

Universidad de Nariño
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Física



**IMPLEMENTACIÓN DE UN MÉTODO FUNDAMENTADO EN LA
DISTRIBUCIÓN DE AMPLITUDES PARA LA LOCALIZACIÓN
DE SISMOS ASOCIADOS AL MOVIMIENTO DE FLUIDOS EN EL
VOLCÁN GALERAS, COLOMBIA.**

TRABAJO DE GRADO

Para optar el título profesional de:

Físico

LEIDY KATHERIN ERASO HERNANDEZ

San Juan de Pasto, Colombia

MAYO 2014

Universidad de Nariño
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Física

**IMPLEMENTACIÓN DE UN MÉTODO FUNDAMENTADO EN LA
DISTRIBUCIÓN DE AMPLITUDES PARA LA LOCALIZACIÓN
DE SISMOS ASOCIADOS AL MOVIMIENTO DE FLUIDOS EN EL
VOLCÁN GALERAS, COLOMBIA.**

LEIDY KATHERIN ERASO HERNANDEZ

TRABAJO DE GRADO

Director:

ROBERTO TORRES CORREDOR

MSc. en Geofísica

Codirector:

OSCAR ERNESTO CADENA

MSc. en Geofísica

San Juan de Pasto, Colombia

MAYO 2014

©2014 - LEIDY KATHERIN ERASO HERNANDEZ

“Las ideas y conclusiones aportadas en la tesis de grado son responsabilidad exclusiva de los autores”

Artículo 1. del acuerdo No. 324 del 11 de Octubre de 1966, emanado por el Honorable Consejo
Directivo de la Universidad de Nariño.

Todos los derechos reservados.

Nota de Aceptación

MSc. Roberto Torres Corredor

Director

MSc. Sandra Sanchez Sierra

Jurado

MSc. James Perenguez

Jurado

San Juan de Pasto, MAYO 2014

Agradecimientos

A las personas que me han traído hasta aquí, mis padres Lucía Hernández y Jairo Eraso y mi hermano Maicol, gracias por darme tanto de sus vidas y enseñarme a caminar, por ser apoyo incondicional y sobre todo por darme tanto amor.

Al MSc. Roberto Torres Corredor por compartir su conocimiento y su experiencia conmigo, por toda su paciencia, tiempo y buenos consejos. Le doy las gracias a mi coasesor Oscar Cadena por sus ideas y todo su apoyo. En general agradezco al personal del OVSP por abrirme las puertas y colaborarme siempre que lo necesité.

A dos mujeres excepcionales María Fernanda Acosta y Johanna Espinoza, por los esos lazos de amistad que hasta ahora hemos construido, que se fortalecen diariamente y nos han permitido nutrirnos y crecer personal y académicamente.

Gracias a Katherine Mafla, Alberto Cuasapud, Víctor Buesaquillo, Cristian Castro, Luis Bravo, Daniel Revelo, por sus buenos deseos y a todos los amigos y compañeros del programa. De igual manera gracias a los profesores del Departamento de Física que aportaron en mi formación profesional y humana.

A mi amiga fraterna Flor Cantuca por su confianza y apoyo durante todo el tiempo que la conozco, a Yohana del Sur por su ánimo y enseñanzas. En general un agradecimiento a todos los compañeros del Proceso Identidad Estudiantil por las experiencias vividas y formación que me han brindado.

Infinitas gracias a todas y todos los que de algún modo terminaron involucrandose en mi vida y en especial en este trabajo ya sea a través de sus conocimientos, su apoyo o sus palabras de aliento. Un abrazo fraterno de agradecimiento para ustedes!!!

A mis padres y hermano.

IMPLEMENTACIÓN DE UN MÉTODO FUNDAMENTADO EN LA DISTRIBUCIÓN DE AMPLITUDES PARA LA LOCALIZACIÓN DE SISMOS ASOCIADOS AL MOVIMIENTO DE FLUIDOS EN EL VOLCÁN GALERAS, COLOMBIA.

Resumen

En el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto del Servicio Geológico Colombiano se implementó un método para la localización de fuentes de eventos sísmicos de Largo Periodo y Tremor del volcán Galeras. Estos eventos usualmente muestran arribos emergentes de ondas P y generalmente no exhiben claras llegadas de onda S, adicionalmente, se tienen formas de onda estacionarias en el caso del Tremor lo que dificulta el uso de métodos de localización tradicionales basados en tiempos de llegada de ondas P o S. El método está fundamentado en la minimización simultánea de los residuales de las amplitudes observadas en los sismogramas y las estimadas a partir de la observación en campo lejano y la asunción de patrón de radiación isotrópico de la onda S para altas frecuencias (>5 Hz), conformando diferentes grillas de búsqueda para la frecuencia, el factor de calidad Q , la velocidad de la onda S y la ubicación puntual de la fuente sísmica en el espacio 3D. Las amplitudes estimadas son corregidas por efectos del instrumento y de sitio. Los resultados muestran que el método ofrece localizaciones aceptables de eventos Largo Periodo para la banda de frecuencias altas (9-14 Hz), un factor de calidad de 70 y una velocidad de la onda S de 2000 m/s; en cuanto a los eventos de Tremor hay ciertas limitaciones que no permitieron una localización confiable. Para aplicación del método es necesario contar con un mínimo de 5 sismogramas no saturados y de buena calidad (alta relación señal-ruido) de estaciones sísmicas con buena cobertura acimutal además los sismogramas asociados a los eventos deben contener energía en altas frecuencias (> 5 Hz).

Palabras claves: *eventos de Largo periodo, Tremor, fuente sísmica, patrón de radiación*

IMPLEMENTATION OF A METHOD BASED ON SEISMIC AMPLITUDES FOR LOCATION EVENTS ASSOCIATED WITH FLUID MOVEMENT AT GALERAS VOLCANO, COLOMBIA.

Abstract

A method to locate seismic sources of Long Period and Tremor events at Galeras volcano was implemented in the Volcanological and Seismological Observatory of Pasto belongs of Colombian Geological Survey. These events often show emergent onsets of P-waves, and in general they do not exhibit clear S-wave arrivals. In addition, tremor involves stationary waveforms making difficult the use of conventional location methods based on arrival times of P or S waves. The method is based on the simultaneous minimization of residuals coming from the observed amplitudes in the seismograms and the estimated amplitudes derived from the equation in far field observation and the assumption of S-wave isotropic radiation pattern bearing in mind the energy in high frequencies (>5 Hz). Different search grids for frequency, quality factor Q , S-wave velocity and punctual seismic source location in 3D space are performed. The estimated amplitudes are corrected for instrument effects and station site effects. The results show that the method provides acceptable locations of LP events with energy in high frequency band (9-14 Hz), and quality factors around 70 with S-wave velocity of 2000 m/s. For tremor there was certain limitations did not allow a reliable source location. For the application of method is necessary to have a minimum of 5 non-clipping seismograms, good quality (high signal to noise ratio) and the seismic stations must be well distributed around the possible sources (good azimuthal coverage), and regarding to the seismic events, they must contain energy at high frequencies (>5 Hz).

Contenido

Título	i
Aceptación	iv
Agradecimientos	vi
Dedicatoria	vii
Resumen	viii
Abstract	ix
Lista de Figuras	xii
Lista de Tablas	xiv
Glosario	xv
1 Introducción	1
1.1 Marco de referencia	1
1.2 Red de vigilancia	2
1.3 Eventos sísmicos en el VG	2
1.3.1 Sismos volcano-tectónicos (VT)	2
1.3.2 Sismos de Largo Periodo (LP) y Tremores (TRE)	3
1.3.3 Sismos Híbridos (HYB)	5
1.4 Descripción del problema	5
1.5 Objetivos	6
1.5.1 Objetivo general	6
1.5.2 Objetivos específicos	6
1.6 Antecedentes	6
2 Marco teórico	8
2.1 Expansión geométrica	8
2.2 Atenuación anelástica y scattering	8
2.3 Efectos de sitio	10
2.4 Respuesta instrumental	10
2.5 Desplazamiento del suelo	11
2.6 La envolvente compleja de una función	17
2.7 Fundamento del método	18
2.7.1 Función de residuales	19
2.7.2 Estimación del error	19
3 Metodología	21
3.1 Respuesta instrumental	21
3.2 Efectos de sitio	22

3.3	Selección de datos	22
3.4	Planteamiento de grillas de búsqueda para los parámetros involucrados en la estima de amplitudes sísmicas	22
3.5	Implementación de la rutina en el OVSP	23
3.6	Preparación de los datos	27
3.7	Proceso de localización	28
4	Resultados	30
4.1	Respuesta instrumental	30
4.2	Estimación de la localización de eventos LP	31
4.3	Localización de los LP 201101240726 y 201206290810	35
4.4	Estimación de la localización de eventos TRE	41
4.5	Localización de los eventos TRE 201205191231 y 201206051747	43
5	Análisis de resultados	50
6	Conclusiones	54
	Bibliografía	55
	ANEXOS	58
A	Factores relativos de amplificación de sitio	58
B	Ecuaciones de las ondas P y S	59
C	Código del programa	62

Lista de Figuras

1.1	Vista del Volcán Galeras y algunos de los municipios que se encuentran en su zona de influencia (Tomado de http://amenazas.ingecominas.gov.co/ovsp/googlemaps/estaciones.html) . . .	1
1.2	Sismograma (a) y espectro (b) de un evento VT registrado en la estación Anganoy el 29 de Febrero de 2012 a las 05:35 PM en el VG (Base de datos OVSP).	3
1.3	Sismograma (a) y espectro (b) de un evento LP registrado en la estación Anganoy el 24 de Enero de 2011 a las 07:48 PM en el VG (Base de datos OVSP).	4
1.4	Sismograma (a) y espectro (b) de un evento tipo tremor espasmódico registrado en la estación Anganoy el 05 de Mayo de 2012 a las 11:22 AM en el VG (Base de datos OVSP).	4
1.5	Sismograma (a) y espectro (b) de un evento Híbrido registrado en la estación Anganoy el 14 de Febrero de 2012 a las 07:28 PM en el VG (Base de datos OVSP).	5
2.1	Grieta de tensión vertical.	12
2.2	En orden patrones de radiación de las ondas P, SV y SH de un sismo provocado por el movimiento de una grieta de tensión en aproximación de fuente puntual (Figura 2.1), usando valores arbitrarios de λ y μ	15
2.3	Patrón de radiación aparente de la onda SH de una falla de cizalla.	16
2.4	Sismograma y envolvente de un evento de LP registrado el 08 de Febrero de 2012 en la estación de Anganoy.	18
3.1	Directorios, archivos y rutinas para la localización de LP y TRE mediante el uso de amplitudes.	23
3.2	Funcionamiento de la rutina <i>run2_hypoamp_galeras.csh</i> en el OVSP.	27
3.3	Ventana de terminal donde se hace la ejecución del programa <i>run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh</i> para un evento tipo TRE ocurrido el 19 de mayo de 2012 a las 12h31 UT, analizado en un rango de frecuencia de 7-12 Hz, una ventana de tiempo comprendida entre los 80 y 120 s, un recorrido de la ventana de 40 s que implica 0 de traslape.	28
3.4	Despliegue del programa <i>run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh</i> una vez ejecutado con los parámetros adecuados.	29
3.5	Ejecución adecuada de <i>run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh</i>	29

4.1	Localizaciones obtenidas para 23 eventos LP ocurridos entre los años 2007 y 2012 que presentaron un mínimo residual.	33
4.2	Localizaciones de los 26 LP ocurridos entre 2008 y 2013 que no presentaron un mínimo global en los residuales tomando un $Q = 70$ y una frecuencia de 9-14 Hz.	35
4.3	Evento 201101240726 analizado en una ventana de tiempo de 5-25 s.	36
4.4	(a) Representación de los residuales del LP 201101240726 por cada rango de frecuencia, en función del factor de calidad. (b) Representación de los respectivos errores.	37
4.5	Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.4a para el evento 201101240726.	37
4.6	Localización del evento LP 201101240726.	38
4.7	Evento 201206290810 analizado en la ventana de 14 s a 24 s.	39
4.8	(a) Representación de los residuales del LP 201206290810 en función de la banda de frecuencia y Q . (b) Representación de los respectivos errores.	39
4.9	Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.8a para el evento 201206290810.	40
4.10	Localización del evento 201206290810 para $Q = 70$ y rango de frecuencia de 9-14 Hz.	41
4.11	Representación de las localizaciones de eventos TRE del año 2012	43
4.12	Evento 201205191231 analizado en la ventana de tiempo de 80 s a 120 s.	44
4.13	(a) Representación de los residuales en función de la banda de frecuencia y Q para evento 201205191231. (b) Representación de los errores respectivos.	44
4.14	Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.13a para el evento 201205191231.	45
4.15	Localización del evento TRE 201205191231 para el mínimo residual global.	46
4.16	Evento TRE 201206051747 analizado en la ventana de tiempo de 60 s a 80 s.	47
4.17	(a) Representación de residuales en función de la banda de frecuencia y Q del TRE 201206051747. (b) Representación de los errores respectivos	47
4.18	Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.17a para el evento 201206051747.	48
4.19	Localización del evento 201206051747 para $Q = 70$ y la banda de frecuencia de 9-14 Hz.	49

Lista de Tablas

4.1	Polos, ceros y constante para las estaciones de la RSVG para la vigencia del año 2013.	30
4.2	Localizaciones de 2 eventos LP con variación de la velocidad de la onda S de 1000, 2000 y 2500 m/s.	31
4.3	Resultados de localizaciones de los 23 eventos LP ocurridos entre 2008 y 2012 que presentaron un residual de amplitudes mínimo en alguna banda de frecuencias.	32
4.4	Resultados de localizaciones de los 22 eventos LP ocurridos entre 2008 y 2013 que no presentaron un residual de amplitudes mínimo en alguna banda de frecuencias tomando un $Q = 70$ y un rango de frecuencias de 9-14 Hz.	34
4.5	Resultados de las localizaciones de los eventos TRE que presentaron un mínimo global en la evaluación de la función de residuales.	42
4.6	Localización de los 5 eventos TRE que no presentaron un mínimo global en sus residuales tomando un $Q = 70$ y banda de frecuencia de 9-14 Hz.	42
A.1	Factores relativos de amplificación de sitio de las estaciones de la red sísmológica del VG (Revelo 2013).	58

Glosario

- Andesítico:** Relativo a magmas que tienen contenidos de Sílice entre un 55 a un 65%, siendo de composición intermedia entre los basálticos y los riolíticos.
- ASCII:** (American Standard Code for Information Interchange) Es un Código Estadounidense Estándarizado de caracteres basado en el alfabeto latino para el Intercambio de Información definido y establecido en Sistemas e Informática con el fin de trabajar con ordenadores.
- Estratovolcán:** Tipo de volcán compuesto por múltiples capas de lava endurecida y depósitos de piroclastos y ceniza.
- GMT:** (Generic Mapping Tools) Colección de líneas de comando en código abierto PostScript para producción de ilustraciones que incluyen mapas u otro tipo de gráficos.
- Patrón de radiación:** Representación de la amplitud de la onda sísmica en función de la dirección de observación.
- SAC:** (Seismic Analysis Code) Es un programa interactivo que consiste en un Código de Análisis Sísmico diseñado para el almacenamiento y análisis de datos sísmicos.
- SUDS:** (Seismic Unified Data System) Formato para el almacenamiento y procesamiento de datos sísmicos que denota un Sistema Unificado para datos sísmicos.
- Sismo:** Sacudidas del terreno debido a una perturbación que permite la liberación súbita de energía acumulada y que se propaga como ondas sísmicas.

Script: Archivo de órdenes que permite automatizar ciertas acciones o tareas en un ordenador.

Tensor de momento sísmico: Representación de una fuente puntual mediante los momentos de primer orden de una fuerza de cuerpo equivalente o el exceso de esfuerzos. El deslizamiento sobre un plano de falla o los cambios volumétricos tales como una expansión isotrópica y las grietas de tensión pueden representarse mediante el tensor de momentos.

Capítulo 1

Introducción

1.1 Marco de referencia

El volcán Galeras (VG) (Figura 1.1) es un estratovolcán de composición andesítica (Calvache, 1990). Tiene una elevación máxima de 4276 msnm y se encuentra ubicado al suroccidente de Colombia en el Departamento de Nariño a $1^{\circ}13'43.8''$ de latitud N y $77^{\circ}21'33.0''$ de longitud W.

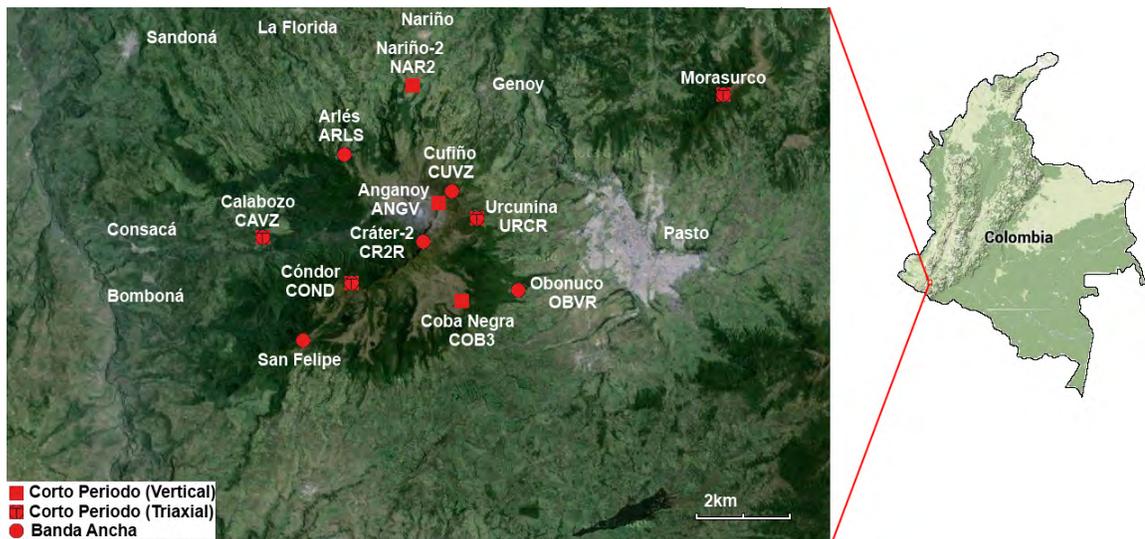


Figura 1.1: Vista del Volcán Galeras y algunos de los municipios que se encuentran en su zona de influencia (Tomado de <http://amenazas.ingeminas.gov.co/ovsp/googlemaps/estaciones.html>)

Es considerado como el volcán más activo de Colombia por la recurrencia de sus erupciones, que en su mayoría han presentado emisiones de gases y ceniza, pequeños flujos de lava y flujos piroclásticos de alturas hasta de 12 km. La actividad eruptiva de este volcán

representa una amenaza para los sectores aledaños en su zona de influencia. Alrededor del volcán viven cerca de 500.000 personas, hecho que lo ha convertido en uno de los volcanes más estudiados de Colombia.

1.2 Red de vigilancia

El Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Pasto (OVSP) del Servicio Geológico Colombiano (SGC) es el encargado del monitoreo del VG. Para el estudio sismológico cuenta con una serie de estaciones sísmicas que hacen parte de la red de vigilancia volcánica establecida desde Febrero de 1989 por el SGC anteriormente Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS). En la actualidad la red sísmica (RSVG) cuenta con 12 estaciones telemétricas con transductores de velocidad, siete de corto periodo (tres de componente vertical y cuatro triaxiales) y cinco de banda ancha triaxiales, localizados entre 1 y 14 km del cráter principal (Figura 1.1).

1.3 Eventos sísmicos en el VG

Asociado con la actividad del volcán Galeras, se han registrado diversos tipos de señales sismo-volcánicas dependiendo de la naturaleza de la fuente y para su diferenciación, el OVSP ha implementado una clasificación consignada en el catálogo de señales sísmicas volcánicas de Colombia, capítulo Galeras (Gómez et al., 2004). De acuerdo a la clasificación en el VG se presentan:

1.3.1 Sismos volcano-tectónicos (VT)

Originados por la fractura de tensión o cizalla en el material sólido del edificio volcánico como consecuencia del movimiento de fluidos magmáticos o hidrotermales. Los sismogramas generalmente muestran arribos claros de fases de onda P y S, se caracterizan por mostrar un contenido de altas frecuencias (>5 Hz) con una relativa amplia banda de frecuencias (Figura 1.2).

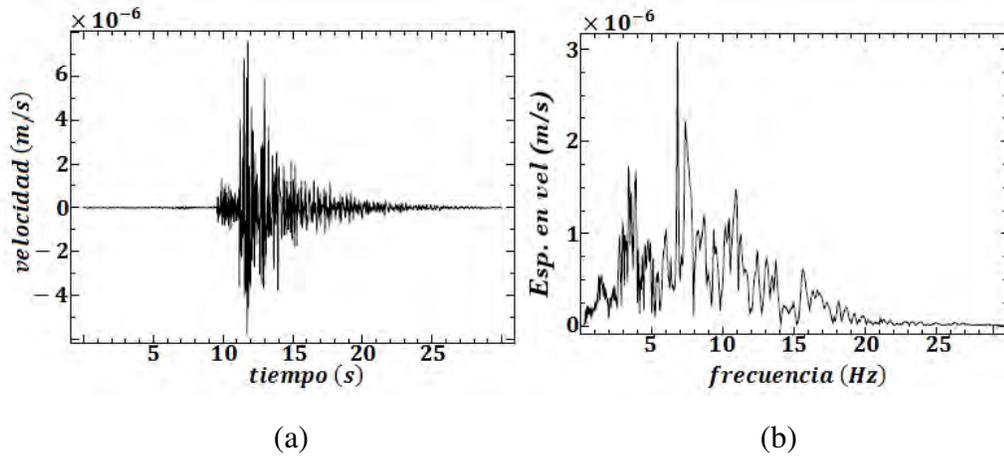


Figura 1.2: Sismograma (a) y espectro (b) de un evento VT registrado en la estación Anganoy el 29 de Febrero de 2012 a las 05:35 PM en el VG (Base de datos OVSP).

1.3.2 Sismos de Largo Periodo (LP) y Tremores (TRE)

Estos sismos se relacionan con perturbaciones de presión transitorias ocasionadas por transporte de masa o cambios volumétricos o, resonancia de cavidades llenas de fluido excitadas por una perturbación de presión (Chouet, 1985, 1988).

Los eventos LP se asocian con una señal de carácter transitorio o eventual. Se caracterizan por mostrar a menudo arribos emergentes de ondas P y no distinguirse los arribos de la fase de la onda S, su espectro generalmente exhibe una banda estrecha de frecuencias y que puede mostrar un contenido monótonico frecuencial (Figura 1.3). Un tipo particular de eventos LP son los denominados Tornillos (Gomez et al., 2004) que se caracterizan por su lento decaimiento de coda y mostrar una angosta banda espectral limitándose al contenido monótonico.

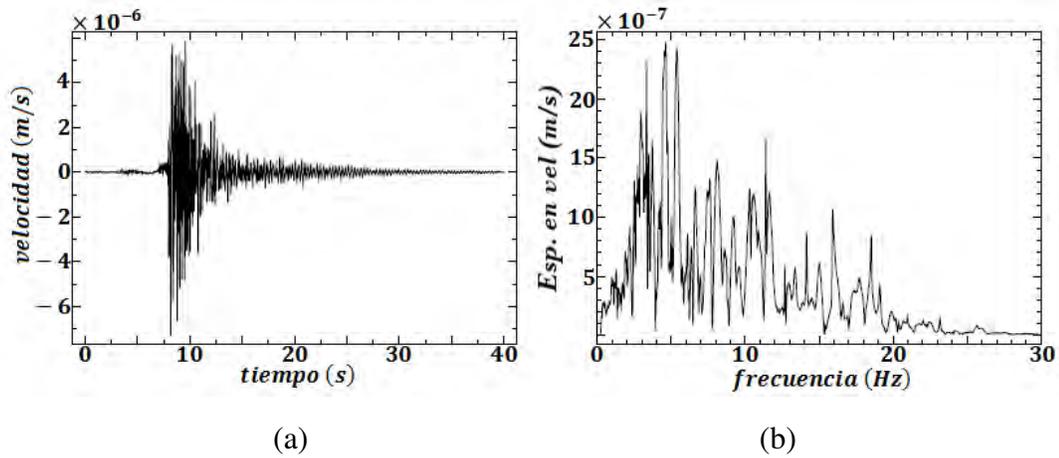


Figura 1.3: Sismograma (a) y espectro (b) de un evento LP registrado en la estación Anganoy el 24 de Enero de 2011 a las 07:48 PM en el VG (Base de datos OVSP).

Los sismos tipo TRE presentan un comportamiento cuasi-estacionario reflejado en las largas duraciones que pueden ser de minutos o incluso de días hasta meses. Sus espectros abarcan una banda angosta (1-5 Hz) y se puede encontrar el tremor espasmódico que muestra una fuerte variación de la amplitud y frecuencia (Figura 1.4) y el tremor armónico el cual presenta frecuencia armónicas.

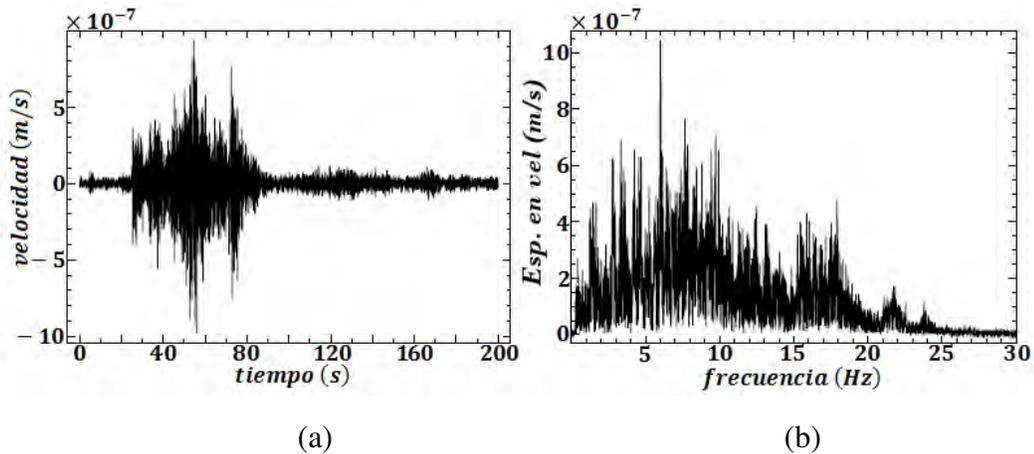


Figura 1.4: Sismograma (a) y espectro (b) de un evento tipo tremor espasmódico registrado en la estación Anganoy el 05 de Mayo de 2012 a las 11:22 AM en el VG (Base de datos OVSP).

1.3.3 Sismos Híbridos (HYB)

Los mecanismos de fuente de estos sismos están relacionados a fracturas de material cortical del volcán y movimientos de fluidos casi simultáneamente. Presentan altas frecuencias en su inicio y su coda muestra trenes de onda armónica dispersivos (Figura 1.5).

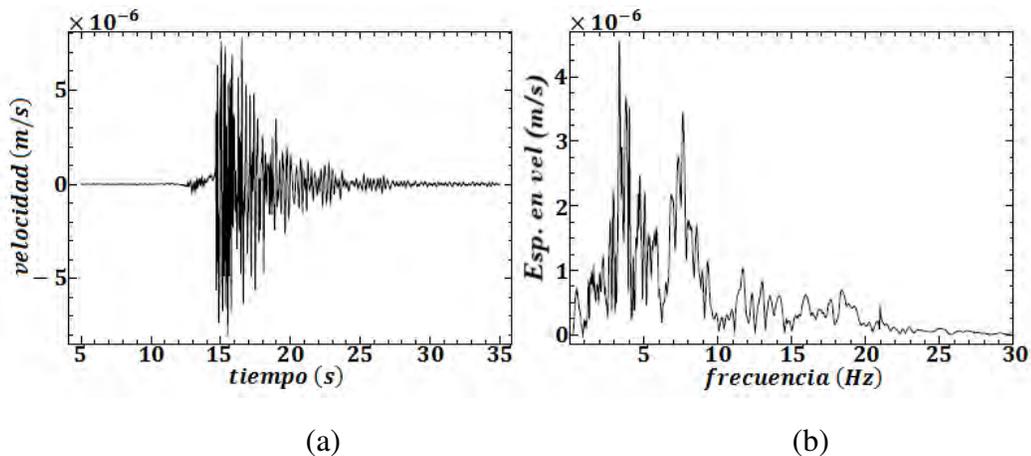


Figura 1.5: Sismograma (a) y espectro (b) de un evento Híbrido registrado en la estación Anganoy el 14 de Febrero de 2012 a las 07:28 PM en el VG (Base de datos OVSP).

1.4 Descripción del problema

La localización de la fuente sísmica resulta de gran interés en el monitoreo de los volcanes activos porque aporta información para el conocimiento de la estructura interna y de la evolución de la actividad volcánica. De manera rutinaria para el cálculo de los hipocentros de los sismos, el OVSP utiliza el programa HYPO71 que hace uso de un algoritmo para la minimización de los residuales de tiempos de llegada de ondas P y S calculados con los observados que son registrados en las estaciones sísmicas de las redes de monitoreo volcánico. Este método es conveniente para sismos VT que muestran arribos claros de ondas P o S; pero no aplica para los casos de sismos de LP donde se tienen arribos muy emergentes o episodios dentro de señales de TRE con comportamiento estacionario. Por

lo anterior, es necesario y conveniente, la implementación de un método alternativo que permita la estimación de localizaciones de estos eventos de manera rutinaria.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

Localizar sismos LP y TRE originados por la actividad del volcán Galeras mediante el uso de un método alternativo fundamentado en amplitudes de registro y no en tiempos de llegada de manera que se convierta en un proceso rutinario.

1.5.2 Objetivos específicos

- Implementar en el OVSP la metodología de localización basada en la distribución de de amplitudes sísmicas mediante la adaptación de programas en la plataforma Linux.
- Localizar la fuente de sismos volcánicos LP y TRE y validar su localización.

1.6 Antecedentes

Como un método alternativo al de localización utilizando los tiempos de llegada, Yamasato (1997) utilizó las amplitudes de registros sísmicos para localizar y trazar el camino que siguieron flujos generados por el colapso de un domo en el volcán Unzen en Japón, y confrontarlo con localizaciones establecidas a partir de registros de infrasonido asociados al mismo suceso. Este estudio trabajó la minimización de residuales de amplitudes suponiendo que los eventos sísmicos pueden estar formados por ondas de cuerpo o de superficie. La diferencia de las localizaciones bajo la consideración de los dos supuestos anteriores fue alrededor 300 m.

Posteriormente, Battaglia y Aki (2003) asumiendo un patrón de radiación isotrópico

usaron las amplitudes sísmicas corregidas por efectos de sitio para localizar eventos asociados a la caída de rocas, eventos tipo LP y TRE producidos por el volcán Piton de la Fournaise. En sus conclusiones, ellos puntualizaron que los mejores resultados los obtuvieron para frecuencias de 5-10 Hz.

Kumagai et al. (2010) utilizó las amplitudes de señales sísmicas tipo LP y TRE en los volcanes Cotopaxi y Tungurahua de Ecuador, con la asunción de patrón de radiación isotrópico para frecuencias mayores a 5 Hz para eventos asociados a una fuente de grieta, explicando que los efectos de camino como el scattering hacen que haya una redistribución de la energía en el medio que altera de manera significativa el patrón de radiación aparente de la onda S.

En el volcán Galeras, Torres (2010) basado en el trabajo de Kumagai et al. (2010) hace la localización de eventos LP y tremor reafirmando la validez del estudio desarrollado por Kumagai et al. (2010) donde sus resultados mostraron que las mejores localizaciones estaban en rangos de frecuencia mayores a los 5 Hz.

Capítulo 2

Marco teórico

Un sismograma $v(t)$ en el dominio del tiempo se puede expresar mediante una operación de convolución entre la fuente sísmica, el medio con comportamiento elástico hasta cierto límite y el instrumento como se muestra en la ecuación (2.1):

$$v(t) = s(t) * g(t) * i(t) \quad (2.1)$$

$s(t)$ corresponde a la función temporal de la fuente sísmica e incluye los efectos del patrón de radiación, $g(t)$ es la función de transferencia de la Tierra durante la propagación de las ondas sísmicas a través del medio e $i(t)$ corresponde a la función de transferencia del instrumento que describe la respuesta instrumental del sistema sismográfico.

2.1 Expansión geométrica

A medida que el frente de la onda sísmica se expande durante la propagación, la energía que ésta almacena se redistribuye en el espacio, hecho evidenciado en la variación de la amplitud de la onda en cada frente. La expansión geométrica depende de la estructura de velocidades del medio debido a las heterogeneidades de la Tierra (Stein y Wysession, 2003). Para ondas volumétricas o de cuerpo, P y S, que se propagan en un medio homogéneo, la variación se expresa en la dependencia de r^{-1} , observado en las ecuaciones (2.12), (2.13) y (2.14).

2.2 Atenuación anelástica y scattering

La Tierra es un medio “imperfectamente elástico” en el sentido de que el movimiento de partículas iniciado por las ondas que se propagan es atenuado por la absorción anelástica

del medio cuando se supera el límite elástico, pues luego de sufrir una deformación no recupera su estado inicial; así cuando una onda se propaga, parte de su energía es disipada por el entorno. La energía sísmica sufre procesos de transformación irreversibles en otras formas de energía como calor o energía piezoeléctrica debido a la deformación permanente del medio (Stein y Wysession, 2003). A pesar de que los mecanismos que la producen no están completamente definidos, se la asocia con fricción interna causada por la estructura de los cristales que conforman las rocas del medio, presencia de fracturas, inclusión de líquidos etc. (García, 2001).

Por otra parte, durante la interacción de la onda sísmica con las heterogeneidades del medio que pueden ser bloques, barreras o asperezas, fracturas o discontinuidades, se generan ondas secundarias debido a fenómenos ondulatorios; este proceso se denomina scattering algunas veces traducido como “dispersión” o “esparcimiento” (García, 2001).

El scattering es máximo cuando las dimensiones del obstáculo y la longitud de onda son similares lo que puede modificar significativamente el patrón de radiación. En el proceso de una onda P entre dos medios, además de presentarse las respectivas ondas P reflejada y transmitida, parte de esta onda se convierte en una onda SV transmitida y otra reflejada (Stein y Wysession, 2003).

Una manera de cuantificar la absorción intrínseca es mediante el parámetro adimensional Q que se conoce como factor de calidad del medio que globalmente encierra la atenuación por disipación de energía y por scattering, el cual puede expresarse como (Aki y Richards, 1980):

$$Q = -\frac{2\pi E}{\Delta E} \quad (2.2)$$

donde E es la energía de deformación pico almacenada en un volumen y ΔE representa la pérdida de energía en un ciclo de excitación armónica, Q indica que tan heterogéneo y anelástico es un medio y su inverso denota el factor específico de atenuación.

Entonces, la atenuación espacial de la onda que se propaga una distancia r de la fuente se puede expresar por el factor $e^{-(\omega/2\alpha Q)r}$ para el caso de la onda P de velocidad α y $e^{-(\omega/2\beta Q)r}$ para las ondas S con velocidad β .

2.3 Efectos de sitio

Las condiciones del terreno contribuyen a la modificación de las señales sísmicas, reflejadas principalmente en el incremento ó disminución de su amplitud, duración y alteración del contenido frecuencial (Tsige y García, 2006). Dichas modificaciones se denominan efectos de sitio.

Este fenómeno está asociado a los efectos de la topografía superficial del lugar y características geológicas y dinámicas de los materiales del subsuelo del emplazamiento (Alvarez, 1999). Su naturaleza se explica a partir de resonancia y contraste de impedancias dentro de capas o depósitos. Los efectos de sitio dependen de la frecuencia del sismo.

En un medio homogéneo, los efectos durante la propagación de la onda a través del medio los podemos expresar como la convolución entre los efectos dados por la expansión geométrica $e(t)$, los efectos correspondientes a la absorción intrínseca o anelástica a lo largo del trayecto $q(t)$ y los efectos locales de sitio $l(t)$ como se aprecia en la ecuación (2.3):

$$g(t) = e(t) * q(t) * l(t) \quad (2.3)$$

De esta manera, la ecuación (2.1) puede reescribirse como (2.4):

$$v(t) = s(t) * e(t) * q(t) * l(t) * i(t) \quad (2.4)$$

2.4 Respuesta instrumental

Durante el proceso de adquisición de datos sísmicos la señal del movimiento del terreno es alterada en cada parte del sistema sismográfico. Para restituir la señal original se hace

uso de la función de transferencia del sistema elaborada a partir de las respuestas de los sub-sistemas que lo conforman.

El sismómetro se comporta como un oscilador sub-amortiguado, y su función de transferencia $T_u(s)$ que lleva del voltaje de salida al desplazamiento del terreno, usando la transformada de Laplace se puede expresar como:

$$T_u(s) = G \frac{-s^3}{s^2 + 2\omega_0 h_t s + \omega_0^2} \quad (2.5)$$

Y para obtener la función de transferencia que permite tener la velocidad del terreno $T_v(s)$ se utiliza (2.6):

$$T_v(s) = G \frac{-s^2}{s^2 + 2\omega_0 h_t s + \omega_0^2} \quad (2.6)$$

donde $s = j\omega$ siendo $j = \sqrt{-1}$ y ω la frecuencia angular del sistema; G es la constante efectiva del motor para un sistema electrodinámico, ω_0 es la frecuencia angular natural del sistema y h_t es la razón de amortiguamiento total. Por medio de pruebas en campo es posible obtener h_t , G y el periodo libre $T_0 = \frac{2\pi}{\omega_0}$ que permite calcular ω_0 .

La respuesta total puede obtenerse multiplicando la función de transferencia del sismómetro por el factor del convertor de voltaje.

2.5 Desplazamiento del suelo

Reorganizando la ecuación (2.4) mediante la agrupación de los términos que involucran la función temporal de la fuente $s(t)$ y los efectos de expansión geométrica $e(t)$ en el término $u_e(t)$, se tiene:

$$v(t) = u_e(t) * q(t) * l(t) * i(t) \quad (2.7)$$

donde $u_e(t)$ representa el desplazamiento de suelo a una distancia r considerando el efecto de expansión geométrica según los tipos de ondas. Así, haciendo la deconvolución al sismograma de los efectos de amplificación local de sitio $l(t)$ y del instrumento $i(t)$, se obtiene el

desplazamiento observado en el sitio de la estación $u^o(t) = u_e(t) * q(t)$, es decir (Torres, 2010):

$$U^o(\omega) = U_e(\omega)Q(\omega) = \frac{V(\omega)}{L(\omega)I(\omega)} \quad (2.8)$$

Asumiendo una aproximación de foco puntual para el caso en que las dimensiones de la fuente sean mucho menores que las longitudes de onda (Del Fresno, 2004), la componente n -ésima del movimiento de las partículas del suelo $u_n(x, t)$ en un medio elástico debido a una excitación puede ser expresado mediante la operación de convolución (Aki y Richards, 1980):

$$u_n(x_s, t) = M_{ij} * G_{ni,j} \quad (2.9)$$

donde M_{ij} representa el tensor de momento sísmico el cual depende del modelo de la fuente sísmica y $G_{ni,j}$ corresponde a las funciones de Green que indican la respuesta del suelo a una fuerza unitaria impulsiva.

De acuerdo con Chouet (1988, 1992), sugiere que los eventos LP y los TRE tienen una fuente común y de acuerdo con inversiones de forma onda, el modelo de geometría que más se ajusta corresponde a una grieta de tensión. En la Figura 2.1 se ilustra un esquema de este modelo de fuente de grieta rectangular con ancho W en la dirección x_1 , longitud L en la dirección x_3 , y espesor d en la dirección x_2 .

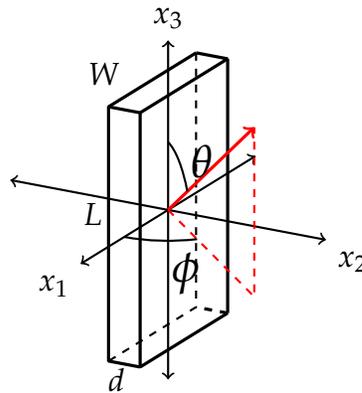


Figura 2.1: Grieta de tensión vertical.

En un medio isotrópico, el tensor de momento de una grieta delgada de tensión ($L > W \gg d$) que se abre en la dirección x_2 se puede aproximar como (Chouet, 1996):

$$M_{ij} = S\Delta u_2 \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé, μ , la segunda constante elástica se conoce como módulo de cizalla y puede determinarse como $\mu = \rho_s \beta^2$ siendo β la velocidad de la onda S, S es el área de la grieta y Δu_2 es el promedio de la abertura de la grieta (Aki et al., 1977).

La función de Green para un medio elástico infinito y homogéneo puede ser expresada como (Aki y Richards, 1980):

$$G_{ij}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\zeta}, \tau) = \frac{1}{4\pi\rho_s r^3} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \delta(t - \tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho_s r} \left[\frac{1}{\alpha^2} \gamma_i\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{\beta^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] \quad (2.11)$$

donde $\boldsymbol{\zeta}$ corresponde a un punto en el espacio donde se aplica la fuerza puntual y al instante τ , en la dirección del índice i , $r = |\mathbf{x} - \boldsymbol{\zeta}|$ es la distancia entre el punto fuente $\boldsymbol{\zeta}$ y el punto receptor \mathbf{x} , los $\gamma_n = x_n/r$ corresponden a los cosenos directores que forma la dirección de \mathbf{r} con los ejes coordenados, ρ_s es la densidad del medio sólido, α y β las velocidades de las ondas P y S respectivamente. El primer término corresponde a campo cercano y en él los desplazamientos de las ondas S y P están superpuestos, el segundo término representa dos impulsos separados que se propagan en el tiempo y puesto que domina a grandes distancias se denomina campo lejano (Del Fresno, 2004).

Haciendo una aproximación de campo lejano las componentes del desplazamiento son:

$$u^r(t) = \left(\frac{S}{4\pi\rho_s\alpha^3 r} \right) \left[\Delta \dot{u}_2 \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \right] (\lambda + 2\mu \sin^2 \phi \sin^2 \theta) \quad (2.12)$$

$$u^\theta(t) = \left(\frac{S}{4\pi\rho_s\beta^3r} \right) \left[\Delta\dot{u}_2 \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \right] (\mu \sin 2\theta \sin^2 \phi) \quad (2.13)$$

$$u^\phi(t) = \left(\frac{S}{4\pi\rho_s\beta^3r} \right) \left[\Delta\dot{u}_2 \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \right] (\mu \sin \theta \sin 2\phi) \quad (2.14)$$

En las tres últimas expresiones, el primer término de cada componente es la amplitud que decae de la forma r^{-1} . El campo del desplazamiento radial decae más rápidamente que los campos de desplazamiento transversal debido a que $\alpha > \beta$. El segundo término, $\Delta\dot{u}_2(t)$ es la tasa promedio de la función de tiempo de la fuente sísmica (función temporal de la fuente) y refleja el pulso que se radia a partir de la fuente y que se propaga con velocidad α para la onda P y la velocidad β para el caso de las ondas S una distancia r con un tiempo de viaje r/α y r/β para los respectivos tipos de onda y los últimos términos se refieren al patrón de radiación del campo de desplazamientos que depende de la geometría de la fuente e incide en las amplitudes observadas de un receptor o estación dada (Torres, 2010). $u^r(t)$ es la componente radial del desplazamiento del suelo y corresponde a una onda longitudinal comúnmente conocida como la onda P; $u^\theta(t)$ y u^ϕ representan las componentes de los desplazamientos transversales del suelo para las ondas de cizalla o transversales conocidas como S Vertical (SV) y S Horizontal (SH) (Stein y Wysession, 2003).

En el caso de la grieta de tensión que se ilustra en la Figura (2.1), los términos $\lambda + 2\mu \sin^2 \phi \sin^2 \theta$ de (2.12), $\sin 2\theta \sin^2 \phi$ de (2.13) y $\sin \theta \sin 2\phi$ de (2.14) describen los patrones de radiación de cada tipo de onda. En la Figura (2.2) (arriba) se ilustra un ejemplo del patrón de radiación para las ondas P, SV y SH considerando un $\phi = 90^\circ$ y θ variable para las ondas P y SV, y $\theta = 90^\circ$ y ϕ variable para la onda SH, y (abajo) el ejemplo para θ y ϕ variables.

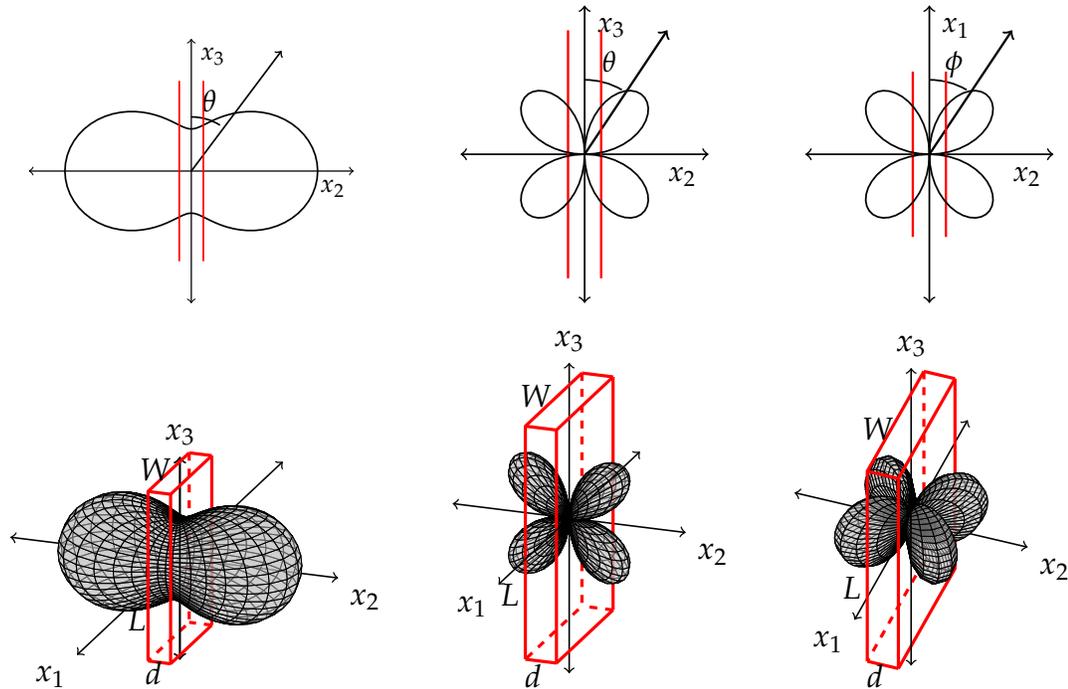


Figura 2.2: En orden patrones de radiación de las ondas P, SV y SH de un sismo provocado por el movimiento de una grieta de tensión en aproximación de fuente puntual (Figura 2.1), usando valores arbitrarios de λ y μ .

Takemura et al. (2009) estudiaron la dependencia del patrón de radiación de las ondas S con la frecuencia a partir del sismo principal de Totori-Ken Seibu y 29 de sus réplicas que ocurrieron en Japón. En este estudio encontraron que para bajas frecuencias se mantiene el patrón de los cuatro lóbulos como se esperaría para un sismo de doble cupla; pero en altas frecuencias (mayores a 5Hz) el patrón de radiación se distorsiona y se torna más o menos isotrópico (Figura 2.3) cuanto más se aleja de la fuente. Este comportamiento se atribuye a los efectos de camino en especial al scattering de las ondas de alta frecuencia en las heterogeneidades en la corteza terrestre.

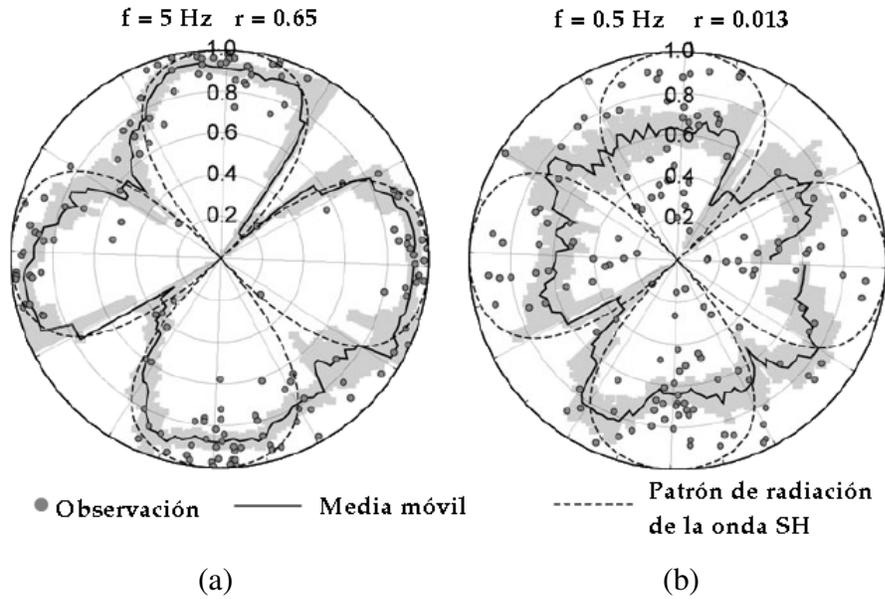


Figura 2.3: Patrón de radiación aparente de la onda SH de una falla de cizalla para (a) 0.5 Hz y (b) 5 Hz. El patrón de radiación esperado se muestra con las líneas a trazos definiendo los cuatro lóbulos, las observaciones corresponden los puntos como se indica en el diagrama y la línea continua denota el patrón resultante de una media móvil. En las dos figuras se muestra el coeficiente de correlación (Tomado de Takemura et al., 2009).

Entonces, para un medio isotrópico y asumiendo un patrón de radiación isotrópico, el tensor de momento para la grieta en consideración que se abre en la dirección x_2 u otra cualquiera, se puede aproximar como (Chouet, 1996):

$$M_{ij} = S\Delta u_2 \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda + 2\mu \end{pmatrix} = (\lambda + 2\mu)S\Delta u_2 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (2.15)$$

Si se considera $S\Delta u(t) = \Delta V(t)$, donde $\Delta V(t)$ es el cambio de volumen causado por la fuente sísmica, la ecuación puede reescribirse como:

$$M_{ij} = (\lambda + 2\mu)\Delta V(t) \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (2.16)$$

Entonces, el campo de desplazamientos que se esperaría registrar en una estación i y que es excitado por una fuente puntual utilizando la aproximación de campo lejano para ondas de cuerpo con radiación isotrópica de las ondas S puede expresarse como:

$$u_i \left(t + \frac{r_i}{\beta} \right) = A_0 \dot{s}(t) \frac{1}{r_i} e^{-Br_i} \quad (2.17)$$

donde A_0 está asociado al patrón de radiación de ondas S que bajo la asunción de radiación isotrópica representa un valor constante, $\dot{s}(t)$ es la función de tiempo de la fuente, r_i es la distancia entre la estación i y la fuente; el factor $1/r_i$ introduce la expansión geométrica para ondas volumétricas en un medio homogéneo, β es la velocidad de la onda S, el término exponencial indica el decaimiento de la amplitud debido a la inelasticidad del medio y su heterogeneidad, B es el coeficiente de atenuación que definido en términos de la frecuencia f y Q está dado por:

$$B = \frac{\pi f}{Q\beta} \quad (2.18)$$

La tasa de la función de tiempo de la fuente se expresa mediante una delta de Dirac δ como:

$$\dot{s}(t) = s_0 \delta(t - t_s) \quad (2.19)$$

t_s es el tiempo de origen del sismo.

Usando la amplitud en el origen $u_0 = s_0 A_0$ es posible expresar la ecuación 2.17 así:

$$u_i \left(t + \frac{r_i}{\beta} \right) = u_0 \delta(t - t_s) \frac{1}{r_i} e^{-Br_i} \quad (2.20)$$

2.6 La envolvente compleja de una función

La envolvente compleja de una función se puede obtener mediante la expresión (2.21):

$$h(t) = \sqrt{f(t)^2 + f_H(t)^2} \quad (2.21)$$

donde $f(t)$ representa la señal original en el dominio del tiempo y $f_H(t)$ corresponde a su transformada de Hilbert (HBT) que se obtiene mediante:

$$f_H(t) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad (2.22)$$

La HBT de una función no cambia su dominio, lo que hace es realizar un cambio de fase de 90° en la función original.

La Figura (2.4) representa una señal de LP en el dominio del tiempo y su correspondiente función envolvente.

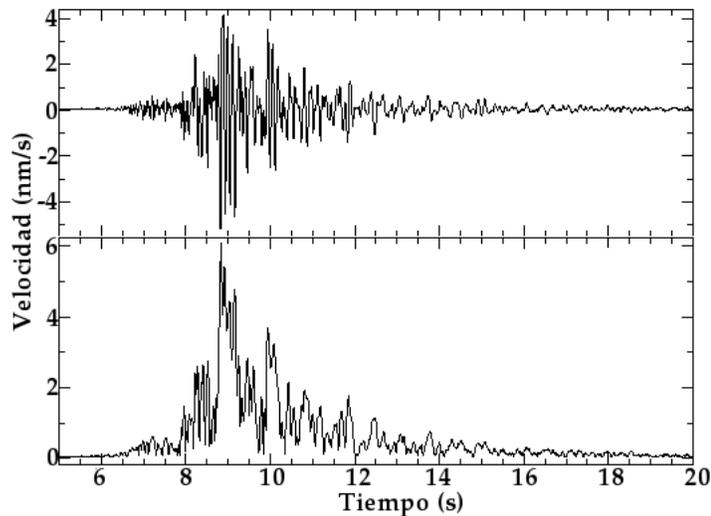


Figura 2.4: Sismograma y envolvente de un evento de LP registrado el 08 de Febrero de 2012 en la estación de Anganoy.

2.7 Fundamento del método

El método de localización utilizando amplitudes sísmicas parte de establecer espacialmente una fuente sísmica y de calcular las amplitudes correspondientes a los desplazamientos que se esperarían registrar en una red de estaciones sísmicas. El objetivo está en que las amplitudes calculadas deberían coincidir con las amplitudes de los desplazamientos observados

en cada una de las estaciones de registro. Aunque lo ideal es que estas amplitudes sean iguales, en la realidad, por las propias asunciones consideradas en el modelo, esto no es posible y el objetivo está en la minimización simultánea de los residuales obtenidos a partir de la diferencia de las amplitudes observadas y las calculadas (Torres, 2010).

2.7.1 Función de residuales

Las amplitudes calculadas utilizando la ecuación (2.20) son ajustadas a las amplitudes observadas por N estaciones minimizando una función de residuales normalizados (Kumagai et al., 2010):

$$\Gamma = \frac{\sum_{i=1}^N \left[u_i^o \left(t_s + \frac{r_i}{\beta} \right) - u_i \left(t + \frac{r_i}{\beta} \right) \right]^2}{\sum_{i=1}^N \left[u_i^o \left(t_s + \frac{r_i}{\beta} \right) \right]^2} \quad (2.23)$$

donde u_i^o y u_i representan las amplitudes correspondientes a los desplazamientos observados y estimados respectivamente de un sismo registrado por cada i -ésima estación ubicada a una distancia r_i de la fuente, considerando las N estaciones de la red sísmica. La minimización de Γ se hace mediante grillas de búsqueda para los diferentes parámetros manifestados en las ecuaciones (2.18) y (2.20) tales como las coordenadas espaciales de la fuente, la frecuencia, el valor de Q y la velocidad de propagación de la onda. Cuando se consigue el mínimo Γ en $t = t_s$ se tiene:

$$u_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i^o \left(t_s + \frac{r_i}{\beta} \right) r_i e^{Br_i} \quad (2.24)$$

2.7.2 Estimación del error

Como la amplitud observada en una estación i es función de la distancia entre ésta y la fuente sísmica, $u_i^o = f(r_i)$, entonces la diferencia entre la amplitud observada y la estimada se puede expresar como:

$$\Delta u_i = u_i^o - u_i = f(r_i) - f(r_i \pm \Delta r_i) \quad (2.25)$$

donde Δr_i se asume en la misma dirección de r_i y representa la desviación con respecto a la distancia real r_i entre la fuente y una estación i . Considerando Δr_i pequeño en comparación con r_i , se hace una expansión en serie de Taylor del último término de la ecuación 2.25 y despejando Δr_i se tiene:

$$\Delta r_i = \pm \frac{u_i^o - u_i}{\left(\frac{1}{r_i} + B\right) \left(\frac{u_i^o}{N} - \frac{u_o' e^{-Br_i}}{r_i}\right)} \quad (2.26)$$

El error global involucrando todas las N estaciones se obtiene mediante:

$$\Delta r = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\Delta r_i)^2}{N}} \quad (2.27)$$

Generalmente Δr es mayor a la resolución de la grilla, en el caso que sea menor se le asigna a Δr el valor del espaciamiento definido entre los nodos de la grilla para no subestimar el error.

Capítulo 3

Metodología

Siguiendo la metodología definida por Kumagai et al. (2010) y luego empleada por Torres (2010), a partir de las amplitudes observadas correspondientes a los desplazamientos que son registrados por una red de estaciones sísmicas, se procede a establecer la localización (x_0, y_0, z_0) de la fuente sísmica bajo la asunción de una fuente puntual mediante una minimización global de los residuales obtenidos con todas las estaciones a partir de la diferencia de las amplitudes observadas con las estimadas considerando la aproximación de campo lejano y radiación isotrópica para la onda S. Dada la dependencia del patrón de radiación con la frecuencia, se opta por considerar una grilla de búsqueda con cinco rangos de frecuencias, incluyendo frecuencias relativamente bajas (< 5 Hz) hasta valores relativamente altos (≥ 5 Hz); las frecuencias bajas sirven como un referente para verificar la influencia del patrón radiación lobular en la diferencia más marcada a través de los residuales de las amplitudes. Entonces, las señales sísmicas registradas inicialmente son corregidas por efectos del instrumento y luego por las condiciones de sitio locales donde se encuentra la estación considerando los diferentes rangos de frecuencias.

3.1 Respuesta instrumental

El cálculo de los polos, ceros y constante para cada estación se hizo en el trabajo de Torres (2010) con vigencia hasta el año 2010. La actualización de estos datos se hizo en este trabajo incluyendo los polos, ceros y constante de la estación Arlés, empleando la función de transferencia 2.6 descrita en el capítulo 2.

3.2 Efectos de sitio

Para establecer la corrección por efectos de amplificación local, se tomó en consideración la amplificación relativa entre dos estaciones tomando una de ellas como referencia. Los factores de amplificación local relativa se determinaron a partir del método de normalización de la coda (Aki and Chouet 1975; Phillips and Aki 1986) en los trabajos de Torres (2010) y luego en Revelo (2013). Ambos estudios consideraron cinco bandas de frecuencias (1-6, 3-8, 5-10, 7-12 y 9-14 Hz) y tomaron como estación de referencia a Cufiño (CUVZ); aunque sus resultados no tienen diferencias significativas, se optó por usar los factores de Revelo (2013) obtenidos con señales de sismos tectónicos regionales (Tabla A.1), porque incluyen los valores para la estación ARLES y fueron calculados con una mayor cantidad de datos sísmicos.

3.3 Selección de datos

Se trabajó con los sismogramas de componentes verticales de eventos de LP y TRE de la RSVG. Se seleccionaron señales donde se contara al menos con 5 trazas sísmicas no saturadas, con buena relación señal a ruido y contenido frecuencial superior a los 5Hz. El conjunto de datos utilizados abarcó 49 registros de LP y 7 TRE de los años comprendidos entre el 2006 y 2012 extraídos de la base de datos del OVSP en formato SUDS.

3.4 Planteamiento de grillas de búsqueda para los parámetros involucrados en la estima de amplitudes sísmicas

Para la estimación de las amplitudes que se esperarían registrar en las estaciones de la RSVG a partir de un posible hipocentro de prueba, se plantearon diferentes grillas de búsqueda de parámetros como la frecuencia, Q y β . En principio se tomaron los mismos

rangos de frecuencias determinados para el estudio de los efectos de amplificación local relativa (1-6, 3-8, 5-10, 7-12 y 9-14 Hz). También se estructuraron grillas de búsqueda para Q , con 15 valores (5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 150, 180) y para β de 1000, 2000 y 2500 m/s. Respecto a la ubicación de fuente, se conformó una grilla espacial de búsqueda en un espacio en planta de 20 km x 20 km y 6 km de profundidad con un espaciamiento entre nodos de 400 m teniendo en cuenta la velocidad de procesamiento de los recursos informáticos en la búsqueda de la solución. La grilla espacial de nodos se construyó con la superficie de la topografía que fue trabajada en Torres (2010).

3.5 Implementación de la rutina en el OVSP

La adaptación de programas y algoritmos utilizados por el método de localización de sismos mediante el uso de amplitudes se hizo en CentOS 5.3, una distribución gratuita de Linux basada en la distribución Red Hat Enterprise Linux. La información requerida como datos, parámetros, códigos y archivos ejecutables se encuentra almacenada en la dirección `/work/Loc_Amp/` (Figura 3.1).

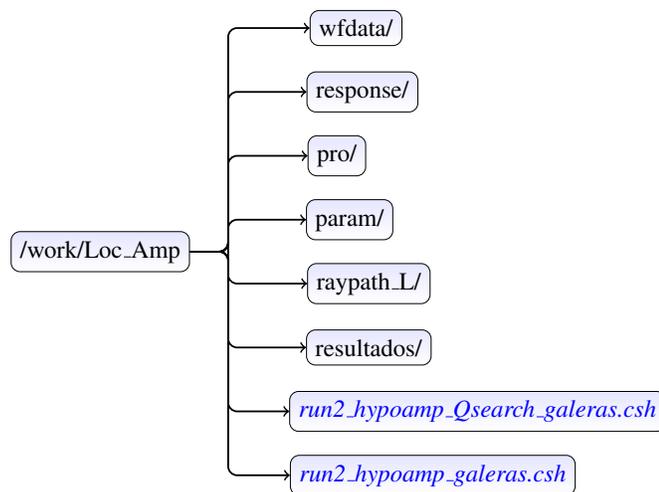


Figura 3.1: Organización de directorios, archivos y rutinas para la localización de LP y TRE mediante el uso de amplitudes.

A continuación se hace una descripción de cada elemento del directorio `Loc_Amp`:

- **wfdata**: almacena las trazas de los eventos a localizar corregidas por respuesta del instrumento en archivos con extensión *.trans.
- **response**: contiene los directorios que albergan los archivos con los factores de corrección instrumental de la componente vertical de cada estación para cada periodo de vigencia.
- **param**: guarda los archivos con los factores de amplificación de sitio para 5 bandas de frecuencia, el archivo *param.csh* con valores de parámetros utilizados por el proceso y el directorio *topo20x20km20m.L* que contiene la información de la topografía del VG.
- **pro**: almacena los subprogramas utilizados por *run2_hypoamp_galeras.csh* y *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh*.
- **raypath.L**: contiene el archivo con los valores de las distancias entre cada nodo de la grilla espacial y cada estación de la RSVG.
- **resultados**: se almacena la información resultante de las localizaciones.
- *run2_hypoamp_galeras.csh* y *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh*: son los scripts para la localización de los eventos, el primero hace una localización mediante un Q fijo, en tanto que el segundo busca una localización para diferentes valores de Q .
- *trans.csh*: es un script guía para realizar la corrección instrumental de las formas de onda.

Se instaló el programa SAC (Seismic Analysis Code) desarrollado en el Lawrence Livermore National Laboratory y propiedad de la Universidad de California que se descarga de Incorporated Research Institutions of Seismology (IRIS) y está diseñado para el tratamiento de señales secuenciales (series temporales de datos), (Goldstein y Snoke, 2005). Dentro de sus utilidades se encuentran transformadas de Fourier, cálculo de envolventes, filtros, picking de fase sísmica etc.

Se hizo la instalación de GMT (Generic Mapping Tools) una colección de programas de código abierto y gratuito que permite la manipulación de datos geográficos para la generación de diagramas y mapas geológicos o geográficos bajo la Licencia Pública General de GNU (Wessel y Smith, 2004).

Se modificaron las rutinas escritas en CShell y Fortran, utilizadas por Torres (2010) para el proceso de búsqueda de localización de LP y TRE en el VG. Se hizo la adecuación para su funcionamiento en el OVSP. Se hizo el cálculo de las trayectorias entre cada punto de la grilla espacial y la estación Arlés (ARLS). Se actualizaron los factores de amplificación incluyendo los de ARLS (A.1). Finalmente a la rutina se le adicionó el proceso que permite el cálculo del error para la localización estimada.

Los scripts de Cshell *run_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* y *run_hypoamp_galeras.csh* trabajados por Torres, se modificaron en este trabajo generando los scripts *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* y *run2_hypoamp_galeras.csh*. Los dos trabajan de manera similar, el primero hace una búsqueda de localización para una banda de frecuencia fija y Q variable, en el segundo con la banda de frecuencia y Q previamente determinados.

Como datos de entrada necesitan de las trazas del evento, factores de amplificación de sitio, las trayectorias entre los nodos de la grilla y cada estación de la RSVG, escoger un rango de frecuencia, una ventana de tiempo definido, un tiempo de traslape y el número de iteraciones.

Inicialmente se ejecuta *run2_hypoamp_galeras.csh*; este script lee la traza del evento en cada estación. Mediante el uso del programa SAC aplica un filtro pasa-banda y calcula la envolvente de las formas de onda ya filtradas. Los datos en formato SAC se exportan a formato ASCII mediante el programa *sac2td*. Luego, el script construye un archivo que contiene el nombre de cada una de las trazas, los parámetros de entrada, y datos referentes

a la topografía del VG. Éste sirve de entrada a *calresdis_err* ejecutable de Fortran y en su ejecución las señales son corregidas mediante los factores de amplificación de sitio (A.1). Se seleccionan unas ventanas de tiempo con un segmento de las trazas sísmicas y se corrigen los tiempos de las ventanas por el tiempo de viaje entre la estación y la posible ubicación de la fuente que se va variando a través de la grilla de búsqueda espacial construida sobre el VG. Se evalúan las amplitudes estimadas y calculan los residuales normalizados. Por último se hace el cálculo de los errores respectivos. Los resultados de cada iteración son almacenados en archivos de texto plano.

Los residuales evaluados para una banda de frecuencia y un Q específicos son leídos por el script *plot_resmin_pos.csh* diseñado para escoger el mínimo y mediante el uso de GMT, se elabora un esquema del resultado de la localización estimada y su correspondiente error. Luego éstos se pasan a *plot_minpos_all.csh* que representa la amplitud inicial sobre la localización del evento (Figura 3.2). *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* repite el proceso anterior por cada valor de Q definido por la grilla de búsqueda.

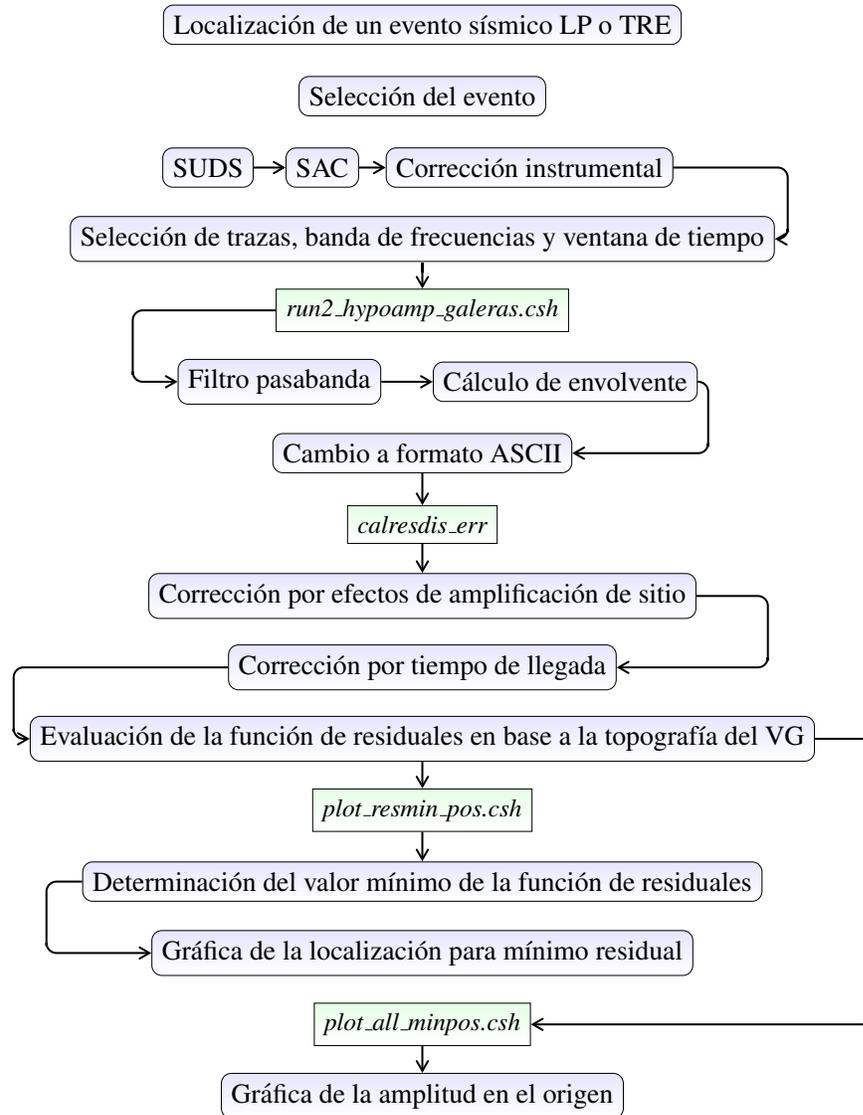


Figura 3.2: Funcionamiento de la rutina *run2_hypoamp_galeras.csh* en el OVSP.

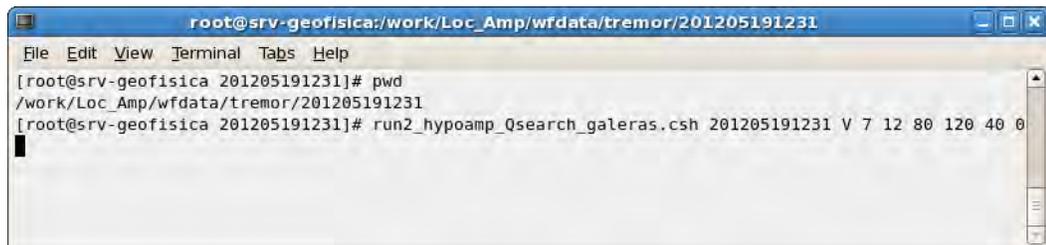
3.6 Preparación de los datos

Se hizo la conversión de las señales inicialmente en formato SUDS a formato SAC mediante el programa *sud2sac* donde se obtiene un archivo de datos por cada estación. De estos archivos se escogieron los que reunían las condiciones requeridas y se almacenaron

en un directorio nombrado con la fecha del evento (por ejemplo un evento que ocurrió el 08 de Febrero de 2013 a las 5h00 UT [Tiempo Universal] se almacena en el directorio 201302080500). Se hizo la corrección instrumental a cada evento mediante el script *trans.csh* donde se modificó el periodo de vigencia de las respectivas respuestas dependiendo de la fecha del sismo. Por último, de acuerdo a las características de los datos se escogieron los valores inicial y final de la ventana de tiempo empleada en la localización.

3.7 Proceso de localización

Para este proceso se llamó a una terminal y se ingresó a la ruta del directorio del sismo escogido, se usó el script *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* seguido de algunos argumentos necesarios para llevar a cabo la localización, tal como son el nombre del evento, la componente utilizada, la frecuencia mínima y máxima del rango a utilizar, el tiempo mínimo y máximo de la ventana escogida, el intervalo de tiempo para recorrer dicha ventana y el número de traslapes (Figura 3.3).

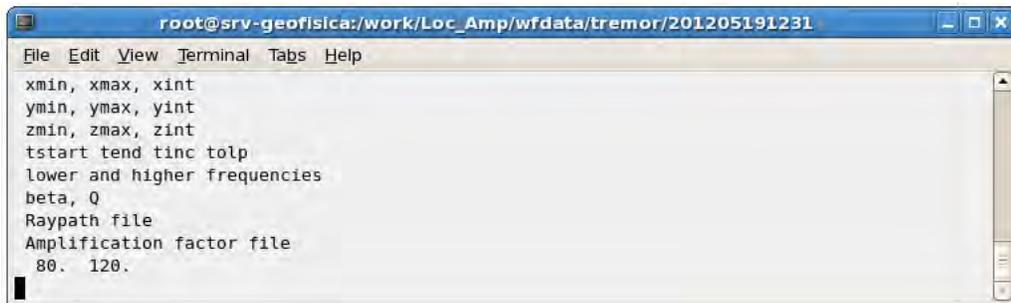


```
root@srv-geofisica:/work/Loc_Amp/wfdata/tremor/201205191231
File Edit View Terminal Tabs Help
[root@srv-geofisica 201205191231]# pwd
/work/Loc_Amp/wfdata/tremor/201205191231
[root@srv-geofisica 201205191231]# run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh 201205191231 V 7 12 80 120 40 0
```

Figura 3.3: Ventana de terminal donde se hace la ejecución del programa *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* para un evento tipo TRE ocurrido el 19 de mayo de 2012 a las 12h31 UT, analizado en un rango de frecuencia de 7-12 Hz, una ventana de tiempo comprendida entre los 80 y 120 s, un recorrido de la ventana de 40 s que implica 0 de traslape.

Si los datos de entrada que se especifican están incompletos, se despliega en la terminal un mensaje donde se indica los parámetros necesarios para que pueda correr el programa y termina su ejecución. Si los parámetros están completos, pero el rango de frecuencia no corresponde con uno de los rangos para los que se calculó los factores de amplificación de

sitio, aparece un mensaje de error y se suspende la ejecución. En caso contrario se ejecuta y se empiezan a mostrar algunos comentarios (Figura 3.4)



```
root@srv-geofisica:/work/Loc_Amp/wfdata/tremor/201205191231
File Edit View Terminal Tabs Help
xmin, xmax, xint
ymin, ymax, yint
zmin, zmax, zint
tstart tend tinc tolp
lower and higher frequencies
beta, Q
Raypath file
Amplification factor file
80. 120.
```

Figura 3.4: Despliegue del programa *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* una vez ejecutado con los parámetros adecuados.

Al final de la ejecución el programa *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh* especifica la ruta donde se almacenaron los resultados de la última iteración (Figura 3.5).



```
root@srv-geofisica:/work/Loc_Amp/wfdata/tremor/201205191231
File Edit View Terminal Tabs Help
0.8 14.8 1.06526742
1.2 14.8 1.26189406
1.6 14.8 1.52342218
2. 14.8 1.83515822
2.4 14.8 2.10887072
80 120
/work/Loc_Amp/resultado/201205191231_0180/residual_7_12_80_120_40_0
[root@srv-geofisica 201205191231]#
```

Figura 3.5: Ejecución adecuada de *run2_hypoamp_Qsearch_galeras.csh*.

El programa trabaja con 15 valores de Q y el proceso se llevó a cabo para 5 bandas de frecuencias. Por cada evento se hizo una compilación y posteriormente una gráfica de los residuales mínimos en función de Q y banda de frecuencia. Se escogieron las localizaciones que presentaron un mínimo definido y se las graficó. De acuerdo a los resultados de las gráficas se fijó un valor de Q y se implementó el programa *run2_hypoamp_galeras.csh*, para la localización rutinaria de eventos de LP y TRE en el OVSP.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Respuesta instrumental

Los valores de los polos, ceros y constantes para cada estación de la RSVG en el periodo de vigencia del año 2013 hasta la fecha se presentan en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Polos, ceros y constante para las estaciones de la RSVG para la vigencia del año 2013.

Estación	Polos (rad/s)	Ceros (rad/s)	Constante (Vs/nm)
ANGV	-4.524+4.360i -4.524-4.360i	0.000 0.000	181083356.71
ARLZ	-4.442+4.444i -4.442-4.444i	0.000 0.000	920049968.77
CAVZ	-1.759+6.032i -1.759-6.032i	0.000 0.000	85954531.30
COB3	-4.398+4.487i -4.398-4.487i	0.000 0.000	196124785.71
COND	-4.335+5.548i -4.335-5.548i	0.000 0.000	316090222.22
CR2R	-4.504+4.411i -4.504-4.411i	0.000 0.000	50656660.40
CRVZ	-0.037+0.037i -0.037-0.037i	0.000 0.000	471698113.20
CUVZ	-0.037+0.037i -0.037-0.037i	0.000 0.000	1818860878.00
NAR2	-4.335+4.548i -4.335-4.548i	0.000 0.000	272022152.40
OBVR	-4.524+4.360i -4.524-4.360i	0.000 0.000	208316337.62
URCR	-4.398+4.487i -4.398-4.487i	0.000 0.000	147881777.78

4.2 Estimación de la localización de eventos LP

La solución de la posición de la fuente sísmica se hizo con base a la obtención de un mínimo global residual de amplitudes a partir de las diferentes grillas de búsqueda descritas en el capítulo 3. Se trabajaron 49 eventos LP entre el 2008 y 2012, en principio se hicieron localizaciones de dos eventos LP tomando los valores de β en 1000, 2000 y 2500 m/s obteniendo los resultados de la Tabla 4.2, donde se observa que no hay variación significativa en la localización conforme a los valores de x , y y z . Se aprecia un ligero cambio en el desplazamiento en el origen, sin embargo para obtener el residual mínimo de las amplitudes en la localización, se nota que el mayor cambio está en los valores de Q . Esto permitió fijar el valor del β en 2000 m/s con el que se hicieron todas las localizaciones posteriores.

Tabla 4.2: Localizaciones de 2 eventos LP con variación de la velocidad de la onda S de 1000, 2000 y 2500 m/s.

Evento	β (m/s)	x (km)	y (km)	z (km)	u_0 (nm/s)	Γ	Δr (km)	Q	f (Hz)	$Q\beta$
201102201518	1000	10.0	10.4	3.2	931.6	0.001	0.5	80	5-10	80000
	2000	10.0	10.4	3.2	1161.6	0.002	0.7	50	5-10	100000
	2500	10.0	10.4	3.2	728.6	0.006	0.8	40	5-10	100000
201103160342	1000	10.8	10.0	2.8	1148.8	0.003	0.3	100	9-14	100000
	2000	10.8	10.2	2.8	1088.3	0.004	0.9	60	9-14	120000
	2500	10.8	10.2	2.8	1120.5	0.004	1	50	9-14	125000

De todos los eventos trabajados 23 presentaron un residual mínimo definido con una ubicación cercana al cráter activo de posición en $x = 10$ km y $y = 10$ km (Tabla 4.3, Figura 4.1). En general, los mínimos residuales se consiguieron para un factor de calidad Q entre 50 y 100, y rangos de frecuencia relativamente altos que en su mayoría están en el rango de 9-14 Hz.

Tabla 4.3: Resultados de localizaciones de los 23 eventos LP ocurridos entre 2008 y 2012 que presentaron un residual de amplitudes mínimo en alguna banda de frecuencias.

Evento	$x(\text{km})$	$y(\text{km})$	$z(\text{km})$	$u_0(\text{nm/s})$	Γ	$\Delta r (\text{km})$	$f(\text{Hz})$	Q	Vent. t (s)
200707060448	10.0	11.6	3.6	583.1	0.017	0.5	9-14	60	14
200804100830	10.4	10.4	4.0	502.4	0.011	2	1-6	50	14
200811200934	10.0	10.0	3.6	230.6	0.004	0.6	9-14	60	14
200811201000	10.4	9.6	3.6	265.8	0.003	1	7-12	70	18
200811201030	10.0	9.6	3.2	622.8	0.002	0.9	5-10	50	14
200811201108	10.4	9.6	3.2	1419.4	0.009	0.4	7-12	60	20
200811201151	10.0	10.0	3.2	849.4	0.002	0.4	7-12	60	14
200811211133	9.6	10.0	2.0	840.5	0.001	0.4	9-14	70	12
200901080606	4.8	6.0	2.4	7350.1	0.004	0.9	1-6	60	14
201101240256	11.2	10.8	2.8	1096.5	0.008	0.6	9-14	70	11
201101240553	11.2	11.2	3.2	1225.2	0.016	1	3-8	80	12
201101240726	10.4	10.8	3.2	930.2	0.008	1	9-14	90	15
201101260310	11.2	11.2	3.2	1673.6	0.009	1	9-14	90	8
201102011836	10.8	11.6	3.2	1090.6	0.002	0.4	5-16	80	11
201102092236	11.6	10.8	3.2	1424.1	0.007	1	1-6	90	12
201102201518	10.0	10.4	3.2	1161.6	0.002	0.7	5-10	50	11
201102201616	9.6	11.2	2.8	1384.3	0.001	0.4	9-14	50	20
201103160342	10.8	10.0	2.8	1088.3	0.004	0.9	9-14	60	36
201104020926	11.2	11.2	3.2	941.8	0.017	0.9	9-14	90	9
201104021103	11.2	11.2	3.2	802.4	0.007	0.4	9-14	120	10
201202080309	14.8	5.2	0.8	3218.7	0.204	4	1-6	70	5
201202110940	10.8	10.8	3.6	785.3	0.016	0.7	7-12	80	8
201209092015	10.8	10.8	3.6	1609.7	0.010	0.7	1-6	30	10

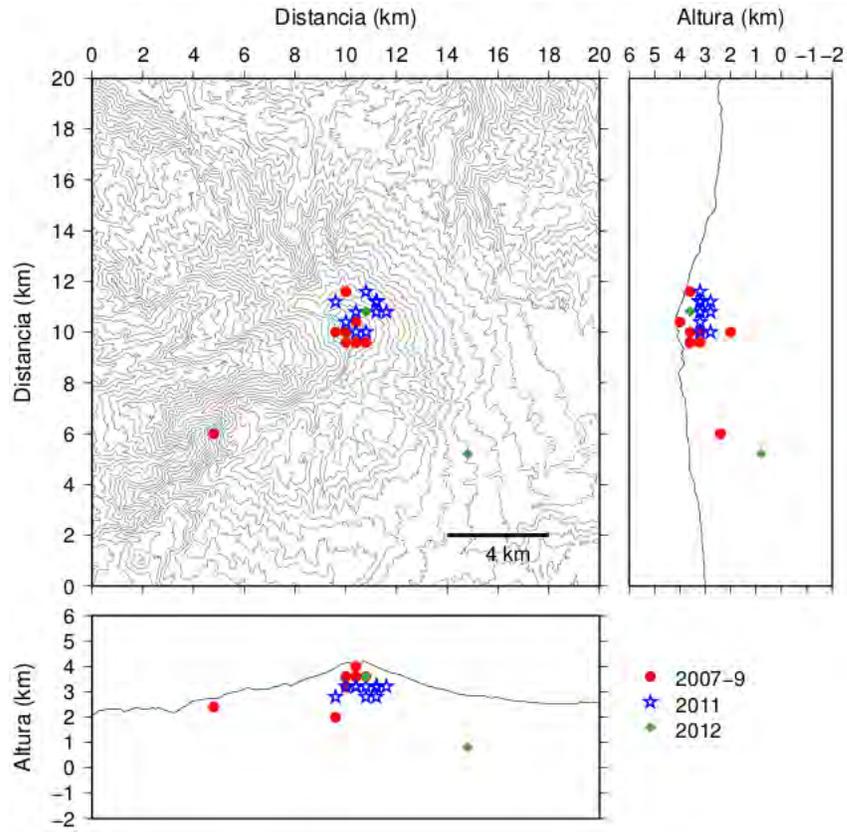


Figura 4.1: Localizaciones obtenidas para 23 eventos LP ocurridos entre los años 2007 y 2012 que presentaron un mínimo residual.

Para los eventos que no presentaron un mínimo global en sus residuales se escogieron las localizaciones que minimizaron la función de residuales para el $Q = 70$ y la banda de frecuencia de 9-14 Hz, en concordancia con los resultados anteriores. La Tabla 4.4 y la Figura 4.2 muestran los resultados obtenidos de 26 eventos ocurridos entre 2008 y 2013 para $Q = 70$ y rango frecuencial de 9-14 Hz.

Tabla 4.4: Resultados de localizaciones de los 22 eventos LP ocurridos entre 2008 y 2013 que no presentaron un residual de amplitudes mínimo en alguna banda de frecuencias tomando un $Q = 70$ y un rango de frecuencias de 9-14 Hz.

Evento	$x(\text{km})$	$y(\text{km})$	$z(\text{km})$	$u_0(\text{nm/s})$	Γ	$\Delta r (\text{km})$	Vent. t (s)
200804251324	13.6	8.4	2.8	2262.7	0.05	2	6
200901021210	10.0	6.8	-0.4	23650917.4	0.143	3	30
200901021600	6.8	4.8	0.0	162629311.0	0.078	2	15
200901040206	11.2	6.4	-2.0	21159890.2	0.086	2	40
200901042241	11.6	6.0	-2.0	92615815.0	0.103	2	40
200901050346	10.4	6.8	-0.8	1669062.2	0.008	0.4	30
200901052321	10.4	9.6	-2.0	68824170.5	0.038	0.5	20
201007080027	10.8	10.8	-0.8	19458.6	0.086	0.8	17
201101172237	10.4	10.8	2.8	712.1	0.031	0.8	14
201101241238	10.8	10.8	2.8	1243.2	0.024	0.8	8
201101241823	10.0	11.2	2.0	2004.0	0.054	0.6	15
201101242120	10.8	11.2	2.8	1796.8	0.098	2	10
201103150239	7.2	6.0	-2.0	12620632.6	0.130	2	35
201104070828	10.8	10.8	2.4	1409.5	0.018	0.7	18
201201230523	14.8	4.8	-0.4	1296.1	0.042	2	10
201202021312	14.8	6.4	-1.2	4383.3	0.199	3	6
201202110940	10.8	10.8	3.2	753.4	0.031	0.6	8
201202131544	14.8	5.6	0.8	4673.4	0.063	2	6
201202170459	6.0	10.0	0.8	1631.5	0.126	4	7
201202170840	10.8	10.8	3.6	881.3	0.029	0.7	5
201202190411	11.2	12.0	3.2	2357.6	0.134	4	7
201202200554	14.8	6.0	1.2	2095.0	0.042	1	5
201202202259	11.2	12.0	3.2	2755.7	0.207	4	6
201206290810	10.0	10.8	2.0	663.6	0.188	3	10
201209191028	9.6	10.4	2.4	1182.3	0.142	3	8
201302220907	14.8	6.4	1.6	437.7	0.022	2	15

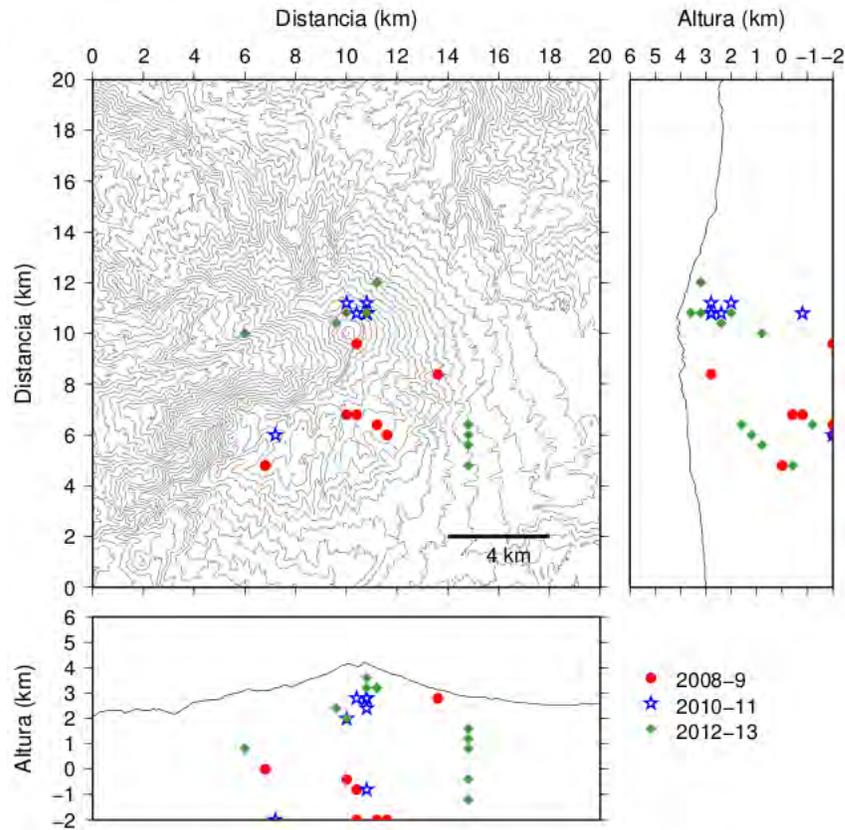


Figura 4.2: Localizaciones de los 26 LP ocurridos entre 2008 y 2013 que no presentaron un mínimo global en los residuales tomando un $Q = 70$ y una frecuencia de 9-14 Hz.

4.3 Localización de los LP 201101240726 y 201206290810

La Figura 4.3 ilustra inicialmente en el dominio del tiempo las trazas sísmicas de las componentes verticales en diferentes estaciones de la RSVG del evento LP ocurrido el 24 de Enero de 2011 a las 07h26 UT (201101240726) y en seguida sus espectros respectivos que muestran un contenido energético en las altas frecuencias (>5 Hz). La estimación de su localización se hizo en una ventana de tiempo de 5-20 s donde se encuentra la máxima amplitud que se resalta en color gris en los sismogramas.

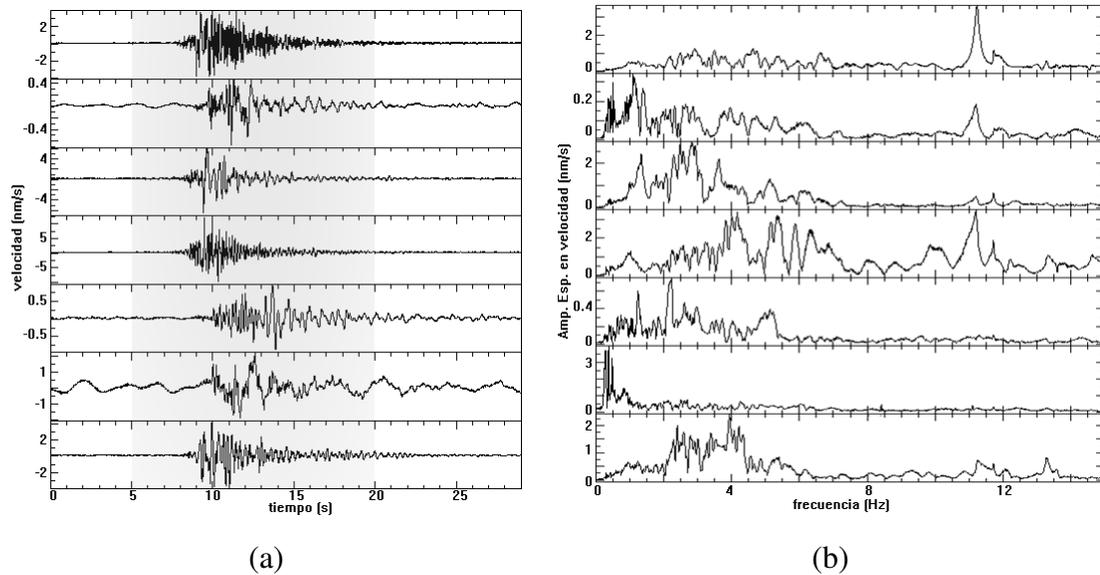


Figura 4.3: Evento 201101240726 analizado en una ventana de tiempo de 5-25 s. (a) Trazas de la componente vertical registradas en las estaciones Anganoy, Coba negra, Cóndor, Cráter-2, Cufiño, Nariño y Urcunina. (b) Espectros correspondientes.

En la Figura 4.4 se observa los mínimos residuales de amplitudes obtenidos para cada combinación de rango de frecuencia y Q del LP 201101240726, y los errores respectivos a cada localización. Cada una de las localizaciones por cada residual se representaron en la Figura 4.5.

De acuerdo a la Figura 4.4a el menor residual se obtuvo para una banda de frecuencia de 9-14 Hz y $Q = 90$. El resultado de esta localización se estimó en la posición (10.4, 10.8, 3.2) km con un error $\Delta r = 1$ km alrededor de las coordenadas anteriores tal como se indica en la Figura 4.6, donde la escala de colores muestra la variación de los residuales.

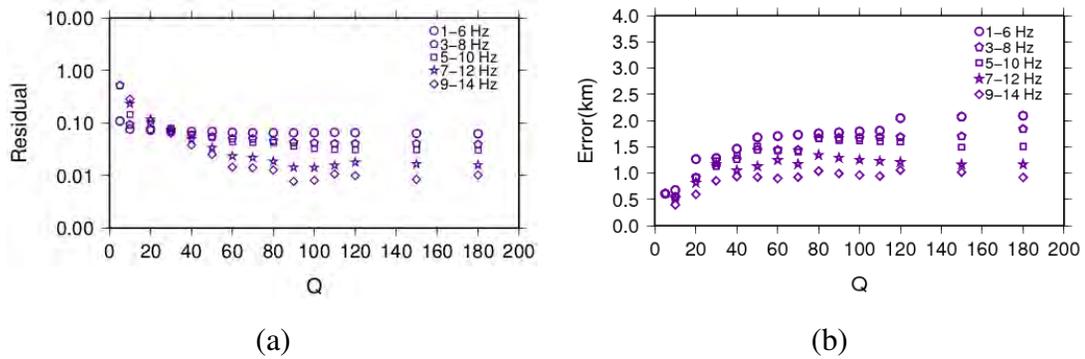


Figura 4.4: (a) Representación de los residuales del LP 201101240726 por cada rango de frecuencia, en función del factor de calidad. (b) Representación de los respectivos errores.

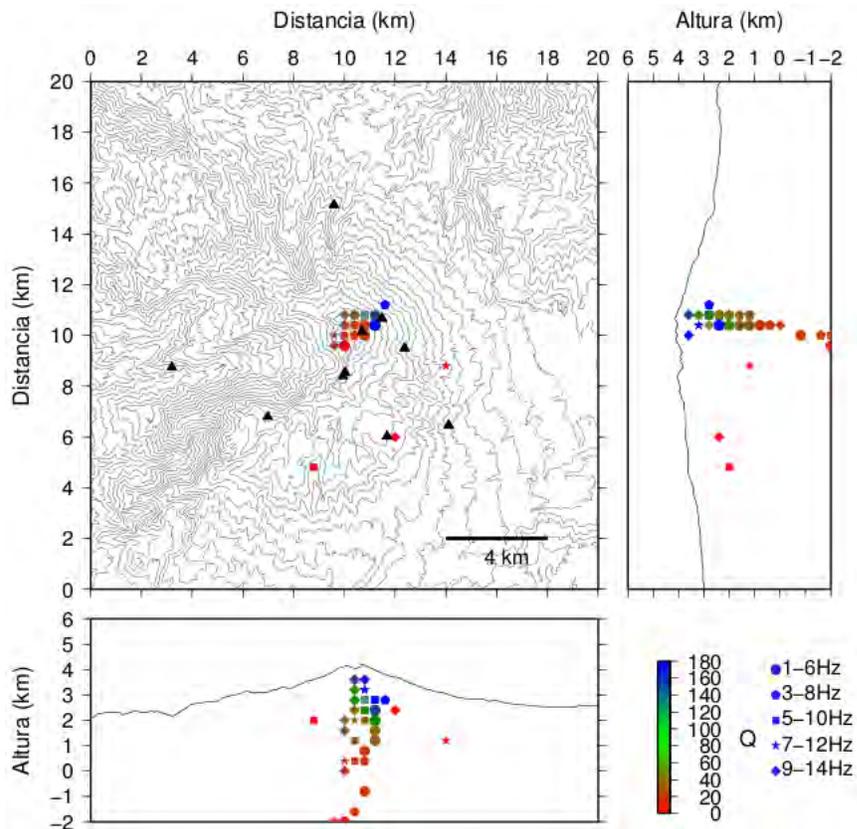


Figura 4.5: Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.4a para el evento 201101240726.

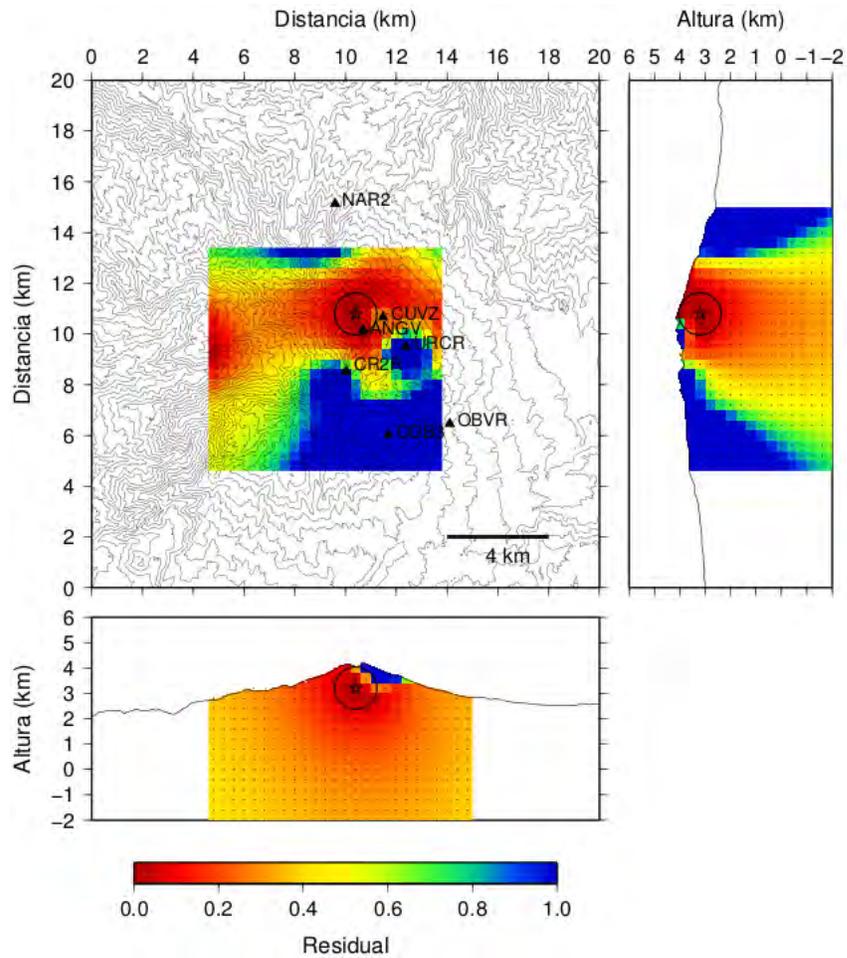


Figura 4.6: Localización del evento LP 201101240726 para el mínimo residual global. En color se muestra la distribución espacial de los residuales.

La Figura 4.7 muestra las trazas de la componente vertical de un evento tipo LP ocurrido el 29 de Junio de 2012 a las 08h10 UT (201206290810) y sus respectivos espectros que muestran altas frecuencias. El análisis se llevó a cabo en una ventana de 14 s a 24 s (parte sombreada del sismograma).

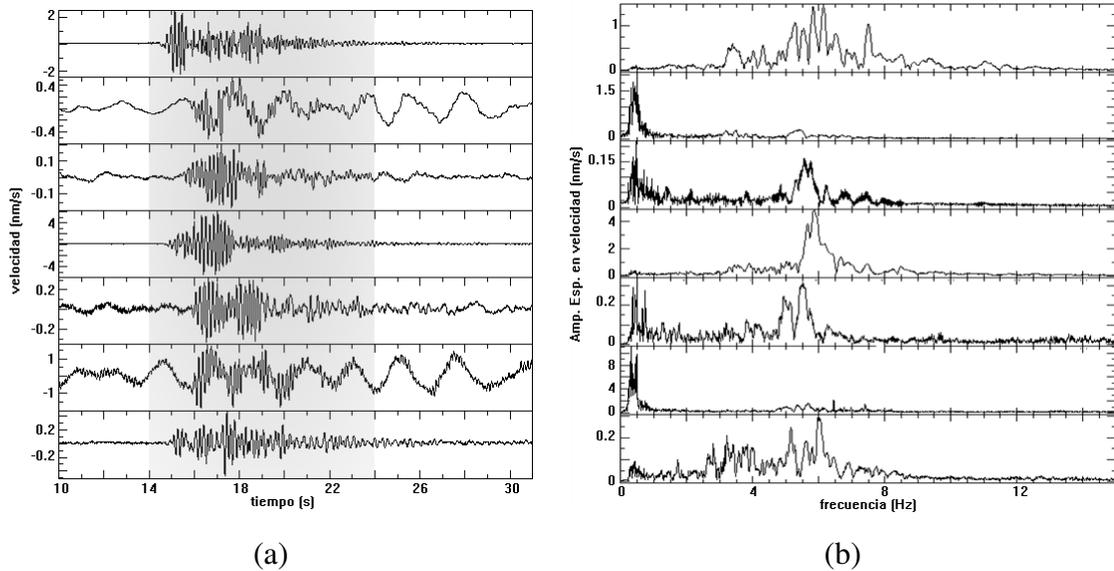


Figura 4.7: Evento 201206290810 analizado en la ventana de 14 s a 24 s. (a) Trazas de la componente vertical de las estaciones Anganoy, Arlés, Coba negra, Nariño, Obonuco y Urcunina. (b) Espectros correspondientes.

Los residuales en función de Q y banda de frecuencia obtenidos para el evento 201206290810 y los respectivos errores se muestran en la Figura 4.8 y en la Figura 4.9 se grafican los resultados de localizaciones por cada residual anterior.

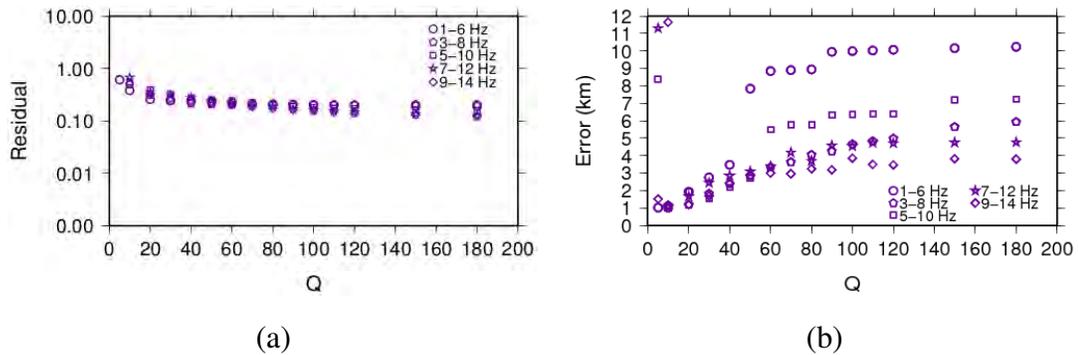


Figura 4.8: (a) Representación de los residuales del LP 201206290810 en función de la banda de frecuencia y Q . (b) Representación de los respectivos errores.

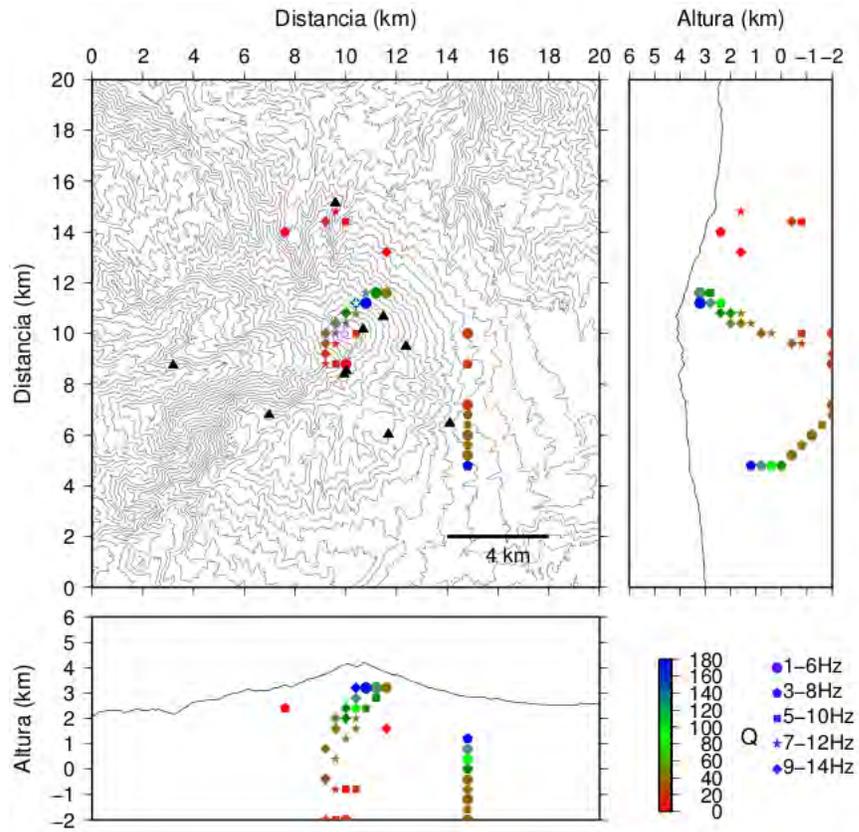


Figura 4.9: Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.8a para el evento 201206290810.

Considerando que la Figura 4.8a no muestra un residual mínimo global, de acuerdo a los resultados de la Tabla 4.4 se escogió la localización obtenida al utilizar el rango de frecuencia de 9-14 Hz con un factor de calidad $Q = 70$. La posición bajo estas condiciones se obtuvo en (10.0, 10.8, 2.0) km con $\Delta r = 3$ km y se muestra en la Figura 4.10.

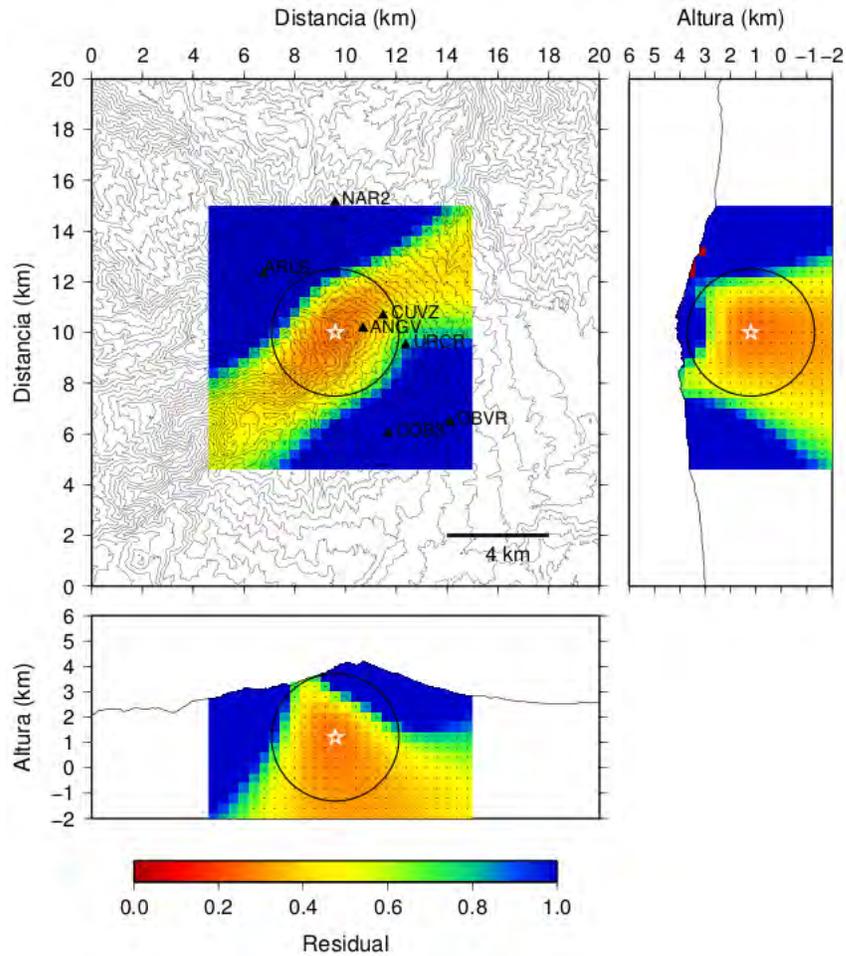


Figura 4.10: Localización del evento 201206290810 para $Q = 70$ y rango de frecuencia de 9-14 Hz.

4.4 Estimación de la localización de eventos TRE

Se hizo la localización de 7 señales sismo-volcánicas tipo TRE del año 2012. En dos de estas señales se encontró mínimos residuales globales (Tabla 4.5), en el rango de 1-6 Hz, que además presentaron una localización común de sus fuentes. En los 5 eventos TRE restantes no se obtuvo un mínimo global en los residuales, sin embargo al igual que para los LP sin mínimo global, se escogieron las localizaciones resultantes de evaluar Γ con

$Q = 70$ y banda de frecuencia 9-14 Hz, las características de estos resultados se presentan en la Tabla 4.6

Tabla 4.5: Resultados de las localizaciones de los eventos TRE que presentaron un mínimo global en la evaluación de la función de residuales.

Evento	x (km)	y (km)	z (km)	u_0 (nm/s)	Γ	Δr	f (Hz)	Q	V.de t (s)
201205191231	10.8	10.8	3.6	1222.7	0.005	0.7	1-6	70	40
201205132321	10.8	10.8	3.6	770.7	0.007	0.6	1-6	30	50

Tabla 4.6: Localización de los 5 eventos TRE que no presentaron un mínimo global en sus residuales tomando un $Q = 70$ y banda de frecuencia de 9-14 Hz.

Evento	x (km)	y (km)	z (km)	u_0 (nm/s)	Γ	Δr (km)	Vent. t (s)
201205061005	4.8	8.4	1.2	113257517.0	0.105	2	30
201205132331	8.4	4.8	-2.0	105211441.0	0.048	2	50
201205150337	4.8	8.4	1.6	51662605.7	0.087	2	80
201205262052	4.8	8.4	0	74577765.2	0.109	2	30
201206051747	4.8	9.2	1.6	105217741.0	0.082	2	20

En la Figura 4.11 se indican en color rojo las localizaciones de los 2 eventos que minimizaron la función de residuales y en color azul los resultados de las localizaciones de los eventos mostrados en la Tabla 4.6

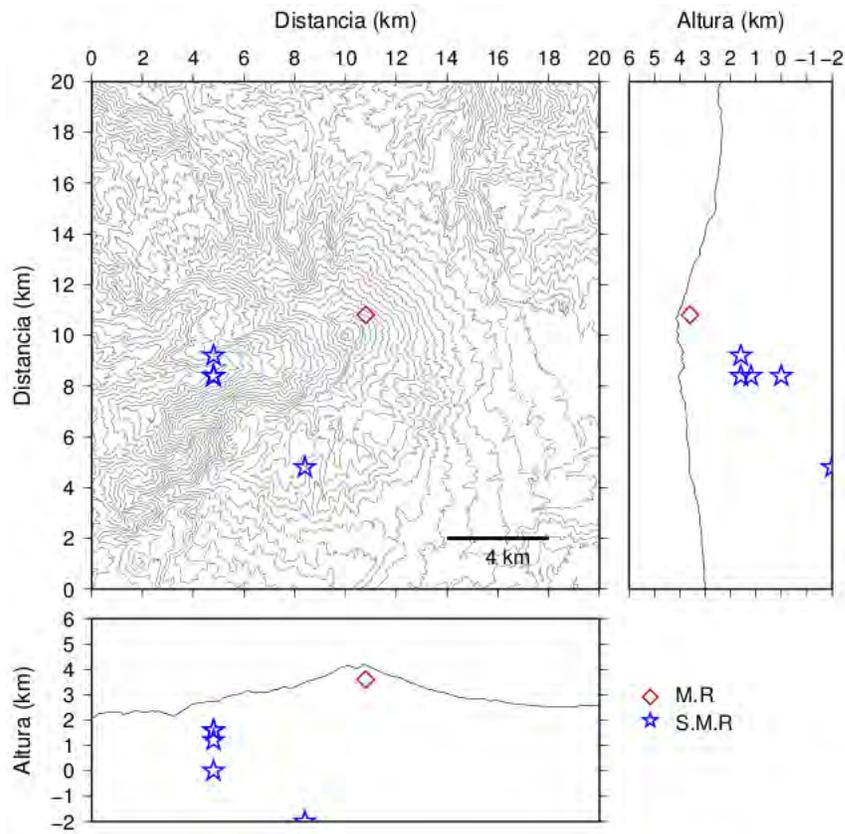


Figura 4.11: Representación de las localizaciones de eventos TRE del año 2012. En azul son las localizaciones que no presentaron mínimo en sus residuales y por lo tanto se escogió la localización para $Q = 70$ y banda de frecuencia de 9-14 Hz. El símbolo rojo representa los eventos localizados con mínimo global.

4.5 Localización de los eventos TRE 201205191231 y 201206051747

La Figura 4.12 muestra las trazas sísmicas de un evento TRE ocurrido el 19 de Mayo de 2012 a las 12h31 UT (201205191231), analizado en una ventana de tiempo comprendida entre 80 s y 120 s tal como se indica en la zona sombreada de los sismogramas y sus respectivos espectros donde se puede apreciar que existe un contenido significativo de energía por encima de los 5 Hz.

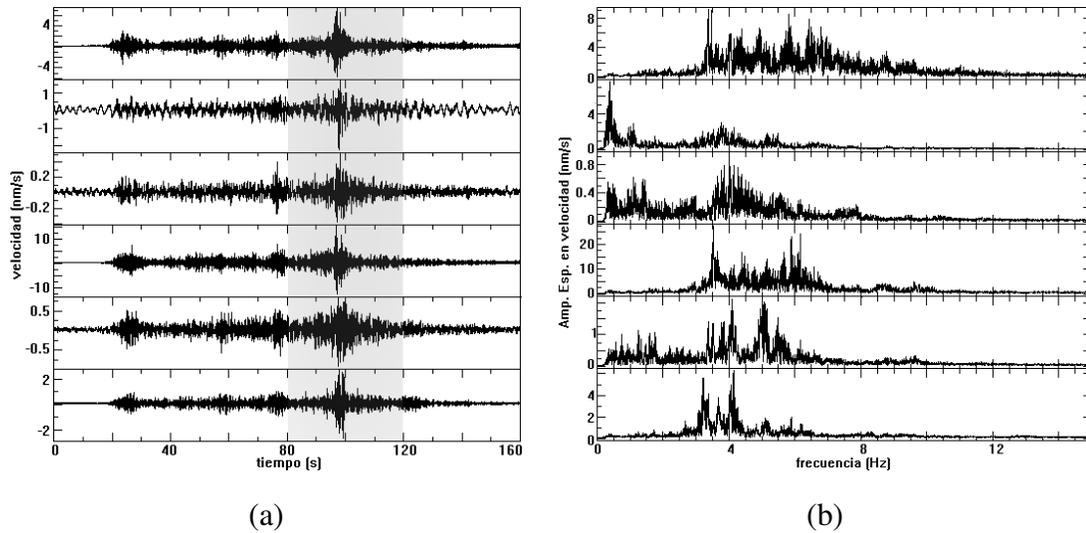


Figura 4.12: Evento 201205191231 analizado en la ventana de tiempo de 80 s a 120 s. (a) Trazas de las componentes verticales registradas en las estaciones Anganoy, Arlés, Coba negra, Cufiño, Nariño y Urcunina. (b) Espectros respectivos.

La Figura 4.13 representa los residuales del evento 201205191231 y los errores respectivos en función de la banda de frecuencia y por cada uno de los 15 valores de Q . En la Figura 4.14 se muestran las localizaciones obtenidas por cada valor de residual.

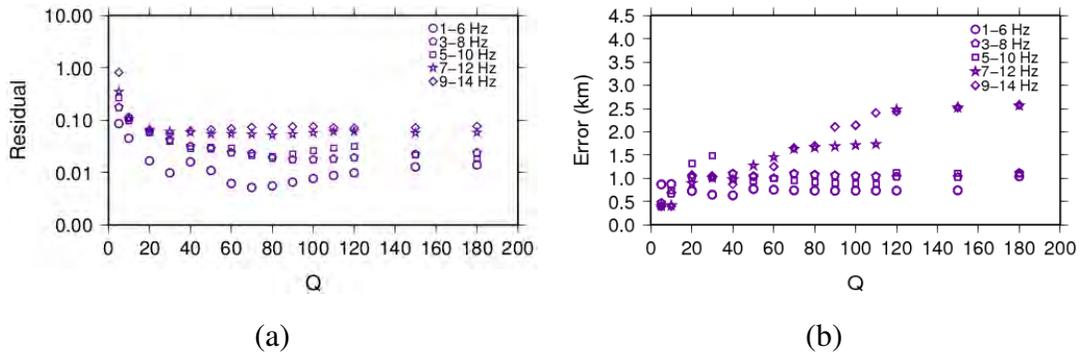


Figura 4.13: (a) Representación de los residuales en función de la banda de frecuencia y Q para evento 201205191231. (b) Representación de los errores respectivos.

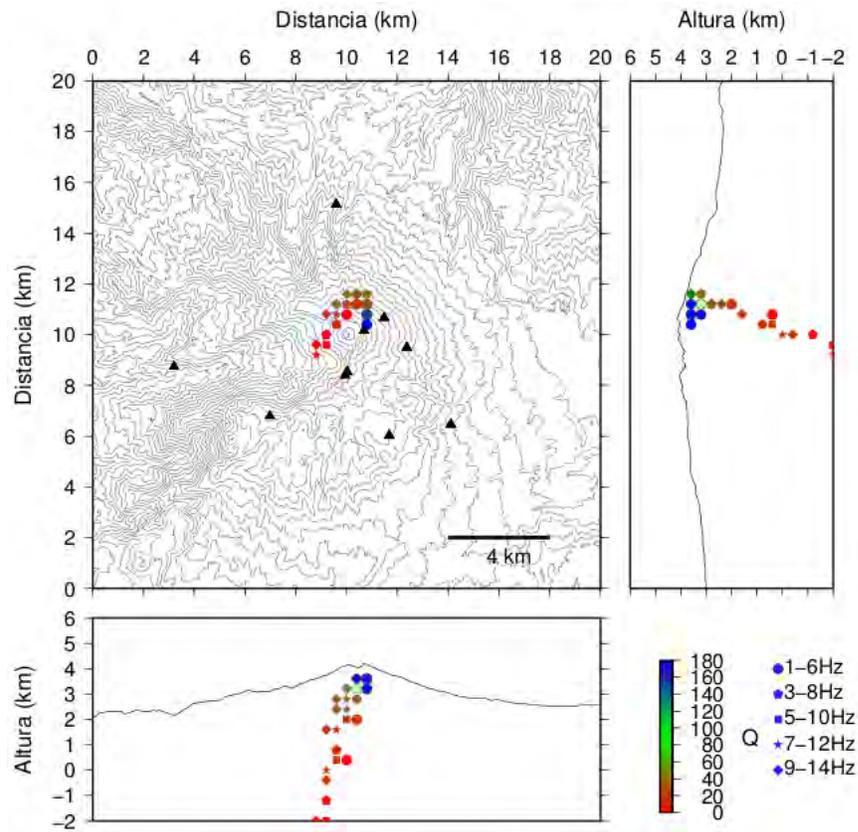


Figura 4.14: Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.13a para el evento 201205191231.

De acuerdo con la Figura 4.13a, se observa un mínimo para la banda de 1-6 Hz y $Q = 70$, donde se estima una posición en las coordenadas (10.8, 10.8, 3.6) km y un error en la localización $\Delta r = 0.7$ km según se muestra en la Figura 4.15.

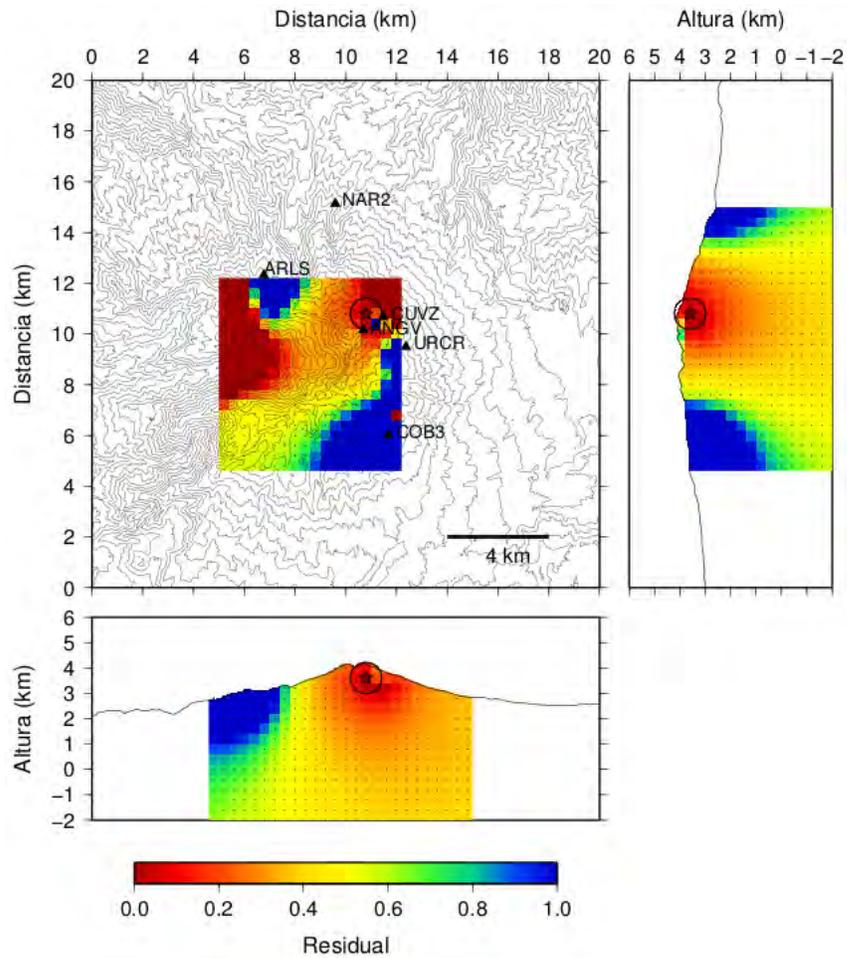


Figura 4.15: Localización del evento TRE 201205191231 para el mínimo residual global.

La Figura 4.16 representa los sismogramas del evento TRE ocurrido el día 5 de junio de 2012 a las 17h47 UT (201206051747) analizado en la ventana de tiempo de 60 s a 80 s (parte sombreada del sismograma) y sus respectivos espectros.

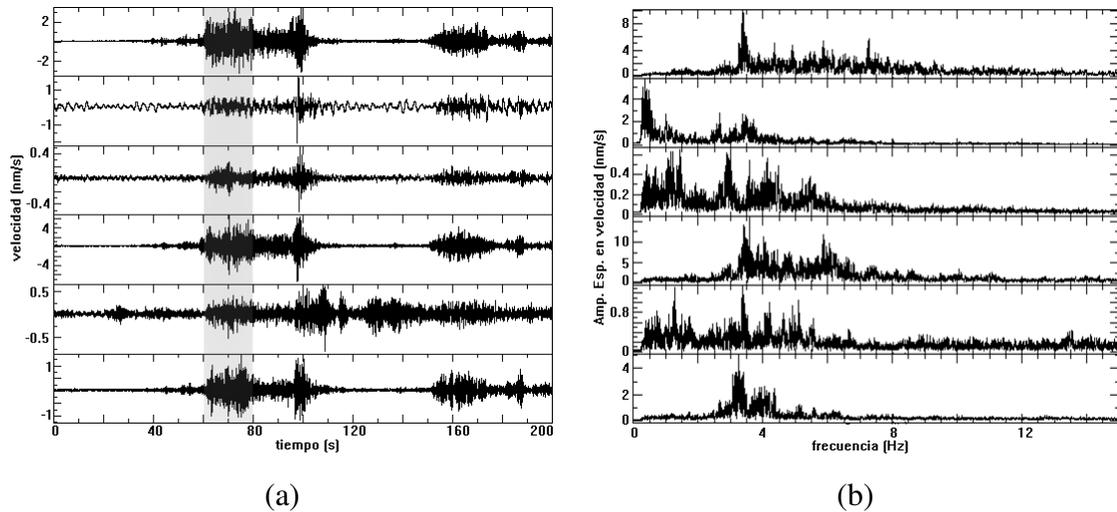


Figura 4.16: Evento TRE 201206051747 analizado en la ventana de tiempo de 60 s a 80 s. (a) Trazas de la componente vertical registradas en las estaciones Anganoy, Arlés, Coba negra, Cufiño, Nariño y Urcunina. (b) Espectros respectivos.

En la Figura 4.17, se muestran los residuales obtenidos para el evento 201206051747 en función de Q y la banda de frecuencia, y los errores correspondientes. La Figura 4.18 muestra las localizaciones obtenidas en cada uno de los residuales anteriores.

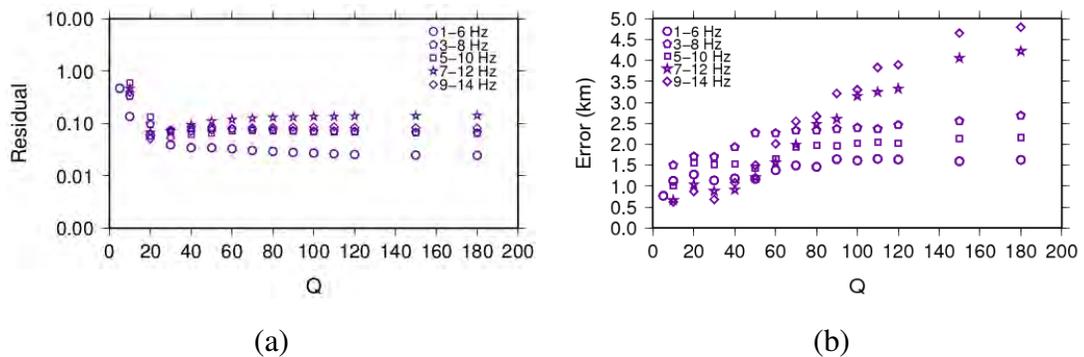


Figura 4.17: (a) Representación de residuales en función de la banda de frecuencia y Q del TRE 201206051747. (b) Representación de los errores respectivos

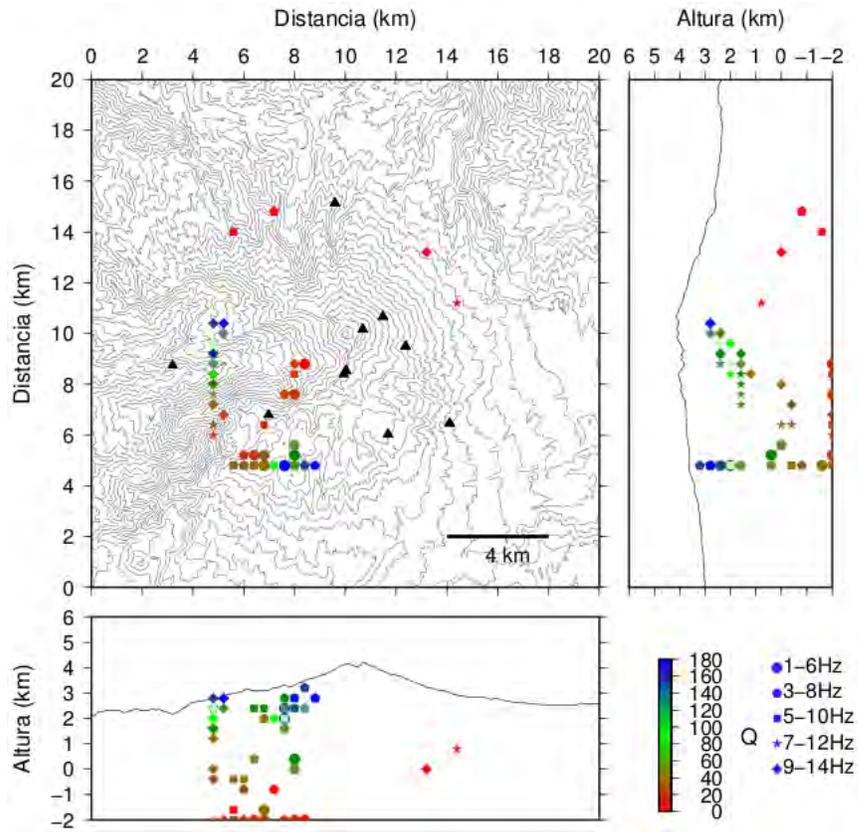


Figura 4.18: Gráfica de las localizaciones que se obtuvieron con las condiciones expresadas en la Figura 4.17a para el evento 201206051747.

En la Figura 4.19 se muestra la localización del evento 201206051747 para la banda de frecuencia de 9-14 Hz y un factor de calidad de 70 y la distribución espacial de los residuales en color.

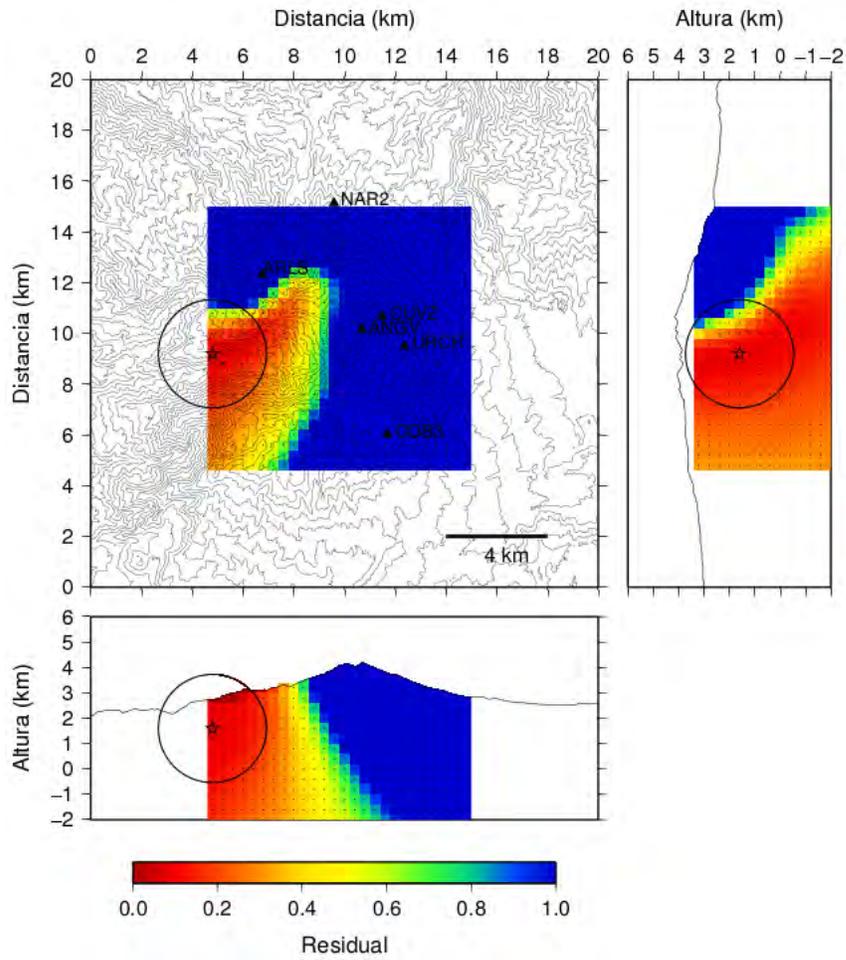


Figura 4.19: Localización del evento 201206051747 para $Q = 70$ y la banda de frecuencia de 9-14 Hz.

Capítulo 5

Análisis de resultados

Teniendo en cuenta los resultados mostrados en la Tabla 4.2 se observa que la velocidad de la onda S no es un factor de peso al momento de estimar la localización debido a que su variación no afectó los resultados de la posición en la fuentes. Se observó cambios pequeños en u_0 y Γ . Finalmente se encontró variaciones en Q , y de acuerdo a la ecuación 2.18, se puede observar que para un determinado valor de B y f , Q es inversamente proporcional a β , siendo finalmente su producto lo que debe analizarse y en los dos eventos este producto no varía significativamente cuando se modifica la velocidad.

La Tabla 4.3 muestra que las mejores localizaciones para los eventos LP se obtuvieron generalmente para las bandas de altas frecuencias (7-12 y 9-14 Hz) y valores de Q entre 50 y 90. Esto sugirió en principio que en estos casos es apropiada la suposición de un patrón de radiación isotrópico para frecuencias que superan los 5 Hz como hace referencia Kumagai et al. (2010) con base en los estudios de Takemura et al. (2009). Con respecto a los valores de Q , Kumagai et al. (2010) encontró valores alrededor de 50 para el volcán Tungurahua y Torres (2010) encontró valores de Q entre 60 y 80, para Galeras, que son resultados consistentes con los obtenidos en el presente trabajo.

De acuerdo a Gómez et al. (2004) los eventos LP en Galeras son en general superficiales puesto que sus profundidades no exceden los 2 km y a pesar de los inconvenientes que se presentan cuando se hace localizaciones de LP con el HYPO71, Torres (2010) localizó algunos LP con claros arribos de ondas P y con un número mínimo de 6 fases del año 2008 y encontró que sus fuentes no exceden los 2 km en profundidad. En general las localizaciones de eventos LP que presentan un valor mínimo claro en sus residuales, se

encuentran cercanas al cráter con una profundidad que no excede los 2 km (Figura 4.1) con excepción de tres eventos de los años 2012, 2009 y 2008. Con respecto al grupo de sismos que no mostraron mínimos definidos hay un grupo de eventos de los años 2011 y 2012 que también se localizan en la vecindad del cráter (Figura 4.2), cabe resaltar que los valores de Γ de estos eventos son relativamente mayores en comparación a los que se obtiene para los eventos con mínimo definido. Para el caso donde se tiene un mínimo global en los residuales de las amplitudes los resultados de las localizaciones se pueden considerar pertinentes puesto que concuerdan con observaciones anteriores.

En la evaluación de la localización del LP 201101240726, tanto los residuales como los errores en función de la frecuencia y Q (Figura 4.4) indican que son menores respecto a las altas frecuencias, sus localizaciones correspondientes convergen cerca al cráter en el plano xy , más no en la profundidad donde se muestran dispersas (Figura 4.5); lo que podría explicarse debido a que existe una mejor cobertura de las estaciones en el plano xy que con respecto la profundidad. Con relación a la distribución de los residuales obtenidos (Figura 4.6), se aprecia una relativa buena distribución de éstos alrededor del punto de localización de la fuente indicando una convergencia en las soluciones.

Para el evento 201206290810 no se obtuvo un mínimo residual global, sin embargo se observa un error menor para el rango de 9-14 Hz (Figura 4.8); en este caso se observó que las localizaciones no tienen convergencia hacia algún punto aunque un pequeño grupo se encuentra cercano al cráter (Figura 4.9). No hay una solución pertinente en estos casos, sin embargo como se mencionó anteriormente se escogieron las soluciones para un $Q = 70$ y rango de frecuencia de 9-14 Hz (Figura 4.10). En general a pesar de contar con trazas de un evento en más de 5 estaciones, una de las posibles causas para no presentar un mínimo residual en su localización puede ser que la fuente sísmica no se halle bien cubierta por las estaciones que lo registran o que se tenga una interferencia en la señal del evento por ruido en las bandas de frecuencia que se analizan. Una de las mayores dificultades en la aplicación del método de localización con amplitudes tiene que ver con

la disponibilidad de registros aptos para el proceso. Se observó que sismos relativamente grandes saturan las amplitudes en los registros de estaciones cercanas a la fuente y sismos relativamente pequeños no se observan bien en estaciones lejanas ya que están inmersos en el nivel de ruido de las trazas sísmicas.

De los eventos TRE a los que se les aplicó el método se obtuvieron mínimos en las localizaciones para dos eventos en un rango de frecuencia de 1-6 Hz y Q de 70 y 30. Las bajas frecuencias no permiten la asunción de patrón de radiación isotrópico, pues en este caso el patrón tiende a ser más lobular. Sin embargo estas localizaciones presentan características similares a las obtenidas para eventos LP, pues se observa convergencia en sus soluciones y buena distribución de residuales, además la localización para el ejemplo de la Figura 4.5 está cercana al cráter y no excede los 2 km. En tanto para los eventos que no mostraron mínimos se aprecia dispersión de las localizaciones sin convergencia a una solución (Figura 4.11).

Se presentaron mayores complicaciones en la localización de eventos TRE. En principio fue difícil encontrar eventos con trazas que presentaran las características mínimas necesarias que permitieran el uso del método de minimización de amplitudes para su localización. En segunda instancia, las trazas de los eventos TRE cuentan con la presencia de ondas superficiales que se generan en el mismo evento y que debido a la larga duración de éste, se superponen a las ondas de cuerpo producidas en la fuente. Esto hace que el modelo para la amplitud del evento en estos casos no sea apropiado puesto que éste sólo considera ondas S.

Finalmente se encontró que el modelo para el error propuesto en el trabajo no ofrece buenos resultados, se esperaba que el mínimo error se encontrara cerca del punto de mínimo residual. En las Figuras 4.4, 4.8, 4.13 y 4.17 se observa que éste toma valores bajos cuando los residuales son más altos y en cercanías del punto de localización se presentan valores altos. Esta discrepancia se puede explicar en base a que en el modelo de

error trabajado se asume que los errores son pequeños con respecto a la distancia a cada estación, sin embargo debido a las incertidumbres que se presentan como la selección de un paso apropiado de la grilla de búsqueda espacial y el patrón de radiación es posible esperar que su valor sea comparable a las distancias entre fuente y estaciones de registro más cercanas, haciendo inválida la suposición en base a la cual se obtuvo la expresión para el cálculo de error (2.26, 2.27).

Capítulo 6

Conclusiones

Cuando no existen arribos claros de onda P en los eventos de LP (asociados al movimiento de fluidos) es mejor utilizar el método de minimización de amplitudes para su localización en lugar de métodos basados en la inversión de tiempos de arribo. En este caso se debe asegurar que estos eventos presenten trazas no saturadas en 5 o más estaciones, con un contenido frecuencial superior a 5Hz, buena relación señal-ruido y garantizar una buena cobertura azimutal del evento.

Una de las principales incertidumbres que se presenta en la localización mediante este método es el patrón de radiación de la onda S que como se ha mencionado no es isotrópico, pero debido a la dependencia que éste presenta respecto a la frecuencia resulta viable la asunción de isotropía en las altas frecuencias.

Finalmente se debe tener en cuenta que hay muchos factores que pueden afectar las localizaciones, tal como el ruido presente en la señal, la escasa cobertura que tenga el evento, de acuerdo a la distancia entre fuente y estación es posible que no sea factible la asunción de campo lejano, entre otros. Esto lleva mantener cierto grado de prudencia al determinar si una localización arrojada por el método es asertiva o no.

Bibliografía

M. CALVACHE. 1990. *Geology and Volcanology of the Recent Evolution of Galeras volcano, Colombia* M. S. thesis, Louisiana State University, Baton Rouge.

D. GÓMEZ, C. LAVERDE, L. NARVÁEZ, A. ORTEGA, B. SILVA, J. TORRES, R. TORRES. 2004. *Catálogo de señales sísmicas volcánicas de Colombia*. Ingeominas - Centro Operativo Regional Pasto.

B. CHOUET. 1985. *Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor*. J. Geophys. Res., 90: 1881-1893.

B. CHOUET. 1988. *Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor*. J. Geophys. Res., 93: 4375-4400.

H. YAMASATO. 1997. *Quantitative analysis of pyroclastic flows using infrasonic and seismic data at Unzen volcano, Japan*. J. Phys. Earth, 45, 397-416.

J. BATTAGLIA & K. AKI. 2003. *Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes*. J. Geophys. Res., 108(B8), 2364, doi: 10.1029/2002JB002193.

H. KUMAGAI, M. NAKANO, T. MAEDA, H. YEPES, P. PALACIOS, M. RUIZ, S. ARRAIS, M. VACA, I. MOLINA, T. YAMASHINA. 2010. *Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches*. J. Geophys. Res., 115, 1308303, doi:10.1029/2009JB006889.

R. TORRES. 2010. *Locating long period events and tremor beneath Galeras volcano*

using seismic amplitudes-stochastic approach. M.Sc thesis, National Graduate Institute for Policy Studies. Tokyo.

S. STEIN & M. WYSESSON. 2003. *An introduction to seismology, earthquakes and Earth structure*. Blackwell publishing.

D GARCÍA. 2001. *Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México central*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

K. AKI & P. RICHARDS. 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods* (2 vols.). W. H. Freeman, San Francisco. 932pp.

M. TSIGE & I. GARCÍA. 2006. *Propuesta de clasificación geotécnica del “Efecto de sitio” (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la región de Murcia*. Geogaceta, 40, 39-42.

S. ALVAREZ. 1999. *El efecto local sobre el movimiento sísmico del suelo: Fenomenología y resultados recientes*. Física de la Tierra, 11, 141-173.

C. DEL FRESNO. 2004. *Sismotectónica de regiones activas: terremotos de profundidad intermedia en el sur de España*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

B. CHOUET. 1992. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. In: P. Gasparini, R. Scarpa, & K. Aki. (eds.). *Volcanic Seismology*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 133-156.

K. AKI, M. FEHLER & S. DAS. 1977. *Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption*. J. Volcanol. Geotherm.

Res., 2: 259- 287.

S. TAKEMURA, FURUMURA, & T. SAITO. 2009. *Distortion of apparent S-wave radiation pattern in the high-frequency wavefield: Tottori-Ken Seibu, Japan, earthquake of 2000*. Geophys. J. Int., 178,950-961, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04210.x.

B. CHOUET. 1996. *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*. Nature, 380: 309-316.

K. AKI & B. CHOUET. 1975. *Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects* J.Geophys. Res., 80, 3322-3342.

S. PHILIPS & K. AKI. 1986. *Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California*. Bull. Seism. Soc. Am., 76: 627-648.

D. REVELO. 2013. *Determinación de los factores de amplificación de sitio para las estaciones de la red sísmica del volcán Galeras*. Tesis de grado, Universidad de Nariño. San Juan de Pasto.

P. GOLSTEIN & A. SNOKE. 2005. *SAC availability for the IRIS community*. Recuperado el 1 de Abril de 2014 del sitio web del Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS): <http://www.iris.edu/dms/newsletter/vol7/no1/sac-availability-for-the-iris-community/>

P. WESSEL & W. H. F. SMITH. 1995. *New Version of the Generic Mapping Tools Released*. EOS Trans. AGU, 76, p329.

R. MADARIAGA. 2007. Seismic source theory. In: H. Kanamori (ed.). *Earthquake Seismology*. (pp 59-82). Amsterdam & Boston: Elsevier.

Apéndice A

Factores relativos de amplificación de sitio

A continuación se presentan los valores de los factores de amplificación de sitio de cada estación de la RSVG que se obtuvieron en el trabajo de Revelo (2013) utilizando sismos tectónicos regionales.

Estación	1-6Hz	3-8Hz	5-10Hz	7-12Hz	9-14Hz
ANGV	0.929±0.113	0.862±0.089	0.843±0.131	1.021±0.157	1.014±0.074
CR2R	1.317±0.139	1.076±0.136	0.748±0.068	0.657±0.063	0.620±0.093
URCR	1.125±0.232	1.020±0.110	0.803±0.086	0.816±0.110	0.808±0.125
COB3	0.536±0.147	0.285±0.081	0.279±0.119	0.285±0.083	0.307±0.077
COND	0.850±0.108	0.527±0.095	0.553±0.087	0.931±0.086	1.317±0.288
NAR2	1.309±0.183	0.932±0.159	0.929±0.142	1.068±0.119	1.078±0.125
OBVR	0.643±0.090	0.519±0.111	0.623±0.104	0.849±0.083	1.106±0.129
CAVZ	0.865±0.089	1.056±0.168	1.387±0.184	1.992±0.193	2.027±0.141
CRVZ	2.457±0.321	2.193±0.080	1.582±0.113	1.095±0.054	0.990±0.102
CUVZ	1.000±0.000	1.000±0.000	1.000±0.000	1.000±0.000	1.000±0.000
ARLS	1.170±0.083	0.629±0.152	0.538±0.064	0.234±0.079	0.156±0.020

Tabla A.1: Factores relativos de amplificación de sitio de las estaciones de la red sísmológica del VG (Revelo 2013).

Apéndice B

Ecuaciones de las ondas P y S

Para la representación de las ecuaciones de las ondas P y S en coordenadas esféricas se necesita conocer los vectores unitarios de este sistema:

$$\hat{\mathbf{r}} = (\sin \theta \cos \phi, \sin \theta \sin \phi, \cos \theta) = \boldsymbol{\gamma} \quad (\text{B.1})$$

$$\hat{\boldsymbol{\theta}} = (\cos \theta \cos \phi, \cos \theta \sin \phi, -\sin \theta) \quad (\text{B.2})$$

$$\hat{\boldsymbol{\phi}} = (-\sin \phi, \cos \phi, 0) \quad (\text{B.3})$$

Reemplazando las funciones de Green de 2.11 en la Ecuación 2.9 se obtienen las expresiones de las ondas P y S (B.4, B.5) (Madariaga, 2007):

$$u_i^p = \frac{1}{4\pi\rho_s\alpha^3r} \gamma_i\gamma_j\gamma_k \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \quad (\text{B.4})$$

$$u_i^s = \frac{1}{4\pi\rho_s\beta^3r} (\delta_{ij} - \gamma_i\gamma_j) \gamma_k \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \quad (\text{B.5})$$

donde \dot{M}_{jk} es la derivada con respecto al tiempo del tensor de momento sísmico, que para el caso de la grieta de tensión el valor corresponde a B.6:

$$M_{ij} = S\Delta\dot{u}_2 \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix} \quad (\text{B.6})$$

Realizando las operaciones respectivas en B.4 se tiene B.7:

$$u_i^p = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\alpha^3r}\gamma_i(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3) \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \gamma_1 \\ \gamma_2 \\ \gamma_3 \end{pmatrix} \quad (\text{B.7})$$

$$u_i^p = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\alpha^3r}\gamma_i(\gamma_1^2\lambda + \gamma_2^2[\lambda + 2\mu] + \gamma_3^2\lambda)$$

Usando la propiedad de los cosenos directores, $\gamma_1^2 + \gamma_2^2 + \gamma_3^2 = 1$, y reemplazando el valor de γ_2^2 se obtiene B.8:

$$u_i^p = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\alpha^3r}(\lambda + 2\mu \sin^2\theta \sin^2\phi)\hat{r}_i \quad (\text{B.8})$$

Las ondas S las podemos descomponer en sus componentes vertical SV y horizontal SH. De esta manera la onda SV, es decir $u_i^\theta = u_n\hat{\theta}_n\hat{\theta}_i$, se puede expresar como B.9:

$$u_i^\theta = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\beta^3r}\gamma_k\dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\beta}\right) \hat{\theta}_j\hat{\theta}_i \quad (\text{B.9})$$

Realizando las operaciones respectivas se consigue B.10:

$$u_i^\theta = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\beta^3r}(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3) \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos\theta \cos\phi \\ \cos\theta \sin\phi \\ -\sin\phi \end{pmatrix} \hat{\theta}_i \quad (\text{B.10})$$

$$u_i^\theta = \frac{S\Delta\dot{u}_2\mu}{4\pi\rho_s\beta^3r} \sin 2\theta \sin^2\phi \hat{\theta}_i$$

Las ondas SH, es decir $u_i^\phi = u_n\hat{\phi}_n\hat{\phi}_i$ se expresan según B.11:

$$u_i^\phi = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\beta^3r}\gamma_k\dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\beta}\right) \hat{\phi}_j\hat{\phi}_i \quad (\text{B.11})$$

y operando se tiene B.12:

$$u_i^\phi = \frac{S\Delta\dot{u}_2}{4\pi\rho_s\beta^3r}(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3) \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{pmatrix} \begin{pmatrix} -\sin\phi \\ \cos\phi \\ 0 \end{pmatrix} \hat{\phi}_i \quad (\text{B.12})$$

$$u_i^\phi = \frac{S\Delta\dot{u}_2\mu}{4\pi\rho_s\beta^3r} \sin\theta \cos 2\phi \hat{\phi}_i$$

Apéndice C

Código del programa

En este anexo se muestra el código del script de Cshell `run2_hypoamp_galeras.csh` que corresponde a una modificación de `run_hypoamp_galeras.csh` trabajado por Torres (2010):

```
if ( $#argv < 8 ) then
    echo "Usage ../../bin/run2_hypoamp_galeras.csh eventname ↵
        comp freq_low freq_high time_start time_end ↵
        time_increment time_overlap"
    exit
endif
echo " ../../bin/run2_hypoamp_galeras.csh $argv[1] $argv[2] $argv↵
    [3] $argv[4] $argv[5] $argv[6] $argv[7] $argv[8]" > run.log

set evname = $argv[1]
set comp = $argv[2]
set lf = $argv[3]
set hf = $argv[4]
set tstart = $argv[5]
set tend = $argv[6]
set tinc = $argv[7]
set tolp = $argv[8]
set resdir = residual_${lf}_${hf}_${tstart}_${tend}_${tinc}_↵
    tolp}

set sactop = '/work/roberto/sac100 '
set sacbin = "${sactop}/bin"
setenv SACAUX "${sactop}/aux"
```



```
awk 'BEGIN{FS="."} {print $1}' datagen.mac | awk '{print $3}' > ←
  usedstns.dat
\rm -f fileinfo
```

```
#echo "r B???.${comp}_*_*.*.sac" >! datagen.mac
echo "bp co $lf $hf" >> datagen.mac
echo "envelope" >> datagen.mac
echo "mul 1e+6" >> datagen.mac
echo "write change .sac .bp.sac" >> datagen.mac
```

```
$sacbin/sac2000 <<EOF > /dev/null
macro datagen.mac
EOF
\rm -f datagen.mac
```

```
ls -l ????.${comp}.*.bp.sac | awk '{print "cp", $1, "S"$1}' >! cp←
  .csh
csh cp.csh
$bindir/sac2td S????.${comp}.*.bp.sac
\rm -f cp.csh
```

```
\rm -f S????.${comp}.*.bp.sac
skipobs:
cd $ampdir
if ( ! -e $evname ) mkdir $evname
cd $evname
\rm -rf $resdir
mkdir $resdir
  cd $resdir
```

```

ln -s $datadir/?????.$${comp}.*.bp.sac .
ln -s $datadir/usedstns.dat .
ln -s $raypathbasedir/$raypathdir/xyzray.dat .

set nfile = `ls ?????.$${comp}.*.bp.sac | wc | awk '{print $1}'`

set totalint = `echo "$tstart $tend" | awk '{print $2-$1}'`
set totalnum = `echo "$totalint $tinc $tolp" | awk '{print int(↔
(($1-$2)/($2-$3))+1}'`
set totalintx = `echo "$xmin $xmax" | awk '{print $2-$1}'`
set totalinty = `echo "$ymin $ymax" | awk '{print $2-$1}'`
set totalnumx = `echo "$totalintx $xint" | awk '{print int($1/↔
$2)+1}'`
set totalnumy = `echo "$totalinty $yint" | awk '{print int($1/$2↔
)+1}'`

echo $nfile >! calresdis.in
ls -l ?????.$${comp}.*.bp.sac >> calresdis.in
echo $xmin $xmax $xint >> calresdis.in
echo $ymin $ymax $yint >> calresdis.in
echo $zmin $zmax $zint >> calresdis.in
echo $tstart $tend $tinc $tolp >> calresdis.in
echo $lf $hf >> calresdis.in
echo $beta $Q >> calresdis.in
echo "./xyzray.dat" >> calresdis.in

set ampratiofile = "amp_ratio_${comp}_${lf}_${hf}.dat"
if ( -e $paramdir/$ampratiofile ) then
    echo $paramdir/$ampratiofile >> calresdis.in
else
    echo "Site amplification factor file does not exist!"

```

```
    exit 0
endif

$bindir/calresdis_err < calresdis.in

@ i = 1
set t1 = $tstart
while ( $i <= $totalnum )

    set t2 = `echo $t1 $tinc | awk '{ print $1+$2 }'`

    $bindir/plot_res_minpos.csh $t1 $t2 $comp $i $evname
    echo ${t1} ${t2}
    set t1f = `echo ${t1} | awk '{ printf("%04d", $1) }'`
    set t2f = `echo ${t2} | awk '{ printf("%04d", $1) }'`
    convert -quality 10 ${t1}-${t2}.ps ${t1f}-${t2f}.gif
    set t1 = `echo $t2 $tolp | awk '{ print $1-$2 }'`
    @ i++
end

convert -adjoin *.gif all.gif
$bindir/plot_minpos_all.csh $tstart $tend $comp $evname $lf $hf
convert -quality 10 hypo_amp_minpos.ps hypo_amp_minpos.gif
\rm -f *.sac xyzray.dat calresdis.in
echo $PWD
```