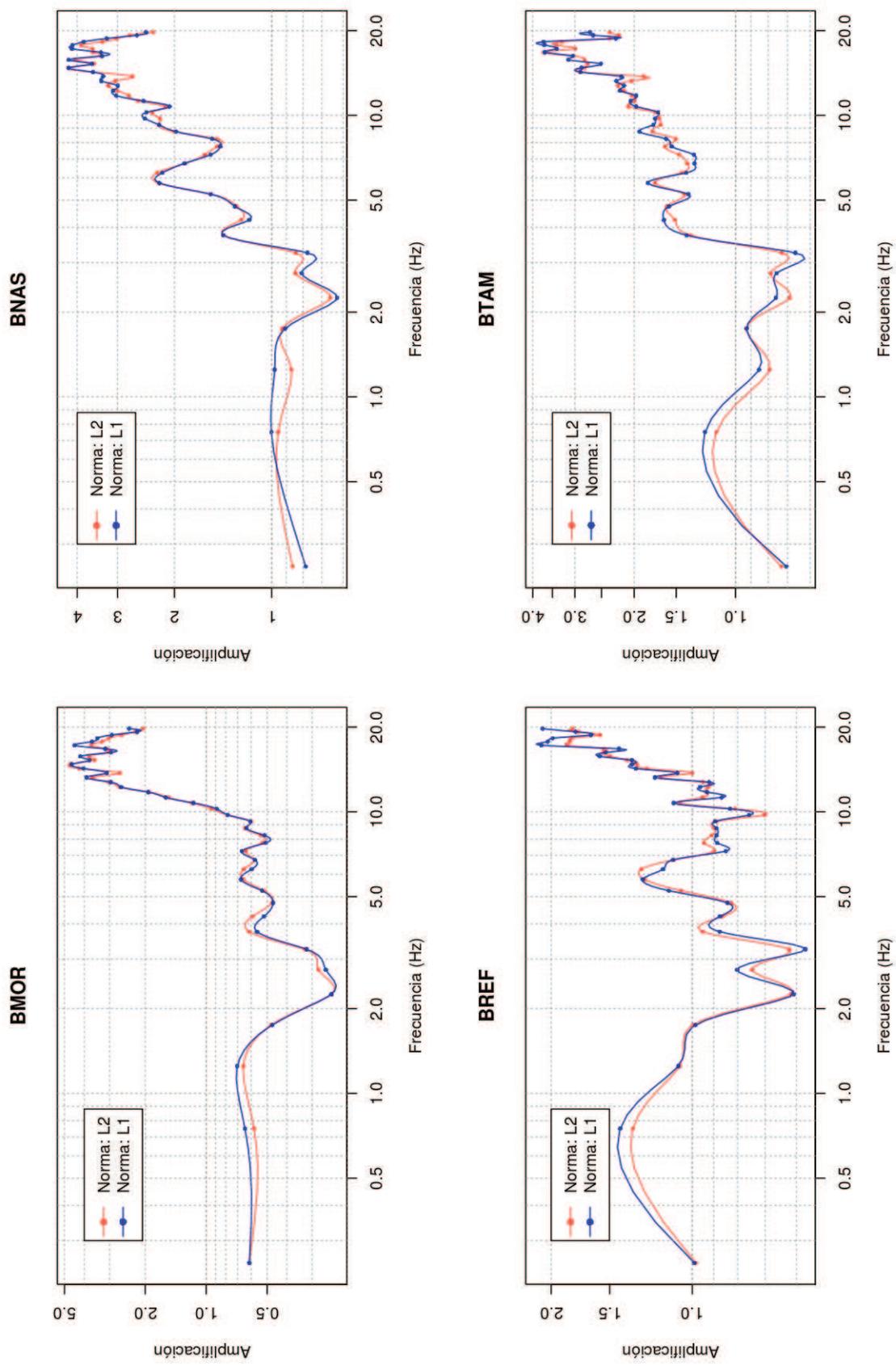


Figura 4.15: Refinamiento: Inversión espectral de la onda **S**, componente vertical

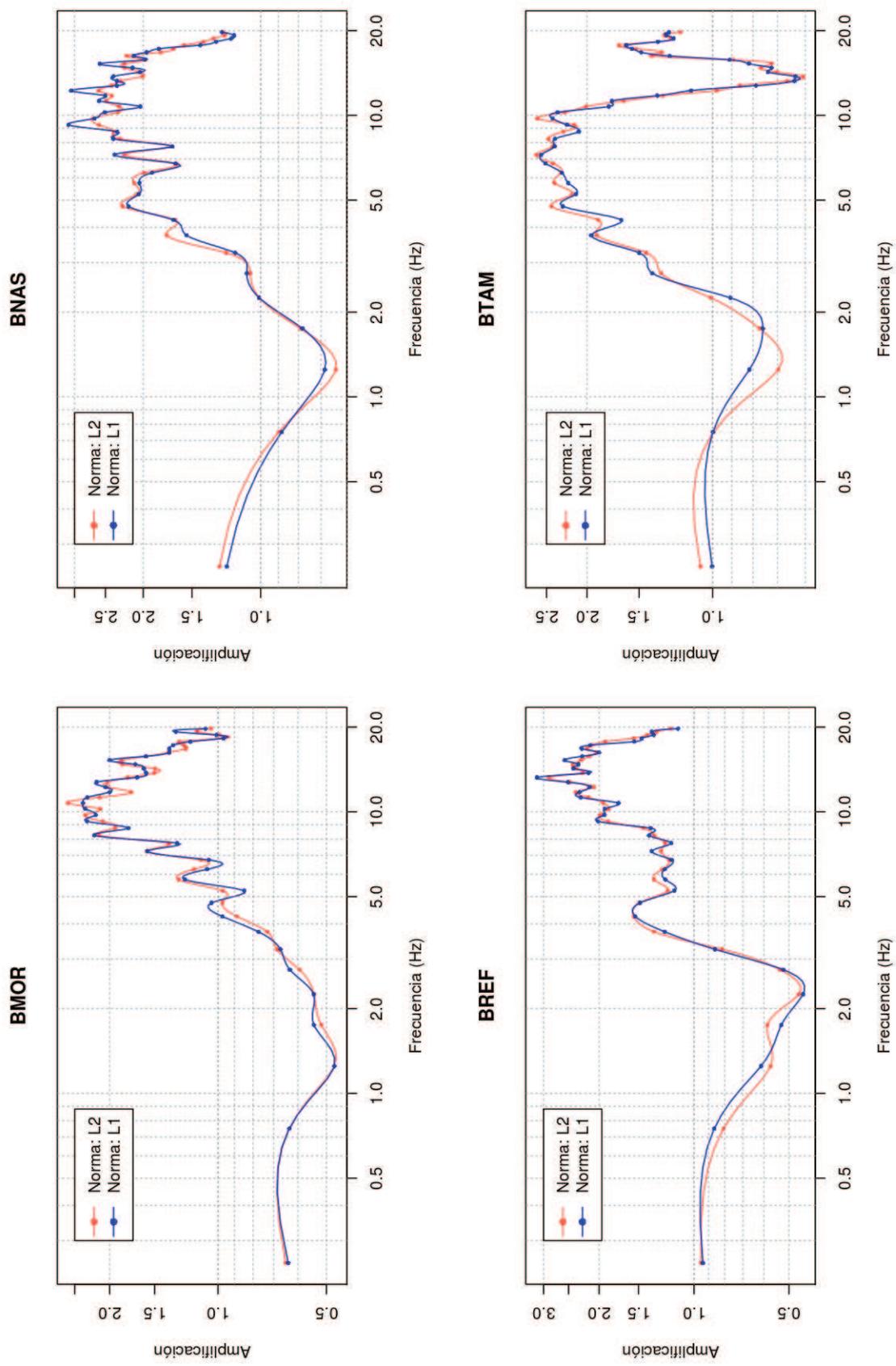


Figura 4.16: Refinamiento: Inversión espectral de la onda **S**, componente radial

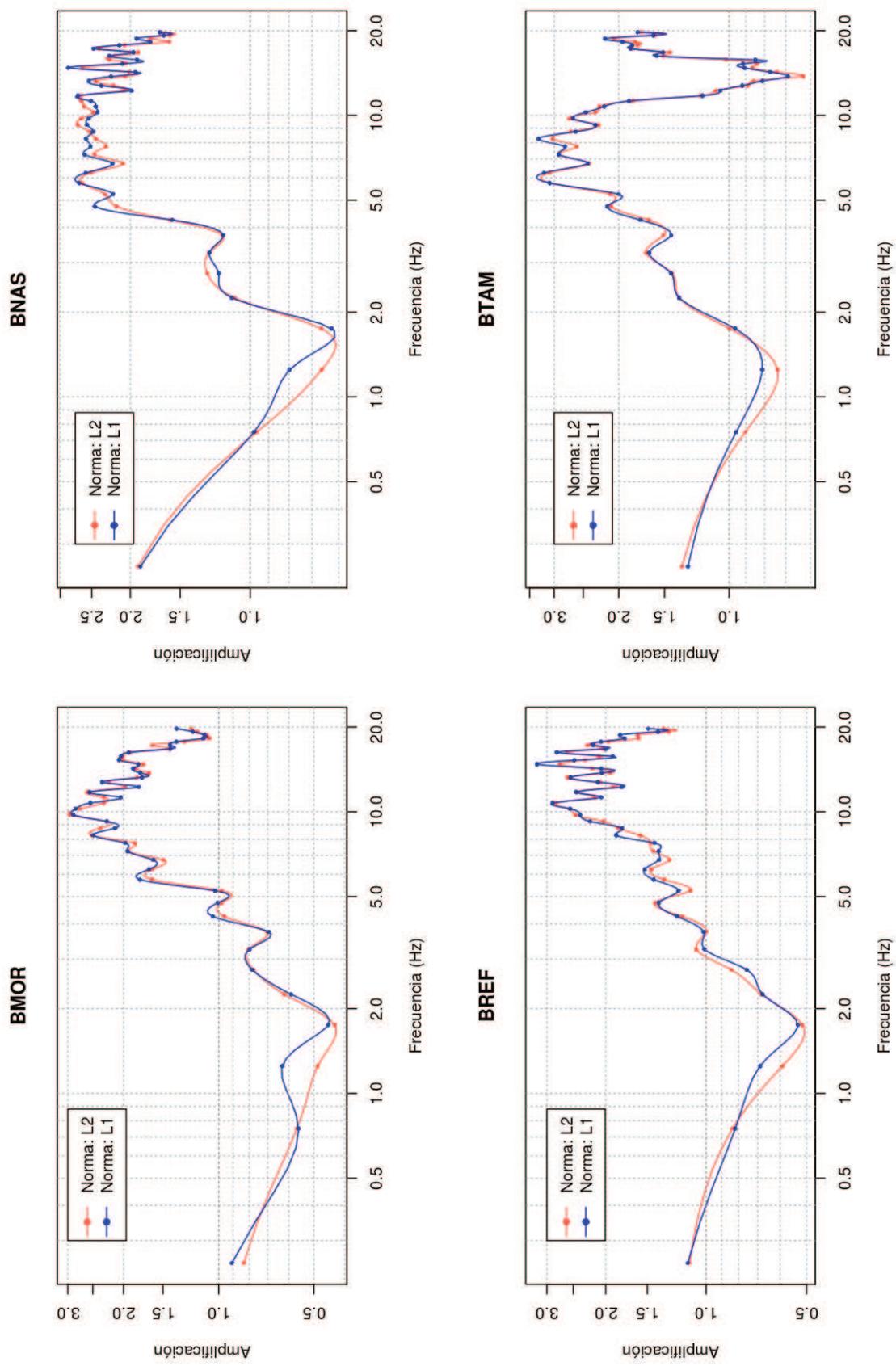


Figura 4.17: Refinamiento: Inversión espectral de la onda S_1 , componente transversal

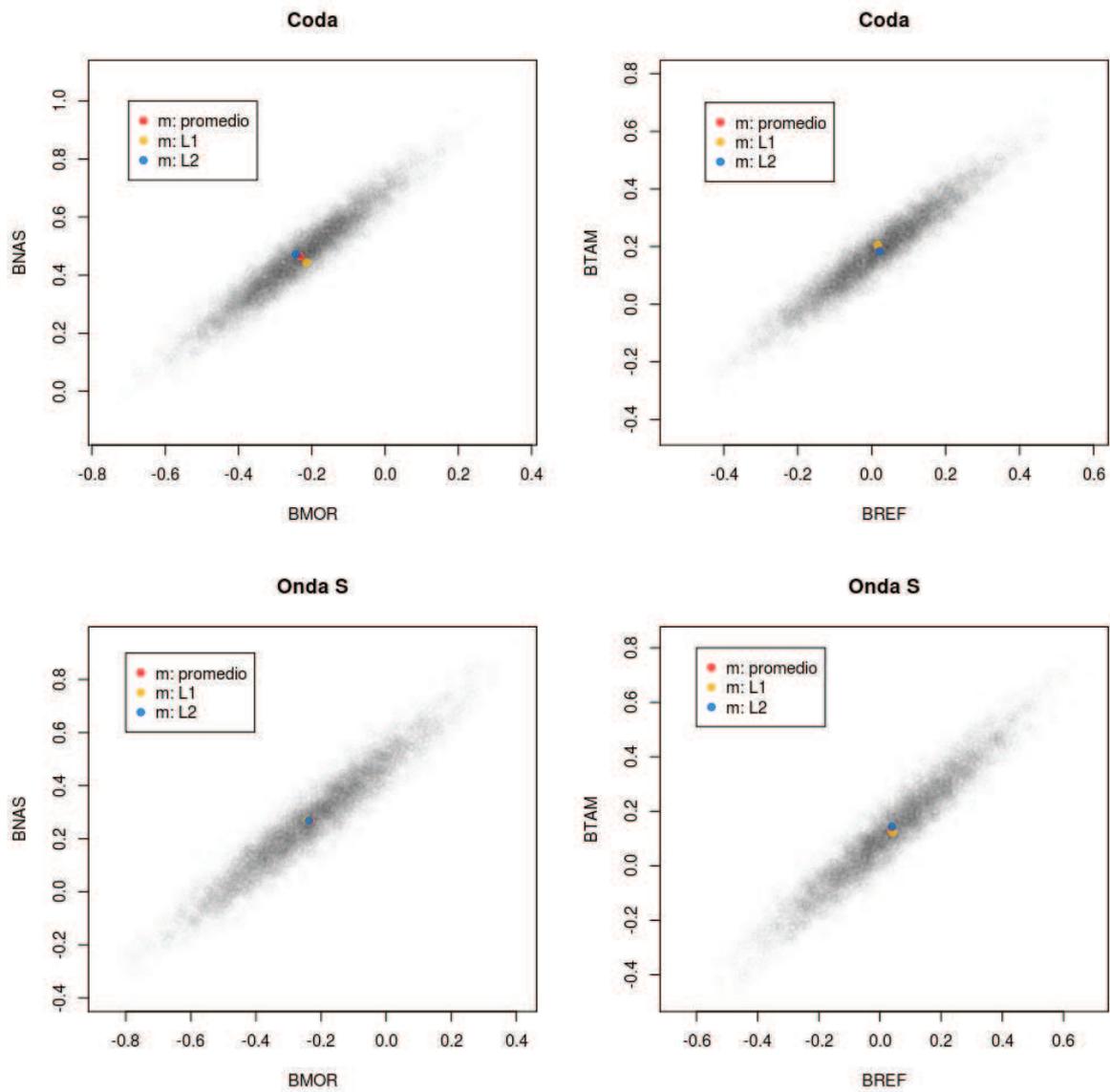


Figura 4.18: Cálculo de los niveles de confianza de m_{L1} por Monte Carlo suponiendo 5000 medidas contaminadas con ruido ambiental para la banda de frecuencia de 6.5–7.0 Hz, de las metodologías de inversión. El ruido se supone que sigue una distribución normal. En la gráfica se dibuja el logaritmo en base 10 del efecto de sitio entre estaciones para la banda de frecuencia mencionada, además se incluyen los resultados obtenidos en base a las normas $L1$ y $L2$, así como el promedio de las 5000 realizaciones por Monte Carlo. Si en cada eje se proyectara los puntos de las distribuciones (puntos plomos) se obtendrían curvas gaussianas, y en cada curva gaussiana su desviación estándar está relacionada con los niveles de confianza de cada factor de sitio.

4.2.4. Discusión de resultados

4.2.4.1. Discusión de los resultados obtenidos

En las Figuras 4.19, 4.20 y 4.21 se presentan las comparaciones gráficas entre las metodologías de razón espectral de la coda, inversión espectral de la coda e inversión espectral de la onda **S**. No se han usado los valores obtenidos en los refinamientos, debido a que no proveen información adicional a la que se tenía (en el caso de la inversión espectral de la onda **S**, ver sección 4.2.3) o se tienen problemas durante el cálculo de los factores de sitio para frecuencias mayores que 10 Hz (en el caso de la inversión espectral de la coda, ver sección 4.2.3). En general las curvas presentadas en las metodologías son similares, sin embargo las mayores diferencias se observan en la estación BNAS; posteriormente se discutirá al respecto.

La vibración vertical en la estación BMOR, está dominada por un pico centrado en 14.75 Hz con una amplificación de hasta 4.6 veces. Las tres metodologías predicen este pico (Figura 4.19). En el intervalo de 12.25 – 18.75 Hz, la amplificación de la señal es mayor a 2.5 veces, según **IS**¹. El intervalo de frecuencias donde la señal sufre un mayor amortiguamiento es de 2.25 a 3.25 Hz. Existen dos fases claras: una de amortiguamiento y otra de amplificación de la señal vertical en BMOR, la transición se la realiza entre 10.25 y 10.75 Hz. El valor máximo de amplificación en las componentes radial y transversal no supera a 2.7 veces y está centrado en promedio alrededor de 9.5 Hz. Solo en el intervalo de 5 – 16 Hz existe una fase de amplificación. El intervalo pertinente al mayor amortiguamiento está entre 1.25 – 2 Hz. Además de la geología y topografía local, los factores de sitio pueden estar influenciados por las constantes ventiscas a las que está expuesta la estación. Por ejemplo, las codas de los eventos sísmicos registrados en BMOR, pueden estar contaminadas por ruido de alta frecuencia causado por las ventiscas, esto puede observarse en el recuadro rojo de la Figura 4.24.

Para la estación BNAS el mayor pico de resonancia obtenido, analizando la coda, está ubicado alrededor de 5 Hz (con límites entre 3.25 y 7 Hz) para la componente vertical, lo cual no concuerda con los resultados obtenidos en **IS**. Los picos obtenidos usando la coda sísmica están presentes en los resultados de la inversión de la onda **S**, pero son de menor magnitud, ya que el pico principal de resonancia está ubicado en 14.75 Hz. Los picos principales de amplificación en las componentes radial y transversal difieren si se analiza la coda o las fases onda **S**. El pico obtenido a través del análisis de la coda está centrado en 4 Hz y con un valor de amplificación de 5, mientras que el obtenido utilizando la onda **S** es más amplio y se extiende desde los 3 Hz hasta los

¹Inversión espectral de la onda **S**

20 Hz, con un valor promedio de amplificación 2. De todas las estaciones, las mayores diferencias entre las metodologías que usan la coda y la onda **S**, están presentes en la estación BNAS. Una explicación a estas diferencias es que existen dos procesos independientes en esta estación. El primero está asociado a la frecuencia que deben tener las ondas para que su proceso de vibración se prolongue y el segundo es cuál es la frecuencia en que las ondas más energéticas sufren mayor amplificación. Siendo el análisis de la coda más sensible al primer proceso, mientras que el análisis de la onda **S**, al segundo proceso.

Los valores de menor amplificación entre las estaciones se muestran en BREF. La vibración vertical está dominada por un proceso de amortiguamiento alrededor de 2.75 Hz y posee pequeñas regiones del espectro donde la señal se amplifica ligeramente. Se pensaría, según **IS** y la razón espectral de la coda, que el mayor pico de amplificación está ubicado alrededor de 18 y 19 Hz, donde la señal sísmica podría amplificarse hasta en un factor de 2.5 veces en la componente vertical. Los valores obtenidos a través de la inversión espectral de la coda, indican que en promedio no existe amplificación de las ondas sísmicas a lo largo del rango de frecuencias de estudio para la componente vertical. Finalmente, con respecto a las componentes horizontales se observa un valle de amortiguamiento de la señal entre 0.7 Hz y 2.5 Hz, seguida por una extensa zona de amplificación entre 4 Hz y 19 Hz. El mayor pico de amplificación horizontal de la señal se lo registra alrededor de 13.5 Hz.

En la estación BTAM, la vibración vertical está compuesta por dos regiones espectrales. La primera es una región donde el proceso de amortiguamiento es principal, junto a pequeñas etapas de amplificación casi iguales a uno (0.25 – 3 Hz). Después un cambio rápido de fase sucede entre 3 y 4 Hz, para transformarse en un sitio de amplificación. De acuerdo con **IS**, el pico máximo de amplificación es alrededor de 18 Hz, que coincide en gran medida con el predicho por la razón espectral de la coda. La vibración horizontal está caracterizada por un máximo de amplificación hasta por un factor de 3, entre 5 y 9 Hz. No es clara la región de máximo amortiguamiento (15 – 16 Hz) cuando se revisan los resultados en la componente radial, ya que las metodologías que usan la coda no reflejan adecuadamente esta zona de amortiguamiento, pero se pueden confirmar la existencia de esta zona observando los resultados obtenidos usando **IS** o los resultados obtenidos en la componente transversal.

En las Figuras 4.19, 4.20 y 4.21, se observa que hay un buen acoplamiento de los resultados obtenidos a través de la razón espectral directa y la inversión espectral de la coda, al menos para frecuencias menores o iguales que 10 Hz. Es interesante notar que

los valores de los factores de sitio calculados a través de la razón espectral de la coda siempre son ligeramente mayores que aquellos calculados con la inversión espectral de la coda, esto podría indicar que al no calcular los efectos de la fuente sísmica, los factores de sitio obtenidos a través de la razón espectral de la coda vienen con un exceso debido al término de fuente. Además, en estas figuras se puede recalcar que la metodología de inversión de la coda es más robusta que la razón espectral, para frecuencia mayores que 10 Hz, ya que las curvas obtenidas por la razón espectral están exentas de una tendencia uniforme y suave a medida que aumenta la frecuencia (con excepción de la componente vertical de BMOR).

La inversión espectral de la onda **S** permite obtener curvas de amplificación claras y bien definidas, respecto a cuando se usa la coda de la señal sísmica. Sin embargo, los principales picos y valores de amplificación son coherentes entre las metodologías. Es bueno notar que la cuantificación de los efectos de sitio a través de la onda **S** es la observación directa del amortiguamiento o amplificación de la señal, ya que durante un sismo de gran magnitud las fases de la onda **S**, debido a su gran contenido energético, son las que principalmente se sienten y causan la mayor parte de los daños.

Las curvas de amplificación obtenidas usando las componentes radial y transversal de los sismogramas son similares en las diferentes metodologías. Entonces, la vibración horizontal en cada estación no depende de la dirección de la cual arriba la energía sísmica. Esto permite considerar dos modos independientes de vibración en cada sitio: un modo horizontal y un modo vertical.

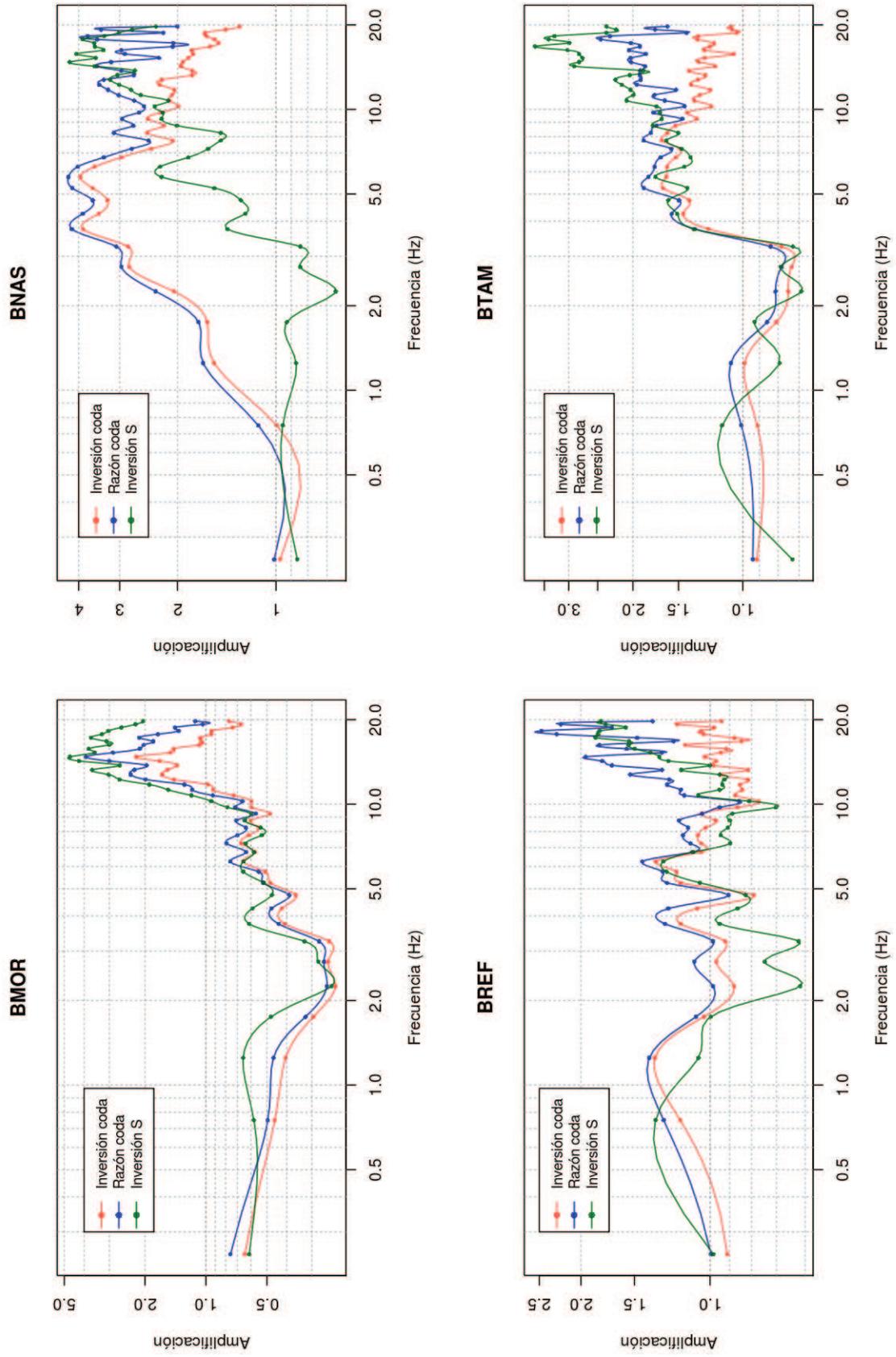


Figura 4.19: Comparación de metodologías: Componente vertical

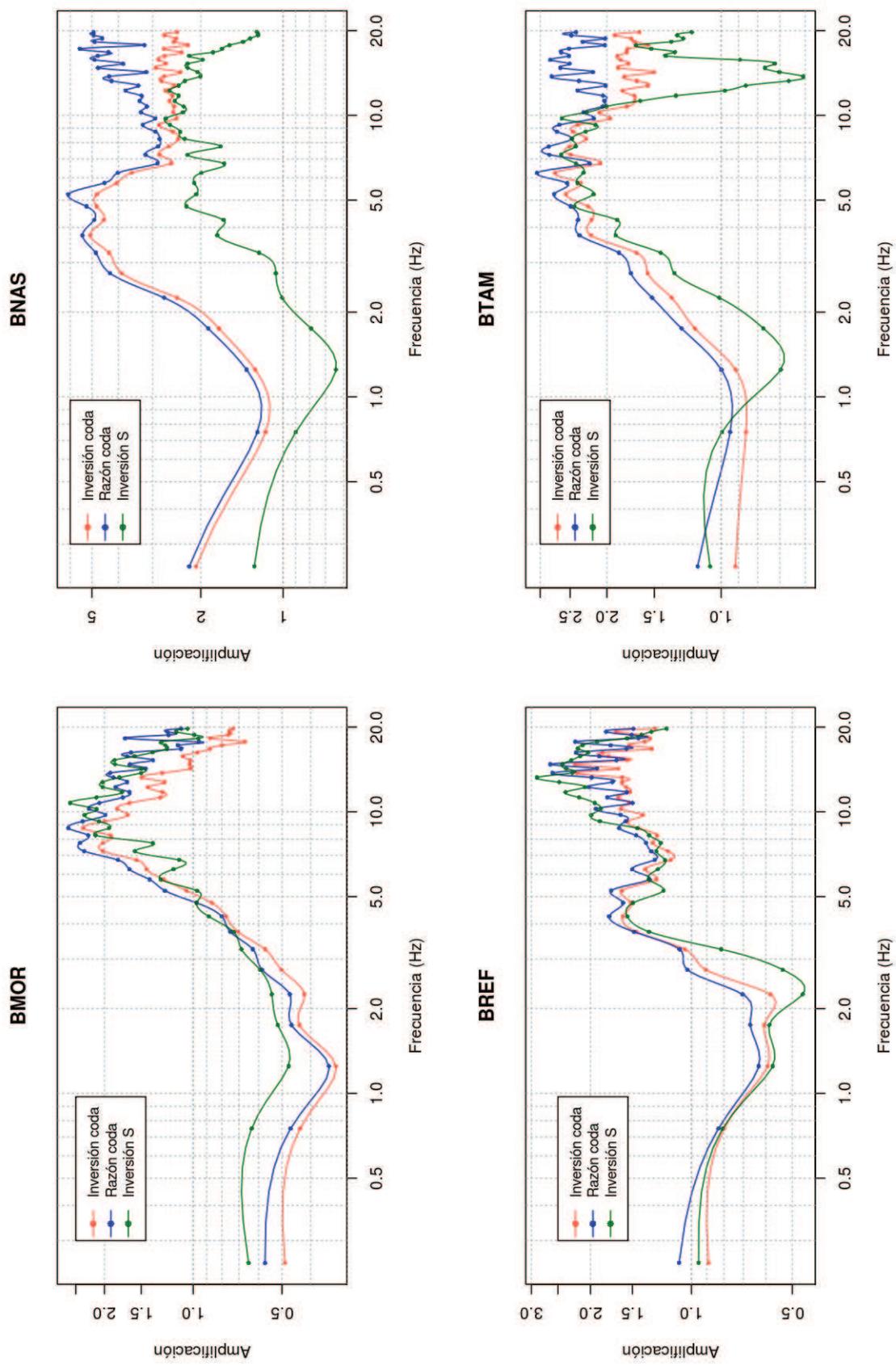


Figura 4.20: Comparación de metodologías: Componente radial

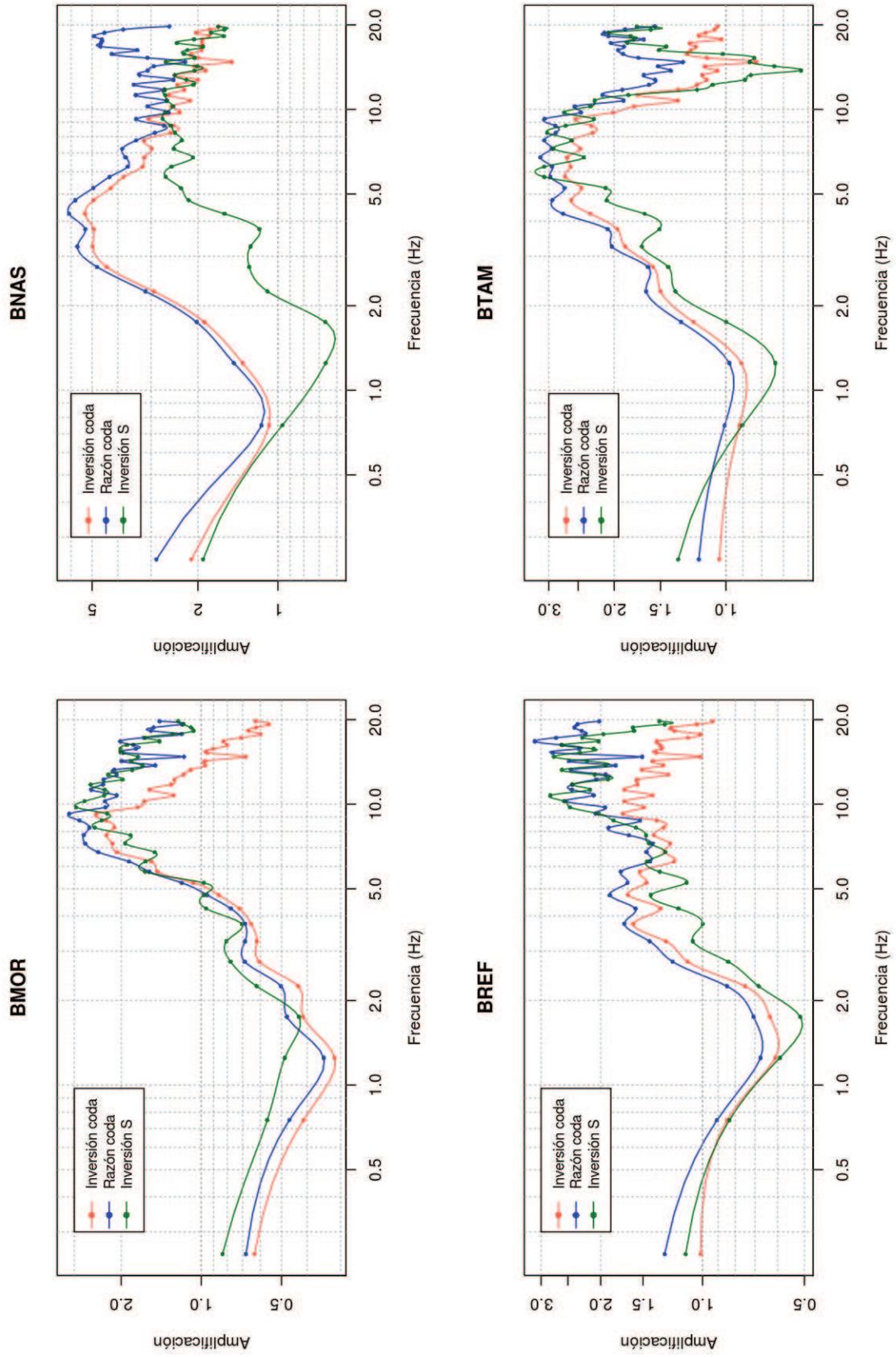


Figura 4.21: Comparación de metodologías: Componente transversal

4.2.4.2. Comparación con otros resultados

Los trabajos presentados por Palacios (2007) y Ruiz (2009), fueron incluidos posteriormente en las publicaciones de Kumagai et al. (2009) y Kumagai et al. (2010), respectivamente. Por tal motivo únicamente se compararán los resultados obtenidos en el presente trabajo, con aquellos publicados por Kumagai.

Los resultados presentados por Kumagai et al. (2009) (Tabla 4.3), consideran la razón espectral de 7 eventos tectónicos, únicamente para la componente vertical de los sismogramas y para la banda de frecuencia de 1-3 Hz.

Tabla 4.3: Factores de sitio calculados a través de la razón espectral de la coda y sus desviaciones estándar [33].

Frecuencia Estación		Factores de sitio
		1-3 Hz
BMOR		0.363 ± 0.011
BNAS		1.761 ± 0.053
BREF		1.083 ± 0.044
BTAM		0.855 ± 0.029
BVC2		1

Posteriormente, Kumagai et al. (2010) considera la razón espectral de 10 eventos tectónicos, en las bandas de frecuencia 1-6 Hz, 3-8 Hz, 5-10 Hz, 7-12 Hz y 9-14 Hz, para la cuantificación de los efectos de sitio (Tabla 4.4).

Tabla 4.4: Factores de sitio calculados a través de la razón espectral de la coda y sus desviaciones estándar [35].

Frecuencia Estación		Factores de sitio				
		1-6 Hz	3-8 Hz	5-10 Hz	7-12 Hz	9-14 Hz
BMOR		0.418 ± 0.011	0.472 ± 0.012	0.589 ± 0.021	0.738 ± 0.028	1.159 ± 0.062
BNAS		1.315 ± 0.035	1.523 ± 0.083	1.647 ± 0.063	1.647 ± 0.084	1.735 ± 0.127
BREF		0.862 ± 0.011	0.867 ± 0.010	0.962 ± 0.023	0.998 ± 0.042	1.022 ± 0.133
BTAM		1.004 ± 0.031	1.299 ± 0.052	1.575 ± 0.091	1.695 ± 0.125	1.800 ± 0.193
BVC2		1	1	1	1	1

Kumagai, para el cálculo de los efectos de sitio primero escoge una banda de frecuencia en la cual filtra la señal sísmica de velocidad y luego calcula la envolvente de la señal a través de $\sqrt{x(t)^2 + y(t)^2}$, donde $x(t)$ es la señal original y $y(t)$ es la transformada de Hilbert de $x(t)$. En cada forma de onda selecciona 5 ventanas temporales de 10 segundos, solapadas 5 segundos, donde toma la amplitud promedio como representante de cada ventana y luego realiza la razón espectral entre estaciones. El inicio de la primera ventana fue ubicada en dos veces el tiempo de arribo de la onda **S**.

Para comparar los factores de sitio obtenidos previamente por Kumagai con los factores de sitio calculados a través de la razón espectral de la coda (Tabla 4.5), inversión espectral de la coda (Tabla 4.6) y la inversión espectral de la onda **S** (Tabla 4.7), se han promediado los valores aquí obtenidos en las bandas de frecuencia: 1-3 Hz, 1-6 Hz, 3-8 Hz, 5-10 Hz, 7-12 Hz y 9-14 Hz.

Tabla 4.5: Factores de sitio obtenidos para la red sísmica del volcán Cotopaxi, en diferentes bandas de frecuencia, cuantificadas a través de la razón espectral de la coda.

Frecuencia Estación		Factores de sitio					
		1-3Hz	1-6 Hz	3-8 Hz	5-10 Hz	7-12 Hz	9-14 Hz
BMOR		0.326 ± 0.135	0.396 ± 0.169	0.554 ± 0.263	0.659 ± 0.351	0.816 ± 0.464	1.389 ± 1.020
BNAS		2.172 ± 0.943	3.196 ± 1.470	3.586 ± 1.715	3.249 ± 1.762	2.814 ± 2.259	2.958 ± 3.210
BREF		1.134 ± 0.435	1.150 ± 0.461	1.177 ± 0.478	1.165 ± 0.523	1.100 ± 0.826	1.219 ± 1.356
BTAM		0.883 ± 0.375	1.247 ± 0.566	1.580 ± 0.719	1.728 ± 0.851	1.653 ± 0.985	1.726 ± 1.323
BVC2		1 ± 0					

Tabla 4.6: Factores de sitio obtenidos para la red sísmica del volcán Cotopaxi, en diferentes bandas de frecuencia, cuantificadas a través de la inversión espectral de la coda.

Frecuencia Estación		Factores de sitio					
		1-3Hz	1-6 Hz	3-8 Hz	5-10 Hz	7-12 Hz	9-14 Hz
BMOR		0.295 ± 0.028	0.361 ± 0.030	0.494 ± 0.032	0.573 ± 0.035	0.674 ± 0.040	1.033 ± 0.047
BNAS		2.006 ± 0.028	2.906 ± 0.029	3.204 ± 0.031	2.798 ± 0.034	2.208 ± 0.040	2.104 ± 0.047
BREF		1.056 ± 0.029	1.055 ± 0.031	1.083 ± 0.033	1.078 ± 0.037	0.936 ± 0.044	0.880 ± 0.051
BTAM		0.821 ± 0.028	1.144 ± 0.030	1.445 ± 0.032	1.546 ± 0.035	1.416 ± 0.040	1.325 ± 0.048
BVC2		1 ± 0					

Tabla 4.7: Factores de sitio obtenidos para la red sísmica del volcán Cotopaxi, en diferentes bandas de frecuencia, cuantificadas a través de la inversión espectral de la onda **S**.

Frecuencia Estación		Factores de sitio					
		1-3Hz	1-6 Hz	3-8 Hz	5-10 Hz	7-12 Hz	9-14 Hz
BMOR		0.413 ± 0.035	0.483 ± 0.036	0.557 ± 0.039	0.614 ± 0.038	0.930 ± 0.038	1.895 ± 0.038
BNAS		0.824 ± 0.033	1.185 ± 0.035	1.575 ± 0.037	1.891 ± 0.037	2.085 ± 0.036	2.625 ± 0.036
BREF		0.856 ± 0.035	0.900 ± 0.036	0.980 ± 0.039	0.994 ± 0.038	0.900 ± 0.038	0.939 ± 0.038
BTAM		0.800 ± 0.033	1.156 ± 0.035	1.429 ± 0.037	1.571 ± 0.037	1.754 ± 0.036	1.948 ± 0.036
BVC2		1 ± 0					

En las Tablas 4.3-4.7, se puede interpretar que la señal sísmica se amplifica en cierta banda de frecuencia si el valor del factor de sitio asociado es mayor que 1, caso contrario se interpreta que la señal sísmica se amortigua.

Los resultados obtenidos en las diferentes metodologías muestran buena concordancia con aquellos obtenidos por Kumagai (Figura 4.22), incluso cuando Kumagai en sus

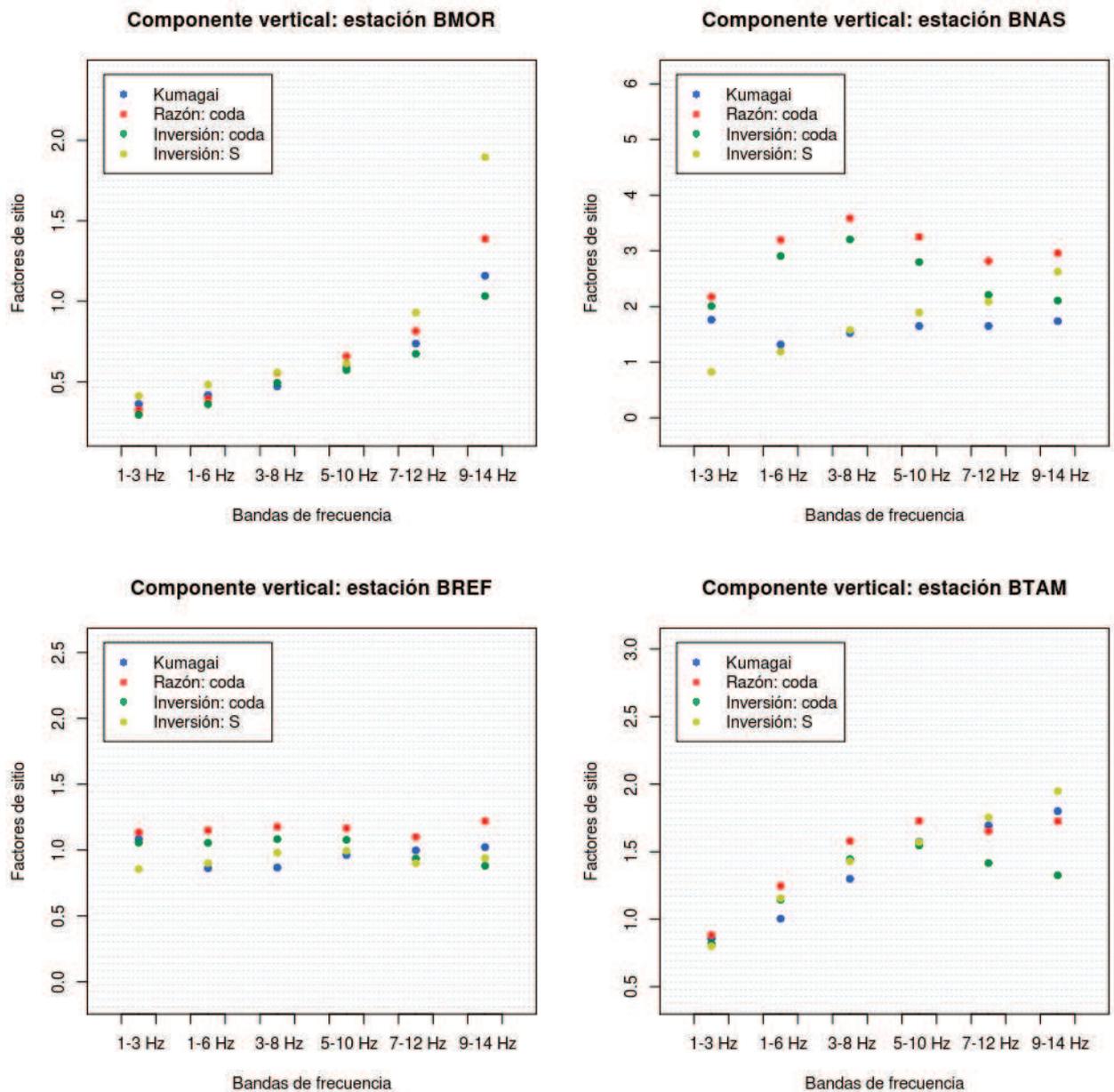


Figura 4.22: Comparación de resultados de los efectos de sitio para diferentes bandas de frecuencia.

trabajos utiliza una metodología diferente para el cálculo de los factores de sitio a través de la razón espectral de la coda. Sin embargo la metodología de la razón espectral de la coda desarrollada en el presente trabajo muestra intervalos de confianza amplios (Tabla 4.5, gran incertidumbre), lo cual hubiera dificultado la interpretación y comparación de los resultados, si no se hubieran desarrollado otros métodos que permitan contrastarlos. La mayor diferencia de los factores de sitio calculados en las diferentes metodologías se observa en la estación BNAS.

4.3. Índice Sísmico

Durante el cálculo y procesamiento de los espectros de potencia se encontró un ruido de fondo periódico, visible principalmente en las estaciones BNAS y BMOR, el cual es ligeramente apreciable en otras estaciones como se observa en la Figura 4.23 .

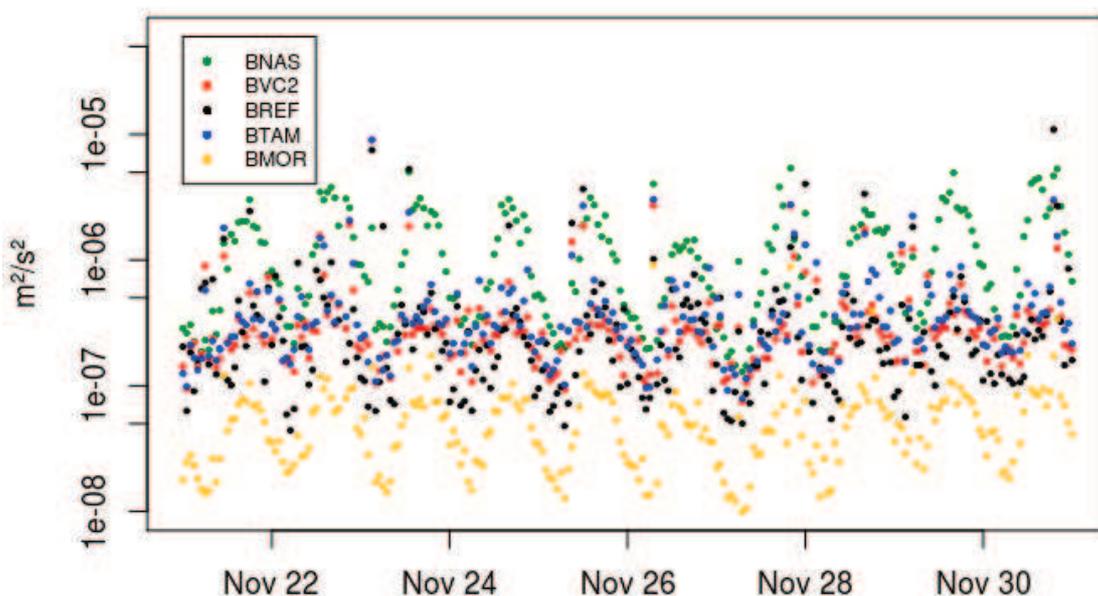


Figura 4.23: Espectro de potencia como una función del tiempo (2011-11-21 – 2011-12-01), para cada estación sísmica del volcán Cotopaxi. Cada punto indica el valor del espectro acumulado para una hora en particular. En esta figura se observa una variación periódica de los espectros de potencia; este comportamiento puede ser el resultado del cambio de temperatura diario.

Mirando con cuidado la Figura 4.23, se observa que el periodo principal de las series de tiempo es de un día. Esta variación puede ser explicada por el cambio de temperatura durante el día, que puede afectar al sensor, por una expansión o contracción del glaciar del Cotopaxi o por las corrientes de viento en la atmósfera. Debe ser un proceso global, ya que afecta los registros sísmicos en todas las estaciones. Para neutralizar este fenómeno periódico se debe tomar como mínimo el acumulado diario de energía para promediar su efecto, hasta que no se tenga certeza del origen y se lo pueda remover adecuadamente. Seguramente antes de trabajar con un índice que marque la evolución del volcán Cotopaxi con una resolución de pocas horas, habrá que estudiar las causas y efectos de esta variabilidad periódica.

En la Figura 4.24, se muestra un registro sísmico diario típico en la componente vertical de la estación BMOR y además en rojo se enmarcan las anomalías locales, que posiblemente son producidas por el viento. En lo siguiente de la sección 4.3 no se incluyen los datos provenientes de la estación BMOR en desarrollos o interpretaciones, ya que estos se encuentran fuertemente influenciados por estos fenómenos locales (el viento) no relacionados con la dinámica interna del volcán Cotopaxi, que de tomarlos en cuenta se estaría sobrestimando la real dinámica interna del volcán.

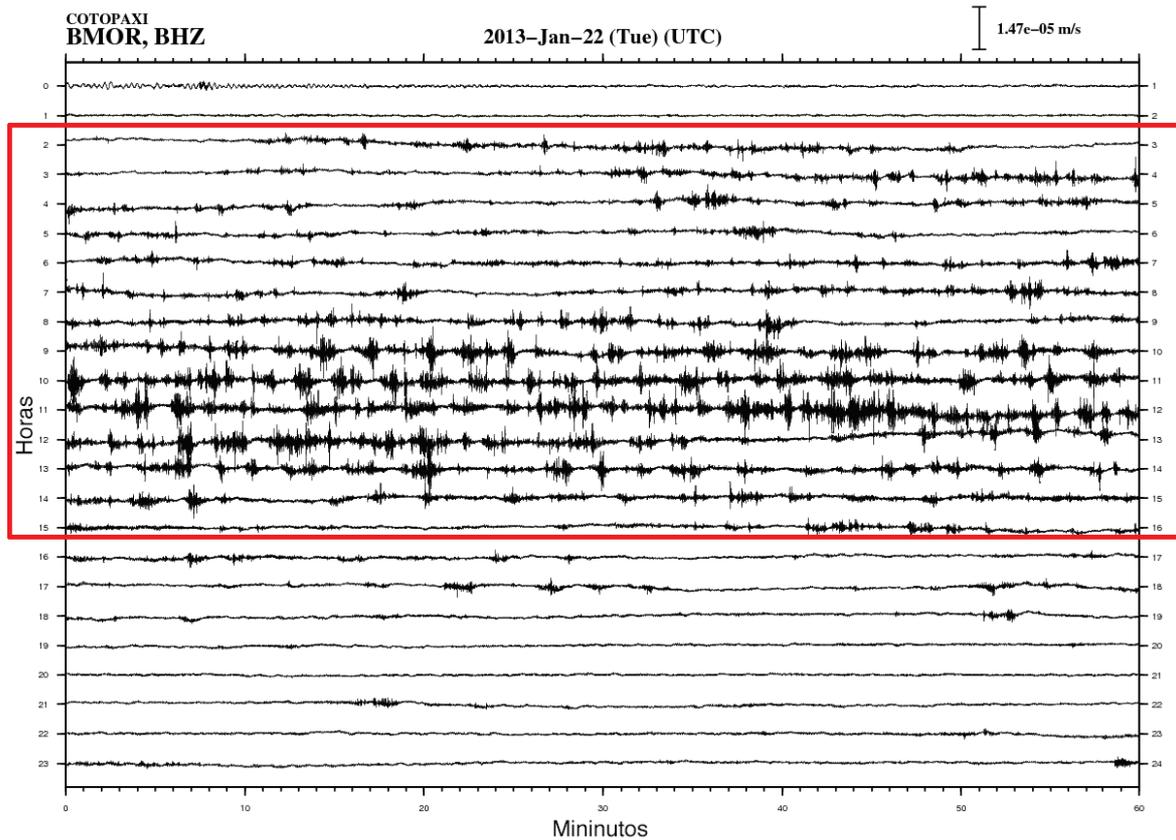


Figura 4.24: Registro sísmico de la estación BMOR para la componente vertical, el día 2013-01-22. En las primeras horas (00-01) del día y a partir de las 16 horas, esta estación no es influenciada por ningún fenómeno local, sin embargo entre 09 y 14 horas se observa anomalías no relacionadas con la dinámica interna del volcán. Se cree que estas anomalías son causadas por fuertes ventiscas presentes en la zona.

Para corregir los efectos de sitio en los espectros de densidad de potencia se usarán los resultados obtenidos a través de la inversión de la coda, como de la onda **S**. Se han descartado correcciones con los valores obtenidos a partir de la razón espectral de la coda, ya que los resultados poseen alto grado de incertidumbre. La corrección de los espectros de potencia se los realiza en las bandas de frecuencia donde se calcularon los factores de sitio. En cada banda de frecuencia se divide la porción del espectro de po-

tencia correspondiente, para el cuadrado del valor de amplificación o amortiguamiento obtenido en una metodología en particular. Esta corrección por el cuadrado se debe a que los efectos de sitio fueron calculados en función de la amplitud de Fourier de las señales sísmicas (ver sección 3.3). Desde otro punto de vista, las correcciones por efectos de sitio a las series temporales, son un valor de peso a la energía registrada en cada estación y banda de frecuencia .

En la Figura 4.25 se presentan los espectros de potencia acumulados cada 15 días y normalizados respecto al periodo de referencia (2006-06-07 – 2011-12-31). Aquí no se realiza ninguna corrección por efectos de sitio.

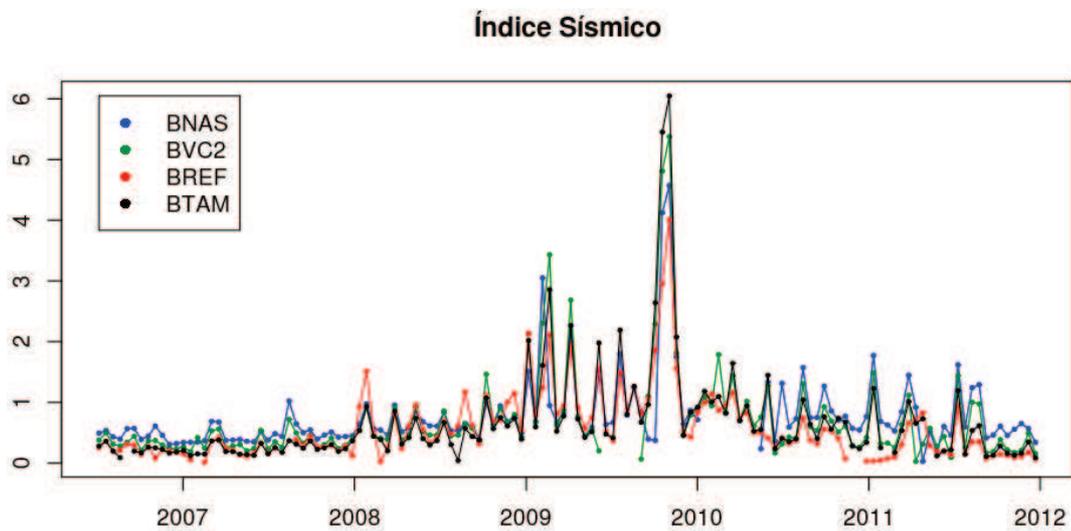


Figura 4.25: Índice sísmico calculado en las estaciones de Cotopaxi para el período 2006-07-06 – 2011-12-31, en la banda de frecuencia de 1 – 5 Hz.

En las Figuras 4.26 y 4.27, se presentan los espectros de potencia corregidos por efectos de sitio, usando los resultados obtenidos en la inversión espectral de la coda y de la onda **S**, respectivamente. De igual forma, los espectros de potencia fueron normalizados para el periodo de referencia y acumulados cada 15 días.

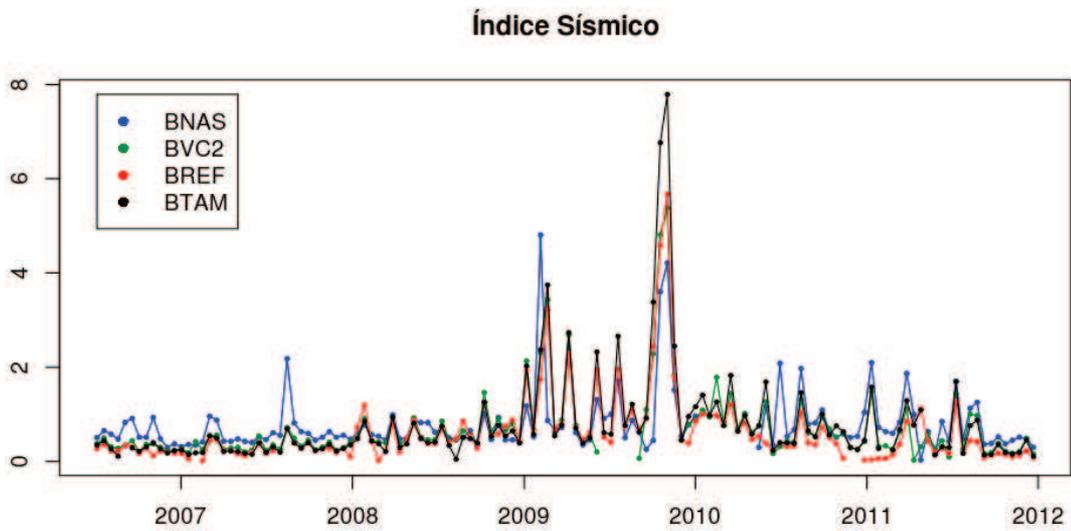


Figura 4.26: Índice sísmico calculado en las estaciones de Cotopaxi para el período 2006-07-06 – 2011-12-31, en la banda de frecuencia de 1 – 5 Hz. Correcciones por efectos de sitio se realizaron empleando los resultados obtenidos en la inversión espectral de la coda.

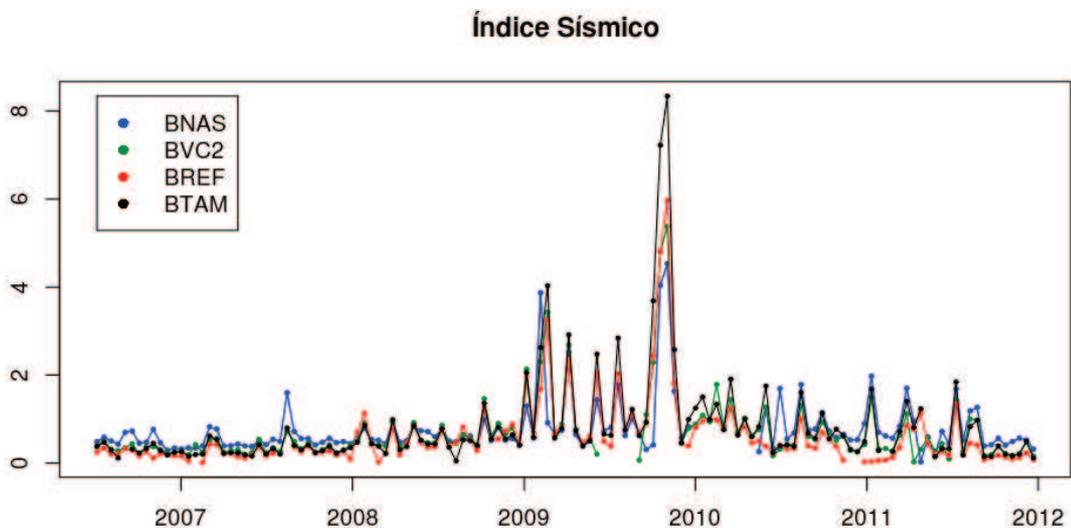


Figura 4.27: Índice sísmico calculado en las estaciones de Cotopaxi para el período 2006-07-06 – 2011-12-31, en la banda de frecuencia de 1 – 5 Hz. Correcciones por efectos de sitio se realizaron empleando los resultados obtenidos en la inversión espectral de la onda S.

Observando las Figuras 4.25, 4.26 y 4.27, es claro que existe una anomalía energética en el año 2009, donde se registra un valor de hasta 8 veces el valor energético en el

periodo de referencia, una vez realizada la corrección por los efectos de sitio. Previo al inicio del año 2008 y después de finales 2011 (empezando el cuarto trimestre), son las temporadas donde el nivel energético del volcán es más bajo. La anomalía energética del volcán Cotopaxi observada en 2009 es por primera vez reportada en este estudio. Es interesante notar que una vez realizadas las correcciones por efectos de sitio, los valores energéticos en la estación BTAM en su máximo punto, aumenta de 6 a 8 veces la energía en el período de referencia. Además en las Figuras 4.26 y 4.27 se puede apreciar que aún la brecha entre las curvas no ha desaparecido totalmente, pese a las correcciones realizadas por los efectos de sitio, esto en cierta medida es causado porque que aún no se han corregido los espectros de potencia por la dispersión geométrica de la energía y por la conversión de la energía sísmica en calor.

No es fácil decir en cual Figura (4.25-4.27) la brecha entre las series de tiempo es menor, por lo cual hay que recurrir a una forma cuantitativa para evaluar las dispersiones entre las curvas. Aquí se emplea la siguiente fórmula para evaluar dichas dispersiones:

$$R = \sum_j \sum_i |\varpi_i^r - \varpi_i^j| \quad (4.5)$$

donde R es el residuo total, ϖ_i^r es el i-ésimo elemento de la serie de tiempo referencial, ϖ_i^j es el i-ésimo elemento de la serie de tiempo a comparar, i varía según el número de elementos de las series temporales y j varía según el número de estaciones a comparar. Se ha empleado a BVC2 como referencia, ya que los valores de efectos de sitio fueron calculados respecto a esta estación. En la Tabla 4.8 se muestra la dispersión total entre las curvas, según el tipo de corrección por efectos de sitio utilizada. El menor residuo se obtiene cuando se emplean los valores de la inversión de la onda **S**, para la corrección por efectos de sitio. En lo siguiente de la sección 4.3 se usan los factores de sitio obtenidos a través de la inversión espectral de la onda **S**, para la corrección de los espectros de potencia.

Tabla 4.8: Dispersión total entre las series temporales de energía.

Corrección, efectos de sitio	Residuo
Ninguna	82.256
Inversión: Coda	83.558
Inversión: Onda S	80.921

El conteo de eventos volcánicos puede dar una idea de la tendencia sísmica, pero en sí no refleja la real evolución energética del volcán (Tabla 4.9). Por ejemplo, en el año 2008 el conteo de eventos fue de 8904, mientras que en el año 2009 de 7578. Siguiendo

estas cifras se pensaría que la liberación energética en el 2008 fue mayor que en 2009, sin embargo, en la Figura 4.27, se observa que existen eventos mucho más energéticos en 2009.

Tabla 4.9: Conteo anual de sismos volcánicos, en el Cotopaxi

Año	Número de eventos
2006	4127
2007	4299
2008	8904
2009	7578
2010	5879
2011	2733

Aquí se plantea tener un índice sísmico diario que marque la evolución temporal de la energía del volcán Cotopaxi. Este valor diario único de energía debe representar la información sísmica de las cuatro estaciones, por lo cual se ha tomado el promedio de las 4 estaciones como valor representativo, y los intervalos de confianza han sido fijados por el máximo y mínimo valor de energía diario entre las estaciones.

Información adicional del dinamismo del volcán se puede obtener si se filtran las señales sísmicas en bandas de frecuencia que reflejan procesos en particular. Por ejemplo, las formas de onda pertenecientes a procesos de fractura o de deslizamiento de material rígido en el interior del volcán tienen frecuencias dominantes entre 5 – 15 Hz [36]. Posiblemente frecuencias mayores que 15 Hz son generadas por la fuente, pero debido a la atenuación local son difíciles de reconocerlas [36]. Existe una distinción clara entre las ondas **P** y **S** en los sismogramas de este tipo de eventos. Generalmente estos procesos son iniciados por un aumento de presión en la cámara magmática.

Otro tipo de eventos volcánicos con frecuencias entre 1 – 5 Hz, se piensa son causados por procesos de presurización de fluidos como la formación y colapso de burbujas en el magma, por flujos de gas y por el movimiento del magma [36]. Este último tipo de eventos pueden dar pistas sobre un posible ascenso de magma a la superficie antes de una erupción, por lo que se justifica filtrar las señales en el rango de 1 – 5 Hz. Además, según los informes anuales del volcán Cotopaxi ([21], [22], [23], [24]), aproximadamente el 3 % del número total de eventos están relacionados con procesos de fractura. Es decir, el dinamismo del volcán Cotopaxi ha sido dominado por procesos relacionados al movimiento de fluidos en los últimos años.

En las Figuras 4.28-4.38 se muestra la evolución energética diaria (1–5 Hz) con-

junta de las cuatro estaciones sísmicas del Cotopaxi, desde mediados de 2006 hasta finales de 2011, divididas en gráficas semestrales. El área sombreada indica el nivel de confianza del índice sísmico.

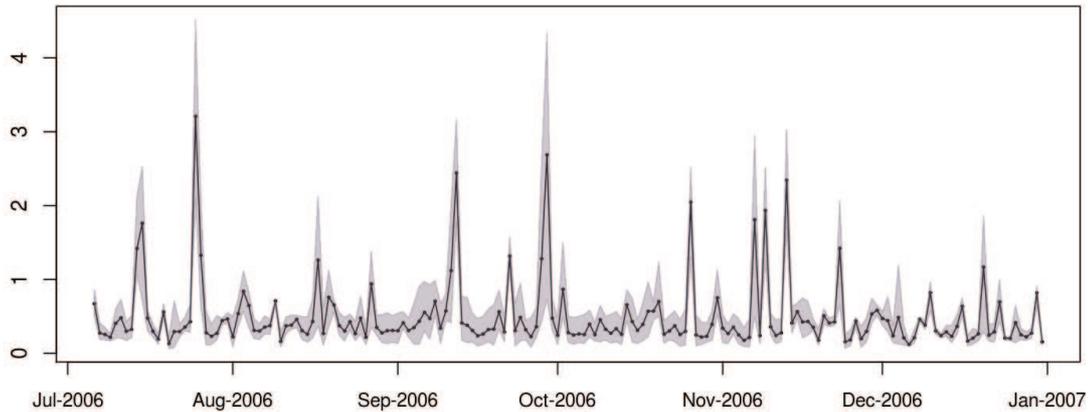


Figura 4.28: Índice sísmico para el período 2006-07-06 a 2006-12-31.

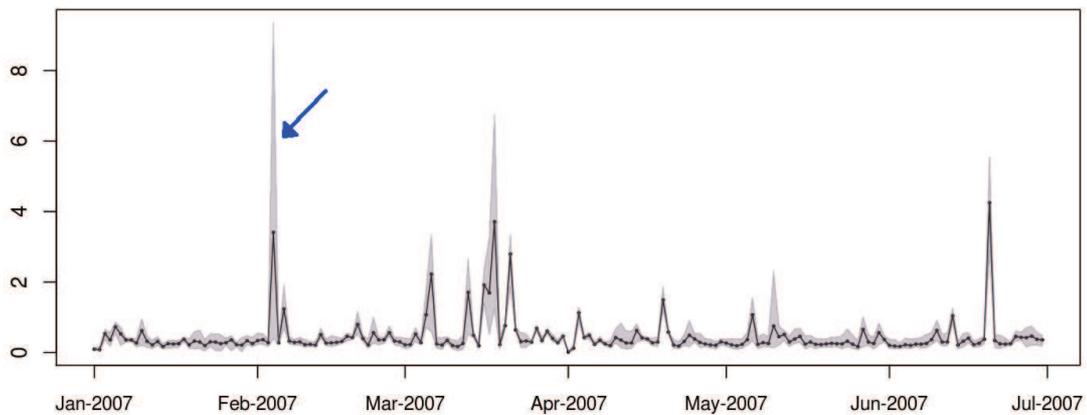


Figura 4.29: Índice sísmico para el período 2007-01-01 a 2007-06-30.

Como la resolución del proceso dinámico del volcán Cotopaxi se ha fijado en un día, la energía base o referencial del volcán ahora es diferente a la que se tomó cuando se acumuló los espectros de potencia cada 15 días, y por ende los picos máximos que indican liberación de energía han cambiado. En este caso el pico máximo llega a ser hasta 80 veces mayor que el valor energético base o de referencia del volcán.

Los picos mostrados en las Figuras 4.28-4.38 están relacionados directamente con eventos energéticos en el volcán Cotopaxi; sin embargo, tres problemas se han detectado

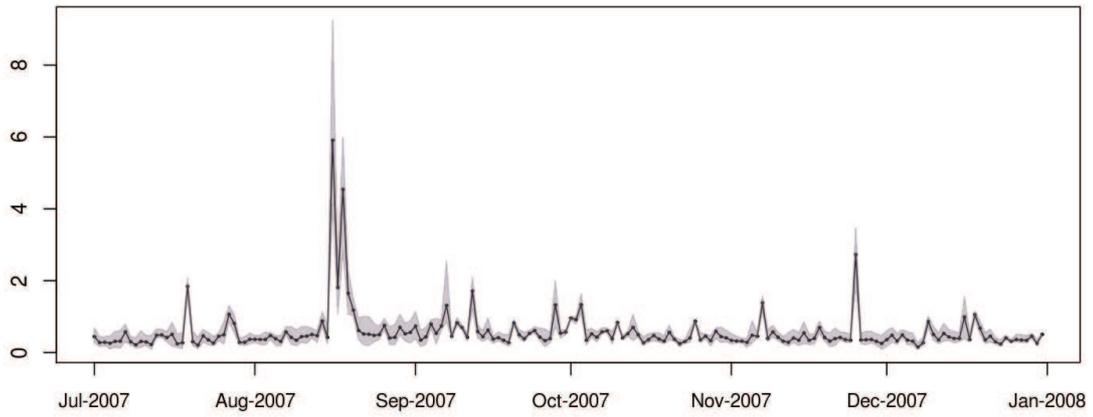


Figura 4.30: Índice sísmico para el período 2007-07-01 a 2007-12-31.

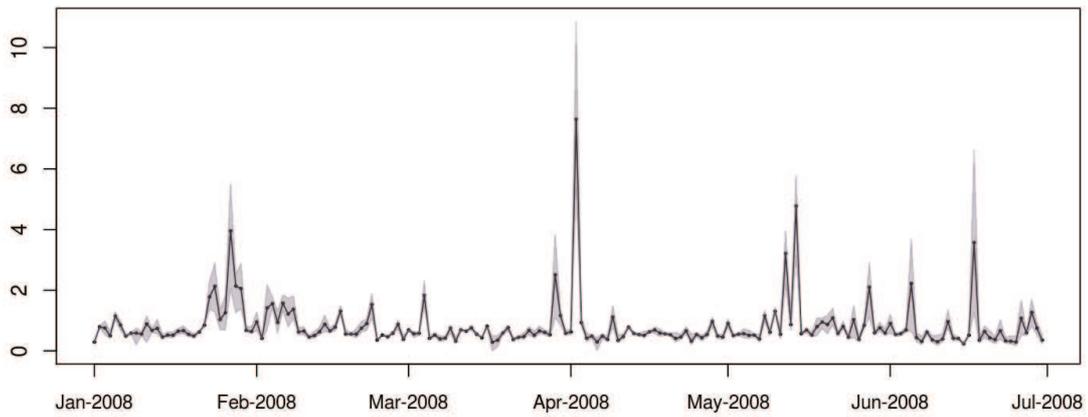


Figura 4.31: Índice sísmico para el período 2008-01-01 a 2008-06-30.

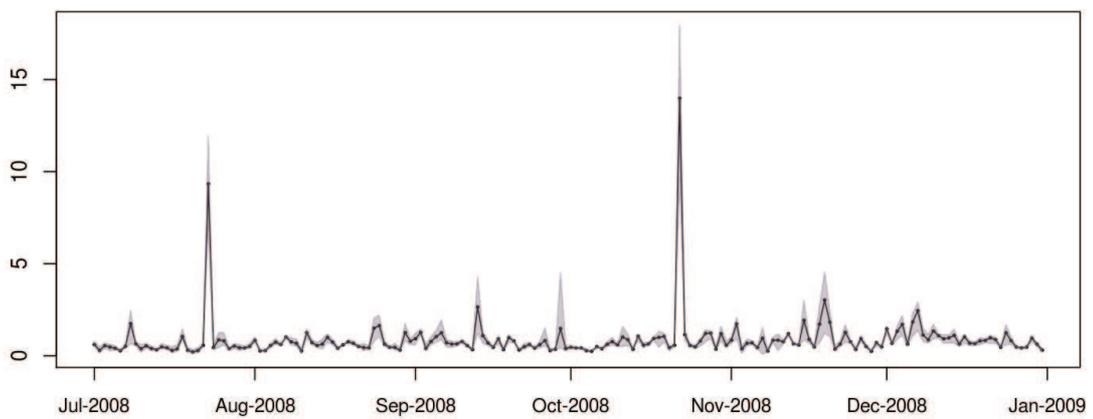


Figura 4.32: Índice sísmico para el período 2008-07-01 a 2008-12-31.

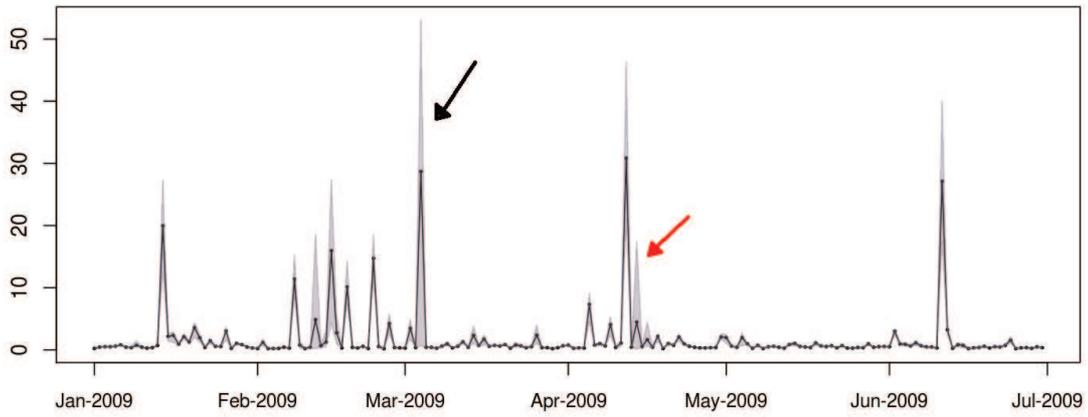


Figura 4.33: Índice sísmico para el período 2009-01-01 a 2009-06-30.

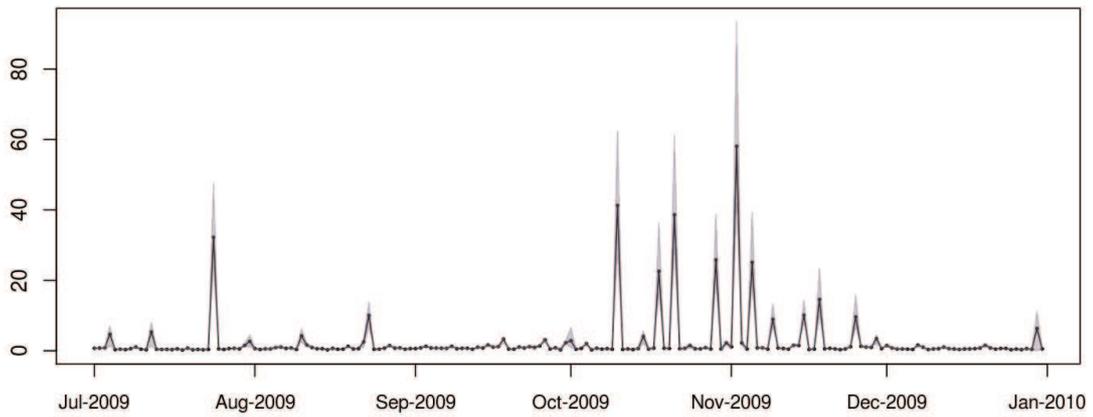


Figura 4.34: Índice sísmico para el período 2009-07-01 a 2009-12-31.

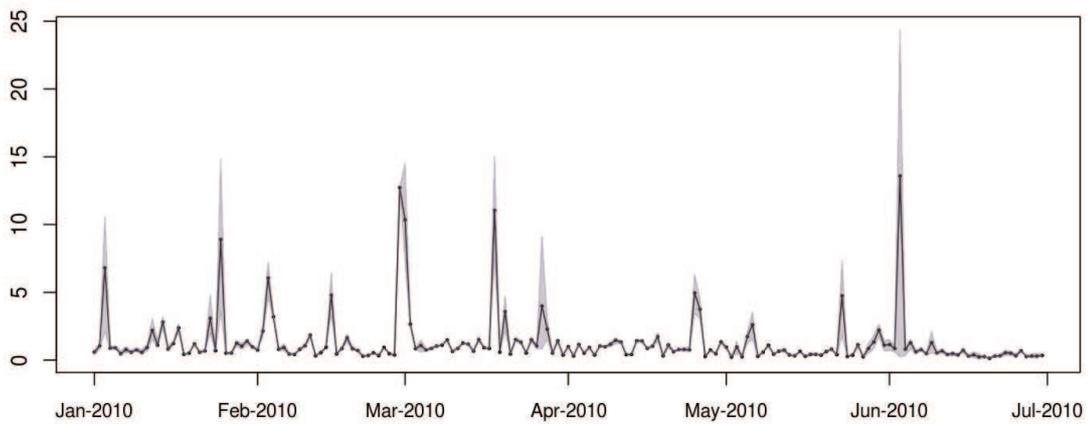


Figura 4.35: Índice sísmico para el período 2010-01-01 a 2010-06-30.

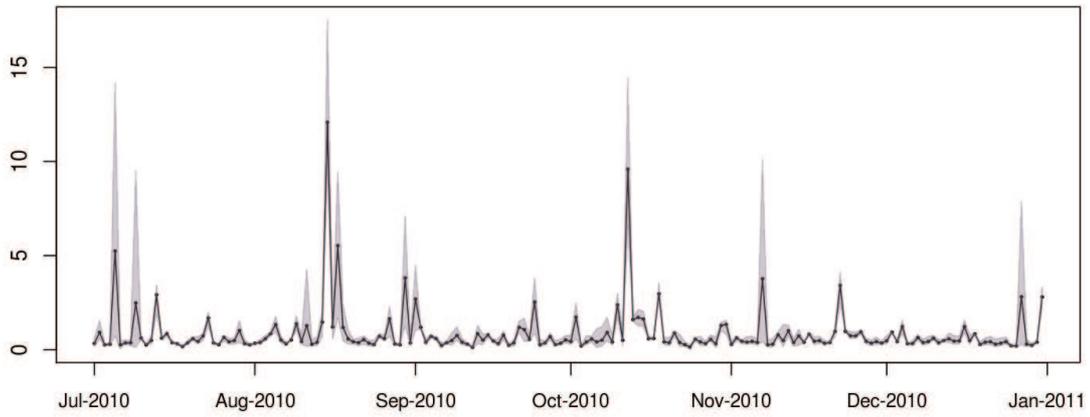


Figura 4.36: Índice sísmico para el período 2010-07-01 a 2010-12-31.

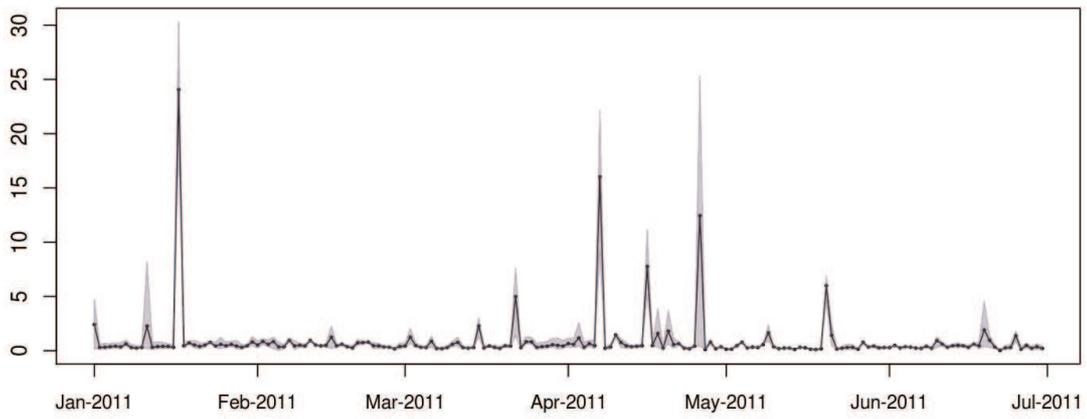


Figura 4.37: Índice sísmico para el período 2011-01-01 a 2011-06-30.

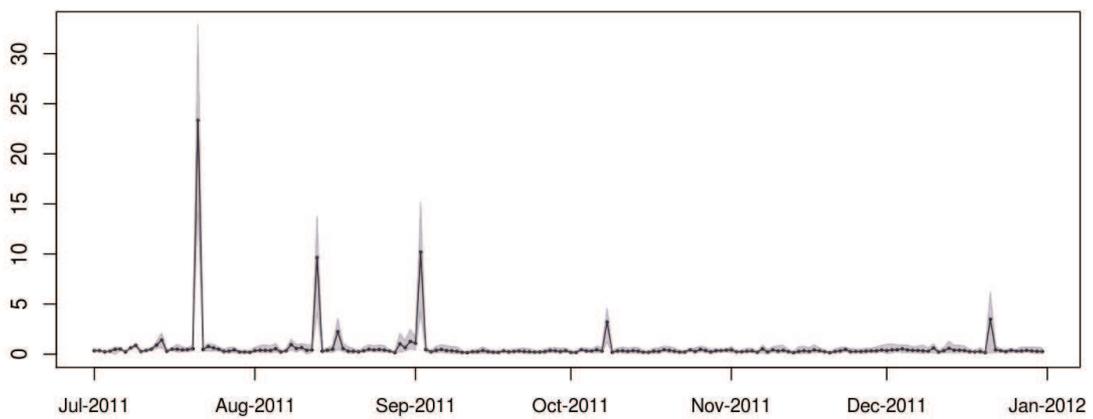


Figura 4.38: Índice sísmico para el período 2011-07-01 a 2011-12-31.

en el indicador de energía cuando se observan picos que están totalmente cubiertos por el área sombreada:

- El primer problema es debido a un incorrecto escalamiento de energía cuando se acumula el espectro de potencia en un día. Por ejemplo, una estación que ha grabado pocas horas de un día tiene un espectro acumulado menor a una estación donde los registros sísmicos están completos, más aún si en las horas perdidas se tiene eventos sísmicos importantes. Un ejemplo de lo mencionado es el pico observado el día 2009-03-04 (ver Figura 4.33, flecha negra). En este día, para la estación BNAS solo existen registros sísmicos a partir de las 17:00 horas y además un evento importante del Cotopaxi fue registrado a las 04:14.
- El segundo problema detectado es debido al mal funcionamiento de una o varias estaciones, donde picos producidos por este mal funcionamiento son añadidos a los registros sísmicos alterando el calculo del índice. Un ejemplo, de esto se muestra en el pico del día 2009-04-14 (ver Figura 4.33, flecha roja), donde la estación BNAS se reinició y una curva de calibración del sensor fue añadida al registro sísmico.
- El tercer problema está relacionado con lahares secundarios, que bajan por determinados flancos del volcán y las estaciones más cercanas registran fuertemente estas señales, mientras que en las estaciones más lejanas no hay registro alguno. Un ejemplo de esto se presenta el día 2007-02-04 (ver Figura 4.30, flecha azul), donde en las estaciones de BTAM y BVC2 claramente se registra la señal sísmica del lahar por varias horas, mientras que en BNAS y BMOR no hay registro alguno (Cada pareja de estaciones se encuentra en flancos opuestos del volcán. Véase la distribución de las estaciones en la Figura 3.2).

Comúnmente, cuando se tienen series temporales con máximos y mínimos distantes en dos puntos consecutivos de la serie temporal, es útil usar la relación $y' = \log(y + 1)$, para visualizar en detalle los cambios, donde y es la serie temporal original y se supone que $y \geq 0$, \log indica logaritmo en base 10 [59]. Usando lo mencionado en las Figuras 4.39-4.49 se muestra la relación entre la serie temporal de los procesos de fractura (5 – 15 Hz, línea negra) y el movimiento de fluidos (1 – 5 Hz, línea azul).

Los procesos de fractura y movimiento de fluidos poseen dos dinámicas diferentes y, por ende, no existe una linealidad energética entre ellos, pero si una proporcionalidad directa. Entonces para facilitar el análisis estadístico de los índices de fractura y movimiento de fluidos se transforman las series de tiempo usando $y' = \log(y + 1)$, antes de compararlas.

La comparación estadística entre el índice de fluidos y el índice de fracturas, se realizó usando la *correlación cruzada*² [59], que generó un coeficiente de correlación igual a 0.485, cuyo valor puede ser interpretado como que al menos el 48.5 % de los puntos entre las series de tiempo mantienen una correspondencia. También se desplazó uno o varios días entre las series de tiempo durante la comparación, con el objetivo de observar si los procesos de fractura precedían a los procesos de movimiento de fluidos o viceversa. No se encontró mejor correlación entre las series de tiempo mientras se realizó este ejercicio, como se muestra en la Figura 4.50.

En futuros trabajos se puede realizar este mismo ejercicio, pero primero mejorando la resolución de los índices a horas o minutos, ya que posiblemente los procesos de fracturamiento y movimiento de fluidos no están muy separados en el tiempo. Esta puede ser la razón para no observar un mejoramiento de la correspondencia entre las series de tiempo durante este ejercicio.

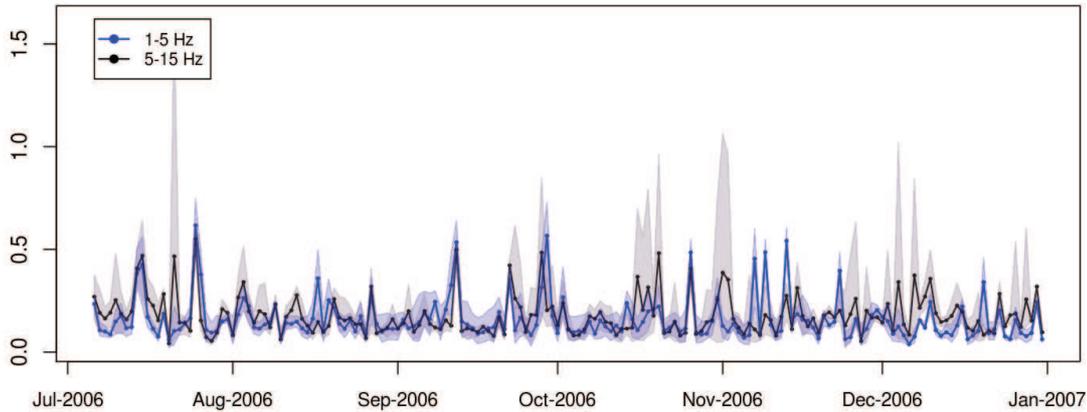


Figura 4.39: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2006-07-06 a 2006-12-31.

²Sea γ el coeficiente de correlación cruzada calculado a través de $\gamma = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}}$, donde x_i y y_i son elementos de las series temporales x y y , respectivamente [59].

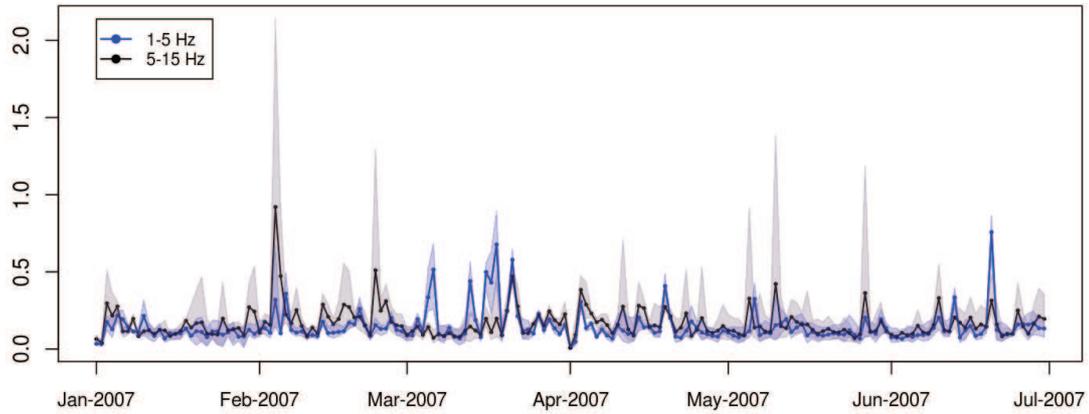


Figura 4.40: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2007-01-01 a 2007-06-30.

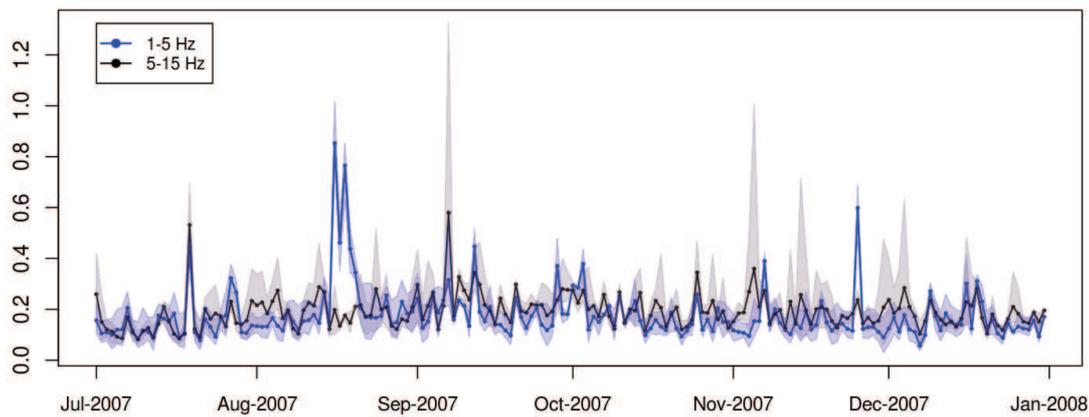


Figura 4.41: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2007-07-01 a 2007-12-31.

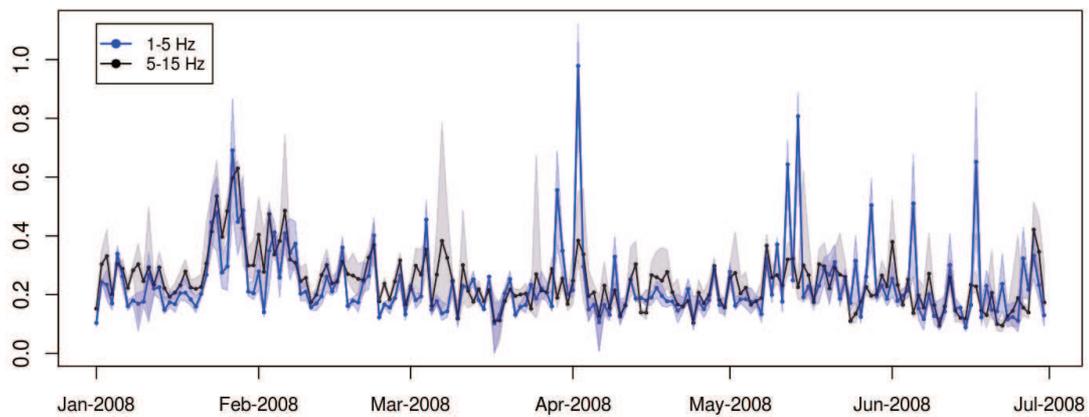


Figura 4.42: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2008-01-01 a 2008-06-30.

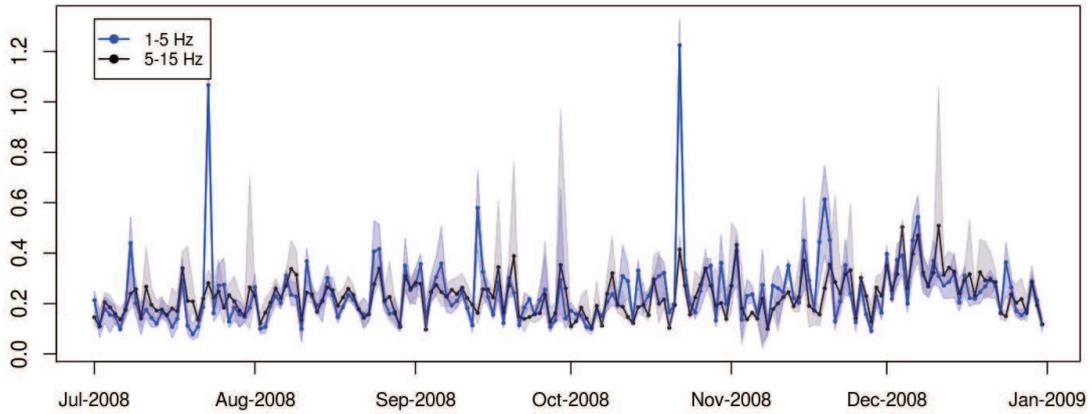


Figura 4.43: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2008-07-01 a 2008-12-31.

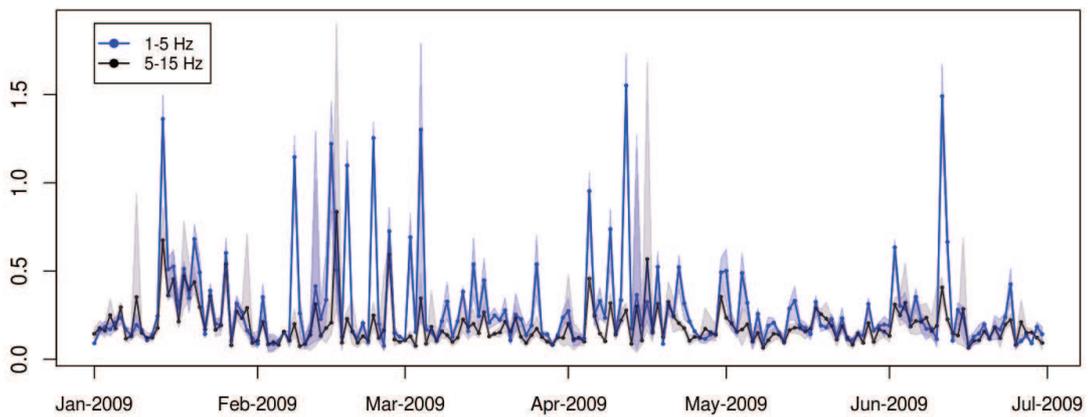


Figura 4.44: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2009-01-01 a 2009-06-30.

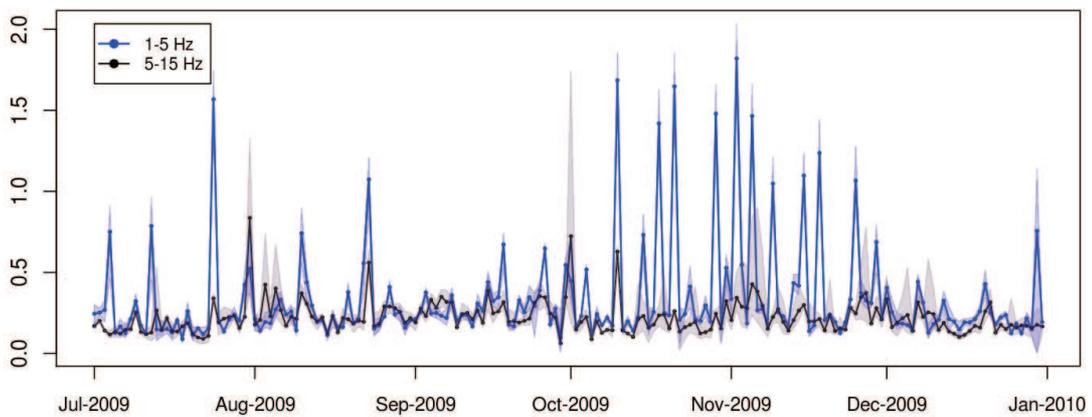


Figura 4.45: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2009-07-01 a 2009-12-31.

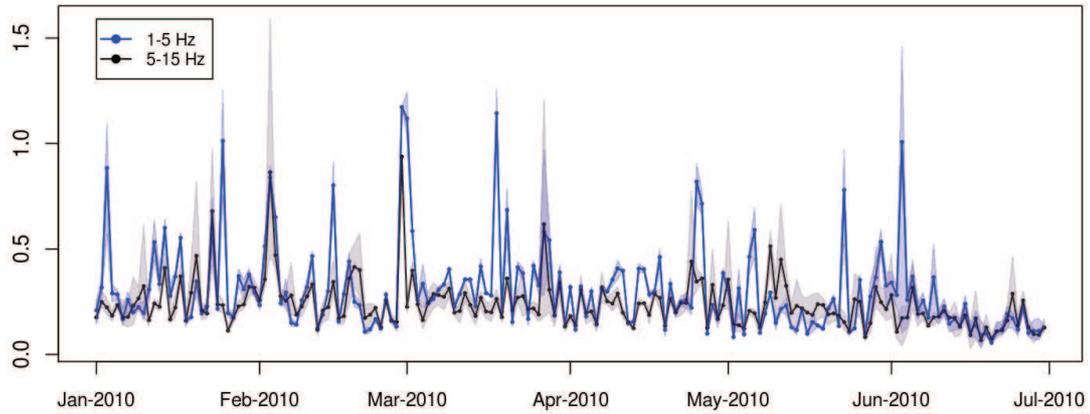


Figura 4.46: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2010-01-01 a 2010-06-30.

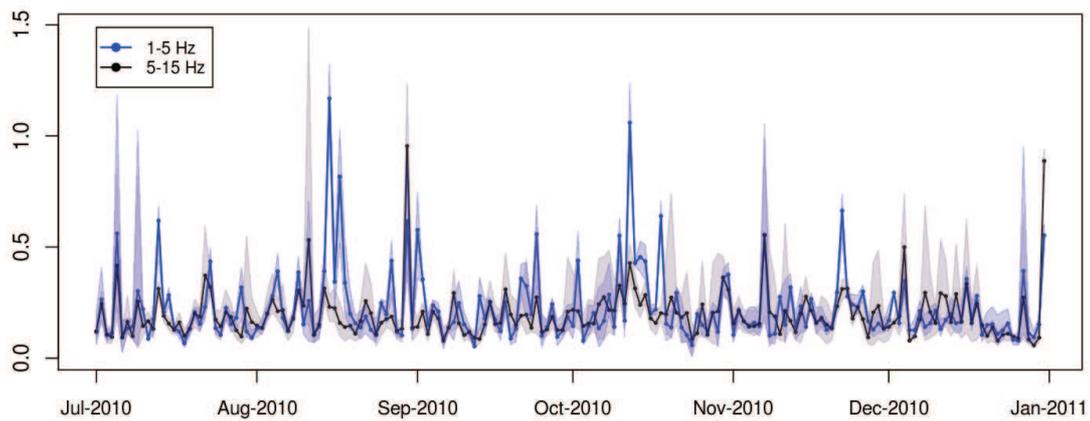


Figura 4.47: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2010-07-01 a 2010-12-31.

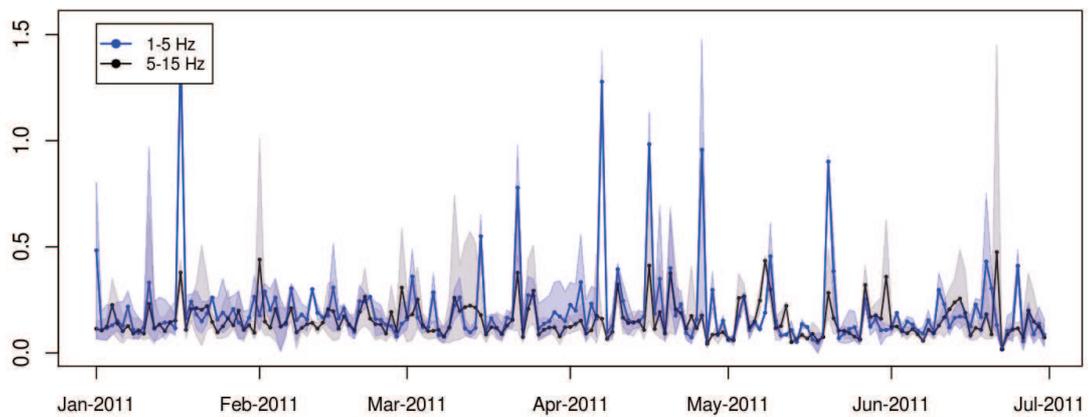


Figura 4.48: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2011-01-01 a 2011-06-30.

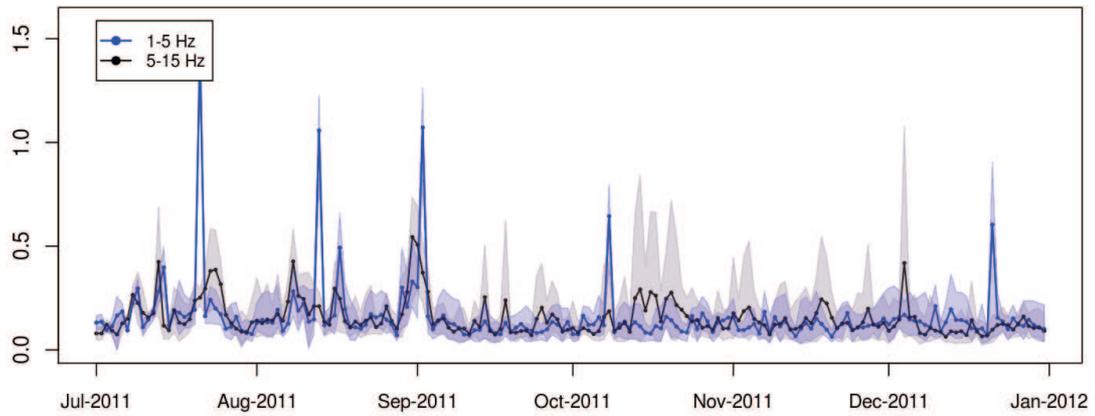


Figura 4.49: Relación entre los procesos de fractura y de movimiento de fluidos, período 2011-07-01 a 2011-12-31.

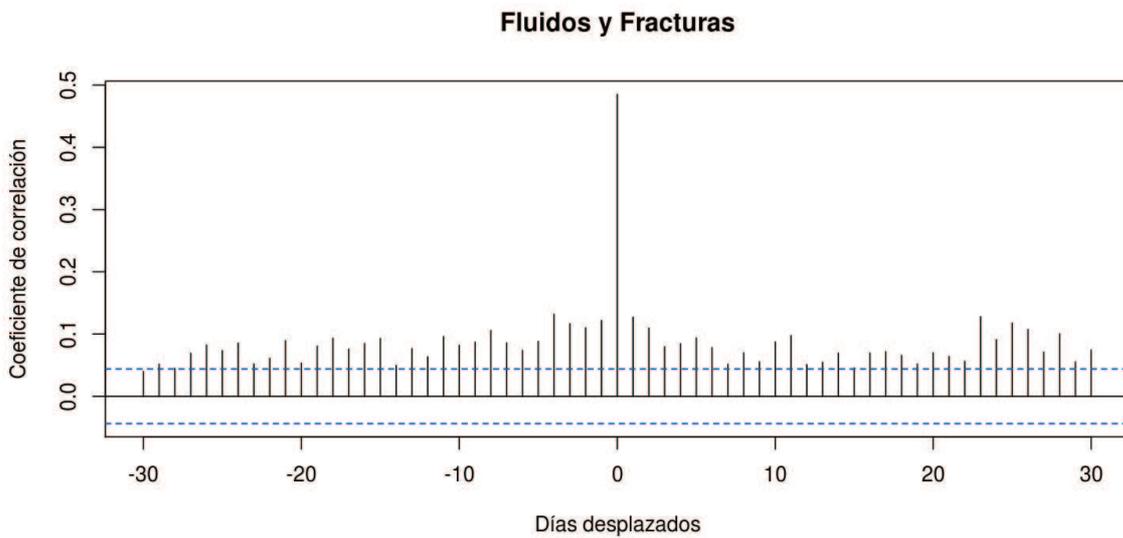


Figura 4.50: Coeficiente de correlación como función del número de días desplazados entre las series de tiempo.

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

5.1. Respecto a los efectos de sitio

En el volcán Cotopaxi, el factor de calidad de la coda es similar en la región de estudio de los efectos de sitio, lo cuál permitió considerar a la razón espectral e inversión espectral de la coda, como métodos válidos para cuantificar los efectos de sitio. Además los valores obtenidos del factor de calidad de la coda en este estudio se encuentran en el rango previsto en estudios, en otras regiones del mundo. En el futuro se podría usar el modelo de difusión [2] para el cálculo de Q_c y comparar con los resultados aquí obtenidos; sería interesante ver qué información adicional del sistema físico nos da el modelo de difusión.

Para obtener resultados de mayor confiabilidad durante la cuantificación de los efectos de sitio a través de la coda de la señal sísmica, es indispensable ubicar correctamente el inicio de la coda y escoger un tamaño de ventana adecuado para el análisis de la coda.

Usando 40 eventos tectónicos regionales registrados en la red sísmica del volcán Cotopaxi, la razón espectral muestra ser un método rápido y confiable para estimar los valores de amplificación y de amortiguamiento de las señales sísmicas, para frecuencias < 10 Hz, siempre y cuando se tenga una gran cantidad de eventos regionales que provengan de todas las direcciones, para evitar conflictos con procesos de directividad y de mecanismo focal.

La metodología de inversión de la coda implementada en este estudio para el volcán Cotopaxi, durante la cuantificación de los efectos de sitio, muestra ser más robusta y consistente que la razón espectral, especialmente para altas frecuencias (> 10 Hz).

Los resultados obtenidos a través de la inversión espectral de la onda **S**, muestran

una calidad superior sobre las otras metodologías. Las curvas están bien definidas con sus picos y valles de amplificación y amortiguamiento, poca variabilidad de los resultados, incluso cuando se usaron diferentes tamaños y ubicaciones de las ventanas para la selección de las ondas **S**. La principal ventaja de calcular los efectos de sitio a partir del análisis de las ondas **S**, es que son las ondas más energéticas y por ende permiten una observación directa de las anomalías locales, frente a grandes perturbaciones.

Las tres metodologías muestran resultados similares, lo que comprueba la validez de las metodologías en la cuantificación de los efectos de sitio. Sin embargo, los niveles de confianza de los resultados obtenidos a través de la razón espectral indican inestabilidad y alta incertidumbre de los resultados, lo cual dificulta una interpretación clara del valor real de amplificación o atenuación.

Kato et al. (1995), Galluzzo et al. (2009) y Su et al. (1996), aseguran que existe un grado de libertad sin constreñir en los modelos usados para las inversiones; por lo que hay que tomar una estación de referencia a fin de resolver este grado de libertad. El uso de esta restricción no permite una observación absoluta de los valores de amplificación o amortiguamiento. Simplemente son valores relativos a la estación de referencia, y por lo tanto la importancia de tener una estación ubicada en roca donde se supone que los efectos de sitio son despreciables. Para resolver el grado de libertad sin constreñir se puede optar por parametrizar los términos de fuente usando la ecuación (2.41) y no calcularlos durante la inversión [25], o se podría innovar usando una metodología de regularización como la propuesta por Tikhonov, para remover singularidades durante el proceso de inversión [9].

Una etapa en las inversiones que se puede mejorar a futuro es asignar un valor de peso a cada ecuación que conforma los modelos 2.54 y 2.63, según el nivel de ruido que se tenga durante la medida de las amplitudes de las ondas sísmicas, ya que en el actual procedimiento solo se exige que el valor de la amplitud de la señal supere en un cierto número de veces el nivel de ruido, sin saber si el valor de amplitud es cercano o lejano de este límite impuesto.

Durante el refinamiento en norma L_1 de los resultados provenientes de las inversiones, se observó que con datos del Cotopaxi este proceso no aportaba información adicional importante a la ya obtenida, por ejemplo, información que marque nuevas tendencias. El principal obstáculo para calcular los intervalos de confianza por Monte Carlo de los resultados ya refinados, fue el excesivo costo computacional que representaba hacerlo, entonces en un futuro se pueden traducir los programas aquí desarrollados

a lenguajes básicos como *C* o *Fortran*, para obtener mayor rapidez y eficiencia, de ser necesario.

Se han obtenido resultados más completos y detallados de los efectos de sitio, que aquellos presentados por Kumagai [33, 35], utilizando nuevas metodologías. Al contrastar los resultados presentados en este estudio, con los expuestos por Kumagai, se observa una buena concordancia entre ellos. No obstante las mayores diferencias se observan en la estación BNAS, donde se supone que dos procesos independientes ocurren en el sitio de instalación. El primero está asociado a la frecuencia que deben tener las ondas para que su permanencia de vibración se prolongue, y el segundo es cuál es la frecuencia en que las ondas más energéticas sufren mayor amplificación. Siendo el análisis de la coda más sensible al primer proceso, mientras que el análisis de la onda **S**, al segundo proceso.

Sabiendo que en cada sitio sólo existen dos modos normales de vibración: horizontal y vertical, en un estudio posterior se puede reducir en un tercio el número de cálculos computacionales, primero calculando un espectro horizontal unificado en base a un promedio o a un espectro máximo horizontal según sugiere Bonilla et al. (1997).

5.2. Respecto al índice sísmico

Revisando el índice sísmico acumulado cada 15 días (Figura 4.27), se puede determinar al menos un período anómalo (el año 2009) en el dinamismo del volcán Cotopaxi, desde mediados de 2006 hasta inicios de 2012. Además, el estudio y la corrección de los efectos de sitio de las señales sísmicas propias del volcán han permitido desarrollar una base para la construcción de un índice de actividad sísmica robusto y objetivo. En general, los objetivos planteados para la construcción del índice actividad sísmica han sido cumplidos, ya que en él se pueden visualizar los cambios temporales que han ocurrido en el volcán Cotopaxi.

La corrección por efectos de sitio a los espectros de potencia, permite obtener la real liberación de energía respecto al periodo de referencia de actividad del volcán Cotopaxi. Además la brecha entre las series temporales de energía de las estaciones se ha reducido, mostrando la factibilidad de crear un índice unificado que unívocamente muestre la real evolución del volcán. Otro tipo de corrección a realizarse en un estudio posterior, es mejorar la congruencia entre las series de tiempo, usando la localización automática de eventos, ya implementada en el Cotopaxi, para incluir los efectos de camino, tales

como la atenuación geométrica e intrínseca de las ondas sísmicas. El propósito de tener un índice unificado, es poder afrontar la posibilidad de fallas técnicas de alguna estación, o en el peor de los escenarios, la destrucción de una de ellas por fenómenos como lahares o flujos piroclásticos. Con un índice unificado no se perdería la capacidad de visualizar objetivamente la evolución del volcán.

El conteo de eventos no es el reflejo directo de la energía liberada por el volcán; sin embargo, puede indicarnos tendencias como la frecuencia en que eventos en común se repiten y, por ejemplo, combinando las series de tiempo del número de eventos y el índice sísmico se puede observar si los eventos generados por el volcán son progresivamente más energéticos o no.

Sin importar que actualmente en el Cotopaxi los procesos de fractura son mínimos y existen dificultades con el ruido de alta frecuencia en cada estación, no se descarta que en futuro la banda de 5 – 15 Hz indique episodios importantes del volcán, como una intrusión magmática que supere el nivel de ruido antes de una posible erupción.

En un futuro dependiendo de la certidumbre y disponibilidad de datos de otros parámetros como gases (información acerca del ascenso de fluidos), deformación (indica inyección de magma y se puede estimar volúmenes a partir de esta información) o gravimetría (señalan variaciones de masa en el edificio volcánico), éstos se pueden incluir en la metodología del cálculo del índice sísmico y formar un indicador integral que dé una visión global del proceso volcánico, y tal vez así se puedan sacar nuevas conclusiones o detectar otro tipo de periodos anómalos en el volcán.

Referencias

- [1] Aki K. , (1969). Analysis of Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. Journal of Geophysical Research, Vol 74, pp. 615-631.
- [2] Aki K. , Chouet B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. Journal of Geophysical Research, Vol 80, pp. 3322-3342.
- [3] Aki K., Richards P., (2002). Quantitative Seismology, University Science Books.
- [4] Alessandrini B., Cattaneo m., Demartin M., Gasperini M., Lanza V., (1994). A simple P-wave polarization analysis: its application to earthquake location, Annali di geofisica
- [5] Allen R. (1975). Index Numbers in Economic Theory and Practice. R.G.D. Allen.
- [6] Aoyama H., Oshima H., (2008)., Tilt change recorded by broadband seismometer prior to small phreatic explosion of Meakan-dake volcano, Hokkaido, Japan. Geophysical Research Letters, Vol. 35
- [7] Andrade D., Hall M., Mothes P., Troncoso L., Eissen J., Samaniego P., Egred J., Ramón P., Rivero D., Yepes H., (2005), Los peligros volcánicos asociados con el Cotopaxi. Corporación editora nacional.
- [8] Andrews D.J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. Earthquake Source Mechanics, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp 259-267.
- [9] Aster R., Borchers B., Thurber C.,(2012), Parameter Estimation and Inverse Problems, ed Elsevier, pp 25-168.
- [10] Battaglia J. (2003). Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, Journal of Geophysical Research, Vol 108, pp. ECV 3-1
- [11] Beauval C., H. Yepes, P. Palacios, M. Segovia, A. Alvarado, Y. Font, J. Aguilar, L. Troncoso, and S. Vaca. An earthquake catalog for seismic hazard assessment in Ecuador, Bulletin of the Seismological Society of America. En revisión.

- [12] Bonilla F., Steidl J., Lindley G., Tumarkin A., Archuleta R., (1997) , Site Amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of Site-Effect Estimation Using the S-Wave, Coda, and H/V Methods., *Bulletin of the Seismological Society of America.*, Vol 99, pp. 1705-1719.
- [13] Buttkus B. (2000), *Spectral Analysis and Filter in Applied Geophysics*, Springer, USA, New York.
- [14] Chapman C., (2004), *Fundamentals of Seismic Wave Propagation*
- [15] Crawley M. (2007). *The R Book*, Wiley,Uk
- [16] Delmelle P., Stix J., (2000), *Encyclopedia of Volcanoes: Volcanic Gases*. Academic Press. pp. 803-815.
- [17] Elnashai A., Di Sarno L., (2008), *Fundamentals of Earthquake Engineering*, ed. Wiley, pp. 14-44.
- [18] Galluzzo D., Del Pezzo E., La Rocca M., Castellano M., and Bianco F., (2009), Source Scaling and Site Effects at Vesuvius Volcano, *Bulletin of the Seismological Society of America.*, Vol 87, pp. 710-730.
- [19] Garland G., (1971), *Introduction to Geophysics - Mantle, Core and Crust*. ed W. B. Saunders Company, pp. 30-62.
- [20] Geotech Instruments, SMART-24 Series, User's Manual, Version 2.9
- [21] Escuela Politécnica Nacional - Instituto Geofísico (2006). *Resumen de la Actividad del Volcán Cotopaxi Registrada Durante el Año 2006*.
- [22] Escuela Politécnica Nacional - Instituto Geofísico (2007). *Resumen de la Actividad del Volcán Cotopaxi Registrada Durante el Año 2007*.
- [23] Escuela Politécnica Nacional - Instituto Geofísico (2008). *Resumen de la Actividad del Volcán Cotopaxi Registrada Durante el Año 2008*.
- [24] Escuela Politécnica Nacional - Instituto Geofísico (2009). *Resumen de la Actividad del Volcán Cotopaxi Registrada Durante el Año 2009*.
- [25] Field H., Jacob K., (1995), A Comparison and Test of Various Site-Response Estimation Techniques, Including Three That Are Not Reference-Site Dependent, *Bulletin of the Seismological Society of America.*, Vol 85, pp. 1127-1143.

- [26] Hall M., Mothes P., Samaniego P., Yespes H., Andrade D. (2004). Mapa regional de peligros volcánicos potenciales del volcán Cot opaxi. Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional.
- [27] Havskov J., Ottemöller L., (2010) , Routine Data Processing in Earthquake Seismology. , ed. Springer pp. 251-288.
- [28] Jellinek M. , Bercovici D. (2011) Seismic tremors and magma wagging during explosive volcanism, Nature, Vol 470, pp. 522-525.
- [29] JICA, IGEPN, NIED, (2012), Broadband Seismic and Infrasonic Networks on Cotopaxi and Tungurahua Volcanoes, IGJICA Ecuador
- [30] Johnson J., Aster R., (2005), Relative partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions., Journal of Volcanology and Geothermal Research., Vol 148, pp. 334-354
- [31] Kato K., Aki K. , Takemura M, (1995). Site Amplification from Coda Waves: Validation and Application to S-Wave Site Reponse, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 85, pp. 467-477.
- [32] Kasahara K. (1981). Earthquake mechanics, ed Cambridge University Press, New York
- [33] Kumagai H., Palacios P., Maeda T., Barba D., Nakano N., (2009), Seismic tracking of lahars using tremor signals. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 183.
- [34] Kumagai H. (2009). Volcano Seismic Signals, Source Quantification of, Encyclopedia of Complexity and Systems Science, ed. Springer-Verlag, pp. 9899-9932.
- [35] Kumagai H., Nakano M., Maeda T., Yepes H., Palacios P., Ruiz M., Arrais S., Vaca M., Molina I. and Yamashima T. (2010), Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches. Journal of Geophysical Research, Vol. 115.
- [36] MacNutt S. (2000), Encyclopedia of Volcanoes: Volcanic Seismicity. Academic Press, pp. 1015-1033.
- [37] Madariaga R. (2007), Seismic Source Theory, Elsevier pp. 59-62
- [38] Mothes P. (2006), Fourth Conference Cities on Volcanoes: Cotopaxi Volcano and the Surrounding Valleys, Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador.

- [39] Margheriti L., Wennerberg L., Boatwright J., (1994), A Comparison of Coda and S-Wave Spectral Ratios as Estimates of Site Response in the Southern San Francisco Bay Area. *Bulletin of the Seismological Society of America* , Vol 84, pp. 1815-1830.
- [40] Mayeda K., Koyanagi S., Aki K., (1991), Site Amplification From S-wave Coda in the Long Valley Caldera Region California., *Bulletin of the Seismological Society of America.*, Vol 81, pp. 2194-2213.
- [41] Menke W. (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, New York
- [42] Ocola L., Aldrich L., Gettrust J., Meyer R., Ramírez J. (1973) *Crustal Structure Under Southern Colombian-Northern Ecuador Andes From Seismic Refraction Data. Proyecto Cooperativo Internacional, Nariño.*
- [43] Palacios P. (2010) *Time Series and Levels of Seismic Activity of Tungurahua Volcano at AG, Foz do Iguazu , Brazil.*
- [44] Palacios P. (2009). *Indice de Actividad Sismica - Tungurahua , IGEPN, Quito.*
- [45] Palacios P. (2007). *Enhancing Volcano-Monitoring Capabilities in Ecuador, IGEPN, Tsukuba.*
- [46] Paul A., Gupta S., Pant C., (2003), Coda Q estimates for Kumaun Himalaya, *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, No.4, pp. 569–576.
- [47] Pliny the Younger, *Letters* 6.16 and 6.20.
- [48] Quigley E. (2004). *Unix Shells by Examples*, ed Prentice Hall.
- [49] R Core Team (2013). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org/>.
- [50] Ramón D., Vega G. (2003), Distribución de Q de coda y análisis de la atenuación sísmica intrínseca y dispersiva en la Península Ibérica, *Revista Internacional de Métodos Numéricos para el Cálculo y Diseño en Ingeniería*.
- [51] Rousseeuw P., Croux C., (1993), Alternatives to the Median Absolute Deviation, *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 88, No. 424.
- [52] Ruiz M. (2009) *Determination of Site Amplification Factors Using Coda-Wave Analysis at Tungurahua and Cotopaxi Volcanoes, Ecuador, IGEPN, Tsukuba.*

- [53] Sato H., Fehler M., Maeda T., (2012), Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth, ed. Springer, pp 1-123.
- [54] Scherbaum F., (2001), Of Poles and Zeros, fundamentasl of digital seismology., ed. Kluwer Academic Publishers.
- [55] Shaocheng Ji, Shengsi Sun, Qian Wang and Denis Marcotte. (2010). Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle, Journal of Geophysical Research, Vol. 115,
- [56] Shearer P. (2009). Introduction to Seismology, ed Cambridge University Press, New York.
- [57] Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, Lee Minner (2003) "SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers", Invited contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- [58] Shoja-Taheri, Bolt B. (1977), A generalized strong-motion accelerogram based on spectral maximization from two horizontal componets. Bulletin of the Seismological Society of America., Vol 67, pp. 863-876.
- [59] Shumway R., Stoffer D., (2011), Time Series Analysis and Its Applications, ed Springer.
- [60] Su F., Anderson J., Brune J., Zeng Y., (1996) , A Comparison of Direct S-Wave and Coda-Waves Site Amplification Determined from Aftershocks of the Little Skull Mountain Earthquake., Bulletin of the Seismological Society of America., Vol 86, pp. 1006-1018.
- [61] Stein S., Wyssession M. (2003), An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, ed Blackwell Publishing.
- [62] Stewart J., (2012), Multivariable Calculus, ed. Brooks-Cole Cengage Learning
- [63] Troncoso L., (2005). Análisis de la Actividad Anómala del Volcán Cotopaxi y su Vínculo con la Sismicidad de la Zona de Pastocalle. Periodo 2001-2002. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional.
- [64] Tsujiura M., (1978), Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 53, pp. 1-48

- [65] Yoon M., (2005), Deep Seismic Imaging in the Presence of a Heterogeneous Overburden, Tesis de disertación PHD, Universidad de Berlín.

Apéndice A

Tablas de datos

Tabla A.1: Sismos usados para el cálculo del factor de calidad así como para el cálculo de los efectos de sitio.

Evento	Tiempo de Origen	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	BNAS	BMOR	BREF	BTAM	BVC2
1	2006-11-24 09:33:49	-1.033	-78.269	17.9	4	*	*	*	*	*
2	2006-11-24 12:47:16	-1.012	-78.314	15.4	3.8	*	*	*	*	*
3	2006-12-17 09:40:04	-0.247	-79.076	19.1	3.7	*	*	*	*	*
4	2007-01-04 10:35:02	-1.113	-78.406	15.4	3.5	*	*	*	*	*
5	2007-01-19 09:15:53	-1.049	-78.328	12	3.6	*	*	*	*	*
6	2007-01-20 20:38:51	-0.078	-78.57	17.4	3.7	*	*	*	*	*
7	2007-01-23 08:57:54	-0.579	-77.948	14.2	3.6	*	*	-	*	*
8	2007-02-06 19:36:58	-1.246	-78.203	29.3	3.5	*	*	*	*	*
9	2007-07-20 11:14:32	-0.695	-78.715	14.3	3.5	*	*	*	*	*
10	2007-09-22 20:01:21	-1.194	-78.675	35	3.8	*	*	*	*	*
11	2007-10-16 00:41:46	-0.676	-78.698	18.7	3.5	*	*	*	*	*
12	2007-10-19 21:34:44	-1.069	-78.822	21.4	3.5	*	*	*	*	*
13	2007-10-30 21:03:11	-0.543	-77.988	14.2	3.5	*	*	*	*	*
14	2007-11-23 05:14:02	-0.958	-77.795	31.3	3.8	*	*	*	*	*
15	2007-11-26 12:19:38	-0.28	-78.798	17.2	3.6	*	*	*	*	*
16	2008-01-02 19:58:25	-1.01	-78.423	8.57	3.5	*	*	-	*	*
17	2008-02-27 15:31:16	-1.046	-78.342	10.62	3.6	*	-	*	*	*
18	2008-02-27 15:36:53	-1.046	-78.336	11.97	3.5	*	-	*	*	*
19	2008-02-28 14:30:04	-1.11	-78.406	10.3	3.5	*	*	-	*	*
20	2008-03-20 06:07:28	-0.221	-78.933	19.27	3.6	*	*	*	-	*
21	2008-04-26 19:14:15	-0.708	-78.711	9.31	3.7	*	*	*	*	*
22	2008-04-26 21:58:48	-0.716	-78.735	11.15	3.9	*	*	*	*	*
23	2008-05-11 11:05:36	0.005	-78.519	18.95	3.7	*	*	*	*	*
24	2008-05-15 07:29:32	-0.696	-78.709	21.48	3.5	*	*	*	*	*
25	2008-06-11 04:10:53	-1.037	-78.324	11.64	3.7	*	*	*	*	*
26	2008-06-11 04:33:12	-1.031	-78.333	10.64	3.5	*	*	*	*	*
27	2008-06-11 21:34:21	-1.043	-78.295	10.68	3.7	*	*	*	*	*
28	2008-07-08 23:44:56	-1.036	-78.322	9.17	3.5	*	*	*	*	*
29	2008-08-04 22:07:18	-1.042	-78.309	10.34	3.7	*	*	*	*	*
30	2008-10-08 22:42:07	-1.171	-78.413	12.46	3.5	*	*	*	*	*
31	2008-11-16 00:35:13	-1.039	-78.309	10.62	3.8	*	*	*	*	*
32	2008-11-19 23:57:56	-1.235	-78.196	14.49	3.7	*	*	*	*	*
33	2009-01-01 04:12:17	-0.404	-78.208	12	3.5	*	*	*	*	*
34	2009-01-12 00:56:37	-0.425	-78.551	10.33	3.5	*	*	*	*	*
35	2009-01-13 10:52:36	-0.884	-78.337	11.86	3.5	*	*	*	*	*
36	2009-03-11 13:54:34	-0.786	-78.863	13.37	3.7	*	*	*	*	*
37	2009-04-18 03:29:32	-1.051	-78.717	17.34	3.6	*	*	*	*	*
38	2009-06-23 00:51:57	-0.481	-78.652	19.85	3.6	*	*	*	*	-
39	2009-07-09 10:18:43	-0.752	-78.725	16.5	3.5	*	*	*	*	-
40	2009-10-09 18:11:34	-0.996	-77.963	17.52	5.2	-	*	*	*	*

Tabla A.2: Valores promedios de los factores de calidad tomados sobre todas las estaciones y componentes.

$f(Hz)$	Q_c	$f(Hz)$	Q_c
1.25	165.74	10.75	1120.75
1.75	183.42	11.25	1178.73
2.25	205.32	11.75	1273.63
2.75	221.24	12.25	1359.63
3.25	261.25	12.75	1498.76
3.75	297.76	13.25	1455.59
4.25	340.29	13.75	1553.31
4.75	386.33	14.25	1560.33
5.25	434.82	14.75	1628.38
5.75	517.41	15.25	1809.68
6.25	571.85	15.75	1890.52
6.75	664.99	16.25	1977.52
7.25	718.57	16.75	2048.75
7.75	787.18	17.25	2024.78
8.25	866.45	17.75	2116.09
8.75	934.15	18.25	1816.78
9.25	1009.14	18.75	2105.62
9.75	1004.22	19.25	2453.38
10.25	1115.33	19.75	2527.42

Tabla A.3: Factores de sitio calculados en la componente vertical a través de la inversión espectral de la onda **S**.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.612 ± 0.036	0.861 ± 0.035	0.982 ± 0.034	0.731 ± 0.034
0.75	0.58 ± 0.039	0.954 ± 0.038	1.339 ± 0.039	1.14 ± 0.038
1.25	0.656 ± 0.03	0.868 ± 0.029	1.064 ± 0.03	0.793 ± 0.029
1.75	0.478 ± 0.034	0.927 ± 0.033	0.997 ± 0.034	0.928 ± 0.033
2.25	0.24 ± 0.038	0.657 ± 0.036	0.616 ± 0.038	0.691 ± 0.036
2.75	0.279 ± 0.036	0.844 ± 0.035	0.746 ± 0.036	0.787 ± 0.035
3.25	0.326 ± 0.037	0.842 ± 0.035	0.621 ± 0.037	0.729 ± 0.035
3.75	0.612 ± 0.04	1.408 ± 0.038	0.95 ± 0.04	1.361 ± 0.038
4.25	0.591 ± 0.04	1.241 ± 0.038	0.862 ± 0.04	1.513 ± 0.038
4.75	0.473 ± 0.036	1.281 ± 0.035	0.827 ± 0.036	1.601 ± 0.035
5.25	0.518 ± 0.033	1.543 ± 0.031	1.057 ± 0.033	1.42 ± 0.031
5.75	0.655 ± 0.039	2.236 ± 0.038	1.263 ± 0.039	1.736 ± 0.038
6.25	0.652 ± 0.039	2.259 ± 0.037	1.285 ± 0.039	1.446 ± 0.037
6.75	0.579 ± 0.043	1.853 ± 0.041	1.095 ± 0.043	1.391 ± 0.041
7.25	0.638 ± 0.042	1.61 ± 0.04	0.897 ± 0.042	1.471 ± 0.04
7.75	0.53 ± 0.041	1.475 ± 0.04	0.944 ± 0.041	1.621 ± 0.04
8.25	0.536 ± 0.037	1.476 ± 0.036	0.908 ± 0.037	1.502 ± 0.036
8.75	0.644 ± 0.038	2.006 ± 0.036	0.899 ± 0.038	1.764 ± 0.036
9.25	0.599 ± 0.034	2.237 ± 0.032	0.887 ± 0.034	1.669 ± 0.032
9.75	0.786 ± 0.036	2.217 ± 0.035	0.702 ± 0.036	1.687 ± 0.034
10.25	0.942 ± 0.039	2.346 ± 0.038	0.81 ± 0.039	1.724 ± 0.038
10.75	1.182 ± 0.039	2.131 ± 0.037	1.065 ± 0.039	2.079 ± 0.037
11.25	1.536 ± 0.037	2.588 ± 0.035	0.95 ± 0.036	1.995 ± 0.035
11.75	1.908 ± 0.035	2.769 ± 0.034	0.935 ± 0.035	2.031 ± 0.034
12.25	2.67 ± 0.044	3.01 ± 0.042	0.925 ± 0.044	2.147 ± 0.042
12.75	3.026 ± 0.033	3.21 ± 0.032	0.949 ± 0.033	2.237 ± 0.032
13.25	3.645 ± 0.041	3.047 ± 0.039	1.168 ± 0.041	2.039 ± 0.039
13.75	2.66 ± 0.04	2.698 ± 0.039	0.999 ± 0.04	1.874 ± 0.038
14.25	4.228 ± 0.038	3.577 ± 0.037	1.25 ± 0.038	2.896 ± 0.036
14.75	4.685 ± 0.039	4.264 ± 0.037	1.312 ± 0.039	2.81 ± 0.037
15.25	3.551 ± 0.038	3.547 ± 0.036	1.377 ± 0.037	2.752 ± 0.036
15.75	3.801 ± 0.041	4.061 ± 0.039	1.498 ± 0.04	2.808 ± 0.039
16.25	3.007 ± 0.044	3.367 ± 0.042	1.549 ± 0.043	3.022 ± 0.042
16.75	3.099 ± 0.04	3.576 ± 0.039	1.545 ± 0.04	3.713 ± 0.038
17.25	3.701 ± 0.04	3.586 ± 0.039	1.849 ± 0.04	2.99 ± 0.038
17.75	3.271 ± 0.045	3.89 ± 0.044	1.824 ± 0.046	3.408 ± 0.043
18.25	3.026 ± 0.043	3.342 ± 0.042	1.809 ± 0.043	3.286 ± 0.042
18.75	2.616 ± 0.047	3.02 ± 0.045	1.573 ± 0.047	2.365 ± 0.044
19.25	2.227 ± 0.051	2.748 ± 0.049	1.75 ± 0.051	2.224 ± 0.049
19.75	2.045 ± 0.054	2.326 ± 0.052	1.796 ± 0.054	2.364 ± 0.051

Tabla A.4: Factores de sitio calculados en la componente radial a través de la inversión espectral de la onda **S**.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.649 ± 0.04	1.275 ± 0.043	0.951 ± 0.042	1.069 ± 0.039
0.75	0.634 ± 0.037	0.899 ± 0.037	0.806 ± 0.038	0.995 ± 0.036
1.25	0.475 ± 0.043	0.641 ± 0.042	0.572 ± 0.043	0.696 ± 0.042
1.75	0.517 ± 0.04	0.791 ± 0.038	0.586 ± 0.04	0.773 ± 0.038
2.25	0.542 ± 0.04	1.008 ± 0.038	0.465 ± 0.04	1.011 ± 0.038
2.75	0.594 ± 0.04	1.063 ± 0.039	0.534 ± 0.04	1.329 ± 0.038
3.25	0.686 ± 0.039	1.226 ± 0.038	0.815 ± 0.039	1.443 ± 0.038
3.75	0.73 ± 0.039	1.742 ± 0.038	1.338 ± 0.039	1.896 ± 0.038
4.25	0.885 ± 0.041	1.652 ± 0.039	1.553 ± 0.041	1.88 ± 0.039
4.75	0.973 ± 0.04	2.259 ± 0.039	1.493 ± 0.04	2.433 ± 0.039
5.25	0.97 ± 0.037	2.077 ± 0.036	1.21 ± 0.037	2.168 ± 0.036
5.75	1.288 ± 0.036	2.111 ± 0.035	1.34 ± 0.036	2.393 ± 0.035
6.25	1.167 ± 0.037	1.992 ± 0.035	1.26 ± 0.037	2.306 ± 0.035
6.75	1.116 ± 0.039	1.643 ± 0.038	1.198 ± 0.039	2.412 ± 0.038
7.25	1.579 ± 0.039	2.238 ± 0.038	1.273 ± 0.039	2.642 ± 0.038
7.75	1.372 ± 0.034	1.693 ± 0.033	1.234 ± 0.035	2.418 ± 0.033
8.25	2.143 ± 0.034	2.292 ± 0.033	1.337 ± 0.034	2.474 ± 0.033
8.75	1.929 ± 0.04	2.379 ± 0.039	1.45 ± 0.04	2.277 ± 0.038
9.25	2.087 ± 0.039	2.594 ± 0.038	1.874 ± 0.039	2.145 ± 0.038
9.75	2.336 ± 0.041	2.688 ± 0.04	1.989 ± 0.041	2.63 ± 0.039
10.25	2.125 ± 0.04	2.323 ± 0.039	1.863 ± 0.04	2.261 ± 0.038
10.75	2.614 ± 0.041	2.307 ± 0.04	1.942 ± 0.041	2.008 ± 0.039
11.25	2.13 ± 0.035	2.487 ± 0.034	2.161 ± 0.035	1.634 ± 0.034
11.75	1.742 ± 0.04	2.408 ± 0.039	2.375 ± 0.04	1.314 ± 0.038
12.25	2.026 ± 0.037	2.602 ± 0.036	2.074 ± 0.038	0.977 ± 0.036
12.75	2.028 ± 0.04	2.411 ± 0.039	2.48 ± 0.04	0.861 ± 0.038
13.25	1.777 ± 0.04	2.288 ± 0.039	2.884 ± 0.041	0.663 ± 0.039
13.75	1.5 ± 0.041	2.009 ± 0.04	2.263 ± 0.041	0.607 ± 0.04
14.25	1.496 ± 0.039	2.054 ± 0.037	2.364 ± 0.039	0.702 ± 0.037
14.75	1.841 ± 0.04	2.235 ± 0.038	2.425 ± 0.039	0.767 ± 0.038
15.25	1.851 ± 0.042	2.235 ± 0.041	2.28 ± 0.042	0.722 ± 0.04
15.75	1.581 ± 0.04	1.971 ± 0.039	2.147 ± 0.04	0.893 ± 0.039
16.25	1.374 ± 0.043	2.206 ± 0.042	2.035 ± 0.043	1.4 ± 0.042
16.75	1.229 ± 0.042	1.805 ± 0.041	2.181 ± 0.042	1.324 ± 0.04
17.25	1.244 ± 0.038	1.673 ± 0.037	2.112 ± 0.038	1.528 ± 0.036
17.75	1.279 ± 0.044	1.571 ± 0.042	1.912 ± 0.042	1.677 ± 0.041
18.25	0.961 ± 0.041	1.402 ± 0.038	1.554 ± 0.039	1.353 ± 0.038
18.75	0.991 ± 0.047	1.321 ± 0.044	1.41 ± 0.046	1.258 ± 0.044
19.25	1.143 ± 0.043	1.236 ± 0.042	1.317 ± 0.043	1.306 ± 0.041
19.75	1.045 ± 0.048	1.247 ± 0.045	1.185 ± 0.047	1.195 ± 0.045

Tabla A.5: Factores de sitio calculados en la componente transversal a través de la inversión espectral de la onda S.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.833 ± 0.041	1.912 ± 0.045	1.122 ± 0.041	1.344 ± 0.039
0.75	0.565 ± 0.033	0.963 ± 0.033	0.833 ± 0.033	0.903 ± 0.032
1.25	0.486 ± 0.043	0.662 ± 0.043	0.591 ± 0.043	0.737 ± 0.041
1.75	0.43 ± 0.041	0.664 ± 0.04	0.514 ± 0.041	0.997 ± 0.039
2.25	0.62 ± 0.042	1.095 ± 0.041	0.683 ± 0.042	1.368 ± 0.04
2.75	0.776 ± 0.039	1.282 ± 0.037	0.84 ± 0.039	1.43 ± 0.037
3.25	0.804 ± 0.037	1.27 ± 0.035	1.07 ± 0.037	1.685 ± 0.035
3.75	0.704 ± 0.041	1.174 ± 0.039	0.999 ± 0.041	1.511 ± 0.039
4.25	0.96 ± 0.039	1.588 ± 0.037	1.179 ± 0.039	1.655 ± 0.037
4.75	0.98 ± 0.037	2.168 ± 0.035	1.422 ± 0.037	2.095 ± 0.035
5.25	0.978 ± 0.036	2.317 ± 0.034	1.114 ± 0.036	2.108 ± 0.034
5.75	1.628 ± 0.039	2.643 ± 0.038	1.338 ± 0.039	3.085 ± 0.038
6.25	1.622 ± 0.039	2.514 ± 0.037	1.46 ± 0.039	3.089 ± 0.037
6.75	1.496 ± 0.034	2.088 ± 0.032	1.287 ± 0.034	2.414 ± 0.032
7.25	1.933 ± 0.036	2.464 ± 0.035	1.44 ± 0.036	2.917 ± 0.034
7.75	1.845 ± 0.038	2.3 ± 0.036	1.469 ± 0.038	2.604 ± 0.036
8.25	2.516 ± 0.036	2.441 ± 0.035	1.575 ± 0.036	3.028 ± 0.035
8.75	2.366 ± 0.04	2.532 ± 0.039	1.833 ± 0.04	2.702 ± 0.038
9.25	2.258 ± 0.039	2.712 ± 0.038	2.028 ± 0.039	2.268 ± 0.037
9.75	2.953 ± 0.038	2.656 ± 0.037	2.464 ± 0.038	2.729 ± 0.036
10.25	2.744 ± 0.039	2.478 ± 0.038	2.565 ± 0.039	2.318 ± 0.037
10.75	2.313 ± 0.044	2.613 ± 0.043	2.821 ± 0.044	2.26 ± 0.042
11.25	2.307 ± 0.042	2.655 ± 0.041	2.151 ± 0.042	1.831 ± 0.04
11.75	2.607 ± 0.04	2.66 ± 0.039	2.432 ± 0.04	1.196 ± 0.038
12.25	1.978 ± 0.038	2.08 ± 0.037	1.904 ± 0.038	1.086 ± 0.036
12.75	2.236 ± 0.036	2.211 ± 0.035	2.081 ± 0.036	0.89 ± 0.035
13.25	1.815 ± 0.044	2.448 ± 0.043	2.606 ± 0.044	0.857 ± 0.042
13.75	1.662 ± 0.042	2.061 ± 0.04	1.938 ± 0.041	0.628 ± 0.039
14.25	1.836 ± 0.042	2.012 ± 0.041	2.193 ± 0.042	0.741 ± 0.04
14.75	1.729 ± 0.038	2.648 ± 0.037	2.75 ± 0.038	0.863 ± 0.036
15.25	2.004 ± 0.045	2.063 ± 0.044	2.306 ± 0.045	0.838 ± 0.043
15.75	2.011 ± 0.042	2.255 ± 0.04	2.098 ± 0.041	1.019 ± 0.039
16.25	1.903 ± 0.042	2.193 ± 0.04	2.614 ± 0.042	1.514 ± 0.04
16.75	1.435 ± 0.039	1.914 ± 0.038	2.031 ± 0.039	1.449 ± 0.037
17.25	1.624 ± 0.043	2.4 ± 0.041	2.27 ± 0.042	1.844 ± 0.04
17.75	1.285 ± 0.041	2.068 ± 0.04	1.963 ± 0.041	1.772 ± 0.039
18.25	1.07 ± 0.048	1.597 ± 0.045	1.594 ± 0.046	1.807 ± 0.044
18.75	1.093 ± 0.044	1.787 ± 0.041	1.605 ± 0.042	2.072 ± 0.04
19.25	1.168 ± 0.043	1.591 ± 0.04	1.295 ± 0.041	1.594 ± 0.04
19.75	1.221 ± 0.043	1.677 ± 0.042	1.344 ± 0.043	1.739 ± 0.041

Tabla A.6: Factores de sitio calculados en la componente vertical a través de la inversión espectral de la coda sísmica.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.644 ± 0.037	0.973 ± 0.036	0.911 ± 0.038	0.915 ± 0.036
0.75	0.457 ± 0.026	0.995 ± 0.026	1.174 ± 0.027	0.912 ± 0.026
1.25	0.404 ± 0.028	1.545 ± 0.029	1.345 ± 0.03	0.989 ± 0.029
1.75	0.295 ± 0.027	1.622 ± 0.027	1.033 ± 0.027	0.808 ± 0.027
2.25	0.23 ± 0.031	2.05 ± 0.031	0.879 ± 0.032	0.75 ± 0.031
2.75	0.25 ± 0.025	2.805 ± 0.025	0.967 ± 0.026	0.735 ± 0.025
3.25	0.246 ± 0.029	2.829 ± 0.028	0.922 ± 0.03	0.782 ± 0.028
3.75	0.408 ± 0.027	3.881 ± 0.027	1.171 ± 0.029	1.242 ± 0.027
4.25	0.422 ± 0.033	3.477 ± 0.033	1.072 ± 0.034	1.456 ± 0.033
4.75	0.36 ± 0.031	3.266 ± 0.031	0.79 ± 0.032	1.402 ± 0.031
5.25	0.48 ± 0.035	3.625 ± 0.034	1.171 ± 0.036	1.655 ± 0.035
5.75	0.511 ± 0.03	3.954 ± 0.03	1.196 ± 0.031	1.62 ± 0.03
6.25	0.656 ± 0.033	3.579 ± 0.032	1.339 ± 0.035	1.613 ± 0.033
6.75	0.571 ± 0.031	2.965 ± 0.031	1.049 ± 0.033	1.526 ± 0.031
7.25	0.669 ± 0.035	2.403 ± 0.034	1.049 ± 0.036	1.486 ± 0.034
7.75	0.615 ± 0.034	2.065 ± 0.033	1.067 ± 0.037	1.667 ± 0.034
8.25	0.549 ± 0.036	2.475 ± 0.036	1.024 ± 0.039	1.61 ± 0.035
8.75	0.603 ± 0.04	2.2 ± 0.038	0.97 ± 0.042	1.528 ± 0.039
9.25	0.482 ± 0.037	2.464 ± 0.037	1.049 ± 0.04	1.335 ± 0.039
9.75	0.595 ± 0.04	2.246 ± 0.04	0.862 ± 0.044	1.421 ± 0.04
10.25	0.597 ± 0.04	1.986 ± 0.04	0.769 ± 0.044	1.218 ± 0.04
10.75	0.729 ± 0.044	2.116 ± 0.042	0.873 ± 0.047	1.358 ± 0.043
11.25	0.922 ± 0.047	2.077 ± 0.047	0.841 ± 0.052	1.31 ± 0.048
11.75	0.978 ± 0.049	2.046 ± 0.051	0.852 ± 0.056	1.228 ± 0.05
12.25	1.438 ± 0.051	2.265 ± 0.052	0.817 ± 0.056	1.386 ± 0.051
12.75	1.648 ± 0.05	2.232 ± 0.05	0.945 ± 0.057	1.328 ± 0.05
13.25	1.549 ± 0.055	1.804 ± 0.053	0.815 ± 0.058	1.267 ± 0.056
13.75	1.39 ± 0.055	1.803 ± 0.056	0.982 ± 0.061	1.405 ± 0.059
14.25	1.693 ± 0.063	1.951 ± 0.06	0.967 ± 0.066	1.191 ± 0.061
14.75	2.216 ± 0.065	1.924 ± 0.06	1.029 ± 0.068	1.321 ± 0.064
15.25	1.504 ± 0.059	1.852 ± 0.055	0.943 ± 0.062	1.272 ± 0.057
15.75	1.449 ± 0.062	1.79 ± 0.053	0.916 ± 0.06	1.059 ± 0.056
16.25	1.081 ± 0.061	1.808 ± 0.057	1.143 ± 0.063	1.274 ± 0.057
16.75	1.052 ± 0.052	1.588 ± 0.048	0.845 ± 0.053	1.231 ± 0.05
17.25	1.067 ± 0.063	1.496 ± 0.054	0.878 ± 0.064	1.199 ± 0.059
17.75	0.941 ± 0.071	1.541 ± 0.064	1.035 ± 0.073	1.332 ± 0.066
18.25	0.938 ± 0.067	1.631 ± 0.057	1.049 ± 0.064	1.325 ± 0.064
18.75	0.74 ± 0.065	1.648 ± 0.06	0.978 ± 0.067	1.039 ± 0.062
19.25	0.672 ± 0.069	1.427 ± 0.058	1.192 ± 0.07	1.069 ± 0.059
19.75	0.77 ± 0.065	1.291 ± 0.055	0.939 ± 0.066	1.075 ± 0.061

Tabla A.7: Factores de sitio calculados en la componente radial a través de la inversión espectral de la coda sísmica.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.489 ± 0.041	2.081 ± 0.046	0.889 ± 0.042	0.916 ± 0.04
0.75	0.434 ± 0.026	1.16 ± 0.026	0.8 ± 0.027	0.86 ± 0.026
1.25	0.328 ± 0.027	1.266 ± 0.027	0.593 ± 0.028	0.916 ± 0.027
1.75	0.437 ± 0.028	1.717 ± 0.028	0.606 ± 0.029	1.172 ± 0.028
2.25	0.419 ± 0.031	2.441 ± 0.031	0.582 ± 0.033	1.35 ± 0.031
2.75	0.502 ± 0.031	3.89 ± 0.032	0.906 ± 0.033	1.561 ± 0.032
3.25	0.571 ± 0.03	4.33 ± 0.03	1.045 ± 0.031	1.672 ± 0.03
3.75	0.705 ± 0.026	5.07 ± 0.026	1.462 ± 0.027	2.204 ± 0.026
4.25	0.774 ± 0.027	4.52 ± 0.027	1.602 ± 0.028	2.197 ± 0.027
4.75	0.865 ± 0.028	4.799 ± 0.027	1.513 ± 0.028	2.243 ± 0.027
5.25	1.054 ± 0.032	4.789 ± 0.033	1.614 ± 0.034	2.567 ± 0.033
5.75	1.259 ± 0.031	4.06 ± 0.031	1.271 ± 0.033	2.344 ± 0.031
6.25	1.44 ± 0.033	3.579 ± 0.033	1.374 ± 0.035	2.744 ± 0.033
6.75	1.558 ± 0.039	2.567 ± 0.039	1.154 ± 0.043	2.081 ± 0.039
7.25	2.023 ± 0.036	2.831 ± 0.036	1.175 ± 0.039	2.49 ± 0.036
7.75	2.023 ± 0.038	2.62 ± 0.037	1.304 ± 0.04	2.509 ± 0.037
8.25	1.906 ± 0.039	2.417 ± 0.039	1.265 ± 0.042	2.266 ± 0.039
8.75	2.361 ± 0.037	2.533 ± 0.036	1.437 ± 0.039	2.456 ± 0.037
9.25	1.996 ± 0.045	2.84 ± 0.043	1.549 ± 0.046	2.385 ± 0.045
9.75	1.665 ± 0.048	2.455 ± 0.047	1.397 ± 0.053	1.96 ± 0.047
10.25	1.812 ± 0.047	2.522 ± 0.046	1.625 ± 0.049	2.094 ± 0.046
10.75	1.648 ± 0.047	2.501 ± 0.048	1.531 ± 0.052	1.775 ± 0.047
11.25	1.292 ± 0.049	2.603 ± 0.049	1.656 ± 0.055	1.691 ± 0.05
11.75	1.271 ± 0.051	2.536 ± 0.05	1.528 ± 0.056	1.694 ± 0.052
12.25	1.424 ± 0.061	2.693 ± 0.059	1.566 ± 0.064	1.819 ± 0.059
12.75	1.251 ± 0.065	2.495 ± 0.065	1.608 ± 0.07	1.562 ± 0.064
13.25	1.497 ± 0.064	2.785 ± 0.061	1.609 ± 0.067	1.667 ± 0.059
13.75	1.274 ± 0.065	2.721 ± 0.063	2.201 ± 0.071	1.799 ± 0.062
14.25	1.021 ± 0.069	2.374 ± 0.067	1.652 ± 0.076	1.501 ± 0.065
14.75	1.029 ± 0.075	2.927 ± 0.073	2.226 ± 0.085	1.868 ± 0.071
15.25	1.023 ± 0.07	2.685 ± 0.071	1.555 ± 0.08	1.754 ± 0.069
15.75	1.085 ± 0.069	2.855 ± 0.068	1.767 ± 0.08	1.842 ± 0.066
16.25	0.968 ± 0.068	2.711 ± 0.065	1.841 ± 0.074	1.879 ± 0.064
16.75	0.879 ± 0.076	2.351 ± 0.073	1.312 ± 0.083	1.774 ± 0.072
17.25	0.799 ± 0.066	2.733 ± 0.064	1.536 ± 0.076	1.762 ± 0.062
17.75	0.667 ± 0.073	2.23 ± 0.07	1.377 ± 0.084	1.557 ± 0.068
18.25	0.878 ± 0.074	2.511 ± 0.07	1.329 ± 0.078	1.694 ± 0.066
18.75	0.761 ± 0.07	2.459 ± 0.068	1.406 ± 0.079	1.728 ± 0.067
19.25	0.755 ± 0.073	2.718 ± 0.069	1.681 ± 0.084	1.908 ± 0.068
19.75	0.733 ± 0.077	2.44 ± 0.073	1.283 ± 0.089	1.643 ± 0.074

Tabla A.8: Factores de sitio calculados en la componente transversal a través de la inversión espectral de la coda sísmica.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.632 ± 0.052	2.115 ± 0.051	1.014 ± 0.052	1.041 ± 0.047
0.75	0.413 ± 0.028	1.079 ± 0.028	0.846 ± 0.029	0.92 ± 0.028
1.25	0.315 ± 0.03	1.358 ± 0.03	0.609 ± 0.031	0.908 ± 0.03
1.75	0.415 ± 0.028	1.893 ± 0.029	0.632 ± 0.03	1.223 ± 0.029
2.25	0.433 ± 0.033	2.929 ± 0.033	0.749 ± 0.035	1.5 ± 0.033
2.75	0.605 ± 0.03	4.403 ± 0.03	1.107 ± 0.031	1.57 ± 0.03
3.25	0.618 ± 0.033	4.973 ± 0.034	1.284 ± 0.035	1.868 ± 0.034
3.75	0.65 ± 0.026	4.929 ± 0.026	1.603 ± 0.027	1.961 ± 0.026
4.25	0.719 ± 0.034	5.312 ± 0.034	1.331 ± 0.036	2.321 ± 0.034
4.75	0.86 ± 0.032	4.932 ± 0.032	1.663 ± 0.033	2.61 ± 0.032
5.25	1.072 ± 0.036	4.256 ± 0.036	1.466 ± 0.037	2.448 ± 0.036
5.75	1.46 ± 0.03	3.806 ± 0.03	1.533 ± 0.031	2.711 ± 0.03
6.25	1.543 ± 0.036	3.227 ± 0.037	1.213 ± 0.038	2.618 ± 0.036
6.75	2.073 ± 0.037	3.183 ± 0.037	1.298 ± 0.039	2.679 ± 0.037
7.25	2.157 ± 0.039	2.981 ± 0.039	1.246 ± 0.041	2.467 ± 0.039
7.75	2.274 ± 0.038	3.192 ± 0.038	1.392 ± 0.04	2.607 ± 0.037
8.25	2.123 ± 0.043	2.532 ± 0.043	1.303 ± 0.048	2.285 ± 0.043
8.75	2.28 ± 0.041	2.475 ± 0.041	1.365 ± 0.044	2.304 ± 0.042
9.25	2.477 ± 0.045	3.072 ± 0.044	1.723 ± 0.048	2.542 ± 0.046
9.75	1.734 ± 0.046	2.343 ± 0.047	1.49 ± 0.05	2.012 ± 0.047
10.25	1.636 ± 0.053	2.522 ± 0.053	1.704 ± 0.057	1.766 ± 0.052
10.75	1.269 ± 0.057	2.139 ± 0.058	1.405 ± 0.062	1.346 ± 0.058
11.25	1.566 ± 0.06	2.581 ± 0.063	1.705 ± 0.067	1.732 ± 0.061
11.75	1.3 ± 0.061	2.246 ± 0.063	1.556 ± 0.068	1.344 ± 0.061
12.25	1.263 ± 0.07	2.393 ± 0.074	1.56 ± 0.08	1.197 ± 0.071
12.75	1.165 ± 0.068	2 ± 0.068	1.263 ± 0.071	1.127 ± 0.067
13.25	1.099 ± 0.072	2.439 ± 0.075	1.511 ± 0.08	1.157 ± 0.072
13.75	0.967 ± 0.074	1.87 ± 0.078	1.305 ± 0.079	1.054 ± 0.076
14.25	0.969 ± 0.076	2.064 ± 0.078	1.406 ± 0.081	1.138 ± 0.074
14.75	0.681 ± 0.076	1.489 ± 0.078	1.012 ± 0.08	0.827 ± 0.075
15.25	0.952 ± 0.078	1.998 ± 0.078	1.371 ± 0.083	1.124 ± 0.077
15.75	0.902 ± 0.073	2.122 ± 0.074	1.323 ± 0.082	1.273 ± 0.07
16.25	0.799 ± 0.077	1.936 ± 0.071	1.337 ± 0.078	1.242 ± 0.069
16.75	0.828 ± 0.082	1.947 ± 0.078	1.362 ± 0.087	1.203 ± 0.076
17.25	0.709 ± 0.083	1.929 ± 0.077	1.105 ± 0.084	1.25 ± 0.077
17.75	0.599 ± 0.078	1.926 ± 0.076	1.016 ± 0.082	1.027 ± 0.075
18.25	0.667 ± 0.084	1.815 ± 0.082	1.211 ± 0.087	1.182 ± 0.078
18.75	0.624 ± 0.08	2.034 ± 0.081	1.237 ± 0.086	1.135 ± 0.079
19.25	0.557 ± 0.082	1.806 ± 0.079	1.039 ± 0.087	1.073 ± 0.077
19.75	0.626 ± 0.087	1.666 ± 0.084	0.934 ± 0.092	1.053 ± 0.082

Tabla A.9: Factores de sitio calculados en la componente vertical a través de la razón espectral de la coda sísmica.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.757 ± 0.442	1.013 ± 0.447	0.995 ± 0.412	0.939 ± 0.395
0.75	0.495 ± 0.225	1.133 ± 0.62	1.283 ± 0.487	1.009 ± 0.483
1.25	0.465 ± 0.217	1.668 ± 0.894	1.386 ± 0.467	1.079 ± 0.496
1.75	0.323 ± 0.119	1.724 ± 0.553	1.078 ± 0.362	0.857 ± 0.322
2.25	0.253 ± 0.114	2.329 ± 1.16	0.984 ± 0.436	0.813 ± 0.395
2.75	0.262 ± 0.092	2.967 ± 1.166	1.088 ± 0.474	0.782 ± 0.289
3.25	0.277 ± 0.145	3.072 ± 1.376	0.984 ± 0.37	0.839 ± 0.263
3.75	0.439 ± 0.152	4.2 ± 1.87	1.274 ± 0.446	1.353 ± 0.604
4.25	0.475 ± 0.242	3.891 ± 2.01	1.251 ± 0.646	1.567 ± 0.64
4.75	0.388 ± 0.168	3.624 ± 1.476	0.905 ± 0.399	1.495 ± 0.576
5.25	0.523 ± 0.221	4.187 ± 2.271	1.261 ± 0.486	1.867 ± 1.151
5.75	0.55 ± 0.224	4.298 ± 1.926	1.29 ± 0.528	1.815 ± 0.922
6.25	0.76 ± 0.449	4.031 ± 1.914	1.438 ± 0.623	1.744 ± 0.768
6.75	0.634 ± 0.332	3.353 ± 1.411	1.099 ± 0.379	1.68 ± 0.745
7.25	0.793 ± 0.382	2.756 ± 1.435	1.111 ± 0.471	1.57 ± 0.653
7.75	0.701 ± 0.318	2.448 ± 1.457	1.156 ± 0.435	1.869 ± 0.87
8.25	0.636 ± 0.312	3.124 ± 2.451	1.125 ± 0.614	1.786 ± 0.805
8.75	0.708 ± 0.384	2.727 ± 1.767	1.182 ± 0.701	1.727 ± 0.897
9.25	0.568 ± 0.3	2.952 ± 1.453	1.044 ± 0.444	1.464 ± 0.676
9.75	0.716 ± 0.589	2.618 ± 1.54	0.949 ± 0.55	1.758 ± 1.028
10.25	0.662 ± 0.308	2.529 ± 1.666	0.856 ± 0.576	1.445 ± 0.84
10.75	0.926 ± 0.528	2.708 ± 2.78	1.148 ± 1.254	1.638 ± 1.173
11.25	1.168 ± 0.687	3.022 ± 4.057	1.17 ± 1.613	1.747 ± 1.587
11.75	1.28 ± 0.834	3.252 ± 3.981	1.258 ± 1.598	1.525 ± 1.316
12.25	1.99 ± 1.514	3.463 ± 4.908	1.245 ± 1.674	1.952 ± 1.664
12.75	2.355 ± 1.725	3.355 ± 4.144	1.536 ± 2.104	1.908 ± 1.607
13.25	2.259 ± 2.073	2.714 ± 3.326	1.294 ± 1.614	1.913 ± 1.783
13.75	1.964 ± 1.643	2.965 ± 4.248	1.693 ± 2.135	1.91 ± 1.551
14.25	2.999 ± 4.085	3.519 ± 5.819	1.784 ± 2.659	1.853 ± 1.949
14.75	3.92 ± 4.01	3.19 ± 4.524	1.949 ± 2.189	2.025 ± 1.609
15.25	2.877 ± 2.563	2.276 ± 1.732	1.295 ± 1.017	2.029 ± 1.757
15.75	2.126 ± 1.402	2.893 ± 4.627	1.565 ± 2.22	1.846 ± 1.927
16.25	2.03 ± 2.03	2.964 ± 3.428	1.813 ± 1.873	2.052 ± 1.845
16.75	1.82 ± 2.044	2.068 ± 1.473	1.216 ± 1.009	1.915 ± 1.497
17.25	2.135 ± 2.868	2.058 ± 1.689	1.479 ± 1.633	2.028 ± 2.357
17.75	1.728 ± 1.692	3.517 ± 7.887	2.277 ± 3.611	2.452 ± 2.642
18.25	1.367 ± 1.095	3.759 ± 8.507	2.471 ± 3.955	2.313 ± 2.928
18.75	1.422 ± 1.849	2.207 ± 1.656	1.693 ± 1.624	1.426 ± 1.378
19.25	1.04 ± 0.923	3.422 ± 7.145	2.227 ± 3.443	1.741 ± 2.315
19.75	1.133 ± 1.571	1.998 ± 1.773	1.361 ± 1.296	1.609 ± 1.282

Tabla A.10: Factores de sitio calculados en la componente radial a través de la razón espectral de la coda sísmica.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.571 ± 0.385	2.203 ± 1.227	1.088 ± 0.505	1.153 ± 0.851
0.75	0.468 ± 0.181	1.242 ± 0.416	0.83 ± 0.301	0.947 ± 0.404
1.25	0.347 ± 0.117	1.361 ± 0.523	0.629 ± 0.25	0.998 ± 0.418
1.75	0.464 ± 0.186	1.879 ± 0.856	0.667 ± 0.343	1.271 ± 0.521
2.25	0.47 ± 0.224	2.721 ± 1.274	0.704 ± 0.422	1.52 ± 0.756
2.75	0.584 ± 0.409	4.296 ± 1.977	1.028 ± 0.564	1.73 ± 0.772
3.25	0.627 ± 0.285	4.841 ± 2.813	1.085 ± 0.4	1.859 ± 0.961
3.75	0.749 ± 0.249	5.414 ± 2.14	1.483 ± 0.466	2.362 ± 0.717
4.25	0.8 ± 0.24	4.903 ± 2.259	1.759 ± 0.668	2.383 ± 0.941
4.75	0.973 ± 0.383	5.232 ± 2.563	1.598 ± 0.697	2.495 ± 1.009
5.25	1.248 ± 0.882	6.099 ± 5.394	1.737 ± 0.82	2.756 ± 1.209
5.75	1.406 ± 0.61	4.499 ± 2.095	1.332 ± 0.588	2.547 ± 0.937
6.25	1.647 ± 0.851	4.016 ± 2.021	1.503 ± 0.743	3.06 ± 1.534
6.75	1.8 ± 0.818	2.879 ± 1.534	1.287 ± 0.787	2.222 ± 0.897
7.25	2.344 ± 1.175	3.185 ± 1.691	1.317 ± 0.855	2.838 ± 1.751
7.75	2.42 ± 1.384	2.867 ± 1.351	1.365 ± 0.599	2.847 ± 1.595
8.25	2.268 ± 1.292	2.83 ± 1.592	1.461 ± 0.97	2.474 ± 1.141
8.75	2.65 ± 1.146	2.931 ± 1.38	1.642 ± 1.222	2.708 ± 1.246
9.25	2.374 ± 1.33	3.255 ± 1.512	1.571 ± 0.857	2.67 ± 1.729
9.75	1.986 ± 1.011	2.934 ± 1.469	1.627 ± 1.247	2.166 ± 1.072
10.25	2.257 ± 1.471	3.309 ± 2.182	1.927 ± 1.774	2.304 ± 1.178
10.75	2.079 ± 1.233	3.148 ± 2.184	1.497 ± 0.721	2.051 ± 1.002
11.25	1.733 ± 1.201	3.342 ± 2.061	1.782 ± 1.155	2.031 ± 1.364
11.75	1.647 ± 1.06	3.294 ± 2.198	1.561 ± 0.823	2.048 ± 1.397
12.25	1.833 ± 1.219	3.768 ± 3.058	2.023 ± 1.429	2.39 ± 1.929
12.75	1.675 ± 1.193	3.378 ± 2.596	1.722 ± 0.901	2.016 ± 1.452
13.25	1.864 ± 0.943	4.235 ± 3.743	1.982 ± 1.31	2.371 ± 1.951
13.75	1.912 ± 1.788	4.33 ± 4.755	2.597 ± 1.484	2.798 ± 3.681
14.25	1.448 ± 0.982	3.164 ± 2.516	1.911 ± 1.315	2.175 ± 2.057
14.75	1.642 ± 1.634	4.751 ± 4.613	2.634 ± 2.195	2.65 ± 2.01
15.25	1.368 ± 0.858	3.837 ± 3.65	1.674 ± 1.022	2.51 ± 1.767
15.75	1.678 ± 1.533	4.893 ± 4.937	1.88 ± 1.106	2.82 ± 2.867
16.25	1.625 ± 1.365	4.757 ± 5.962	2.211 ± 1.981	2.518 ± 2.118
16.75	1.101 ± 0.859	4.347 ± 4.581	1.563 ± 1.134	2.641 ± 2.225
17.25	1.127 ± 0.997	5.528 ± 7.023	1.741 ± 1.016	2.516 ± 2.471
17.75	0.955 ± 0.667	3.212 ± 3.628	2.219 ± 2.117	2.024 ± 1.759
18.25	1.704 ± 1.86	4.888 ± 5.638	1.439 ± 1.047	2.316 ± 1.764
18.75	1.21 ± 1.026	4.583 ± 5.271	1.509 ± 0.792	2.021 ± 1.357
19.25	1.223 ± 1.037	4.929 ± 6.324	1.797 ± 1.299	2.484 ± 1.831
19.75	1.099 ± 0.915	4.923 ± 6.961	1.49 ± 0.992	2.41 ± 2.432

Tabla A.11: Factores de sitio calculados en la componente transversal a través de la razón espectral de la coda sísmica.

Frecuencia	BMOR	BNAS	BREF	BTAM
0.25	0.68 ± 0.432	2.864 ± 2.861	1.295 ± 0.812	1.183 ± 0.513
0.75	0.467 ± 0.24	1.152 ± 0.486	0.906 ± 0.338	1.007 ± 0.518
1.25	0.347 ± 0.15	1.464 ± 0.62	0.674 ± 0.292	0.98 ± 0.469
1.75	0.478 ± 0.259	2.023 ± 0.877	0.707 ± 0.302	1.32 ± 0.562
2.25	0.502 ± 0.248	3.147 ± 1.387	0.847 ± 0.387	1.64 ± 0.793
2.75	0.687 ± 0.323	4.791 ± 1.884	1.227 ± 0.577	1.621 ± 0.605
3.25	0.685 ± 0.274	5.676 ± 3.263	1.433 ± 0.605	2.03 ± 0.943
3.75	0.685 ± 0.205	5.306 ± 2.511	1.703 ± 0.495	2.083 ± 0.744
4.25	0.775 ± 0.309	6.107 ± 3.523	1.579 ± 0.883	2.747 ± 1.584
4.75	0.951 ± 0.497	5.788 ± 3.893	1.881 ± 0.95	2.936 ± 1.463
5.25	1.185 ± 0.561	4.945 ± 3.09	1.666 ± 0.871	2.72 ± 1.227
5.75	1.571 ± 0.754	4.299 ± 2.035	1.745 ± 0.839	2.975 ± 1.254
6.25	1.869 ± 1.303	3.672 ± 1.983	1.43 ± 0.847	2.939 ± 1.132
6.75	2.438 ± 1.263	3.739 ± 2.052	1.465 ± 0.929	3.162 ± 1.767
7.25	2.729 ± 2.468	3.849 ± 2.688	1.405 ± 0.828	2.947 ± 1.596
7.75	2.765 ± 1.546	3.42 ± 1.736	1.651 ± 1.173	3.085 ± 1.586
8.25	2.636 ± 1.842	2.9 ± 1.684	1.896 ± 1.34	2.877 ± 1.765
8.75	2.871 ± 1.802	2.68 ± 1.237	1.531 ± 0.957	2.882 ± 1.742
9.25	3.129 ± 2.071	3.411 ± 2.18	2.069 ± 1.371	3.082 ± 1.556
9.75	2.289 ± 1.845	2.577 ± 1.335	1.942 ± 1.234	2.459 ± 1.914
10.25	2.301 ± 1.782	3.094 ± 2.081	2.541 ± 1.922	2.552 ± 2.15
10.75	2.081 ± 2.068	2.627 ± 1.67	2.098 ± 1.917	1.89 ± 1.669
11.25	2.59 ± 2.313	3.427 ± 3.026	2.435 ± 1.805	2.149 ± 1.635
11.75	2.341 ± 2.189	2.681 ± 2.112	2.422 ± 1.742	1.9 ± 1.749
12.25	2.326 ± 2.049	3.487 ± 3.339	2.062 ± 1.609	1.611 ± 1.701
12.75	2.078 ± 2.094	2.47 ± 1.545	1.934 ± 1.719	1.553 ± 1.439
13.25	2.126 ± 1.905	3.313 ± 3.114	2.45 ± 1.71	1.663 ± 1.977
13.75	1.49 ± 1.066	3.091 ± 3.718	1.805 ± 1.419	1.408 ± 1.84
14.25	1.991 ± 2.158	2.929 ± 3.259	2.483 ± 2.183	1.525 ± 1.452
14.75	1.162 ± 1.28	2.237 ± 2.65	1.508 ± 1.393	1.305 ± 1.417
15.25	1.966 ± 1.956	3.096 ± 4.288	2.772 ± 3.069	1.719 ± 1.903
15.75	1.761 ± 1.908	4.217 ± 6.456	2.316 ± 1.817	1.893 ± 1.97
16.25	1.798 ± 2.127	3.382 ± 5.582	2.604 ± 2.541	1.95 ± 1.956
16.75	2.018 ± 3.528	4.65 ± 8.842	3.13 ± 4.193	1.882 ± 1.788
17.25	1.641 ± 2.05	4.621 ± 10.014	2.71 ± 3.792	2.042 ± 1.854
17.75	1.186 ± 1.286	4.599 ± 9.776	2.221 ± 2.534	1.665 ± 1.76
18.25	1.545 ± 1.93	4.925 ± 10.703	2.277 ± 2.823	2.073 ± 1.983
18.75	1.513 ± 1.952	4.491 ± 7.17	2.39 ± 2.505	2.123 ± 2.418
19.25	1.184 ± 1.653	3.819 ± 7.004	2.344 ± 2.703	1.867 ± 2.006
19.75	1.435 ± 1.797	2.562 ± 2.399	2.02 ± 2.425	1.553 ± 1.571

Apéndice B

Programas implementados y documentación.

Con el objetivo de no alargar este documento y facilitar el intercambio de información, se está trabajando en un repositorio digital, en el que ubicará el código de los programas implementados en el presente trabajo. Sin embargo una copia digital de la documentación y programas desarrollados se dejan en el Instituto Geofísico.

A continuación se lista los programas que fueron desarrollados en este estudio, con una descripción básica del uso y cuál es el objetivo de su creación.

Tabla B.1: Lista de programas, desarrollados en el presente trabajo, bajo el lenguaje de programación: Cshell

Programa	Descripción
componentes.csh	Rota los registros sísmicos E-W y N-S en componentes radial y transversal
distance.csh	Administra el cálculo de las distancias hipocentrales a cada estación.
header.csh	Incluye información en la cabecera de los archivos sísmicos, ya rotados
inversionCoda.csh	Administra las 120 inversiones, para el calculo de los efectos de sitio usando la coda de la señal
inversionS.csh	Administra las 120 inversiones, para el calculo de los efectos de sitio usando las ondas S de la señal
ratiocoda.csh	Administra el calculo de las razones espectrales de la coda
Qc.csh	Administra el cálculo del factor de calidad en los registros sísmicos
espectro.csh	Administra el cálculo de los espectros de potencia diarios.

Tabla B.2: Lista de programas, desarrollados en el presente trabajo, bajo el lenguaje de programación: R

Programa	Descripción
Cinverse.R	Calcula los efectos de sitio a través del modelo de inversión para la coda
distance.R	Calcula distancias hipocentrales
plotevents.R	Gráfica los eventos seleccionados para las diferentes metodologías
Samplitud.R	Calcula las amplitudes usadas en la inversión de la onda S
Sinverse.R	Calcula los efectos de sitio a través del modelo de inversión de la onda S
ratiocoda.R	Calcula los efectos de sitio usando la razón espectral de las coda
unk.R	Remueve datos inválidos de amplitudes durante las inversiones
Qc.R	Cálculo del factor de calidad
espectro.R	Cálculo de los espectros diarios de la información sísmica
indice.R	Corrige los espectros de los efectos de sitio y visualización de series temporales
IRLS.R	Algoritmo para el uso de la metodología IRLS
motecarlo.R	Calcula los niveles de confianza usando Monte Carlo