



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA

UNIDAD TICOMÁN

MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y ADMINISTRACIÓN DE LOS RECURSOS NATURALES

CUANTIFICACIÓN DE LA ENERGÍA CINÉTICA A PARTIR DEL MODELO DE EXPLOSIONES EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS
EN GEOCIENCIAS Y ADMINISTRACIÓN
DE LOS RECURSOS NATURALES**

P R E S E N T A

LUISA CRISTINA PÉREZ PEÑA

DIRECTOR INTERNO: M. EN C. LEOBARDO SALAZAR PEÑA

DIRECTOR EXTERNO: DR. CARLOS MIGUEL VALDÉS GONZALEZ



CIUDAD DE MÉXICO

2018



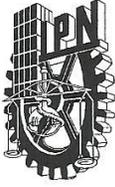
INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESION DE DERECHOS

En la Ciudad de México, el día 23 del mes de Noviembre del año 2017, la que suscribe **Luisa Cristina Pérez Peña** alumna del **Programa de Posgrado en Geociencias y Administración de los Recursos Naturales**, con número de registro **A150885**, adscrita a la Esia Unidad-Ticomán, manifiesta que es la autora intelectual del presente trabajo de Tesis bajo la dirección del **M. en C. Leobardo Salazar Peña** y el **Dr. Carlos Miguel Valdés González** y cede los derechos del trabajo titulado **Cuantificación de la energía cinética a partir del modelo de explosiones en el volcán Popocatepetl**, al Instituto Politécnico Nacional para su difusión, con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección **z.oe@hotmail.com**. Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

Luisa Cristina Pérez Peña



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REGISTRO DE TEMA DE TESIS Y DESIGNACIÓN DE DIRECTORES DE TESIS

México, D.F. a 22 de noviembre del 2017

El Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de ESIA Ticomán en su sesión Ordinaria No. 1 celebrada el día 15 del mes de febrero conoció la solicitud presentada por el(la) alumno(a):

<u>Pérez</u>	<u>Peña</u>	<u>Luisa Cristina</u>							
Apellido paterno	Apellido materno	Nombre (s)							
Con registro: <table border="1" style="display: inline-table;"><tr><td>A</td><td>1</td><td>5</td><td>0</td><td>8</td><td>8</td><td>5</td></tr></table>			A	1	5	0	8	8	5
A	1	5	0	8	8	5			

Aspirante de:

1.- Se designa al aspirante el tema de tesis titulado:
"Cuantificación de la energía cinética a partir del modelo de explosiones en el volcán Popocatepetl"

De manera general el tema abarcará los siguientes aspectos:

- Modelado de explosiones volcánicas
- Energía cinética emitida durante una explosión
- Peligrosidad de las explosiones volcánicas

2.- Se designan como Directores de Tesis a los Profesores:
M. en C. Leobardo Salazar Peña (Interno) y Dr. Carlos Miguel Valdés González (Externo)

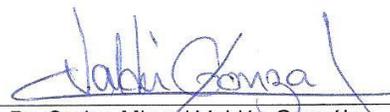
3.- El trabajo de investigación base para el desarrollo de la tesina será elaborado por el alumno en:
Fuentes bibliográficas, medios electrónicos y trabajos de investigación de referencia.

que cuenta con los recursos e infraestructura necesarios.

4.- El interesado deberá asistir a los seminarios desarrollados en el área de adscripción del trabajo desde la fecha en que se suscribe la presente hasta la aceptación de la tesis por la Comisión Revisora correspondiente:

Directores de Tesis


M. en C. Leobardo Salazar Peña


Dr. Carlos Miguel Valdés González

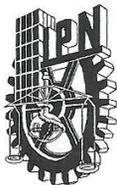
Aspirante


C. Luisa Cristina Pérez Peña

Presidente del Colegio


Ing. Francisco Javier Escamilla López





INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de México siendo las 19:00 horas del día 15 del mes de noviembre del 2017 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de la Tesis, designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de ESIA Ticomán para examinar la tesis titulada:
"Cuantificación de la energía cinética a partir del modelo de explosiones en el volcán Popocatepetl"

Presentada por el alumno:

<u>Pérez</u>	<u>Peña</u>	<u>Luisa Cristina</u>
Apellido paterno	Apellido materno	Nombre(s)

Con registro:

A	1	5	0	8	8	5
---	---	---	---	---	---	---

aspirante de:

MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y ADMINISTRACION DE LOS RECURSOS NATURALES

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISIÓN REVISORA

Directores de tesis

M. en C. Leobardo Salazar Peña

Dr. Carlos Miguel Valdés González

Dra. Julie Roberge

M. en C. Pedro Vera Sánchez

Dr. Gabriel Ramírez Dámaso

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

Ing. Francisco Javier Escamilla López



CONTENIDO

RESUMEN	8
ABSTRACT	9
INTRODUCCIÓN	10
Planteamiento del problema	13
Objetivos	13
Metodología del trabajo	14
CAPÍTULO 1 ZONA DE ESTUDIO	15
1.1 Localización del área de estudio	15
1.2 Geología	16
1.3 Red sísmica de monitoreo en el volcán Popocatépetl	19
CAPÍTULO 2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	20
2.1 Esfuerzo y deformación	20
2.2 Ley de Hooke	28
2.3 Ecuaciones de Movimiento	31
2.4 Ondas sísmicas	33
2.5 Fundamentos vulcanológicos	43
2.6 Clasificación de los sismos volcánicos	46
2.7 La energía	49
CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA	52
3.1. Análisis de los registros reales	53
3.2 Modelación computacional de una explosión en el Volcán Popocatépetl	59
3.2.1. La fuente	59
3.2.2. Transformada de Fourier	61
3.2.3. Modelo de velocidades sísmicas del volcán Popocatépetl	62
3.2.4. Constantes elásticas	65
3.2.5. Simulación de la propagación de las ondas sísmicas	65

CAPÍTULO 4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	76
4.1 Sismogramas sintéticos generados en la simulación del perfil que pasa por la estación PPX.	77
4.2 Sismogramas sintéticos generados en la simulación del perfil que pasa por la estación PPP.	84
4.3 Comparación del sismograma real vs. sismograma sintético de la estación PPX	91
4.4 Comparación del sismograma real vs. sismograma sintético de la estación PPP	92
4.5 Cuantificación de la energía cinética	94
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	97
REFERENCIAS	99

DEDICO ESTE TRABAJO A:

Mi hijo, por aguantar mi ausencia. Muchas gracias por ser fuerte y valiente.

Mi madre por apoyarme durante toda mi vida.

Mis hermanos por brindarme su apoyo y sentirse orgullosos de mí. Yo también lo estoy de ustedes.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, agradezco al Instituto Politécnico Nacional, la mejor opción que tuve para estudiar.

Al M. en C. Leobardo Salazar Peña por su enseñanza y paciencia a lo largo de la realización de este trabajo. Más que ser un científico admirable, es una excelente persona.

Al Dr. Carlos Miguel Valdés González por el tiempo dedicado. Ha sido todo un honor haber trabajado con usted.

También quiero agradecer al Posgrado en Geociencias y Administración de los Recursos Naturales del IPN. Sin duda una Maestría que permite ampliar los conocimientos.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres por proporcionarme los datos necesarios para la realización de este trabajo.

A cada uno de mis profesores por ser parte de mi formación académica.

RESUMEN

En la actividad volcánica existen diversas manifestaciones registradas por instrumentos especializados, tal es el caso de los eventos explosivos en el cráter con expulsión de material. En términos sismológicos una explosión volcánica interna se representa con la variación de los esfuerzos normales en un punto con la irradiación de energía mecánica radial y hacia afuera. Cuando sucede en la superficie se representa sólo con el esfuerzo vertical con emisión de energía interna desde el cráter. Este tipo de fuente se trató numéricamente en este trabajo.

Para la simulación se utilizaron las ecuaciones de movimiento de la propagación de las ondas sísmicas en el plano x-z. El tratamiento numérico se basó en la discretización del medio mediante celdas alternadas. El modelo interior fue tratado con una malla de velocidades de ondas sísmicas y de densidades, representativas para el volcán Popocatépetl. El esquema numérico culminó con la consideración de superficie libre irregular.

En el modelado la fuente por explosión se ubica a unos metros bajo el cráter. Los resultados que se presentan son los sismogramas sintéticos para cada perfil generados en la simulación al ocurrir una explosión. En el análisis de propagación de las ondas sísmicas se identifica la onda P, la conversión SV y la onda superficial Rayleigh, siendo esta última la más energética en la propagación.

Con respecto de los registros reales se realizó un procesado de la señal que consistió en la aplicación de un filtro y la calibración del sismograma para obtener la amplitud en unidades de desplazamiento, la cual resulta de mucha importancia debido que permitió cuantificar la energía cinética, el principal objetivo en este trabajo.

Al confrontar los registros reales con los generados en la simulación se observó una gran similitud, concluyendo que se puede realizar la cuantificación de la energía cinética en la fuente donde se generó la explosión mediante la modelación de las explosiones.

La energía cinética del 18 de abril de 2016 ocurrida en el volcán Popocatépetl se cuantificó en un rango de 2.43268×10^{14} a 5.17×10^{15} ergios.

La importancia del cálculo de la energía cinética a partir del modelo de explosiones presentado en este trabajo permitirá establecer la base para en un futuro realizar comparaciones entre las explosiones emitidas en el volcán Popocatépetl.

ABSTRACT

In the volcanic activity there are manifestations recorded by specialized instruments, such as explosive events in the crater with expulsion of material. In seismological terms, an internal volcanic explosion is represented by the variation of normal stresses at a point with the irradiation of radial outward mechanical energy, when it happens on the surface it is represented only with vertical stress with internal energy emission from the crater. This type of source was treated numerically in this paper.

For the simulation the equations of motion of the propagation of seismic waves in the x-z plane were used. The numerical treatment was based on the discretization of the medium by means of alternating cells. The interior model was treated with a mesh of seismic wave speeds and densities, representative for the Popocatepetl volcano. The numerical scheme culminates with the consideration of irregular free surface.

In modeling, the explosion source is located a few meters below the crater. The results are the synthetic seismograms for each profile generated in the simulation when an explosion happens. In the propagation analysis of the seismic waves of the P wave, the SV conversion and the Rayleigh surface wave, the latter being the most energetic in propagation.

With respect to the observed seismogram, a signal processing was carried out, which consisted of the application of a filter and the calibration of the seismogram to obtain the amplitude in displacement units, which is very important because it allowed quantifying the kinetic energy, main objective in this paper.

When comparing observed seismogram with those generated in the simulation, a great similarity is observed, concluding that the other seismograms generated in the simulation are reliable and thus analyze the behavior of the seismic waves when an explosion occurs.

When comparing the actual records with those generated in the simulation, a great similarity is observed, concluding that quantification of kinetic energy can be performed at the source where the explosion was generated by modeling explosions.

The kinetic energy of the 18 of April of 2016 happened in the volcano Popocatepetl was quantified between 2.43268×10^{14} ergs to 5.17×10^{15} ergs.

The importance of calculating the kinetic energy from the explosion model will establish the basis for a future comparison scale between the explosions emitted in the Popocatepetl volcano.

GENERALIDADES

INTRODUCCIÓN

El volcán Popocatepetl es uno de los más activos del país. El comienzo de monitoreo instrumental del volcán comenzó en julio de 1987 con la estación de monitoreo colocada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Estación Alzomoni). Con su activación del volcán iniciada a finales de 1992 y principios de 1993 se instaló una red sismológica que ha venido incrementando el número de estaciones con el paso del tiempo. El 21 de diciembre de 1994 se generó la primera expulsión de material después de 70 años de inactividad y actualmente el volcán permanece activo. Por lo que es importante monitorear y realizar estudios científicos que nos permitan conocer el comportamiento del volcán Popocatepetl para mitigar los riesgos a los que la población pudiese estar expuesta.

En este trabajo se reprodujeron por computadora eventos explosivos del volcán Popocatepetl considerando un modelo expresado por ecuaciones de movimiento de onda. La modelación de estas explosiones, permitió realizar cuantificaciones relacionadas como la energía cinética.

Se ha buscado la manera de medir cuantitativamente “el tamaño” de las erupciones debido a la importancia que tienen al realizarse comparaciones con la energía liberada en el mismo volcán o con otros volcanes del mundo.

Tsuya (1995) por primera vez definió una escala de magnitudes basadas en el volumen de los distintos tipos de materiales emitidos y a la energía térmica. Esta escala tiene valores de 0 a IX. (Joan, V., 1993).

Yokoyama (1956-1957) empleó algunas de las consideraciones de Tsuya, quien estimó la energía liberada durante las erupciones volcánicas. Estableció que la energía total durante una erupción se divide en: energía cinética, energía potencial, energía térmica, energía del tsunami (en el caso de erupciones marinas), y a la energía necesaria para romper el edificio volcánico (Cruz-Atienza, V. 2001).

Los científicos siguieron con el interés de obtener una escala con el fin de poder determinar la magnitud de las erupciones volcánicas. Christopher G. Newhall, Steve Self y, posteriormente Tom Simkin y Lee Siebert en 1995 crearon una escala llamada Índice de Explosividad Volcánica (IEV), (VEI por sus siglas en inglés). Ellos se basaron en los estudios de Tsuya para considerar la magnitud, y también se basaron en los estudios de Walker (1980) quien también considera a Tsuya y menciona que el tamaño de las erupciones volcánicas se basa en cinco parámetros: magnitud, intensidad (la cual depende de la tasa de eyección de material, ligada a la

altura de la columna), el poder dispersivo (depende del área sobre la cual se dispersa el material expulsado), la violencia (la cual solo debe de emplearse en casos para los cuales la distribución del material eyectado depende de su momento) y finalmente del potencial destructivo.

Victor M. Atienza (2001) Diseñó un algoritmo determinó un modelo unidimensional de velocidades debajo del volcán. A través de este modelo se propagaron ondas sintetizadas (dadas por el algoritmo de inversión) desde el conducto volcánico hasta cada una de unas estaciones. De lo anterior se derivaron dos escalas de magnitud. La primera de ellas que depende del impulso y la segunda que depende de la amplitud de las ondas registradas en una estación de monitoreo en el volcán Popocatépetl.

El interés del cálculo de la energía cinética de erupciones volcánicas en este trabajo, surgió del trabajo de Kanamori (1983), quien utilizó las funciones de Richards (1980) para calcular sismogramas sintéticos y compararlos con sismogramas reales en la erupción del 18 de mayo, junio 13, 7 y 8 de agosto de 1980 en el Monte Santa Elena. Cuantificó la fuerza, impulso mecánico, desplazamiento en micrómetros y la energía cinética emitida en cada uno de los eventos. El valor de la energía cinética es mucho mayor en la erupción de mayo que las erupciones de junio y agosto.

Las primeras consideraciones de una fuente explosiva (principios aplicados en esta tesis) ubicada en superficie están basada en los trabajos de Lamb (1904) y Benioff (1964) que a continuación se explican brevemente:

Lamb (1904) realizó el primer análisis de ondas generadas por una fuerza vertical. El análisis de Lamb o problema de Lamb, consistió en un experimento de laboratorio. En un medio sólido colocó una fuente por fuerza vertical dirigida hacia abajo y un receptor. Lamb llega a la conclusión que este tipo de fuente es una generadora de Onda de Rayleigh, con onda P y onda SV, pero la amplitud de estas dos últimas en comparación con la onda de Rayleigh, era muy pequeña.

Benioff (1964), establece que los sismos profundos ($h > 300$ km) se representan por una fuente de fuerza vertical interior. Los sismos profundos más usuales suceden a 700 km, donde se encuentra el límite del Manto Superior-Manto Inferior. Son los sismos por cambio de fase mineral, la Perovskita en el Manto Superior se convierte masivamente en Espinela en el Manto Inferior, que ocupa un volumen menor, deja un hueco y sucede un colapso por presión litostática. Benioff analizó sismogramas de sismos profundos en Sudamérica y dedujo que su fuente sísmica se explicaba por un modelo de fuerza vertical dirigida hacia abajo. La explicación es sencilla: Al ocurrir el cambio de fase mineral, sucede un colapso por presión litostática. Como la presión está dirigida hacia abajo, el colapso está representado por una fuerza vertical interior.

Una consideración de fuente explosiva en superficie se basa en el trabajo de Richards (1979) quien formuló las funciones para calcular sismogramas sintéticos a

partir de un pulso de Lamb (1904). Utilizó un modelo de una sola velocidad constante y una función para el pulso de entrada.

El tratado numérico de las celdas alternadas utilizados en este trabajo está basado en Vireux,1986 (quien presentó el método de diferencias finitas para modelar la propagación de la onda P-SV en medios heterogéneos utilizando las velocidades y esfuerzos en una malla discretizada) y en el trabajo de Ohminato y Chouet (1997) quienes realizaron una simulación sísmica de la propagación de las ondas sísmicas utilizando el esquema numérico de diferencias finitas escalonadas que necesita 20 nodos por longitud de onda debido a la topografía y al error por dispersión numérica.

El esquema numérico para este trabajo fue tomado de Salazar (2004), quien simuló ondas sísmicas utilizando superficie libre irregular con la formulación de Ohminato y Chouet (1997) para una estructura volcánica (sin considerar la del volcán Popocatépetl). Empleó los modelos de fuente explosiva y fuerza vertical en superficie, Estableciendo el método sin realizar cuantificaciones de la energía cinética.

Se considera que la elaboración de este trabajo contribuirá a obtener más información en cuanto a entender la naturaleza de una explosión volcánica, de la propagación de las ondas sísmicas al ocurrir dicha explosión en el volcán Popocatépetl, en especial la onda de Rayleigh la cual facilita la obtención de la energía cinética.

Los tres importantes resultados de esta trabajo son: la simulación de la propagación de las ondas sísmicas en el plano x-z al generarse una explosión en un perfil que pasa por la estación Canario (PPP) y otra que pasa por la estación Chiquipixtle (PPX), ambas con componentes triaxiales y de banda ancha; generación de los sismogramas sintéticos en 12 receptores para cada perfil; y finalmente la cuantificación de la energía cinética.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El impacto de la peligrosidad de la actividad volcánica en México requiere llevar a cabo investigaciones. El conocimiento de la historia eruptiva en el volcán Popocatepetl ha sido un factor de importancia en cuanto a la peligrosidad que representa para la población, permitiendo crear escenarios futuros de actividad con base en el comportamiento observado en la actividad pasada (reportes de la actividad diaria del CENAPRED) y en otras investigaciones (geofísicos, geológicos, geoquímicos, y geodésicos). Uno de los principales amenazas que representa el volcán Popocatepetl, son las explosiones (las cuales ocurren a menos de 2 km debajo del cráter), debido a que están acompañados de expulsión de material y pueden generar daños, incendios, problemas aéreos por la caída de ceniza, por mencionar los más comunes. Es por ello que resulta importante realizar estudios enfocados en las explosiones para en un futuro conocer la historia de estas en el volcán Popocatepetl. Al igual que tiene la importancia el cálculo de la magnitud de un terremoto, el cual se traduce a energía, también tiene relevancia el cálculo de la energía al ocurrir una erupción volcánica. Esas cuantificaciones ya se han hecho calculando la energía total (térmica, potencial, cinética, etc.) emitida durante una erupción volcánica. Sin embargo el cálculo de la energía cinética a partir del modelo de explosiones junto con la metodología empleada en este trabajo permitirá enfocarse a comprender la naturaleza de las explosiones.

OBJETIVO GENERAL

Cuantificar la energía cinética para explosiones volcánicas, tomado un caso del volcán Popocatepetl, mediante modelado numérico de propagación de ondas sísmicas.

Los objetivos particulares son:

- Establecer con la información disponible, un modelo de velocidades de onda sísmica representativo del volcán Popocatepetl.
- Analizar los sismogramas sintéticos generados de la simulación computacional a partir de la implementación del tipo de fuente generadora de sismos: explosión.
- Confrontación de los registros reales con los sismogramas sintéticos.

METODOLOGÍA DEL TRABAJO

La metodología que se llevó a cabo para cuantificar la energía cinética de una explosión en el volcán Popocatépetl es la siguiente:

En cuanto al análisis de los registros reales, primeramente, se solicitaron los datos al Centro Nacional de Prevención y Desastres (CENAPRED) del 18 de abril de 2017, del cual posteriormente se seleccionó un evento explosivo con base al reporte del CENAPRED, forma de onda y contenido frecuencial de la señal. Posteriormente se filtró la señal y se eliminó la repuesta del instrumento. El procesado de la señal fue hecho en el software Sesimic Analysis Code (SAC).

Con respecto de la generación de los sismogramas sintéticos se construyeron cinco programas en FORTRAN. En el primer programa se introdujo un pulso teórico que representa la forma de onda inicial para una explosión volcánica. A este pulso se le aplicó la transformada de Fourier para obtener los parámetros como frecuencia máxima que son utilizados para la simulación, siendo este el segundo programa. El tercer programa construyó la estructura del volcán Popocatépetl representada por la propiedad de velocidades sísmicas, una para la trayectoria que pasa por la estación PPP y otra que pasa por la estación PPX. Es decir que se obtendrán dos modelados.

En el cuarto programa se elabora una malla de constantes elásticas que, en conjunto con el modelo de velocidades del volcán, fueron utilizados en el quinto programa donde se realizó la simulación de la propagación de las ondas sísmicas. En este punto se suponen 12 receptores colocados en los dos flancos del volcán. En el tratado matemático se eligieron las ecuaciones de movimiento en términos de esfuerzo para el plano x-z. Lo anterior implica contar con un campo de ondas que incluye a la onda P, sus conversiones P-SV y la onda superficial de Rayleigh. La discretización computacional del modelo y del medio de propagación de ondas sísmicas se realizó mediante el método de diferencias finitas. En el quinto programa se obtuvieron las snapshots de la simulación de la propagación de las ondas sísmicas para cada perfil (uno que pasa por la estación PPX y otro por PPP) así como los sismogramas sintéticos.

Los registros observados y sintéticos de la estación PPX y PPP se comparan para observar la similitud que hay entre cada uno de ellos.

Este trabajo culmina con la cuantificación de la energía cinética.

CAPITULO 1

ZONA DE ESTUDIO

1.1 LOCALIZACIÓN

El volcán Popocatépetl se localiza en los estados de México, Puebla y Morelos, con coordenadas: latitud 19.0235° y longitud -98.6227° y una altitud de 5452 msnm. Este volcán se localiza en el centro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), el cual se extiende desde Nayarit hasta Veracruz, atravesando los estados de Guadalajara, Colima, Guanajuato, Michoacán, Hidalgo, México, Morelos, Querétaro, Guerrero y la Ciudad de México (figura 1.1a). Así mismo, el volcán Popocatépetl también forma parte sur de la Sierra Nevada, la cual está compuesta de los volcanes Tláloc, Telapón, Papayo, Teyotl, Iztaccíhuatl y Popocatépetl (figura 1.1b).

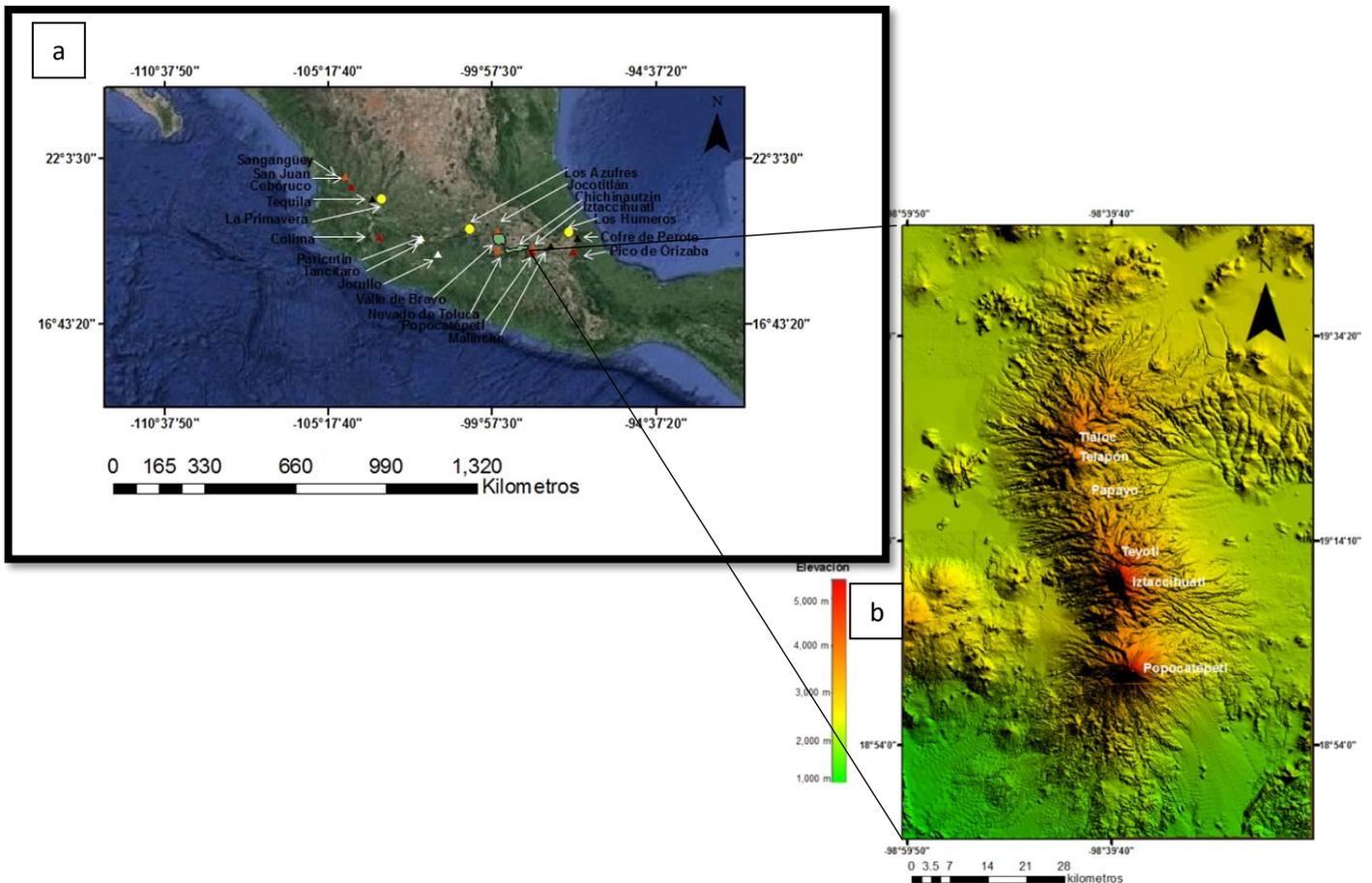


Figura 1.1a. Volcanes que forman parte del CVT. Los triángulos negros representan los volcanes extintos, los triángulos anaranjados los volcanes activos en estado de quietud y los triángulos rojos los volcanes activos. Los círculos amarillos representan las calderas y campos geotérmicos. Los tres triángulos en color blanco son los volcanes más representativos de del campo volcánico Michoacán-Guanajuato). Las figuras en color verde representan los campos monogenéticos. (Modificado de Espinasa et al., 2015). 1.1.b. La Sierra Nevada también forma parte del CVTM. En esta Sierra se encuentran los volcanes Tláloc, Telapón, Papayo, Tayotl, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. (Modificada de García Tovar, et al. 2001).

1.2 GEOLOGÍA

El CVTM es un arco magmático continental, constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Velasco, F., 2001). Según evidencias geofísicas, la actividad volcánica en el CVTM se asocia con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera por debajo de la placa continental de Norteamérica.

En el Cuaternario se desarrolla la mayor parte del vulcanismo de la parte oriental del CVTM. Las edades de los volcanes que conforman la Sierran Nevada, que forma parte central del CVTM, se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el sur (Gómez-Tuena et al.).

El basamento que subyace en el volcán Popocatepetl está determinado por Fries (citado en García-Tenorio, F., 2002), quien menciona que está compuesto por tres formaciones:

Morelos: constituida por una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías, concordantes con anhidritas con un espesor máximo de 900 m.

Cuautla: conformada por calizas, principalmente calcarenitas. Sus espesores varían entre 200 y 750 m (Fries, 1960).

Mexcala: formada por una interestratificación gradual de grauvacas, limolitas y lutitas, con un espesor máximo de 1500 m y tiene una edad del Coniaciano-Campaniano (Fries, 1960).

La evolución Geológica del volcán Popocatepetl se caracteriza por haber registrado tres periodos de construcción, que formaron tres volcanes previos (Nexpayantla, Ventorrillo y el Fraile), y que fueron parcialmente destruidos por erupciones plinianas (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Siebe et al., 1995; Sosa Ceballos et al., 2012).

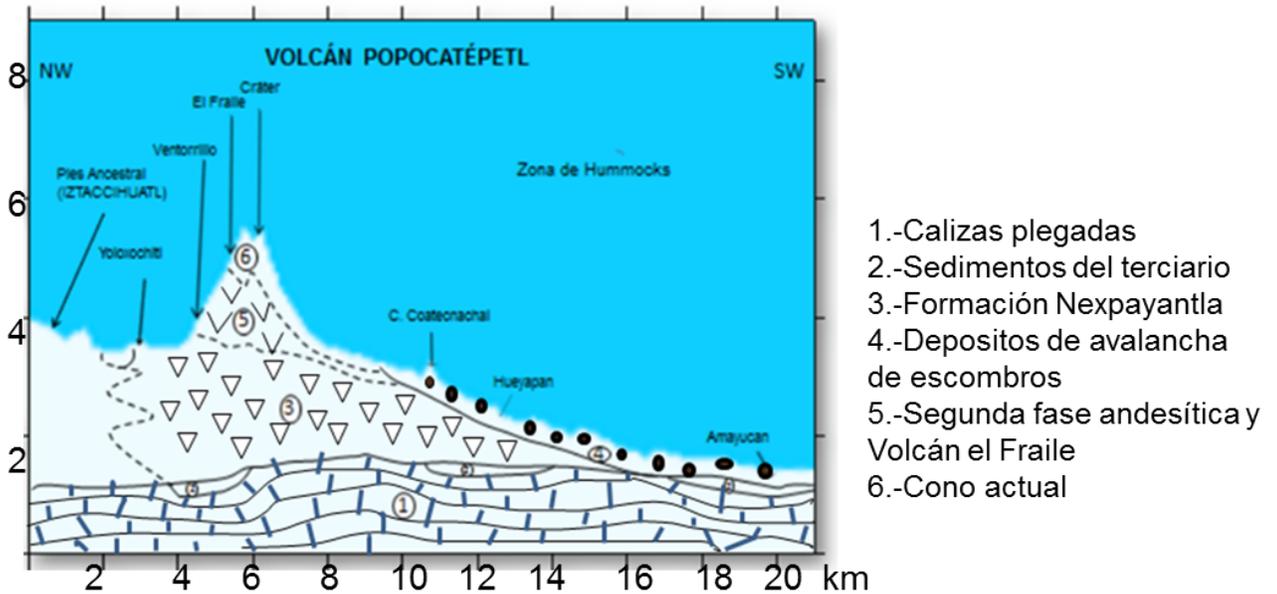


Figura 1.2 Sección estratigráfica del volcán Popocatepetl (Modificada de García Tenorio, 2002).

La actividad inicia con la formación del volcán Nexpayantla (Mooser et al., 1958) o el volcán ancestral (Robín, 1984) con la emisión de flujos de lava de composición andesítica a dacítica. Carrasco (1985) menciona que la Formación Nexpayantla está constituida en su parte inferior por lavas andesíticas de textura afanítica las cuales van cambiando transicionalmente a dacitas microlíticas intercaladas con brechas de la misma composición, hasta finalizar con lavas porfídicas de naturaleza riodacítica. El volcán Nexpayantla fue destruido por una erupción pliniana hace >400 Ka (kiloaños).

El comienzo del vulcanismo del segundo volcán, el Ventorrillo ocurrió hace 331 ± 10 ka con la emisión de lavas andesíticas del volcán Nexpayantla y continuó con la extrusión de Yoloxochitl (267 ± 31 ka). El Ventorrillo fue parcialmente destruido hace $22.8 \pm$ Ka (Sosa Ceballos et al., 2015) por una erupción tipo Santa Helena. Algunos restos estructurales están expuestos en la barranca Nexpayantla, así como en la parte NW (noroeste) del flanco del cono actual.

El tercer volcán nombrado el Fraile, consisten en lavas que varían de andesitas a dacitas (61.60-64.50% wt de SiO₂ con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos, ortopiroxeno, y de textura microlítica a porfídica) (Robin y Boudal, 1987). La gran erupción pliniana de tipo Tutti Frutti, que destruyó el Fraile ocurrió hace ~14.1 Ka (Sosa Ceballos et al., 2012) expulsando cenizas y pómez que, junto con la gran erupción del Nevado de Toluca, hace 10.5 ka, se asentaron en la Ciudad de México (Figura 1.3).

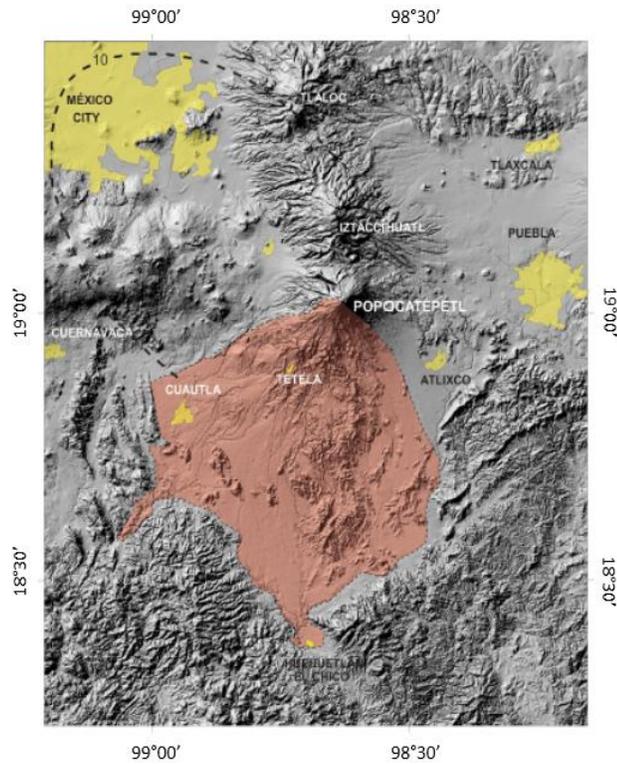


Figura 1.3. La línea punteada representa los depósitos de la erupción pliniana Tutti Frutti hace 14.1 Ka. El área destacada al sur, aproxima la distribución de la avalancha Debris (Tomada de Sosa Ceballos et al., 2015)

1.3. RED SÍSMICA DE MONITOREO EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

El monitoreo en los volcanes activos es de gran importancia ya que permite observar el estado del volcán y conocer su actividad. Mediante diversos métodos visuales e instrumentales, de aplicarse de manera anticipada en las fases previas a un proceso eruptivo, es posible, en la mayoría de los casos, detectar cambios cualitativos y cuantitativos de la actividad que inclusive pudiese conducir a una predicción en el corto plazo de un proceso eruptivo (Valdés et. al).

La red de monitoreo en el volcán Popocatepetl consta de estaciones con sismómetros de banda ancha, de periodo corto, inclinómetros biaxiales, estaciones hidrométricas y de detección de flujos y cámaras de video. También consta de diversos equipos para mediciones geodésicas, análisis químicos, determinación de las concentraciones de gases SO_2 y CO_2 . En la figura 1.4 se muestran las estaciones con sismómetros.

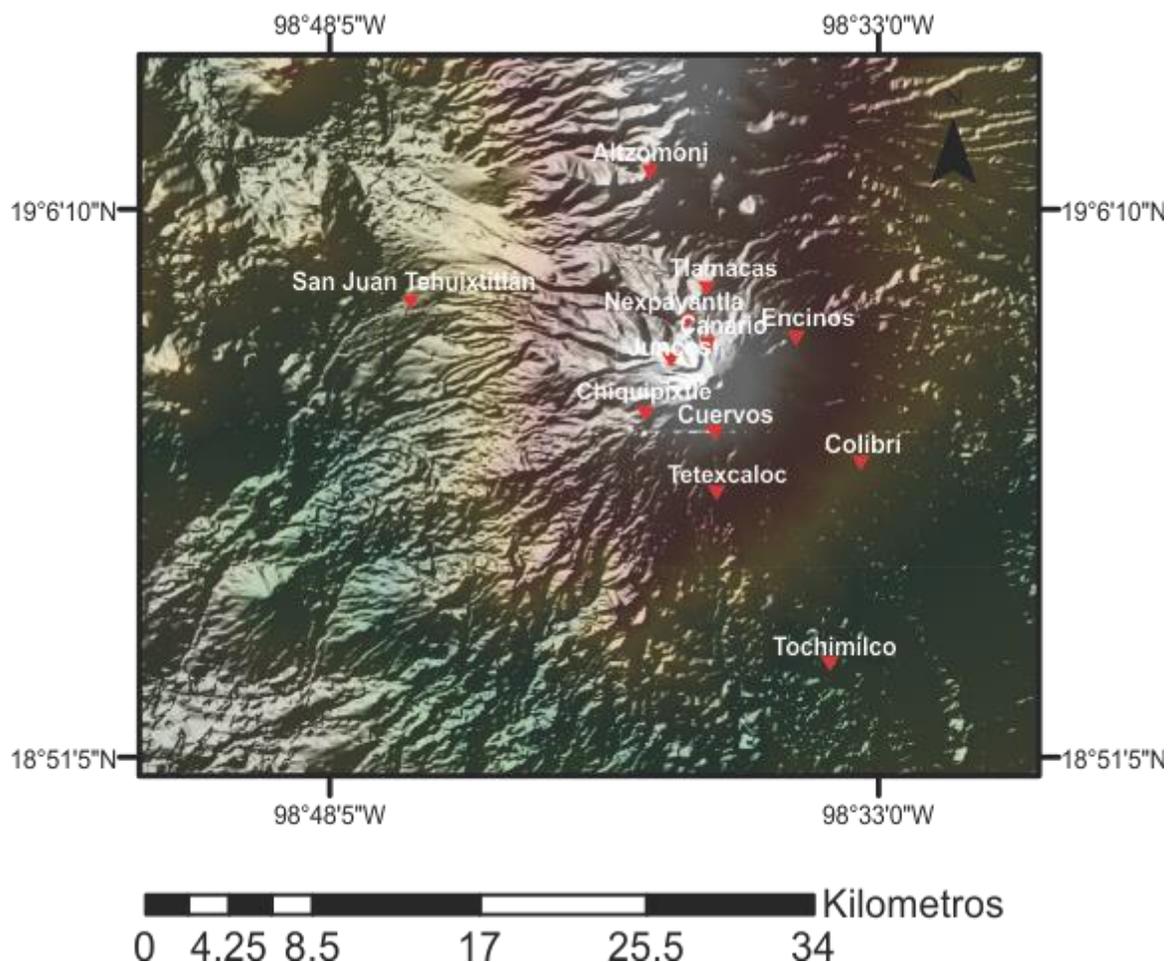


Figura 1.4. Estaciones de la red de monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl. (Modificada de la página web del CENAPRED).

CAPITULO 2

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN

El esfuerzo se define como la cantidad de fuerza aplicada en un área determinada y matemáticamente se expresa:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (2.1)$$

Donde σ =esfuerzo; F=fuerza; A=área

En el SI, la unidad del esfuerzo es el Pascal (Pa), equivalente a $\frac{N}{m^2}$. En Geofísica, las unidades más comunes del esfuerzo son *bars* (10^6 dyn/cm^2), donde la presión atmosférica a nivel del mar es aproximadamente 1 *bar*. Así mismo $10 \text{ bars} = 1 \text{ MPa} = 10^6 \text{ Pa}$.

El vector de esfuerzo principal (σ) puede descomponerse en un vector perpendicular al plano y otro paralelo a él (figura 2.1). En algunas literaturas, el esfuerzo de cizalla se representa por la letra griega tau (τ).

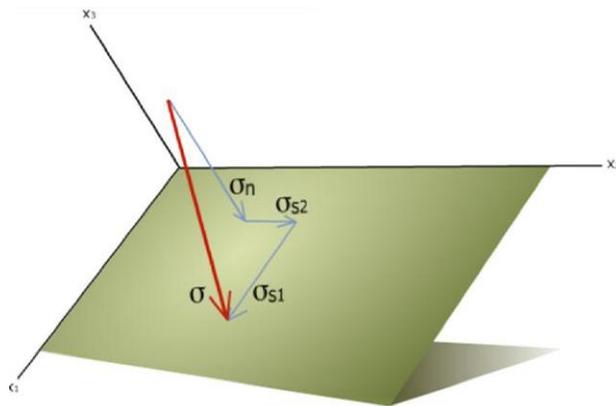


Figura 2.1. Representación de los esfuerzos normales y tangenciales. Un vector de esfuerzos principal σ , puede dividirse en dos vectores de esfuerzos: El vector de esfuerzo normal (σ_n) es un vector de esfuerzo orientada normal a la superficie mientras que el vector de esfuerzo de corte (σ_{ns1} , σ_{s2}) es un vector de esfuerzos el cual es paralelo a la superficie (tomada de Haakon, F., 2010).

Se define como estado de esfuerzo al conjunto de vectores de esfuerzos que actúan sobre los planos que pasan por un punto. Esto es una cantidad física compuesta de una infinidad de vectores y se denomina tensor de segundo orden.

Para definir mejor el estado de esfuerzos se utilizan los tres planos que son perpendiculares entre sí de los tres ejes cartesianos de coordenadas, y se escogen en cada plano tres componentes del vector esfuerzo que actúa sobre él. Así definiremos más adelante el tensor de esfuerzos, pero primero tenemos que hablar de los componentes del esfuerzo.

Considerando una fuerza F en una superficie en las coordenadas cartesianas ortogonales con ejes x , y , z (a).

El componente de F el cual actúa en la dirección del eje x se le denomina F_x
La fuerza F es totalmente definida en los componentes F_x , F_y y F_z (Figura 2.2a)

El tamaño de un elemento pequeño en la superficie se le denomina A . La superficie pequeña con área normal al eje x , se le denomina A_x (Figura 2.2b).

El componente de fuerza actuando a la superficie normal genera un esfuerzo normal. Los componentes de fuerza a lo largo de los ejes y y z son esfuerzos de corte (Figura 2.2c).

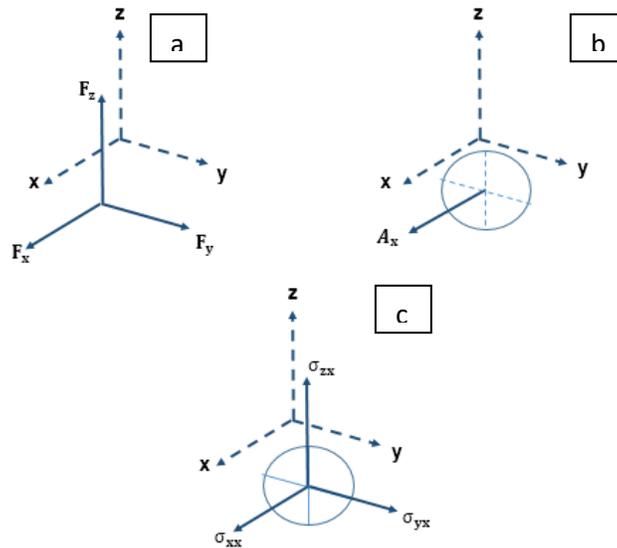


Figura 2.2 (a) La fuerza F es totalmente definida por los componentes F_x , F_y y F_z en el espacio cartesiano. (b) Se toma como referencia el análisis de un elemento pequeño en la superficie que se le denomina A_x por ser normal al eje x . (c) El componente de fuerza actuando a la superficie normal, genera un esfuerzo normal. Los componentes de fuerza a lo largo de los ejes y y z son esfuerzos de corte (Modificada de Lowrie, W., 2007).

Los componentes de la fuerza a lo largo de los ejes y y z son esfuerzos de corte o de cizalla σ_{yx} y σ_{zx} (figura 2.2) y están representados por las siguientes ecuaciones:

$$\sigma_{xx} = \lim_{A_x \rightarrow 0} \left(\frac{F_x}{A_x} \right) \quad (2.2a)$$

$$\sigma_{yx} = \lim_{A_x \rightarrow 0} \left(\frac{F_y}{A_x} \right) \quad (2.2b)$$

$$\sigma_{zx} = \lim_{A_x \rightarrow 0} \left(\frac{F_z}{A_x} \right) \quad (2.2c)$$

Como se mencionó anteriormente, el componente de fuerza que actúa a la superficie normal genera un esfuerzo normal, por lo que el componente de fuerza que actúa a la superficie tangencial genera un esfuerzo de corte o de cizalla (Figura 2.3). El análisis de cada eje cartesiano se puede representar en un cubo de esfuerzos (Figura 2.4)

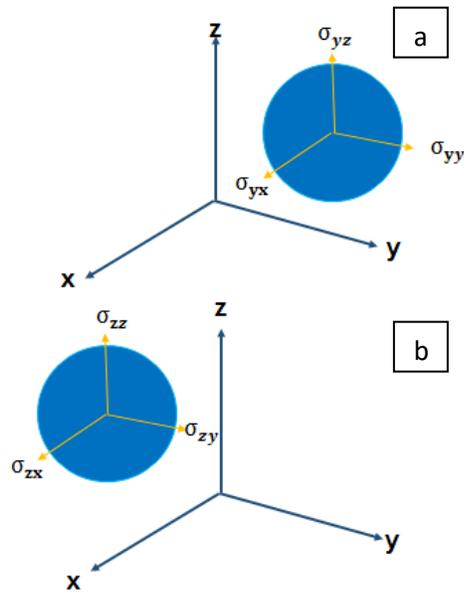


Figura 2.3 (a). Al analizar el componente de fuerza actuando a la superficie normal, este genera un esfuerzo normal. Los componentes de fuerza a lo largo de los ejes x y z son esfuerzos de corte. (b). Los componentes de fuerza a lo largo de los ejes x y y son esfuerzos de corte (Tomada de Lowrie, W., 2007).

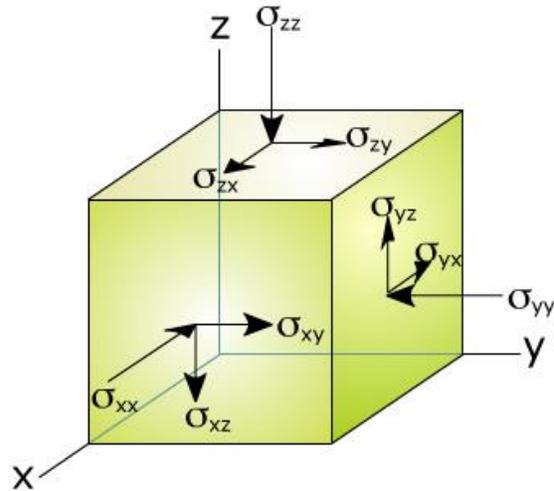


Figura 2.4 El cubo de esfuerzos. Cada lado del cubo está asociado con un componente de esfuerzo normal y dos componentes de esfuerzo de corte orientados a lo largo de los ejes (Tomada de: Haakon, F., 2010).

Los componentes normales del vector de esfuerzos son:

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy} \text{ y } \sigma_{zz}.$$

Los componentes de corte o de cizalla del vector de esfuerzos son:

$$\sigma_{xy}, \sigma_{xz}$$

$$\sigma_{yx}, \sigma_{yz}$$

$$\sigma_{zx}, \sigma_{zy}$$

El primer índice indica el plano. El segundo índice muestra la dirección del esfuerzo al cual el vector es paralelo. Por ejemplo, σ_{xx} denota el componente del vector que actúa en la superficie x (perpendicular al eje x) paralelo al eje x, es decir, el esfuerzo normal en la superficie x.

Los componentes del vector de esfuerzos están representados en una matriz, también llamada tensor de esfuerzos:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad (2.3)$$

Los términos de la diagonal de la matriz son llamados esfuerzos normales, y los que se encuentran fuera de la diagonal son llamados esfuerzos de cizalla. Los esfuerzos normales con valores positivos son llamados esfuerzos de tensión y con valores negativos corresponden a esfuerzos de compresión.

Asumiendo que el cubo está en reposo, en base a la tercera ley de Newton del movimiento, las fuerzas que están actuando en los lados opuestos del cubo, son idénticas al otro lado del cubo:

$$\sigma_{12} = \sigma_{21}$$

$$\sigma_{13} = \sigma_{31}$$

$$\sigma_{23} = \sigma_{32}$$

Lo que nos deja con seis componentes individuales del esfuerzo, en lugar de nueve, obteniendo una matriz simétrica.

La deformación (ϵ) es un término se refiere a la distorsión o cambio (strain) que sufre un material. La deformación define un cambio en tamaño y/o forma.

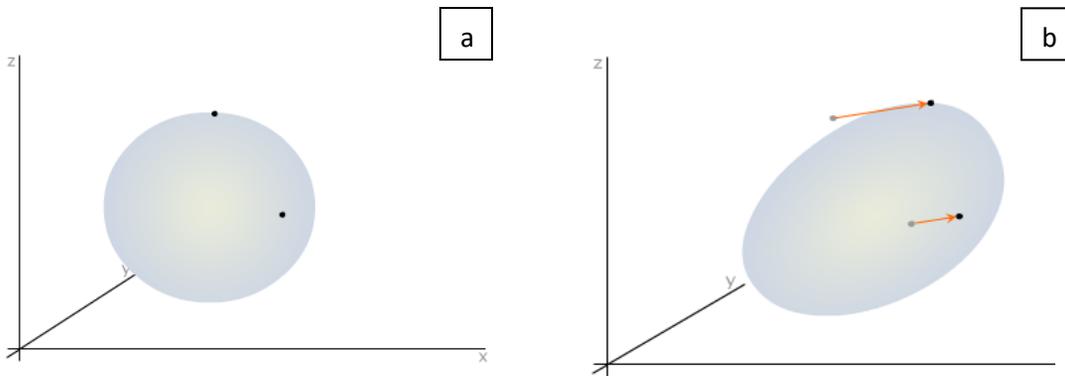


Figura 2.5 Representación gráfica del concepto de deformación (a). Posición original de dos puntos en una esfera sin aplicar algún esfuerzo. (b) Al aplicar un esfuerzo, la esfera se deforma y los dos puntos son desplazados de su posición original (Fuente: Haakon, F., 2010).

Como ya se mencionó, la deformación relaciona las posiciones de las partículas antes y después (historia de la deformación). Las posiciones de los puntos antes y después de la deformación pueden ser unidas con vectores. Estos vectores son llamados vectores de desplazamiento que están incluidos en un campo de desplazamientos y simplemente es el lugar donde se analiza la deformación que ha sufrido un cuerpo analizando los vectores de desplazamiento.

Por lo que la deformación (deformation) es un término general para describir los procesos de plegamiento, fracturación, cizallamiento, compresión o extensión de las rocas como consecuencias de esfuerzos, mientras que la deformación (strain) es un cambio irreversible en la forma y el tamaño del cuerpo de roca provocado igualmente por el esfuerzo.

Considerando primero el caso de una dimensión mostrado en la figura 2.6 de dos puntos cercanos en un cuerpo localizados en las posiciones x y $(x+\Delta x)$. Si el punto x es desplazado por una cantidad infinitesimalmente pequeña u en la dirección del eje x , el punto $(x+\Delta x)$ será desplazado por $(u+\Delta u)$, donde Δu es igual a $\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right) \Delta x$ para el primer estado.

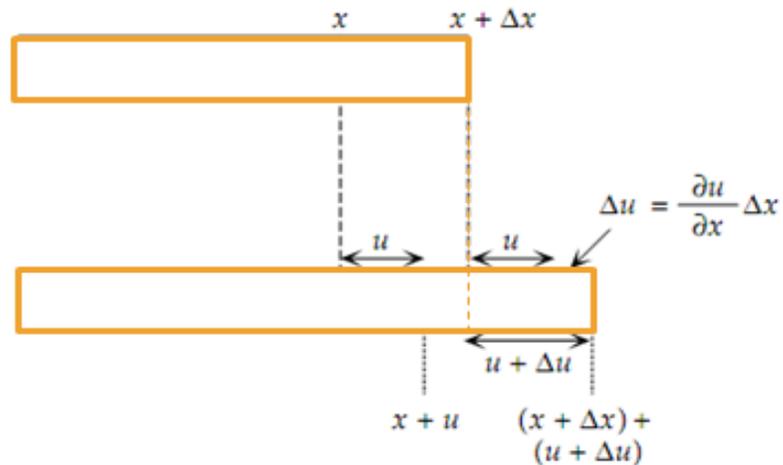


Figura 2.6. Desplazamientos infinitesimales u y $(u+\Delta u)$ de dos puntos en un cuerpo que son localizados juntos en las posiciones x y $(x+\Delta x)$, respectivamente. (Tomada de Lowrie, W., 2007).

El componente de la deformación paralelo al eje x resultado de un desplazamiento pequeño paralelo al eje x es denominado ϵ_{xx} y está denotado por la siguiente ecuación:

$$\epsilon_{xx} = \frac{(\Delta x + \frac{\partial u}{\partial x} \Delta x) - \Delta x}{\Delta x} = \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.4)$$

La descripción de la deformación longitudinal puede ser extendida a tres dimensiones. Si un punto (x,y,z) es desplazado por una cantidad infinitesimal a (x + u, y + v, z + w), se tienen dos componentes más:

$$\epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{y} \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.5)$$

Como lo fue el caso del esfuerzo, la deformación también se puede definir de manera matricial:

$$\begin{bmatrix} \epsilon_{11} & \epsilon_{12} & \epsilon_{13} \\ \epsilon_{21} & \epsilon_{22} & \epsilon_{23} \\ \epsilon_{31} & \epsilon_{32} & \epsilon_{33} \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

2.2 LEY DE HOOKE

La ley de Hooke fue propuesta por el científico británico Robert Hooke en 1660, la cual menciona que, para todas las deformaciones relativamente pequeñas que sufra un objeto, el desplazamiento o el tamaño de la deformación es directamente proporcional a los esfuerzos que se aplicaron.

Más allá de un cierto valor de esfuerzos, llamado límite proporcional, la ley de Hooke ya no es aplicable. El material todavía es elástico (si regresa a su posición original después de la aplicación de esfuerzos) la relación esfuerzo-deformación no es lineal (Figura 2.7).

Siempre y cuando las fuerzas no excedan el valor crítico, los desplazamientos son reversibles. Las partículas del material regresarán a su posición original cuando la fuerza cesa y en este caso no hay deformación permanente.

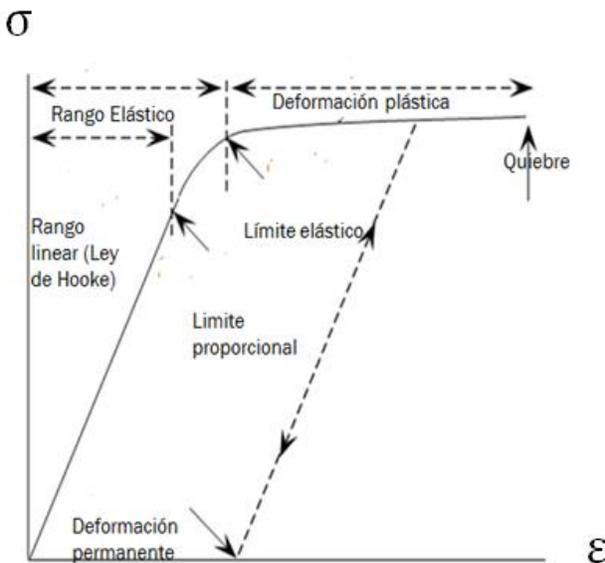


Figura 2.7. Gráfica que representa el límite elástico, plástico, en función al esfuerzo y la deformación (Modificada de Lowrie, W., 2007).

Si el sólido es deformado más allá de cierto punto conocido como límite elástico, este no regresará a su posición original cuando los esfuerzos cesen.

Aquí la deformación se dice que es plástica. Si se termina el esfuerzo aplicado a un material plástico, la deformación no regresa a cero porque se produjo una deformación permanente.

Eventualmente la aplicación de esfuerzos excede la fuerza y ocurre una fractura. En algunas rocas el quiebre puede ocurrir brutalmente dentro de un rango elástico. A este comportamiento se le conoce como «frágil».

El comportamiento dúctil de los materiales sometido a esfuerzos, depende de la escala de tiempo de la deformación.

En algunos materiales la deformación no regresa inmediatamente después de la aplicación de esfuerzos pero gradualmente vuelve a su valor. Estos materiales tienen comportamiento anelástico.

La ley de Hooke se denota de manera tensorial:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (2.7)$$

Las constantes de proporcionalidad C_{ijkl} son los módulos elásticos que son presentados en la tabla 2.1. Como se puede observar, C_{ijkl} es un tensor de cuarto orden 3^4 , con 81 términos relacionado con los nueve elementos del tensor de deformación por una suma lineal. Sin embargo, la simetría que hay entre i y j , y entre k y l , el tensor queda reducido a 21 componentes.

MODULO ELÁSTICO	DESCRIPCIÓN
μ (módulo de corte o de rigidez)	<p>Es una medida de la resistencia de los Materiales a la cizalla:</p> $\sigma_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij} \Rightarrow \mu = \frac{E}{2(1+\nu)} = \frac{\sigma_{ij}}{2\varepsilon_{ij}}$ <p>μ tiene unidades de esfuerzo. Los valores típicos son de $2 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$ o 200 Kbar.</p>
K (módulo de Bulk o de compesibilidad)	<p>Es la medida de la resistencia que tiene un material al cambio en volumen cuando está sujeto a una carga, y está definido por la razón hidrostática aplicada, al cambio fraccional del volumen :</p> $\sigma_{ij} = -P\delta_{ij}, \frac{\Delta V}{V} = \frac{-P}{K} \Rightarrow \frac{-P}{\varepsilon_{ij}} = \lambda + \frac{2}{3}\mu = K$ <p>Describe cambios volumétricos en la forma de un material bajo los efectos de esfuerzos normales σ_{xx}, σ_{yy} y σ_{zz}.</p>
λ (coeficiente de Lamé)	<p>No tiene significado físico pero ayuda a simplificar la ley de Hooke. Junto con μ son las constantes de Lamé.</p>
E (módulo de Young)	<p>Describe las deformaciones longitudinales cuando un esfuerzo uniaxial es aplicado a un material. Cuando solamente es aplicado el esfuerzo longitudinal σ_{xx}: $\sigma_{ij} = E \left(\frac{\Delta L}{L} \right) = E\varepsilon_{ij}$; por la ley de Hooke en terminos de las constantes de Lamé</p> $E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$
ν (Coeficiente de Poisson)	<p>Es la relación entre la deformación transversal y longitudinal en un cuerpo. La relación de Poisson está definida como $\nu = \frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = -\frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}}$. Esto relaciona el modulo de Bulk K y el módulo de Young E: $K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$.</p> <p>En términos de las constantes de Lamé: $\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$</p>

Tabla 2.1. Descripción de los módulos elásticos

^aWallace, Terry(1995)

^bHaakon, Fossen (2010)

2.3 ECUACIONES DE MOVIMIENTO

Cuando una partícula se mueve con respecto de un marco de referencia inercial x, y, z , las fuerzas y la aceleración que actúan sobre la partícula, pueden ser expresadas en términos de sus componentes i, j, k .

Para propósitos prácticos en sismología, es apropiado despreciar las fuerzas de cuerpo, por lo que la ecuación de movimiento es simplificada de la manera:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.8)$$

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} \quad (2.9)$$

Sin embargo, las fuerzas de cuerpo no siempre pueden ser ignoradas en lo que es conocido como sismología de baja frecuencia. La ecuación anterior representa tres ecuaciones (para $i=1, 2, 3$) pero existen más de tres sin conocer (los seis términos independientes del tensor de esfuerzos σ_{ij} más la densidad ρ). En esta forma general de la ecuación de movimiento no tienen una única solución. También se introducen fuerzas y tracciones, con la relación entre el esfuerzo y deformación, es decir, con la ley de Hooke. Sustituyendo la ley de Hooke (ecuación. 2.7) en 2.9, se desarrolla una ecuación de movimiento en un medio linear isotrópico sin tomar en cuenta las fuerzas de cuerpo:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (2.10a)$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} \quad (2.10b)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \quad (2.10c)$$

Debido a que en esta tesis se va a modelar en dos dimensiones, se necesita un sistema de ecuaciones bidimensionales por lo que las ecuaciones 2.10 se reducen a:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (2.11a)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \quad (2.11b)$$

Por otra parte, la ley constitutiva y la relación entre las componentes del esfuerzo y la velocidad de las partículas en el medio se denotan:

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} &= \lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{11} \\ &= \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.12a)\end{aligned}$$

$$\sigma_{xy} = 2\mu\varepsilon_{12} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (2.12b)$$

$$\sigma_{xz} = 2\mu\varepsilon_{31} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (2.12c)$$

Desarrollando cada uno de los términos, las ecuaciones anteriores quedan de la siguiente manera:

$$\sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.13a)$$

$$\sigma_{yy} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v}{\partial y} + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.13b)$$

$$\sigma_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial w}{\partial z} + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (2.13c)$$

Los esfuerzos tangenciales están dados por:

$$\sigma_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \sigma_{yx} \quad (2.14a)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \sigma_{zx} \quad (2.14b)$$

$$\sigma_{yz} = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) = \sigma_{zy} \quad (2.14c)$$

De igual manera, para el modelado bidimensional, las ecuaciones anteriores se reducen a:

$$\sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.15a)$$

$$\sigma_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial w}{\partial z} + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (2.15b)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \sigma_{zx} \quad (2.15c)$$

2.4. ONDAS SÍSMICAS

La solución de las ecuaciones de la onda consiste principalmente en un término de dilatación (onda P) y uno de rotación (onda S). Utilizando la notación vectorial de la ecuación de onda:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (2.15)$$

O utilizando el vector identidad:

$$\nabla^2 \mathbf{u} = \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}), \quad (2.16)$$

Se puede escribir la ecuación de onda como:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.17)$$

La cual es un sistema de tres ecuaciones diferenciales parciales para un campo de desplazamiento \mathbf{u} a través de un medio limitado, homogéneo e isotópico. Resulta difícil resolver este sistema directamente para el desplazamiento \mathbf{u} . Normalmente, se descompone la ecuación de onda general en ecuaciones separadas que se relacionan con la propagación de las ondas P y S. Un enfoque es eliminar directamente cualquier contribución rotacional al desplazamiento tomando la divergencia de la ecuación 2.17 y utilizando la propiedad para un campo vectorial \mathbf{a} , $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{a}) = 0$.

Similarmente se puede eliminar las contribuciones de dilatación utilizando el rotacional de 2.17 y usando la identidad para un campo escalar μ , $\nabla \times \nabla \mu = 0$.

Al tomar la divergencia la ecuación queda expresada:

$$\rho \frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (2.18)$$

o con $(\nabla \cdot \mathbf{u}) = \Delta$,

$$\frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \Delta \quad (2.19)$$

La cual es la ecuación de onda escalar que describe la propagación de un cambio en el volumen Δ a través de un medio, con velocidad

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.20) \quad \text{ó} \quad \alpha = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.21)$$

En general $\kappa = \kappa(r)$, $\mu = \mu(r)$, $\rho = \rho(r) \Rightarrow \alpha = \alpha(r)$

Ahora, tomando el rotacional:

$$\rho \frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla \times \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.22)$$

la cual, con $\nabla \times \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) = \mathbf{0}$. De igual manera se utiliza el vector identidad como se utilizó arriba y nuevamente se utiliza $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{a}) = \mathbf{0}$:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.23)$$

Esta es una ecuación de onda vectorial que describe la transmisión a través de medio con una perturbación rotacional con velocidad

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.24)$$

En cada caso, el desplazamiento comprende las ondas internas P (ecuación 2.20) y S (ecuación 2.24), que se propagan a distintas velocidades y que dependen de las propiedades del medio. Las velocidades de ambas vienen dadas en función de las propiedades del medio. Las velocidades de ambas vienen dadas en función de los parámetros de Lamé (μ módulo de rigidez del medio y K módulo de compresibilidad). Como K es siempre positivo $V_p > V_s$, para un líquido $\mu = 0$, por lo que la onda S no se propaga en líquidos y también podemos observar que $\lambda \approx \mu$. Y $\alpha \approx \sqrt{3} \beta$.

En términos generales una onda es un transporte de energía a través del medio. Esta perturbación se debe a ciertas propiedades en el medio (densidad, presión, etc). Las características fundamentales de las ondas son: amplitud (A), longitud de onda (λ) y frecuencia (figura 2.8) que más adelante se explicarán. Las propiedades de las ondas son transmisión, absorción, reflexión, refracción, polarización y dispersión.

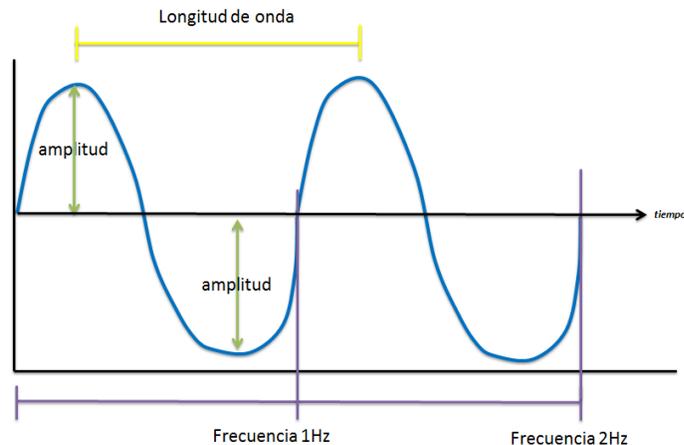


Figura 2.8. Características fundamentales de una onda

Las ondas se clasifican en mecánicas y electromagnéticas. Las ondas mecánicas son: ondas de sonido, ondas sísmicas, entre otras. Estas ondas necesitan de un medio para desplazarse (aire, el agua y la Tierra), y sus propiedades, como la velocidad, dependen de la naturaleza del medio de propagación. Por otro lado, las ondas electromagnéticas no requieren de un medio de propagación y generalmente tienen la misma velocidad. Ejemplos de las ondas electromagnéticas son: luz visible, luz infrarroja y ultravioleta, ondas de radio y televisión, microondas, rayos X, ondas gamma, entre otras.

Las ondas sísmicas son divididas en ondas internas y superficiales. Las ondas internas son las antes mencionadas (ondas P y S) y las ondas externas son: ondas Love (L) y ondas de Rayleigh (R).

La onda P (ondas de compresión con cambios volumétricos) tiene un movimiento longitudinal que provoca dilatación y compresión en el sentido en que viaja (figura 2.8), de manera que la roca se comprime y dilata con el paso de la onda, en otras palabras, el movimiento de vibración de las partículas está en la dirección de propagación de la onda. Esta onda se transmite en el subsuelo y en materiales líquidos como el magma o en el agua de los océanos. La onda P es la más rápida de todas las ondas sísmicas y, cuando ocurre un terremoto, esta onda es la primera en ser registrada por una estación, de ahí también su nombre “onda primaria”. Estas ondas tienen una naturaleza semejante a las ondas de sonido, por lo que si el terremoto se generó a una profundidad somera y al llegar a la superficie terrestre, parte de esta onda se transmitirá a la atmósfera como onda sonora audible para los animales y personas. Existen tablas que contienen información sobre las velocidades y densidades que tienen las ondas P en las rocas, minerales y líquidos (tabla 2.2).

La onda S (onda de corte sin cambio de volumen). Sus movimientos son transversales por lo que el movimiento de vibración de la partícula es perpendicular a la dirección de propagación de las ondas, sacudiendo al terreno de arriba a abajo siendo la principal responsable de daños estructurales. Son las segundas en llegar a la estación de registro, por ello también se les conoce como ondas “secundarias”. Este tipo de ondas no se propaga por los océanos, lagos, ni tampoco por el núcleo interno de la Tierra debido a que en la ecuación 2.22 depende de μ , que como ya se mencionó, para un líquido es igual a 0. También existen tablas de velocidades de las ondas S en las rocas, sin embargo, aquí se omiten.

Las ondas Love tienen un movimiento de partícula perpendicular a la dirección de propagación, similar a la onda S pero sin desplazamiento vertical, por lo que su detección es posible solo utilizando sensores de movimiento horizontal y nunca vertical. Así el movimiento del suelo será de un lado a otro respecto de un plano horizontal paralelo.

Las ondas de Rayleigh son consecuencia de la propagación de las ondas al incidir sobre la superficie libre de esfuerzos como la superficie terrestre. Las partículas de la onda de Rayleigh se mueven vertical y horizontalmente en un plano vertical a la dirección de propagación de la onda y girando en el sentido retrogrado y en ocasiones progrado, conforme va avanzando formando un movimiento elíptico. La amplitud de esta onda es menor conforme se propaga en superficies de discontinuidades más profundas. Su velocidad de propagación es menor que las ondas S. La velocidad de las ondas R varía de 1 a 4 Km/s y las de las ondas L de 1 a 4.5 Km/s.

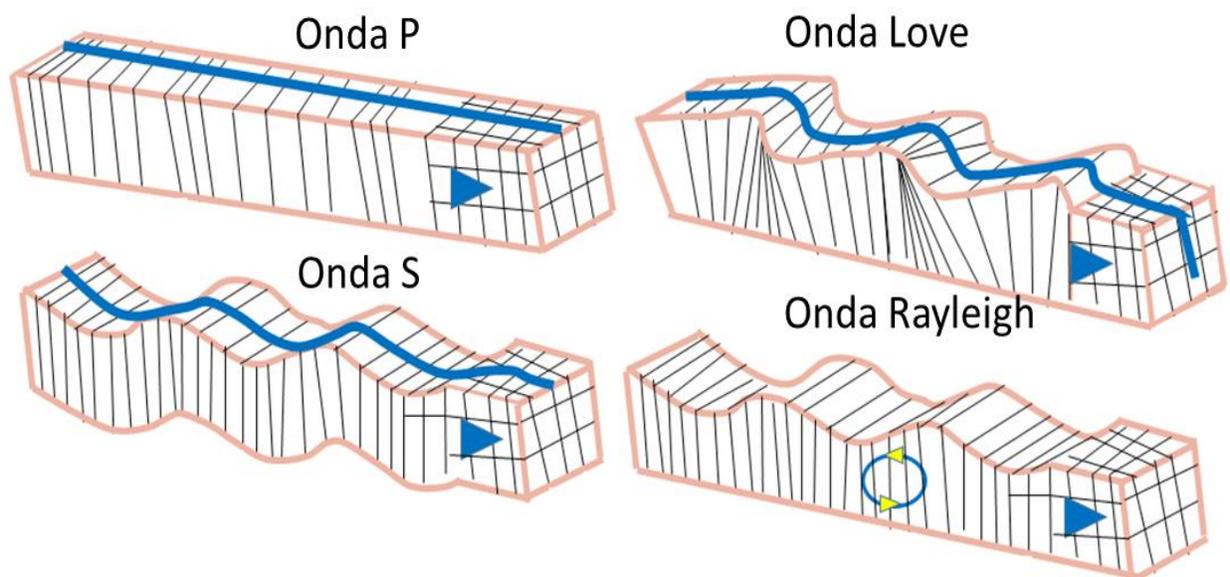


Figura 2.9. Dirección de la propagación de las ondas internas y superficiales (modificada de Wallace, T., 1995)

Cuando las ondas internas P y S se propagan por el interior de la Tierra, estas sufren fenómenos de reflexión y refracción cuando dichas ondas pasan de un medio a otro con diferentes características. Por lo que las ondas adquirirán diferentes velocidades de propagación y se reflejarán y refractarán en la superficie de separación (interface) entre ambos medios (Figura 2.10).

Como menciona Giner et al, (2001) que las ondas al ser reflejadas y refractadas, parte de la energía correspondiente a un tipo de ondas que se transforma en energía que da lugar a ondas de otro tipo, es decir, si una onda P llega a una zona de discontinuidad en el interior, parte de su energía será refractada como onda P y S y otra parte será reflejada también como P y S. Cuando las ondas alcanzan la superficie del suelo, casi toda su energía es reflejada hacia el interior de la litosfera, por lo que la superficie se ve sometida simultáneamente a movimientos hacia arriba y hacia abajo. Esta es la razón por la cual se observa a menudo una amplificación considerable de la sacudida en superficie, que a veces dobla incluso la amplitud de la sacudida inicial.

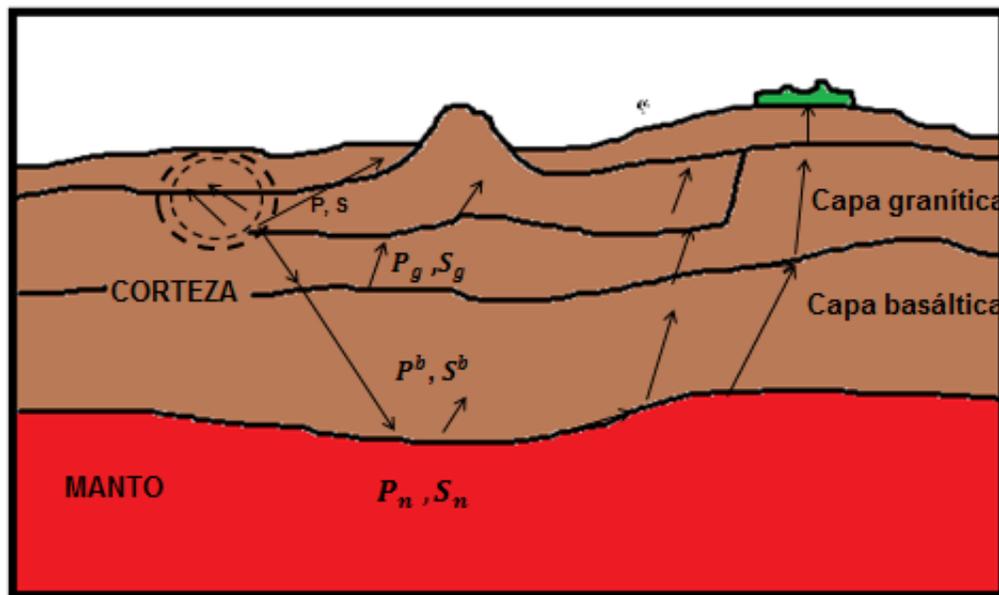


Figura 2.10. Fenómenos de Reflexión y Refracción de las ondas internas P y S en la estructura de la Tierra (Modificada de Giner, J.2001).

En el laboratorio, las velocidades son determinadas por mediciones del tiempo de viaje de los pulso acusticos de alta frecuencia (alrededor de 1MHz) transmitidas a traves de una muestra de roca cilindrica. Por este medio, el efecto de variación de la velocidad por la temperatura, presión de confinamiento, presión del fluido de poro o la composición puede evaluarse cuantitativamente. Es importante observar que las mediciones en el laboratorio por debajo de las presiones de confinamiento, son datos poco confiables (Philip, K. et al., 2002). En la tabla 2.2 se muestran los valores típicos de velocidad de la onda P y sus rangos en diferentes tipos de materiales.

Velocidad de onda P (Km/s)	
Materiales no consolidados	
Arena	-seca(0.2-1.0) -saturada de agua(1.5-2.0)
Arcilla	1.0-2.5
Rocas sedimentarias	
Arenisca	(2.0-6.0) -Terciarias (2.0-2.5) -Carboníferas (4.0-4.5) -Cuarcíferas del cámbrico (5.5-6.0)
Caliza	(2.0-6.0) -Chalk cretácica (2.0-2.5) -Oolítica Jurásica y calizas con bioclastos (3.0-4.0) -Carbonífera (5.0-5.5)
Dolomía	2.5-6.5
Sal	4.5-5.0
Anhidrita	4.5-6.5
yeso	2.0-3.5
Rocas Ígneas y Metamórficas	
Granito	5.5-6.0
Gabbro	6.5-7.0
Rocas ultramaficas	7.5-8.5
Serpentinita	5.5-6.5
Basalto	5.0-6.0

Tabla 2.2 Velocidades de onda P

^aP.V.Sharma,1997

^bPhilip,K.et al.2002

Estas ondas elásticas son registradas localmente y globalmente con instrumentos llamados sismógrafos y/o sismómetros. Un sismógrafo es un instrumento que mide los movimientos del suelo y está compuesto de un sismómetro conectado a un sistema de registro donde hay una traslación directa del movimiento del terreno y amplificación que se plasma con un marcador sujeto a la masa en un tambor que gira en la base(figura 2.11). El movimiento que se plasma en el tambor son una serie de registros, lo que se le conoce como sismograma. Un sismómetro puede medir movimientos verticales y horizontales del terreno y su principio básicamente consiste de una masa suspendida de un resorte, que a su vez se encuentra suspendido en una base. El movimiento que existe entre la base y la masa al moverse el terreno, en el caso de la figura 2.11 mide el movimiento vertical del suelo.

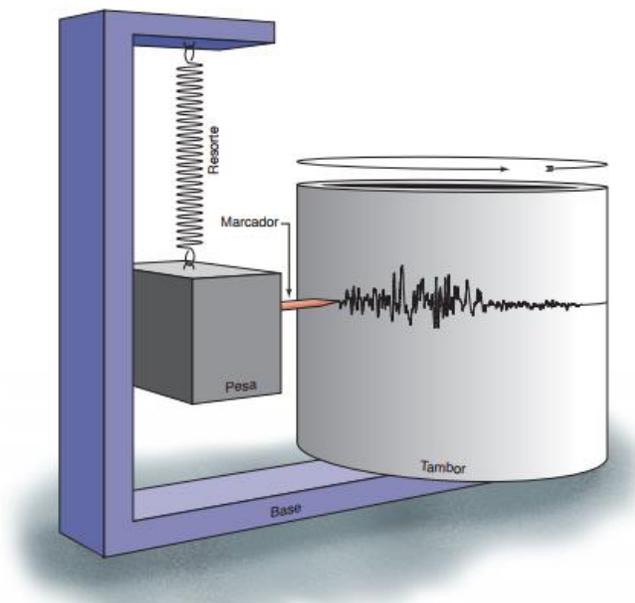


Figura 2.11. Principio del funcionamiento de un sismómetro que registra el movimiento vertical del terreno. (Tomada de https://www.iris.edu/hq/files/publications/brochures_onepaggers/doc/SP_1pager_7.pdf)

En la actualidad, la mayoría de los sismómetros está basados en la grabación digital donde la amplificación del movimiento del terreno es registrada como una serie de números los cuales pueden ser graficados en lo que se conoce como sismograma o utilizados para procesados digitales más sofisticados. Estos sismómetros captan la velocidad del suelo y la convierte a señal eléctrica expresada en Volts que se registran en las computadoras. Al modificar la posición de la masa, la base y el resorte, los sismómetros pueden registrar los movimientos en las tres direcciones: Vertical, Norte y Este.

Para la mayoría de los sistemas de amplificación y filtración de la señal se utiliza un digitalizador. Idealmente se quiere un pequeño filtrado para obtener la señal original como sea posible. El digitalizador es la unidad convertida de la señal análoga a una serie de números discretos para ser leídos en la computadora, procesados y almacenados

Utilizando los registros sísmicos análogos y digitales, la ganancia del instrumento (la relación que existe entre la amplitud en el sismograma y del terreno) es conocida y puede estar relacionada con el movimiento verdadero del terreno. La ganancia junto con el sismómetro y la posibilidad de filtrar la respuesta como función de la frecuencia es llamada la respuesta del instrumento.

Sin el uso de las computadoras, el procesado de los datos hasta el día de hoy no sería posible. Sin embargo, la mayoría de los avances importantes en sismología como la obtención de las curvas de tiempo, localización de hipocentros y las magnitudes derivados de la estructura interna de la Tierra fueron realizadas sin computadoras antes de los 40's.

Algunos sismogramas no graban directamente el movimiento del terreno en desplazamiento, velocidad o aceleración. En general los sismólogos quieren obtener las mediciones en desplazamiento. Recordar que:

$$N=2\pi fd \quad (2.25a) \quad \text{y} \quad a = 2\pi fv \quad (2.25b)$$

Donde d es el desplazamiento, v es la velocidad y a es la aceleración. Los sismómetros pueden ser entendidos como un sistema donde la entrada del movimiento del terreno (desplazamiento) y la salida es el desplazamiento en el sismómetro o el número (cuentas) en la grabación digital. Para un instrumento dado, la función respuesta de amplitud de la frecuencia puede ser determinado como un desplazamiento armónico del terreno $U(\omega)$, la salida $Z(\omega)$ puede ser calculado como :

$$Z(\omega) = U(\omega) * A_d(\omega) \quad (2.26)$$

Donde * significa convolución
 ω = frecuencia angular
 $\omega = 2\pi f$, donde f es la frecuencia.

La respuesta del instrumento se elimina con el proceso de deconvolución utilizando además los polos, ceros y la constante de sensibilidad que está contenido en el manual del instrumento y/o en las hojas de calibración (Havskov, J. et al., 2010). Sin embargo, la constante de sensibilidad debe ser calculada al multiplicar el factor de normalización (A_0) por la sensibilidad del sensor y del digitalizador que expresado de la siguiente forma:

$$\text{CONSTANTE} = A_0 * \text{sensibilidad del sensor} * \text{sensibilidad del digitalizador} \quad (2.27)$$

Posteriormente se crea el archivo de polos y ceros con el siguiente formato:

```
ZEROS 2
POLES 5
-11.78x10-3  11.78x10-3
-11.78x10-3 -11.78x10-3
-160        0.0
-80         0.0
-180        0.0
CONSTANT 3.55517e+17
```

Donde la primera línea corresponde al número de ceros. En este caso, como los dos pares de ceros son 0.0, no es necesario ponerlos como tal en las siguientes líneas. La línea número dos representan el número de polos, y en las siguientes líneas se escriben el par de polos. Finalmente se escribe la constante total de sensibilidad. Si se hace todo el procedimiento anterior, las unidades de la amplitud se pueden obtener en unidades de desplazamiento (metros), velocidad ($\frac{m}{s}$) y aceleración ($\frac{m}{s^2}$). Este tratado de la señal se elaboró en SAC (Seismic Analysis Code) en Sistema Linux, que es un software que permite tratar las señales sísmicas, mediante la aplicación de filtros, obtener transformadas de Fourier, almacenamiento de las señales, etc.

2.5. FUNDAMENTOS VULCANOLÓGICOS

El término Volcán tiene su origen en una isla italiana del nombre “vulcano”. La isla pertenece a las Islas Liparias en el Mar Mediterráneo. En la mitología romana, se pensaba que esta isla era la chimenea de la fragua del Dios romano del Fuego Vulcanus (Sieron, K., 2015)

Según el glosario de Geología, un volcán es un orificio en la superficie terrestre de la Tierra por el cual es expulsado magma, gases asociados y ceniza o también definida como la estructura, generalmente cónica que se construyó por el material expulsado por el orificio en la superficie terrestre. Las definiciones anteriores son desde el punto de vista morfológico y de la actividad eruptiva. Una definición más extensa define a un volcán como un entorno geológico que, a cualquier escala es caracterizado por tres elementos: magma, erupción y edificio (Borgia, A. et al., 2010).

Los volcanes se distinguen dependiendo de su morfología, sistema de suministro de magma, lugares de su ocurrencia, actividad y estado (Sieron, K., op. cit., 2015). En cuanto a su clasificación de su forma exterior están:

- Volcán compuesto (estratovolcán)
- Volcán escudo
- Cono de escoria
- Domo de lava
- Maar
- Caldera
- Tuya

Un estratovolcán (también llamado volcán compuesto) tiene una forma exterior cónica con flancos empinados y se compone de lavas y piroclasto (cenizas, bombas, etc) alternándose. Este tipo de volcanes puede alcanzar los 8 kilómetros de altura, y generalmente tiene un cráter en la cima, el cual puede contener un conducto o varios (op. cit. Sieron, K., 2015). Ejemplo de este tipo de volcanes son: Citlaltépetl (también conocido como Pico de Orizaba, siendo este el más alto de México con 5636 msnm), Popocatépetl (el segundo más alto en México con una altura de 5452 msnm), Iztaccíhuatl (con una altura de 5230 msnm), Colima (con una altura de 3893 msnm), entre otros.

Un volcán de escudo tiene una forma exterior con poca de pendiente (máxima de 7 grados). Este volcán se construye cuando la lava fluida (basálticas) sale del conducto central y luego se enfría para formar capas con ángulos suaves formando edificios de grandes dimensiones (Sieron, K. op. cit.). Ejemplo de este tipo de volcanes es el Mauna Loa en Hawaii (el volcán de escudo más grande del mundo).

Los conos de escoria se construyen a partir de fragmentos de lava eyectados por una sola chimenea volcánica, los cuales se acumulan para formar un cono de pequeñas dimensiones. Ejemplo de este tipo de volcán es el Parícutín en México.

Los domos de lava se forman a partir de pequeñas masas de lava, que son demasiado viscosas, y cuando la lava sale del conducto, se acumula alrededor y encima de la chimenea. La mayoría de los domos crecen a través de la expansión desde adentro.

Maars son cráteres que se formaron durante una expansión violenta de vapor de agua, cuando se encuentran agua subterránea y magma. Los maars pueden ser circulares u ovaladas y tienen un borde bajo formado de material expulsado. Los cráteres se llenan generalmente con agua después de la erupción.

Una caldera volcánica se puede formar por erupciones explosivas o por el colapso de cámaras magmáticas someras, las cuales han sido vaciadas durante erupciones anteriores (Sieron, K. op. cit.). Ejemplo de este tipo de volcanes es la Caldera Aniakchak, en Alaska.

Los volcanes "Tuya", se forman cuando la lava se emite por debajo de un glaciar que cuando entran en contacto con el glaciar se forman capas almohadilladas. El hielo se va derritiendo lentamente y la lava se endurece. Cuando el hielo se ha derretido por completo, la lava que aún sigue emanando, se apila, formando montañas con cimas planas y flancos casi verticales.

Los estilos eruptivos se pueden nombrar con base en donde ocurren y la mayoría de los nombres de los diferentes tipos de estilos eruptivos tienen su origen en volcanes que muestran ciertas características de comportamiento. Por ejemplo, el estilo eruptivo "Hawaiano" se debe al estilo eruptivo característico de los volcanes de Hawái.

Los científicos realizaron una escala que mide el índice de explosividad volcánica (VEI). El VEI es una escala que va desde 0 a 8. 0 es el menos explosivo, y 8 es más explosivo. Los números representan una cantidad de material volcánico expulsado, que tal alto llegó el material arrojado y cuánto tiempo duró la erupción. La erupción más mortífera en la historia del volcán Santa Elena localizado en el Estado de Washington el 18 de mayo de 1980, tuvo una medición de 5 en la escala VEI. La erupción del volcán Krakatoa en Indonesia en 1883 está calificada con 6 en la escala VEI. Los científicos creen que existen solo 47 erupciones de 8 en la escala VEI. La última ocurrió hace más de 26 millones de años (Robinson, N., 2012).

Los riesgos que pueden causar los volcanes son: flujos de lava (su riesgo está en la velocidad alta del flujo, que a su vez depende de las propiedades del magma; aumento del índice de efusión que puede alimentar flujos más largos; aumento de la duración de la erupción dando lugar a la construcción de extensos flujos de lava ocupando mayor volumen ya área; la localización, que para lugares como ríos o grabens representan mayor riesgo;) Caída de ceniza, flujos piroclásticos (considerado el fenómeno más destructivo y complejo con respecto de las dinámicas de flujo), lahares (son escombros volcánicos que son llamados primarios cuando son desencadenados por erupciones o llamados secundarios cuando son desencadenados por factores tales como fuerte precipitaciones después de la erupción (Shroder, J., 2015).

2.6. CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS VOLCANICOS

Las primeras observaciones de los sismos volcánicos mostraron que las señales sísmicas que se originaban de la actividad volcánica, tenían diferentes formas. La primer y todavía popular clasificación de los sismos volcánicos (figura 2.12) fue propuesta por Minakami, 1960; 1974 (Vyaceslav, Z., 2000). El clasificó a los sismos volcánicos en cuatro tipos en base a la localización de su foco, su relación con las erupciones y la naturaleza del movimiento.

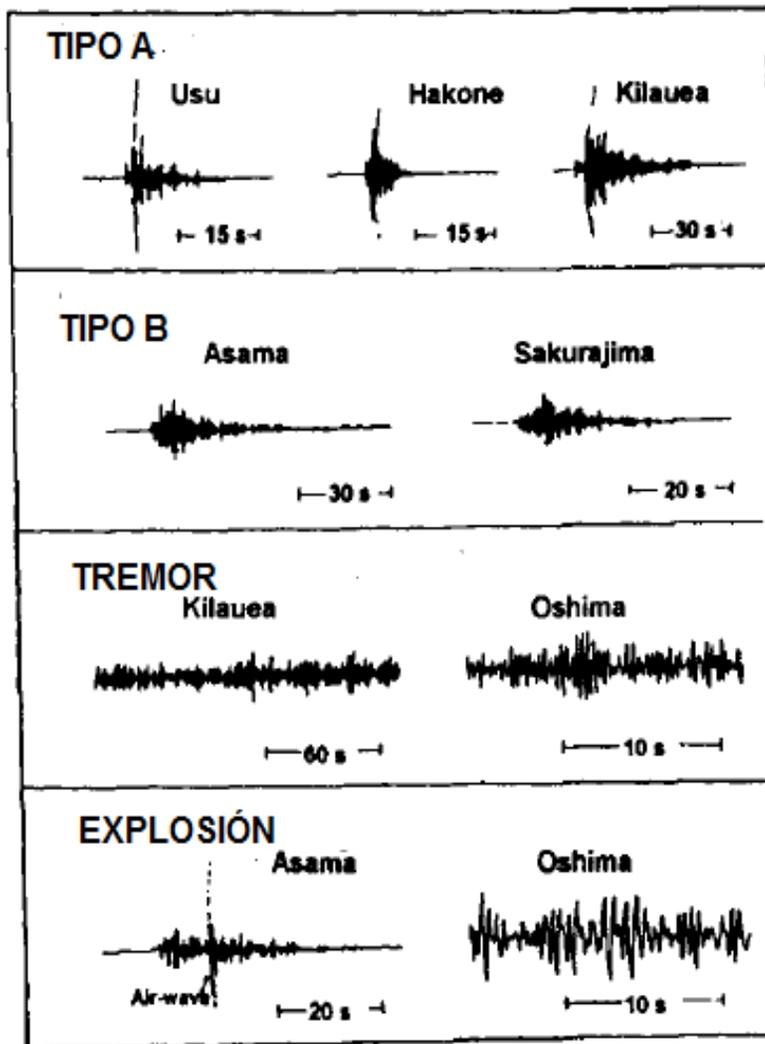


Figura 2.12. Clasificación de los sismos volcánicos propuesta por Minakami, 1974^a (tomada de Vyaceslav, Z., 2000).

Tipo A: También conocido como de Alta-Frecuencia HF, según McNutt, 1996 o Volcano-tectónico (VT). La forma de onda de este tipo de evento y características espectrales son similares a los eventos tectónicos (Shroder, J., 2015). Estos sismos son originados desde la base de los volcanes o a profundidades de alrededor de 1 a 20 km. Estos terremotos toman lugar previo y en la primera etapa de la actividad eruptiva ocurriendo en enjambres. Generalmente su magnitud es menor de 6. En los sismogramas, se puede apreciar claramente la onda P y la onda S. La fuente de la mayoría de los volcanes tipo A es similar a la fuente de los terremotos tectónicos. Las frecuencias predominantes se encuentran entre 1 y 15 Hz, pero pueden registrar frecuencias mucho más altas y que probablemente no son registradas por los instrumentos y la alta atenuación local (Mendoza. R.A., 2011). Estos eventos dan lugar a un daño dentro del edificio volcánico. A pesar de que varias erupciones han sido predichas por la intensa acumulación de los eventos VT's (Chouet y Matoza, 2013), no siempre ha ocurrido así. Un ejemplo es el enjambre de terremotos presentados entre 1983 y 1984 en los Campos Phlegrean, caldera volcánica en Italia sin presentarse cualquier tipo de erupción posteriormente (Shroder, J., op.cit., 2015).

Tipo B: También conocido como de Baja Frecuencia LF por McNutt o sismo de Largo-Periodo LP. Señales sísmicas que son originadas en la dinámica de fluidos magmáticos e hidrotermales. Típicamente incluyen periodos largos y muy largos. Las frecuencias se encuentran entre 1 y 5 Hz aproximadamente (McNutt, S.R., 1996), pero Chouet (1996) menciona que este tipo de evento también viene acompañado en su inicio por una señal más débil con un contenido de frecuencias mayor a 5 Hz, que es difícil de observar (v). Estos terremotos toman lugar en enjambres desde la superficie a profundidades de unos cientos de metros. Sus magnitudes son extremadamente pequeñas. Predominan las ondas superficiales y la mayoría de veces la onda S no es posible identificarla.

Explosiones: Estos eventos tienen generalmente una onda P de tipo emergente, las frecuencias dominantes se encuentran entre 1 a 5 Hz y la duración de una explosión puede durar desde segundos a minutos (Mendoza. R.A., 2011).

Estos son terremotos los cuales son acompañados de explosiones individuales. En los movimientos de los terremotos predominan longitudes de onda más largas comparándolas con los sismos volcánicos tipo A y sismos tectónicos. Los hipocentros están situados debajo del piso del cráter. En la mayoría de los casos, el primer arribo de una explosión muestra algunas similitudes a las formas de onda de un evento tipo B respecto del contenido de frecuencias y en su naturaleza oscilante (Minakami, 1960, McNutt, 1986).

Los registros volcánicos explosivos y tipo B pueden ser interpretados como pulsos de Lamb excitados por una sola fuerza vertical cercana (Kanamori y Given, 1983).

Tremor: En este tipo de evento no es posible observar las fases de onda P y S. La principal parte de estas vibraciones consisten en ondas superficiales. Este tipo de sismo volcánico consiste en una vibración continua que puede oscilar entre varios minutos, horas y hasta días. El contenido espectral de estas señales va desde 1 a 5 Hz, pero se han observado frecuencias mayores a 5 Hz (op. cit. Mendoza. R.A., 2011). En varios volcanes, el tremor volcánico ha sido precursor de erupciones (Barbieri et al., 1992)

La clasificación de Minakami fue realizada en un análisis comparativo de los datos sísmicos de algunos volcanes distintos en Japón. Incluso, esta clasificación general trabaja bien con la mayoría de los volcanes. Pero a pesar de la popularidad de la clasificación de Minakami, cada volcán debería tener su propia clasificación con detalles descriptivos (Lahr et al., 1994).

En el volcán Popocatepetl, Valdés et al., (1994) clasificaron la sismicidad del volcán Popocatepetl utilizando los registros analógicos de la componente vertical de la estación telemétrica PPM en la crisis de diciembre de 1994 al 3 de marzo de 1995. Los sismos se clasificaron en A, B, AB y tremor. Este análisis toma en cuenta la forma de onda, la frecuencia dominante y la relación estos puntos con la apertura del cráter.

Tipo A: Al igual que la clasificación de Minakami, se relacionan con eventos similares a los tectónicos, con frecuencias típicas de 5 Hz y duración menor a 40 segundos.

Tipo B: Tienen frecuencias de 1.0 a 1.6 Hz, fase de ondas P emergente y la onda S es difícil o no se identifica.

Tipo AB o híbridos: Son aquellos que tienen componentes de alta (más allá de 10 Hz) y bajas frecuencias. Las altas frecuencias incluyen fases impulsivas de onda P y S, seguida de la componente de baja frecuencia. Este sismo se origina en las cercanías de la cámara magmática y los arribos directos son los que producen las frecuencias altas. Los arribos posteriores que ya han sido reflejados y refractados o atenuados por la presencia de la cámara magmática, generan las bajas frecuencias. Sin embargo es posible tener una sucesión de fuentes en frecuencias distintas, que al superponerse, genera una señal de frecuencias combinadas.

Tremor: Este sismo es asociado a eventos de periodo largo o tipo B, ya que los espectros de frecuencias de ambas señales son consistentes (Chouet, 1986). La forma de la señal de los tremores varían por las frecuencias y amplitud de los cuales se han clasificado en armonio y espasmódicos.

2.7. LA ENERGÍA

En cuanto al estudio de la energía que libera un volcán al ocurrir una erupción importante, se han realizado varios estudios. Se ha calculado la energía sísmica liberada por los eventos volcano-tectónicos, la energía cinética y la energía total (la suma la energía cinética, potencial, térmica, acústica).

Mendoza, R. (2007) menciona que la energía sísmica liberada por eventos VT'S, o ruptura de las rocas, probablemente se encuentre relacionada con el volumen de magma en movimiento. Según sus estudios, la energía liberada por los eventos VT's en el volcán Popocatépetl de 1995 al 2003, fue aproximadamente de 5.46×10^{11} joules o 5.46×10^{18} ergs, esto es igual a la energía que liberaría un sismo de 4.6., calculada con la fórmula de Gutenberg y Richter (1956):

$$\text{Log } E = 11.8 + 1.5 M \quad (2.28)$$

Donde M es la magnitud y E es la energía en ergios.

Otro estudio de los sismos VT's, fue el de Yokoyama (1988). Su estudio afirma que el cálculo de la energía sísmica que libera un volcán es de gran importancia como predecesor de erupciones volcánicas debido a que observó que los enjambres de los sismos VT's, en volcanes de tipo andesítico-dacítico que se han encontrado en reposo por mucho tiempo, al exceder los 10^{17} y 10^{18} ergios en la energía sísmica acumulada, entran en erupción (Mendoza, R., 2007).

Johnson, J. et al., (2005) estudian la partición relativa de la energía durante erupciones estrombolianas que pueden ser estimadas de la presión acústica y de los registros de velocidad en los volcanes Erebus y Karymsky. Ellos introducen el concepto VASR (volcano acoustic-seismic ratio, por sus siglas en ingles), que consiste precisamente en obtener los registros de velocidades junto con los de acústica.

El cálculo de la energía cinética se puede calcular con el siguiente procedimiento. En una envolvente esférica de espesor $n\lambda$ y radio h, con el foco como centro, la energía cinética será igual a

$$E_K = 4\pi h^2 n\lambda E \quad (2.31)$$

Si la energía se propaga con una velocidad V . se cumplirá que $\lambda=VT_0$ y

$$E_K = \frac{4\pi^3 h^2 nV\rho A_0^2}{T_0^2} \quad (2.32)$$

considerando que la aceleración $a = -\frac{4\pi^2 x}{T_0^2}$, la aceleración media vendría siendo:

$$a_s = \frac{4\pi^2 A_0}{T_0^2} \quad (2.33)$$

Por lo que 2.32 se transforma en :

$$E_K = \frac{4\pi^3 h^2 nV\rho}{T_0} \frac{T_0^4 a_0^2}{16\pi^4} = \frac{h^2 nV\rho T_0^3 a_0^2}{4\pi} \quad (2.34)$$

La duración t_0 del impulso de energía será nT_0 , de modo que la ecuación final para el cálculo de la energía es

$$E_K = \frac{h^2 V\rho t_0 T_0^2 a_0^2}{4\pi} \quad (2.35)$$

Donde h se expresa en cm , V en $\frac{\text{cm}}{\text{s}}$, $\rho = \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$, t_0 y T_0 en segundos y a_0 en $\frac{\text{cm}}{\text{s}^2}$, por lo que haciendo el análisis de unidades, al final resulta $\text{gr} \frac{\text{cm}^2}{\text{s}^2}$, que equivale a 1 ergio (Howell, B., 1962).

Por otra parte, Kanamori y Given (1983), observaron que el pulso de Lamb (pulso que se propaga a lo largo de la superficie libre con velocidades de onda de Rayleigh precedidas por pulsos menores con velocidades de onda P y S) puede ser utilizado para determinar el impulso de la fuerza, I , asociado con la erupción. El impulso I es un parámetro asociado para la cuantificación de las erupciones volcánicas, porque está relacionado con varios parámetros físicos como la energía cinética, E y la presión P . En los registros reales, el pulso de Lamb difícilmente es visto en su forma más simple. Generalmente se observan sismogramas que son más

complejos que lo predicho por Lamb (1904), debido a la heterogeneidad del medio de propagación y la complejidad de la fuente.

Para ello hay que conocer la velocidad inicial del material eyectado V_0 estimado en el rango de 100 a 375 m/s (Kieffe, 1981; Friendman et al., 1982) y del impuso mecánico. El impulso mecánico medido en Nm es igual a:

$$I = F_z * \tau \quad (2.29)$$

Donde F es la fuerza y τ es el tiempo de levante

La energía cinética según Kanamori (1983) está defina por:

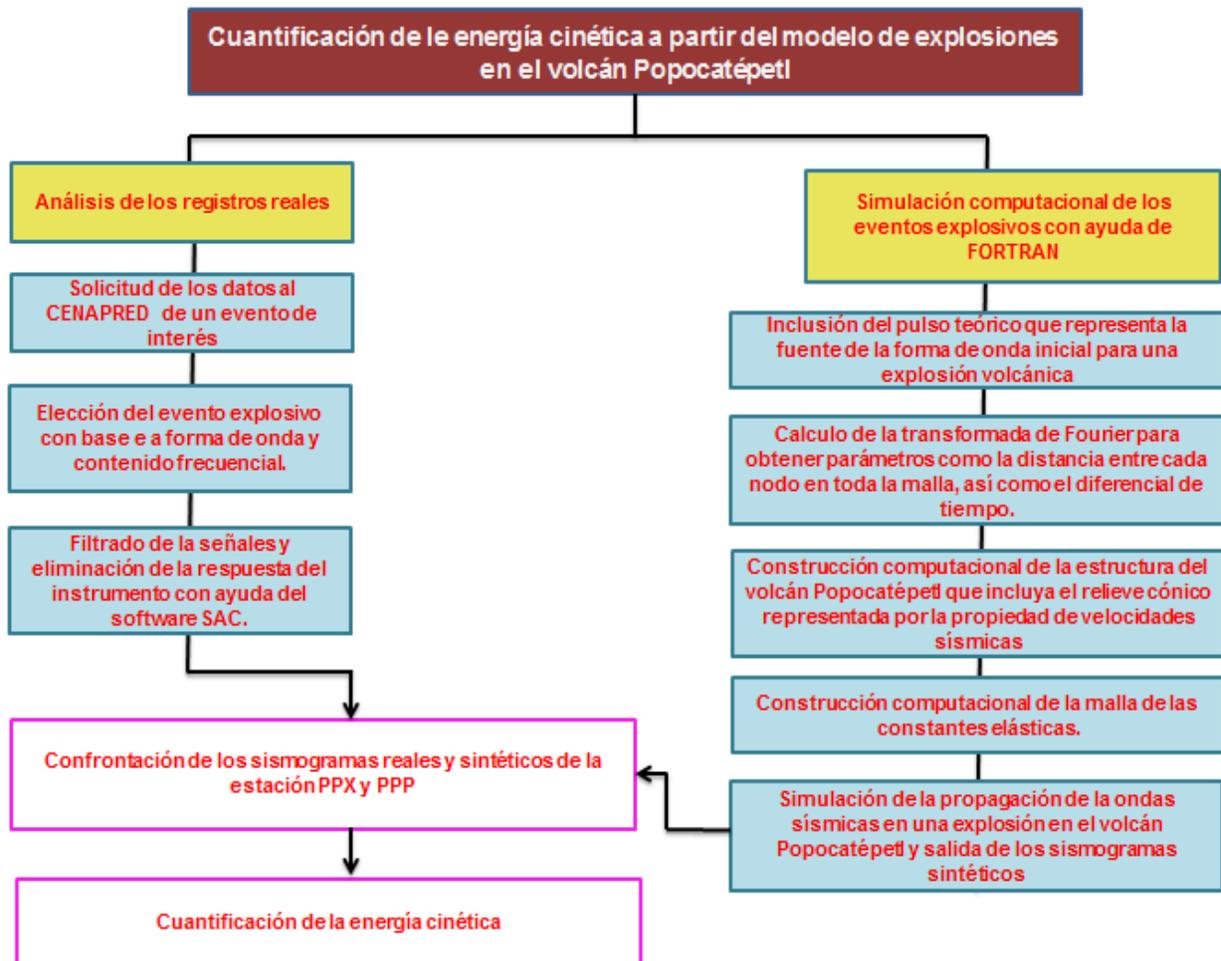
$$E_c = \frac{1}{2} KI \quad (2.30)$$

El valor estimado para la erupción del Monte Santa Elena el 18 de mayo de 1980 con la velocidad de material eyectado en el rango de 100 a 375 m/s fue del rango de 0.70 a 2.6×10^{23} ergios. En este estudio, la cuantificación de la energía cinética en una explosión provee información parcial debido a la partición de energía entre energía elástica, energía de ondas de aire y otros tipos de energía (potencial, térmica, etc.).

CAPITULO 3

METODOLOGÍA

La metodología que se llevó a cabo se muestra en el siguiente mapa conceptual:



3.1 ANALISIS DE LOS REGISTROS REALES

En la simulación de deben de tomar en cuenta ciertos parámetros (posición del receptor, frecuencia máxima leída del evento, etc.) que se obtienen de los registros reales para que lo sismogramas sintéticos creados en la simulación se ajusten mejor con los datos observados. Es por ello que primeramente se analizará un evento explosivo.

Se solicitaron los registros sísmicos del día 18 de abril de 2016 al CENAPRED. Este día se seleccionó por la actividad estromboliana (figura 3.1) anterior a una serie de eventos explosivos según los reportes del CENAPRED.



Figura 3.1. Actividad estromboliana, caracterizado por la emisión de fragmentos incandescentes y columnas de ceniza. Dicho episodio inició a las 02:32 h, incrementándose de manera gradual e intercalando cortos segmentos de tremor armónico de baja amplitud. A las 05:54 h recuperó sus niveles previos (Tomada de la página de internet del CENAPRED)

Los sismogramas vienen en formato .GCF los cuales se importaron en MATLAB con ayuda de un algoritmo para finalmente exportarlos con la extensión .dat de tal manera que pudiesen ser procesados en el software SAC. Las trazas se presentan a cada hora, es decir, que por un día completo tenemos 24 sismogramas, de los cuales se seleccionó solamente un evento explosivo de interés, el cual se va a comparar con el sismograma sintético obtenido en la modelación. Finalmente las trazas tienen las tres componentes (vertical, norte y este) y son de las dos estaciones de la red de monitoreo del volcán Popocatepetl, una de PPX (figura 3.2) y una de PPP (figura 3.3) siendo los sensores de banda ancha.

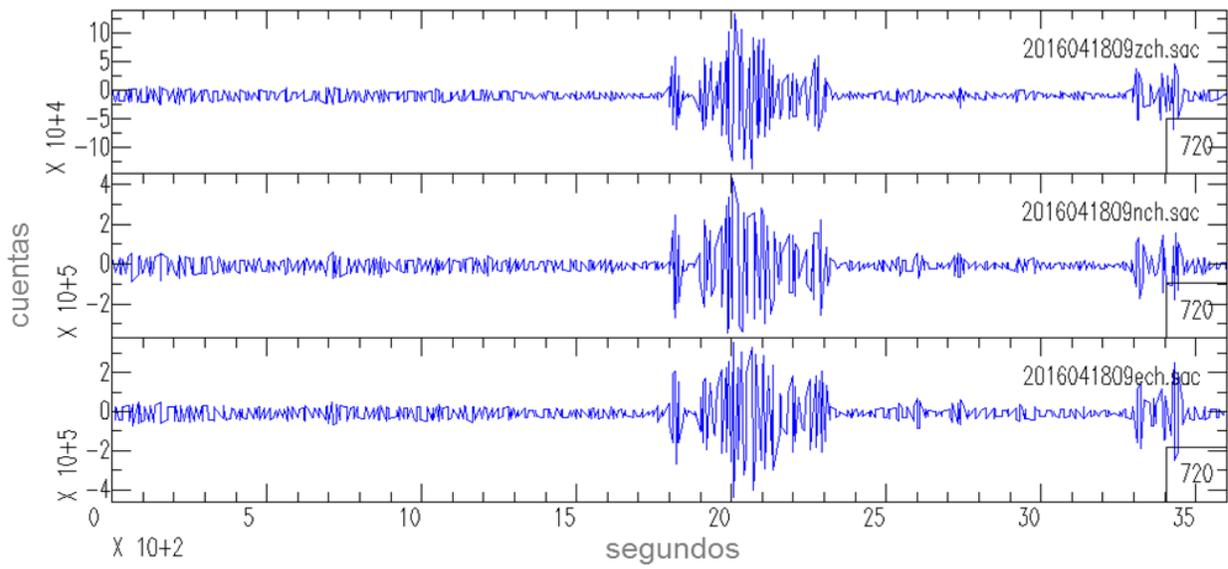


Figura 3.2. Sismograma observado del día 18 de abril de 2016 de la estación PPX con las tres componentes. En el eje x se observa el tiempo que son 3600 segundos, equivalentes a 1 hora. En el eje y la amplitud en cuentas. Estas trazas no están filtradas

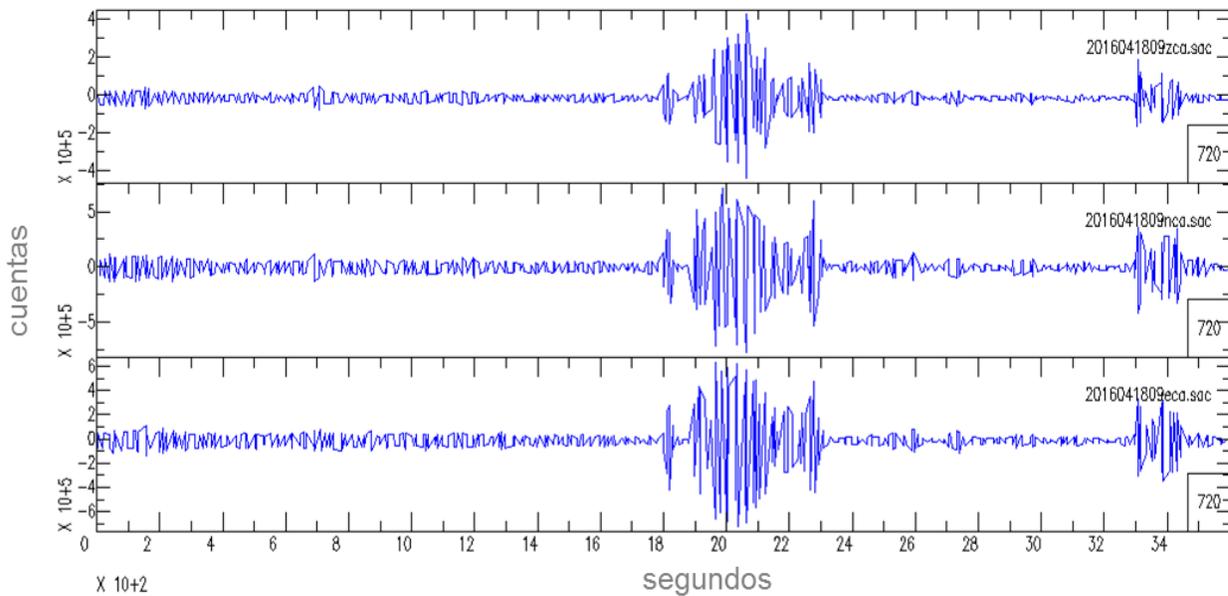


Figura 3.3. Sismograma observado del día 18 de abril de 2016 de la estación PPP con las tres componentes. En el eje x se observa el tiempo que son 3600 segundos, equivalentes a 1 hora. En el eje y la amplitud en cuentas. Estas trazas no están filtradas.

Se delimitará en tiempo, el evento explosivo de interés en las dos estaciones PPX (figura 3.4) y PPP (figura 3.5). En las trazas de la estación PPX, se puede observar que en la componente vertical, en el eje y, la amplitud (cuentas) son menores que en las otras dos componentes, además en que la forma de las ondas de la misma componente vertical no es la misma en las otras dos componentes. En cambio, en la componente vertical de PPP, tanto como la amplitud y la forma de onda son muy similares en las tres componentes. El arribo de la onda P es fácil de distinguir, mientras que la onda S no se alcanza a distinguir, en ambas estaciones. Enseguida se puede observar la llegada de la onda de Rayleigh. En la figura 3.6 a y b se muestra en movimiento partícula de la onda de Rayleigh de las dos estaciones el cual es progrado. Para un semiespacio (modelo que solo tiene una capa) el movimiento de partícula de la onda de Rayleigh siempre será retrogrado. En cambio si el modelo tiene más de una capa el movimiento de partícula será retrogrado o progrado. En cuanto así la elipse del movimiento de partícula es vertical u horizontal, la elipse vertical tiende a parecer en un suelo rígido, y la elipse horizontal cuando se trata de un suelo poco compactado.

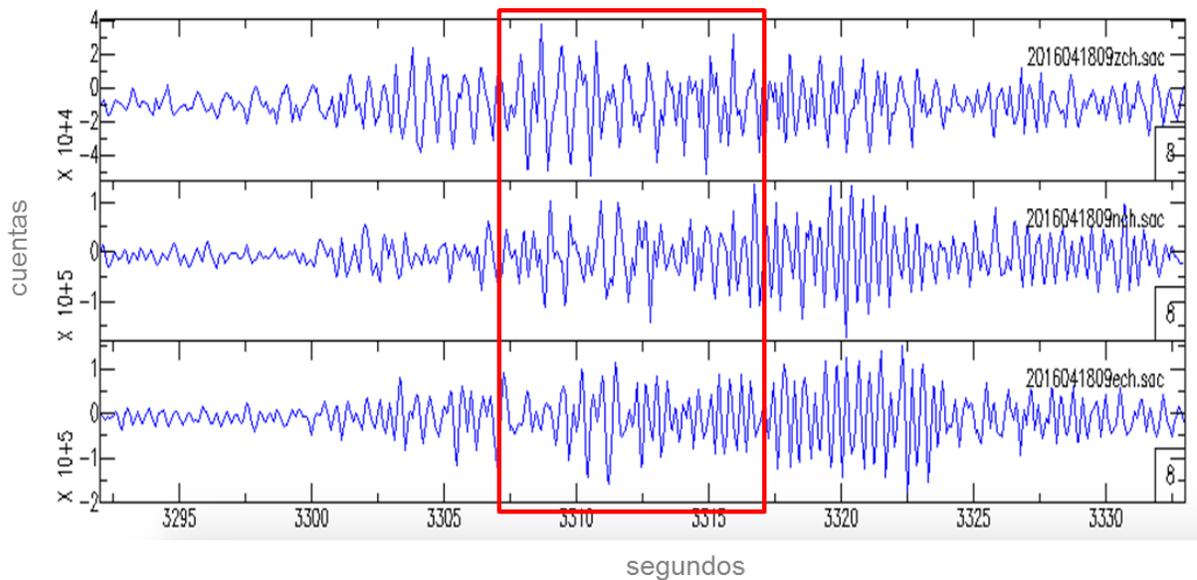


Figura 3.4. Evento explosivo observado del día 18 de abril de 2016 de la estación PPX con las tres componentes. Se muestran las trazas sin filtrar.

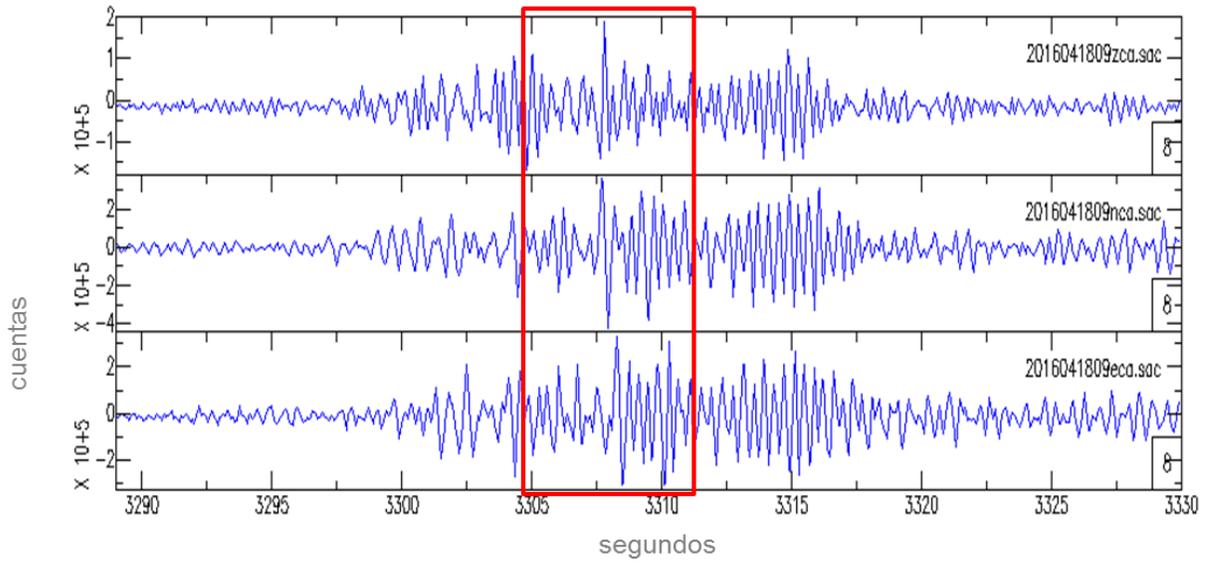


Figura 3.5. Evento explosivo observado del día 18 de abril de 2016 de registrado en la estación PPP con las tres componentes. Se muestran las trazas sin filtrar.

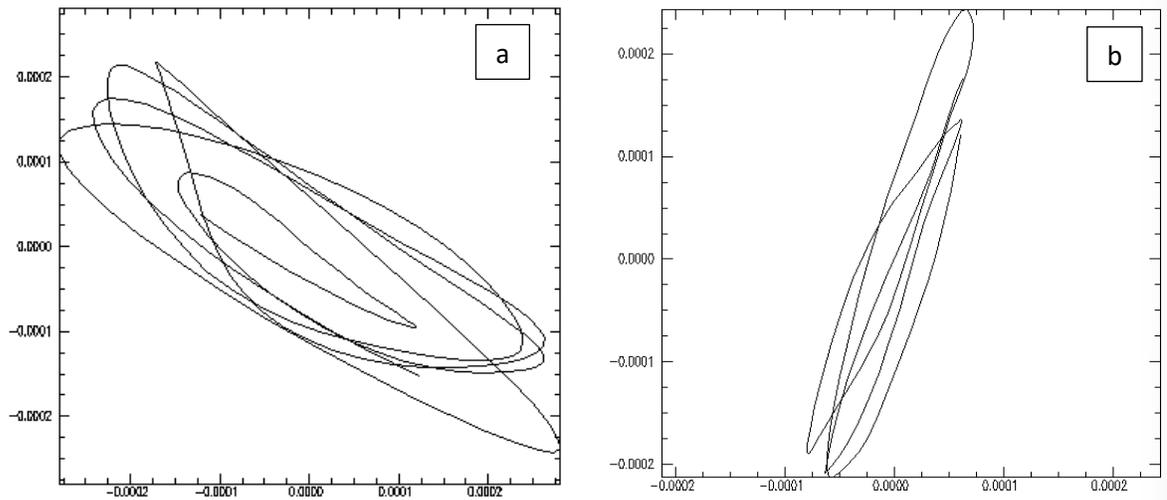


Figura 3.6. Movimiento de partícula de la onda de Rayleigh registrada en la estación PPX (a) y PPP (b). El movimiento de ambas es progrado.

Hasta ahora solo se ha seleccionado el evento explosivo de interés, pero como se mencionó en el capítulo 3, es importante tratar a la señal con filtros, así como quitar la respuesta del instrumento. En la figura 3.7 y 3.8 se pueden observar las trazas del evento explosivo del día 18 de abril de 2017 con un filtro pasa bandas y sin la corrección por instrumento de la estación PPX y PPP respectivamente.

El filtro pasa bandas que se aplicó a las señal se encuentra dentro del rango 0.1- 05 Hz, es decir, que se van a eliminar las frecuencias que se encuentran fuera de este rango. La metodología que se utilizó para remover la repuesta del instrumento se encuentra en el capítulo 3, el cual consiste en construir un archivo de polos y ceros para obtener el valor de la amplitud en unidades de velocidad.

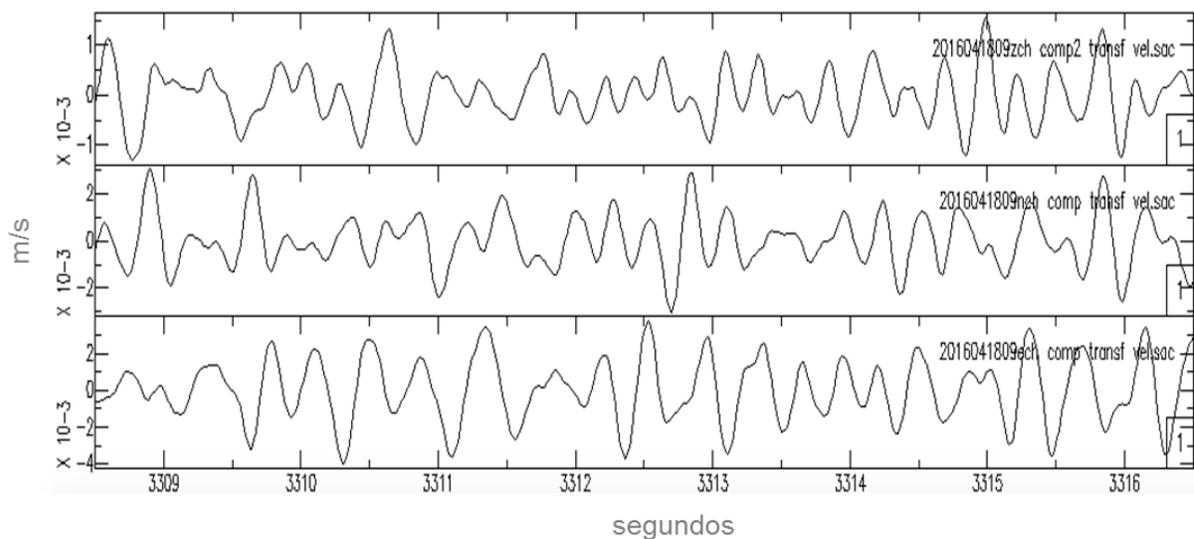


Figura 3.7. Evento explosivo del 18 de abril de 2016 con las tres componentes de la estación PPX. En estas trazas ya están filtradas y se le quitó la respuesta del instrumento, por lo que la amplitud está en unidades de velocidad (m/s.)

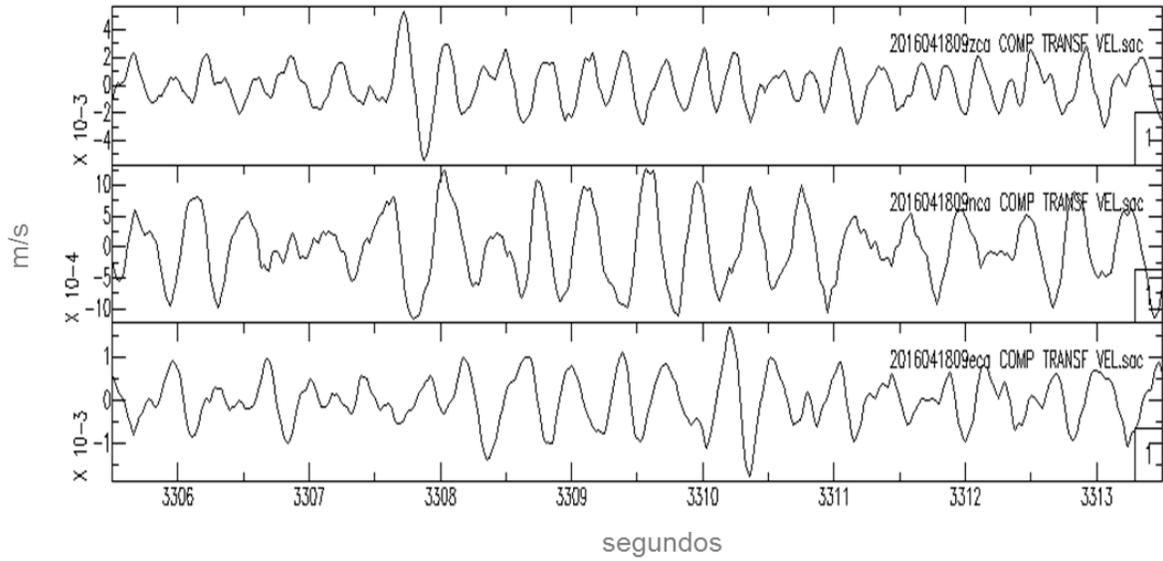


Figura 3.8. Evento explosivo del 18 de abril de 2016 con las tres componentes de la estación PPP. En estas trazas ya están filtradas y se le quitó la respuesta del instrumento, por lo que la amplitud está en unidades de velocidad (m/s.)

A continuación se procederá a realizar la simulación en el lenguaje de programación para poder comparar ambas señales, las observadas y los sintéticos.

3.2. MODELACIÓN COMPUTACIONAL DE UNA EXPLOSIÓN EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL.

El modelado se hizo en el lenguaje de programación FORTRAN. Se “ejecutaron” 5 programas fundamentales (se llamarán así a cada ventana ejecutable con una serie de instrucciones para un fin determinado). A continuación se explicarán en que consiste cada uno de ellos.

3.2.1. La fuente

El primer programa calcula un pulso teórico que se introduce como fuente que representa la forma de onda inicial para una explosión volcánica. El pulso a considerar es la primera derivada del pulso gaussiano. El pulso gaussiano está dado por:

$$g(t) = e^{-\alpha(t-t_0)^2} \quad (3.1)$$

por lo que la primer derivada resulta ser:

$$g'(t) = -2\alpha(t - t_0) * e^{-\alpha(t-t_0)^2} \quad (3.2)$$

El pulso gaussiano simple se utilizó para el modelo de fuerza vertical y la primera derivada para una explosión superficial.

Los valores de α y t_0 (los cuales dependen del pulso), es de 55 y 0.5 respectivamente. Estos valores se utilizaron para ajustar el periodo observado de los eventos reales. En la figura 3.9 se observa la interfaz del compilador de FORTRAN. Se muestra una serie de instrucciones, en las que la salida será el pulso teórico que se introdujo como fuente de la explosión para la simulación. En la simulación la fuente se colocó a 85 metros debajo del cráter. Resultó una profundidad adecuada para la confrontación con los datos reales debido a que se modeló a diferentes profundidades sin sobrepasar los 200 metros.

El modelo de la explosión que se implementa en el modelado, consiste en introducir el pulso de la ecuación 3.2 en el nodo de la malla que define a la fuente. El pulso da forma y cuantifica solamente los esfuerzos normales. Esto generará en el modelado una fuente sísmica puntual, radial y simétrica cuyos desplazamientos se propagan expansivamente.

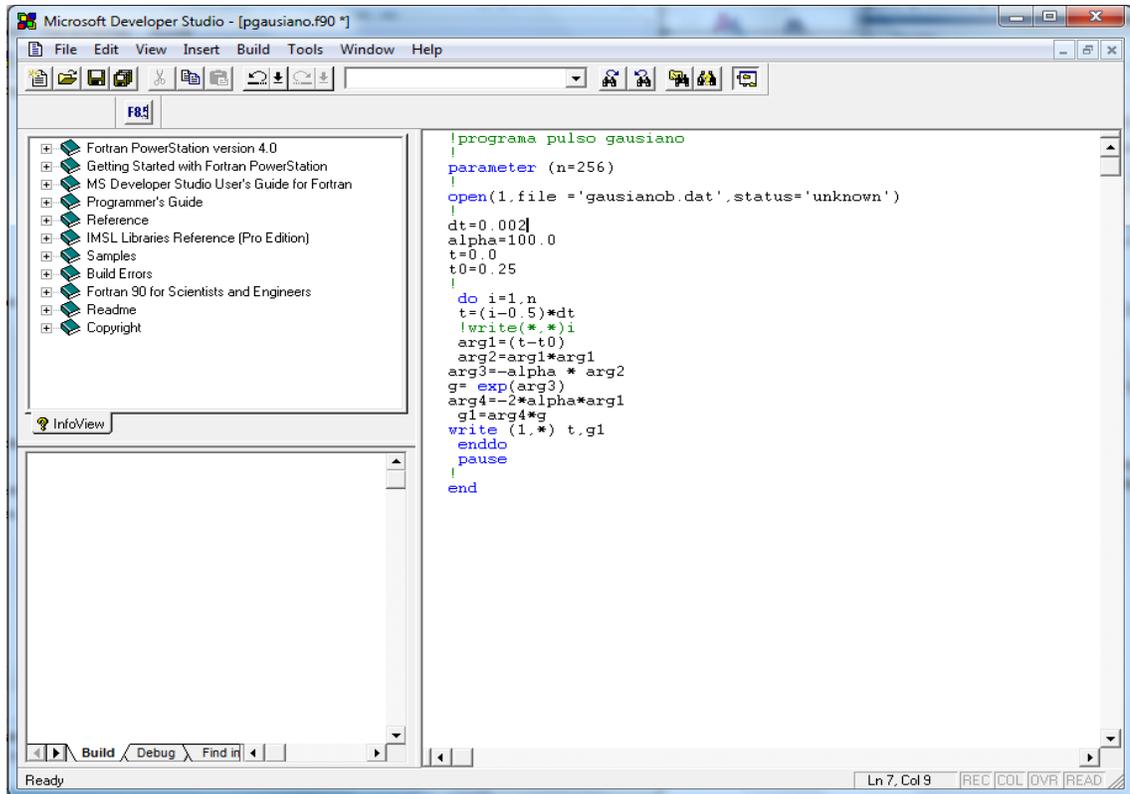


Figura 3.9 . Interfaz del compilador en FORTRAN. “El programa” muestra una serie de instrucciones que calcula el pulso teorico que se introduce como fuente para la simulación de una explosión.

3.2.2. Transformada de Fourier

El segundo programa calcula la transformada de Fourier de la señal resultante del primer programa. El espectro resultante contiene la frecuencia predominante y la frecuencia máxima que se utiliza para establecer la distancia entre cada nodo en el modelado.

La distancia entre cada nodo en el plano x y en z, depende de la longitud de onda mínima que está dada por:

$$\lambda_{min} = \frac{V_s}{f_{max}}$$

Donde V_s es la velocidad mínima de la onda S en el modelo y f_{max} es la frecuencia máxima en el espectro. Con lo anterior se calcula el paso en distancia de cada nodo de la malla con la siguiente fórmula (Ohminato y Chouet, 1997; Salazar, L. 2004):

$$\Delta x = \Delta z = \Delta h = \frac{\lambda_{min}}{20}$$

La distancia entre cada nodo es una constante muy importante en la simulación debido a que determina distancia de los puntos de la malla en cada uno de los programas que se van a ejecutar en FORTRAN. Para este trabajo la distancia entre cada nodo es de 6 m. Debido a que $V_s = 540$ m/s, $f_{max} = 4.5$ (leída en el espectro de frecuencias), por lo que la distancia entre cada nodo es de 6 m en x y en z.

3.2.3. Modelo de velocidades sísmicas del volcán Popocatépetl

El tercer programa construye el modelo de velocidades de onda P (considerando las velocidades constantes en cada capa), y de densidades para interior del volcán incluyendo el relieve topográfico.

Para el relieve topográfico se construyeron dos trayectorias, una que pasa por la estación PPP y otra que pasa por la estación PPX de la red de monitoreo sísmico. Esta información fue operada en el software Global Mapper, así como la extracción del relieve topográfico de las dos trayectorias. En la figura 3.10 se muestran la localización de las trayectorias en 2D y en la figura 3.11 se muestran las mismas trayectorias en 3D. Estas dos estaciones se tomaron en cuenta debido a que los datos reales proporcionados por el CENAPRED son de estas dos estaciones. La primera trayectoria (A-B) es la que pasa por la estación PPX con una longitud de 20 km, y la segunda trayectoria (C-D) pasa por la estación PPP tiene una longitud de 18.8 km.

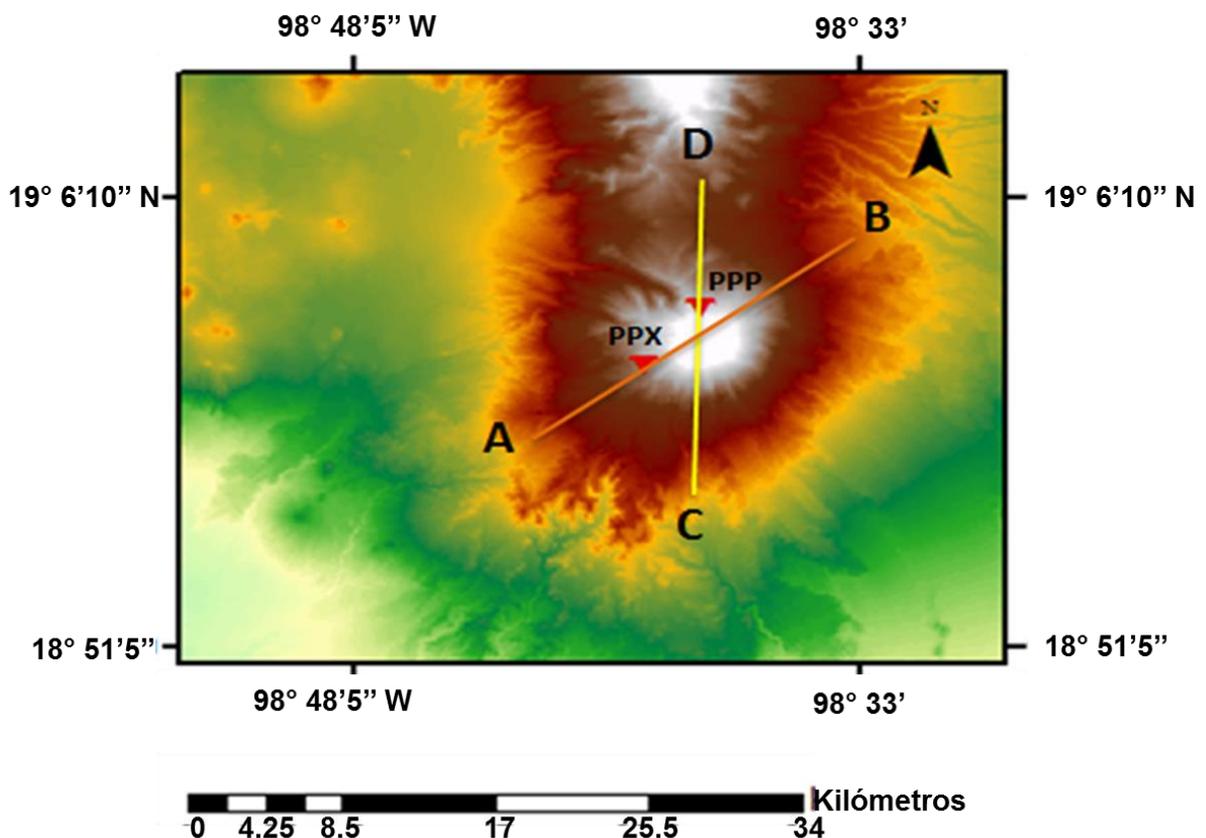


Figura 3.10. Vista en 2D de las trayectorias para la consideración del relieve topográfico en el modelo de velocidades y densidades. La trayectoria A-B pasa por a estación Chiquipixtle y la trayectoria C-D pasa por la estación Canario.

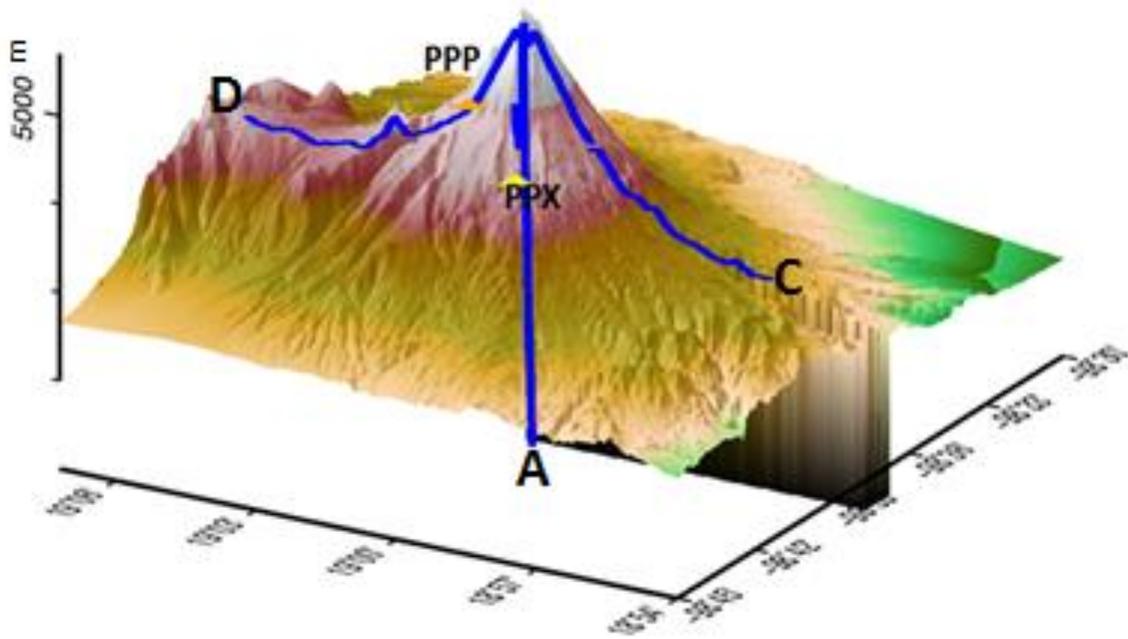


Figura 3.11. Vista en 3D de las trayectorias para la consideración del relieve topográfico en el modelo de velocidades y densidades. La trayectoria A-B pasa por la estación Chiquipixtle y la trayectoria C-D pasa por la estación Canario.

Una vez introducido el relieve topográfico se procede a incluir las tres capas estratigráficas: una que corresponde al cono volcánico, la otra a la capa donde descansa el cono (caliza) y la última a la capa superficial con material no consolidado (figura 3.12 y 3.13). La capa de material no consolidado se asocia a la avalancha de escombros y al depósito de la erupción Tutti Frutti que tuvo el volcán Popocatepetl mostrados en el capítulo 1. El espesor de la capa que se introdujo al modelo es de 100 m con base en la fórmula $h = V_s / (4 * f_0)$, parámetro de la resonancia unidimensional para movimiento sísmico.

Cada capa que contiene este relieve cónico, tiene su respectiva velocidad y densidad.

La velocidad de onda P que se le asignó al cono volcánico es de 4 km/s con densidad (ρ) de 2.65 gr/cm^3 . El basamento, como se citó en el primer capítulo, está compuesto en su mayoría, por calizas deformadas, por lo que se le asigna una velocidad de 5 Km/s y ρ de 2.5 gr/cm^3 . La capa superficial del material no consolidado se le asignó una velocidad de 2.5 km/s y ρ de 1.9 gr/cm^3 y velocidad de onda S de 0.54 km/s. La capa del cono volcánico y la capa de caliza son sólidos Poissonianos,

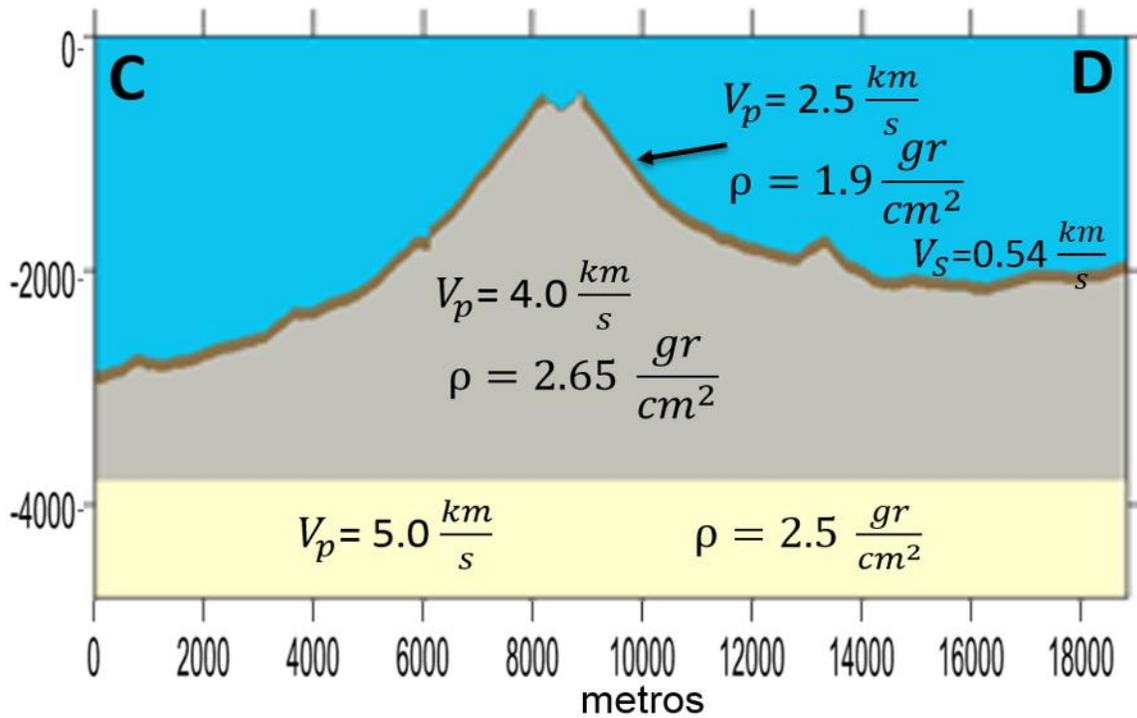


Figura 3.12. Perfil C-D, correspondiente a la trayectoria con una longitud de 18.8 km. que pasa por la estación PPP Este modelo incluye tres capas. En color gris la que corresponde al cono volcánico, la capa amarilla que corresponden a las calizas, y en café, la capa de material no consolidado.

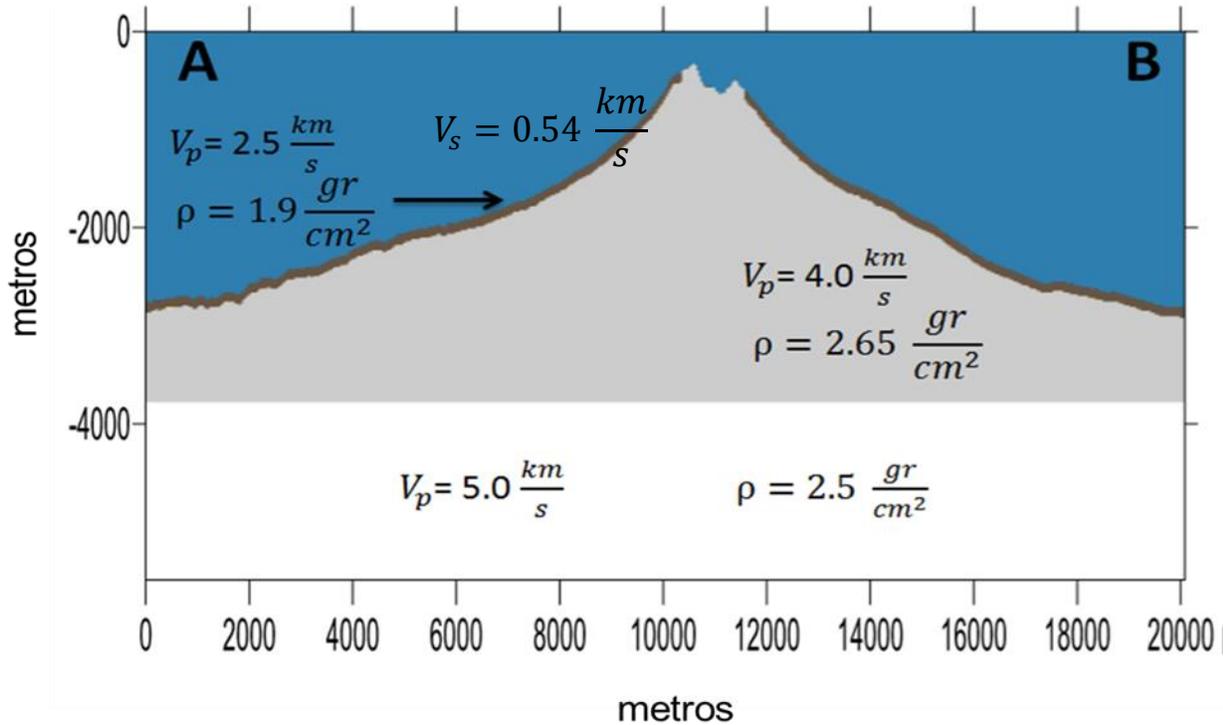


Figura 3.13. Perfil A-B, correspondiente a la trayectoria con una longitud de 18.8 km. que pasa por la estación PPX. Este modelo incluye tres capas. En color gris la que corresponde al cono volcánico, la capa blanca que corresponden a las calizas, y en café, la capa de material no consolidado.

3.2.4. Constantes elásticas

Las ecuaciones de movimiento dependen de las constantes elásticas vistas en el apartado 2.3 de este trabajo, por lo que el cuarto programa calcula las constantes elásticas en términos de λ y μ . En este programa se manda a “llamar” el modelo de velocidades y de densidades del tercer programa, ya que son parámetros que necesita el programa para ser ejecutado, recordando las ecuaciones 2.21 y 2.24. La salida de este programa será precisamente la malla de las constantes elásticas que se mandará a “llamar” en el quinto programa que se explica a continuación.

3.2.5. Simulación de la propagación de las ondas sísmicas

En el cuarto programa se realiza la simulación de la propagación de las ondas sísmicas, el cual contiene diversas órdenes las cuales se explican a continuación.

Primero se suponen 12 receptores (seis en un flanco del volcán y seis en el otro flanco del volcán), colocados a un km de distancia entre cada uno a excepción de los receptores 6 y 7 que están a 2km del cráter y la estación PPX a 3.9 km del cráter, como se muestra en la figura 3.14. En la trayectoria C-D la estación PPP se encuentra a 1.9 km del cráter (figura 3.15).

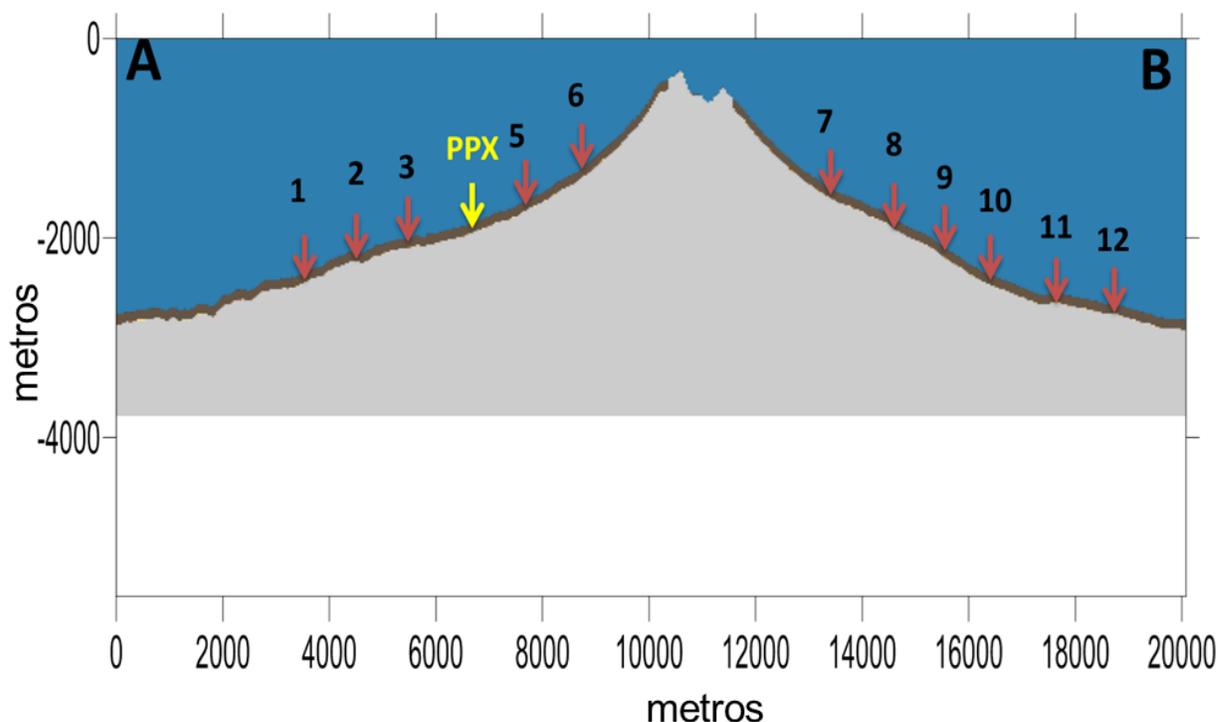


Figura 3.14. Organización de los receptores que se consideran en la simulación del perfil que pasa por la estación PPX, la cual se localiza a 3.9 km del cráter.

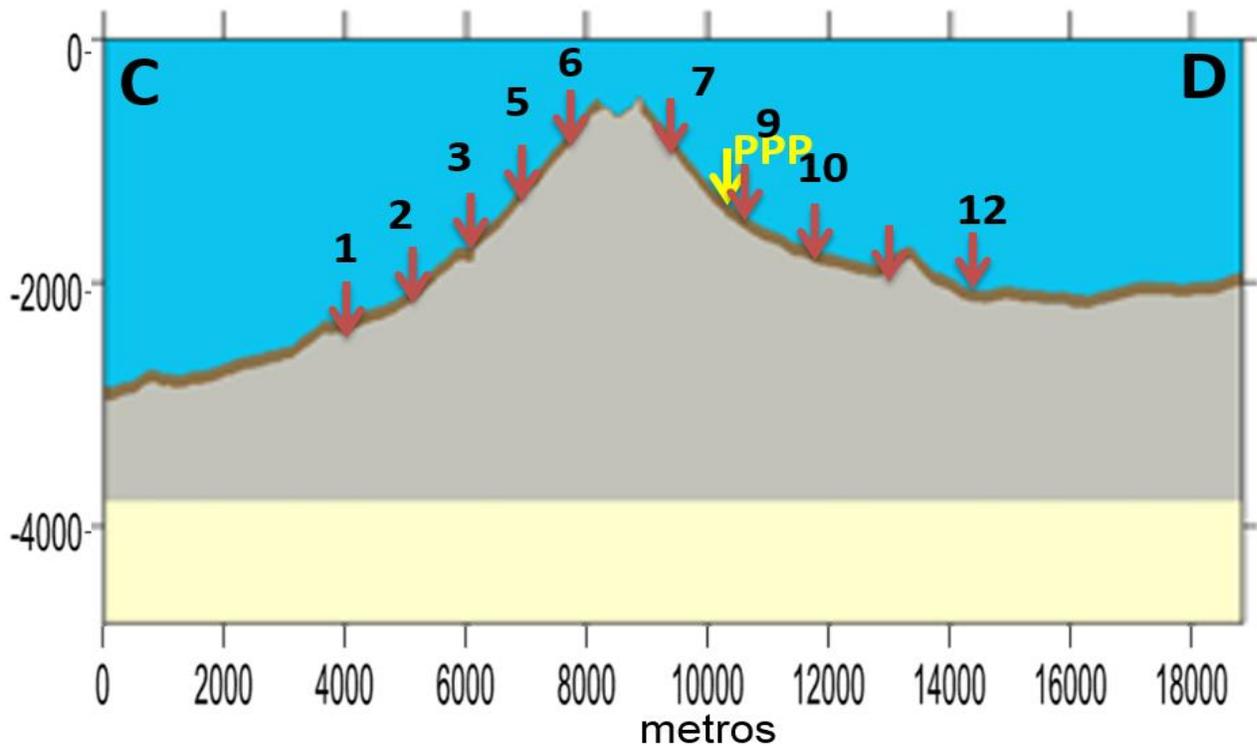


Figura 3.15. Organización de los receptores que se consideran en la simulación del perfil que pasa por la estación PPP, la cual se localiza a 1.9 km del cráter.

Los coeficientes de absorción y radiación así como la consideración de la superficie libre irregular se tomaron de Salazar, L., 2004 (Figura 3.16). La aplicación de la superficie libre irregular fue tratada en el trabajo de Ohmiato y Chouet (1997) quienes introducen la condición de frontera libre de esfuerzos en tres dimensiones. El esquema numérico que manejan es el uso de rejillas alternadas empleado por Madariaga (Op. Cit. Salazar, L., 2004) que más adelante se explicará.

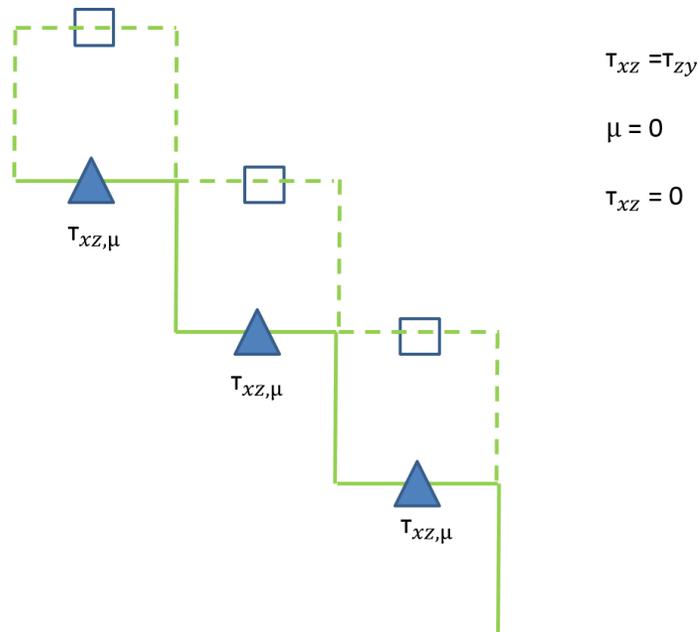


Figura 3.16. Representación de la condición de superficie libre irregular mediante el uso de rejillas alternadas. Los triángulos se encuentran en la superficie, la que se considera libre de esfuerzos (modificada de Salazar, L., 2004)

En esta condición se toma en cuenta la topografía del volcán Popocatépetl, es decir, que ya se trata de una manera irregular.

Los coeficientes de absorción y radiación evitan que la propagación de las ondas sísmicas sea en un medio infinito hacia el interior de la Tierra. Estos coeficientes se implementan donde no hay superficie libre y evitan reflexiones de onda indeseadas. Estas son restricciones para los valores de desplazamientos o de esfuerzos en una superficie dada (Salazar, L., 2004).

Las ecuaciones de movimiento de las ondas vistas en el capítulo 2, deben de ser discretizadas para su lectura en FORTRAN. La discretización que se llevó a cabo en este trabajo fue mediante diferencias finitas.

Los esquemas staggered-grid (S-G) en diferencias finitas fueron utilizados por Madariaga, haciéndose populares con los trabajos de Vireux (1986). Vireux menciona que uno de los primeros pasos o etapas para establecer un esquema de diferencias finitas para la resolución de una ecuación diferencial parcial, es el reemplazo del dominio continuo del problema original por una malla de diferencias finitas (figura 3.17).

La idea de una representación de diferencias finitas para una derivada puede ser introducida recordando la definición de la derivada de la función $u(x,y)$ en la posición $x=x_0$ y $y=y_0$:

$$\frac{\partial u}{\partial x} |x, y_0 = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{u(x_0 + \Delta x, y_0) - u(x_0, y_0)}{\Delta x} \quad (3.1)$$

La aproximación de diferencias finitas puede ser escrita de una manera más formal a través del uso de una expansión en serie de Taylor. Al desarrollar una expansión en serie de Taylor para $u(x_0 + \Delta x, y_0)$ en torno a (x, y_0) se obtiene

$$u(x_0 + \Delta x, y_0) = u(x_0, y_0) + \frac{\partial u}{\partial x} |x_0 + y_0 \cdot \Delta x + \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} |x_0 + y_0 \cdot \frac{(\Delta x)^2}{2!} + \dots + \frac{\partial^{n-1} u}{\partial x^{n-1}} |x_0 + y_0 \cdot \frac{(\Delta x)^{n-1}}{(n-1)!} + \frac{\partial^n u}{\partial x^n} | \xi_0 + y_0 \cdot \frac{(\Delta x)^n}{n!} \quad (3.2)$$

Con: $x_0 \leq \xi_0 \leq x_0 + \Delta x$

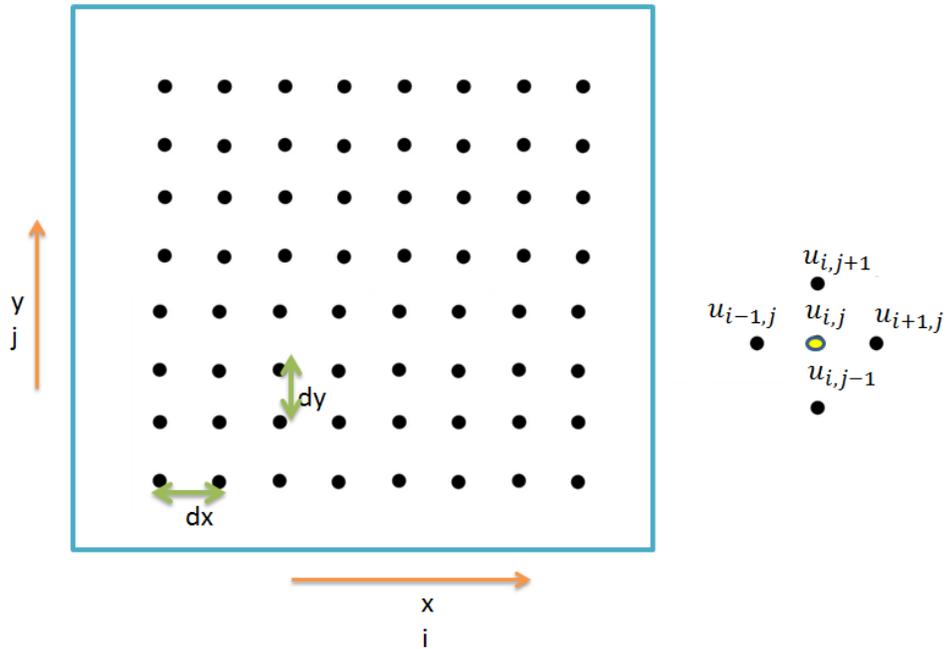


Figura 3.17. Representación gráfica para la discretización del medio en una malla. Para el desplazamiento en x se toma la anotación i , y para la dirección y se toma el índice j (Modificada de Vireux 1986).

La representación de las diferencias finitas centradas es:

$$\delta_x u_{i,j} = u_{i+1/2,j} - u_{i-1/2,j} \quad (3.3)$$

Vireux, J. (1984) primero modeló la propagación de la onda SH utilizando las ecuaciones de velocidad y esfuerzos, en una malla discretizada. Él menciona que los componentes de la velocidad y de los esfuerzos no pueden ser definidos en un mismo nodo para una rejilla completa como se muestra en la figura 3.18. La discretización de las cinco ecuaciones que gobiernan la propagación de las ondas sísmicas en dos dimensiones, a partir del método de diferencias finitas se muestra a continuación:

$$\begin{aligned}
(v_x)_{ij}^{k+\frac{1}{2}} &= (v_x)_{ij}^{k-\frac{1}{2}} + \frac{1}{\rho_{ij}} \frac{\Delta t}{\Delta x} [(\sigma_{xx})_{ij}^k - (\sigma_{xx})_{i-1,j}^k] + \\
&\quad \frac{1}{\rho_{ij}} \frac{\Delta t}{\Delta z} [(\sigma_{xz})_{ij}^k - (\sigma_{xz})_{i,j-1}^k] \quad (3.4a)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
(v_z)_{ij}^{k+\frac{1}{2}} &= (v_z)_{ij}^{k-\frac{1}{2}} + \frac{1}{\rho_{ij}} \frac{\Delta t}{\Delta x} [(\sigma_{zx})_{i+1,j}^k - (\sigma_{zx})_{i,j}^k] + \\
&\quad \frac{1}{\rho_{ij}} \frac{\Delta t}{\Delta z} [(\sigma_{zz})_{ij+1}^k - (\sigma_{zz})_{i,j}^k] \quad (3.4b)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
(\sigma_{xx})_{ij}^{k+\frac{1}{2}} &= (\sigma_{xx})_{ij}^{k-\frac{1}{2}} + (\lambda+2\mu) \frac{\Delta t}{\Delta x} [(v_x)_{i+1,j}^k - (v_x)_{i,j}^k] + \\
&\quad \lambda \frac{\Delta t}{\Delta z} [(v_z)_{ij}^k - (v_z)_{i,j-1}^k] \quad (3.5a)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
(\sigma_{zz})_{ij}^{k+\frac{1}{2}} &= (\sigma_{zz})_{ij}^{k-\frac{1}{2}} + (\lambda+2\mu) \frac{\Delta t}{\Delta x} [(v_z)_{ij}^k - (v_z)_{i,j-1}^k] + \\
&\quad \lambda \frac{\Delta t}{\Delta z} [(v_x)_{i+1,j}^k - (v_x)_{i,j}^k] \quad (3.5b)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
(\sigma_{xz})_{ij}^{k+\frac{1}{2}} &= (\sigma_{xz})_{ij}^{k-\frac{1}{2}} + \mu \frac{\Delta t}{\Delta z} [(v_x)_{ij+1}^k - (v_x)_{i,j}^k] + \\
&\quad \mu \frac{\Delta t}{\Delta z} [(v_z)_{ij}^k - (v_z)_{i-1,j}^k] \quad (3.5c)
\end{aligned}$$

donde v_x y v_z son las velocidades, y σ_{xx} , σ_{zz} y σ_{xz} son los esfuerzos en dos dimensiones.

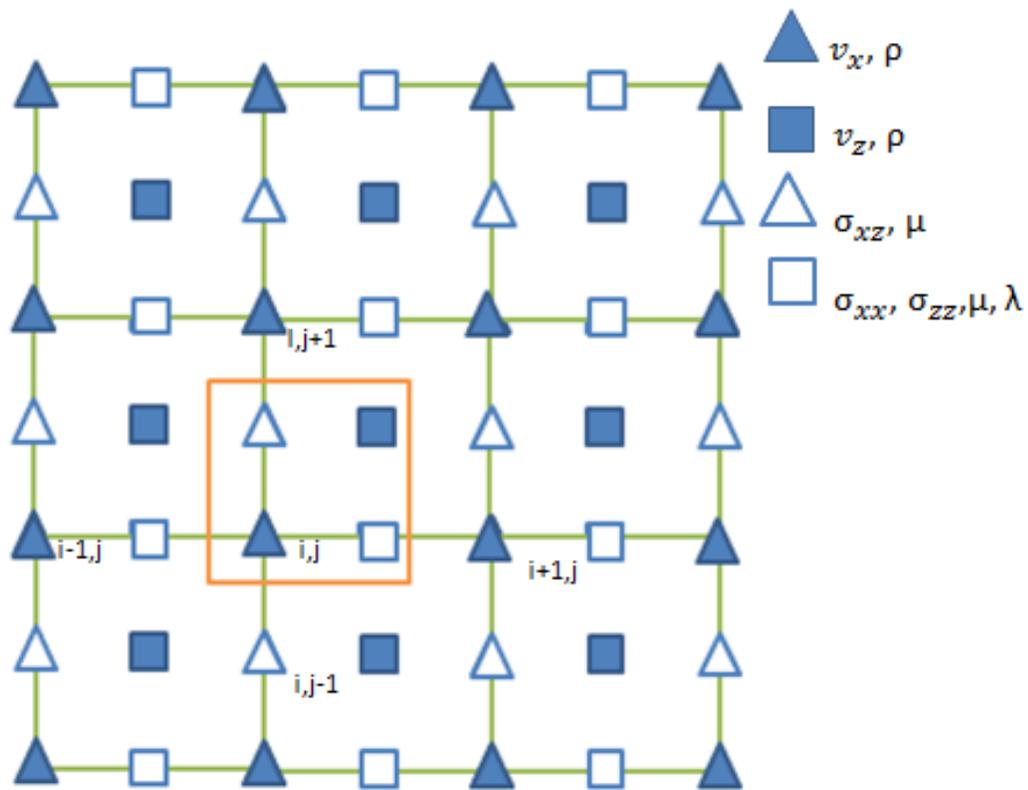


Figura 3.18. Discretización del medio en una malla. Los símbolos en azul representan las velocidades y las densidades en un tiempo $k\Delta t$. Los símbolos sin colorear representan los esfuerzos y los coeficientes de Lamé en un tiempo $(k+1/2)\Delta t$ (Modificada de Viireux 1986).

Finalmente en este mismo quinto programa se mandan a escribir las snapshots y los sismogramas sintéticos, ambas en formato ASCII.

Las snapshots son “fotos instantáneas en determinado tiempo”, en este caso, de la simulación de la propagación de las ondas sísmicas. Las snapshots se mandan a escribir en formato ASCII. Las figuras 3.19 y 3.20 muestran las snapshots de la sección que pasa por la estación PPX. En cada snapshot se muestran el viaje de las ondas P, SV (polarizada en el plano vertical) y de Rayleigh. La onda P se muestra desde la primer snapshot, sin embargo la onda S es poco energética, por lo que es muy difícil de apreciar. La onda P a los 2.5 segundos ya no se observa, es decir se transmitió a otro medio mientras que la onda de Rayleigh se observa hasta los 5.0 segundos en la simulación. Se puede percibir que conforme pasa el tiempo la onda P va perdiendo energía, es decir, se atenúa, mientras que la onda S se imposibilita su visualización. Esta simulación tiene una duración total de 7.5 segundos.

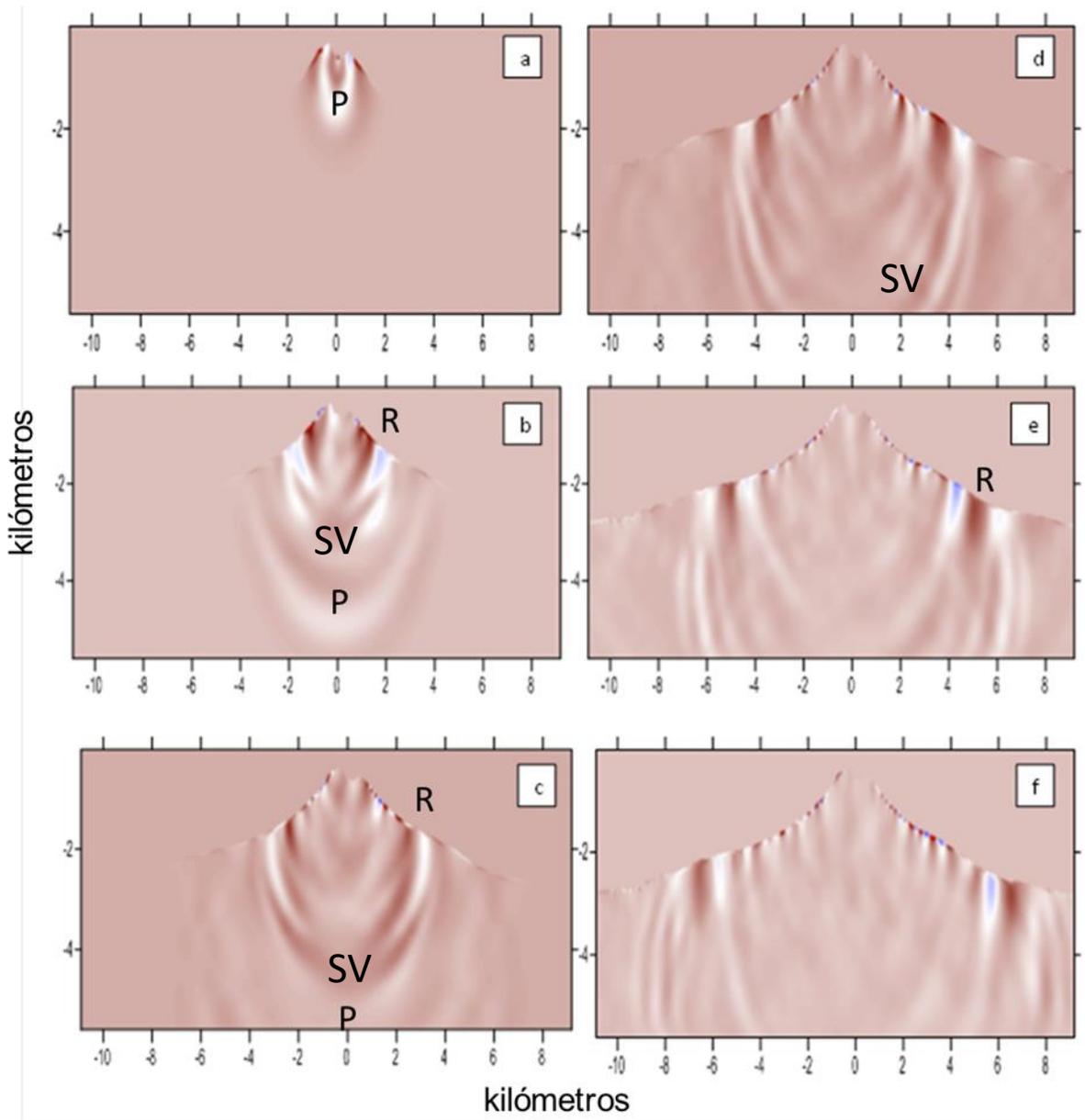


Figura 3.19. Simulación de la propagación de las ondas sísmicas en el volcán Popocatepetl al ocurrir la explosión del día 18 de abril de 2016 con fuente a 0.5 km bajo del cráter del perfil A-B que pasa por la estación PPX. La figura "a" muestra la propagación a 0.6 s, "b" 1.2 s, "c" a 1.8 s, "d" a 2.5 s, "e" a 3.1 s y "f" a 3.7 s.

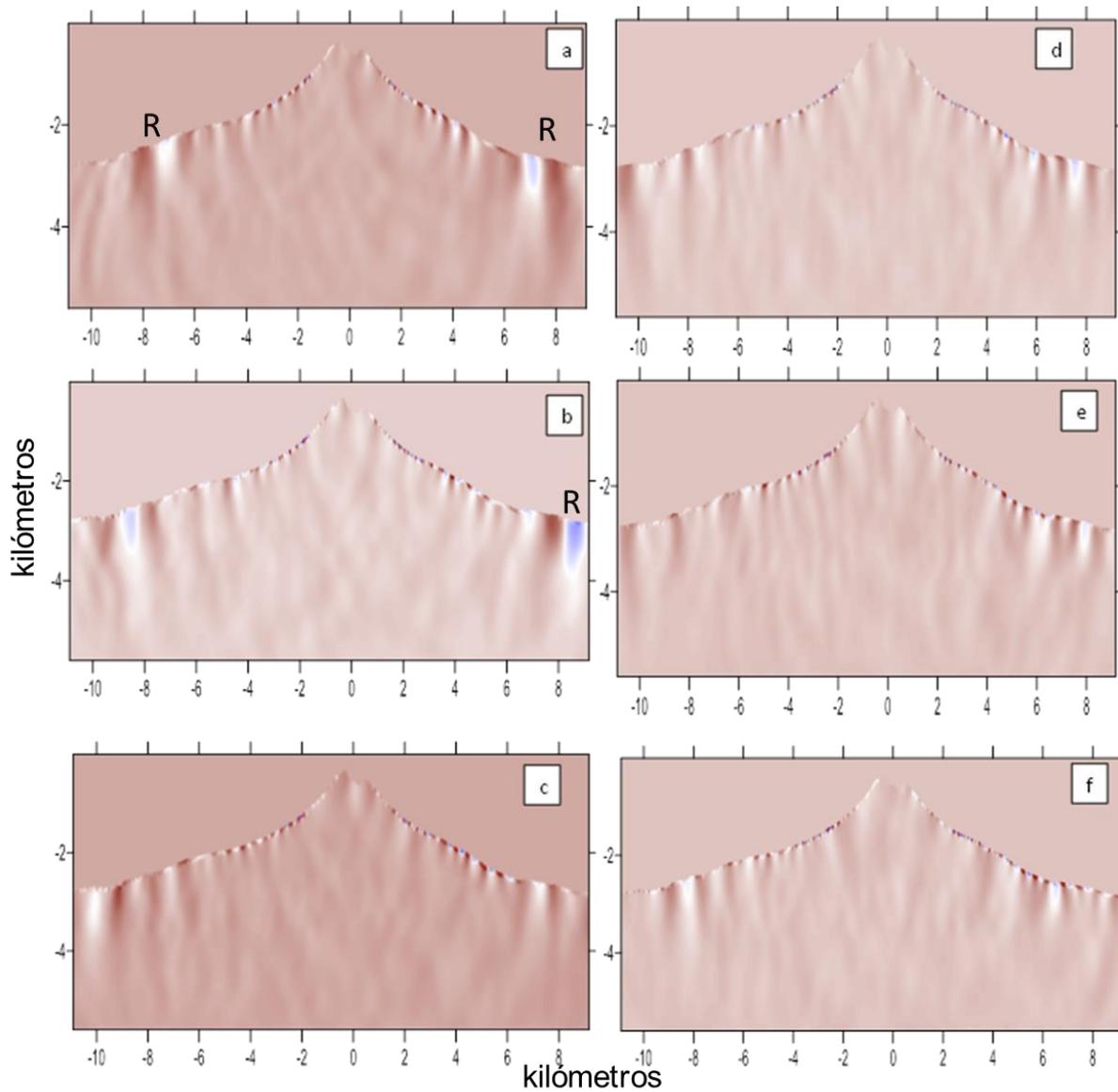


Figura 3.20 Simulación de la propagación de las ondas sísmicas en el volcán Popocatepetl al ocurrir la explosión del día 18 de abril de 2016 con fuente a 0.5 km bajo del cráter del perfil A-B que pasa por la estación PPX. La figura "a" muestra la propagación a 4.4 s, "b" a 5.0 s, "c" a 5.7 s, "d" a 6.3 s, "e" a 7.0 s, y "f" a 7.5 s.

Las figuras 3.21 y 3.22 muestran las snapshots de la sección que pasa por la estación PPP. En cada snapshot se muestran el viaje de las ondas P, SV (polarizada en el plano vertical) y de Rayleigh. La onda P se muestra desde el primer snapshot, y se observa ligeramente más energética que en PPX, sin embargo nuevamente la onda S también se ve poco energética, como en la modelación del perfil que pasa por la estación PPX. La onda P a los 2.5 segundos ya no se observa, es decir se transmitió a otro medio mientras que la onda de Rayleigh se observa hasta los 5.0 segundos en la simulación. Se puede percibir que conforme pasa el tiempo la onda P va perdiendo energía, es decir, se atenúa, mientras que la onda S se imposibilita su visualización. Esta simulación tiene una duración total de 7.5 segundos.

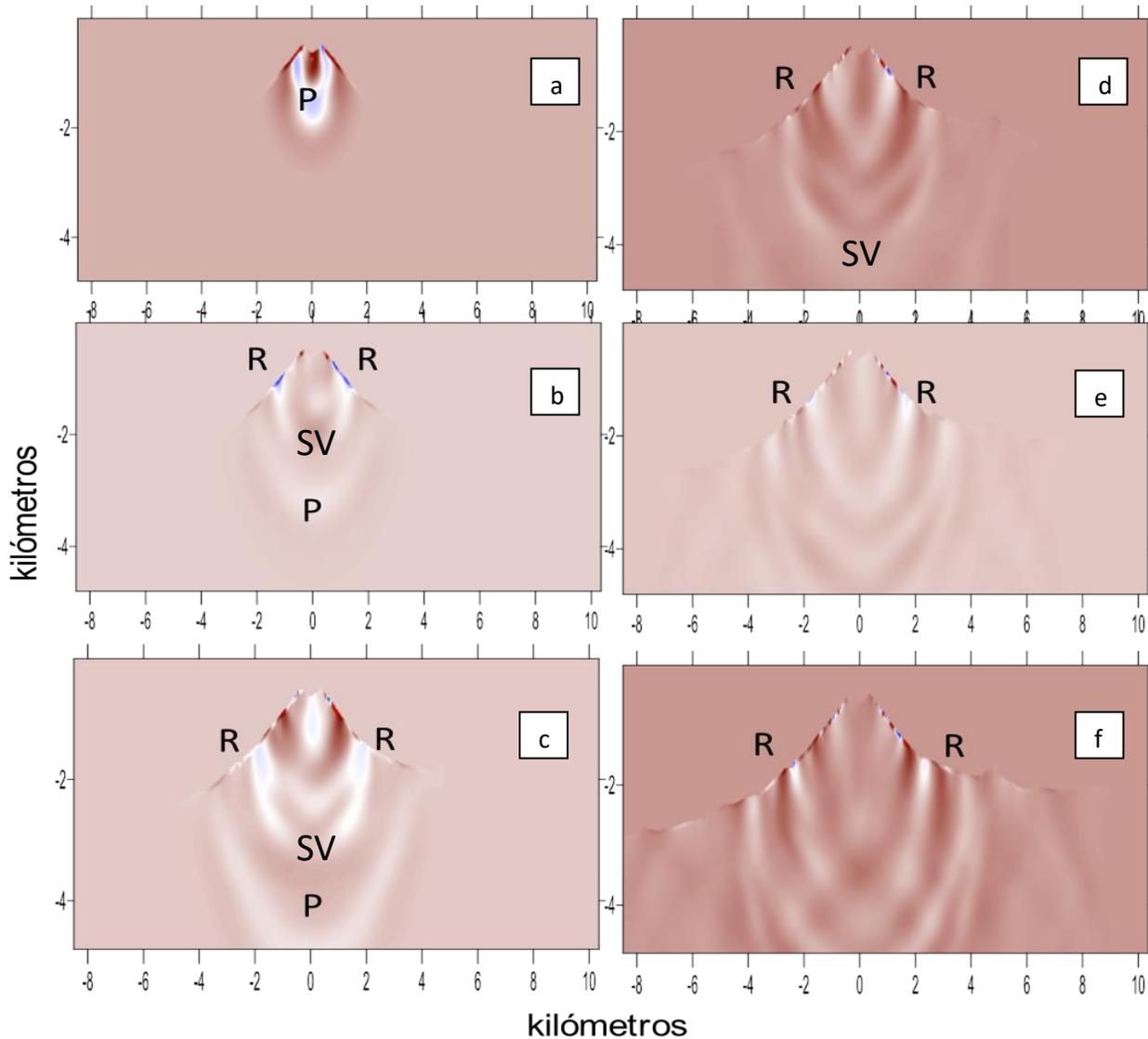


Figura 3.21. Simulación de la propagación de las ondas sísmicas en el volcán Popocatepetl al ocurrir la explosión del día 18 de abril de 2016 con fuente a 0.5 km bajo del cráter del perfil B-C que pasa por la estación PPP. La figura "a" muestra la propagación a 0.6 s, "b" a 1.2 s, "c" a 1.8 s, "d" a 2.5 s, "e" a 3.1 s, y "f" a 3.7 s.

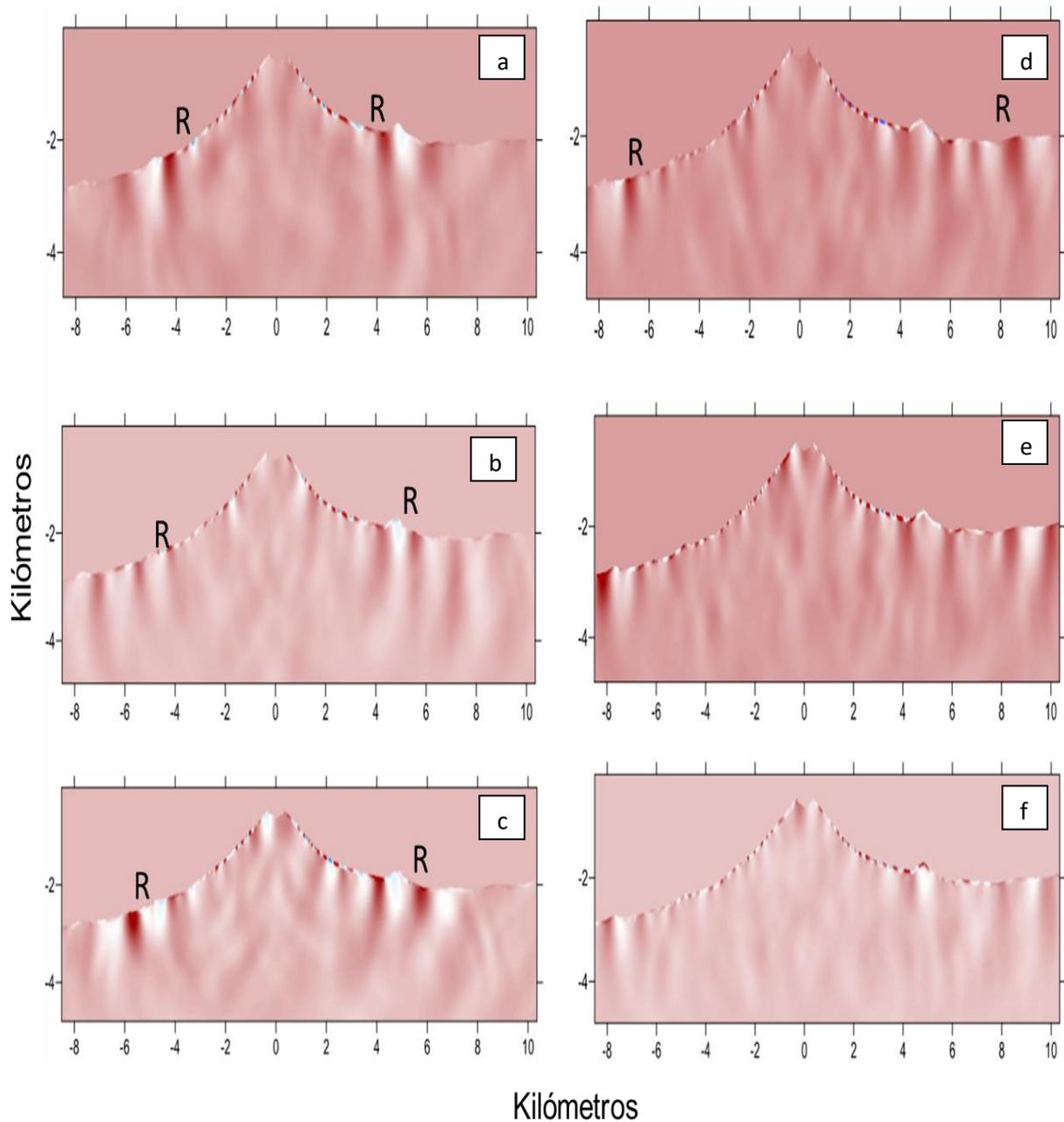


Figura 3.22. Simulación de la propagación de las ondas sísmicas en el volcán Popocatepetl al ocurrir la explosión del día 18 de abril de 2016 con fuente a 0.5 km bajo del cráter del perfil B-C que pasa por la estación PPP. La figura "a" muestra la propagación a 3.75 s, "b" a 4.5 s, "c" a 5.25 s, "d" a 6.0 s, "e" a 6.75 s, y "f" a 7.5 s.

CAPITULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Son 12 sismogramas sintéticos los que se obtuvieron en la simulación para cada perfil, con dos componentes (una vertical y una horizontal). La salida de los sismogramas se manda a escribir en binario fortran y se utiliza otro programa para recuperarlos en formato ASCII. A modo de ejemplo en la figura 4.1 se muestran los sismogramas obtenidos en la simulación de la estación 1 a la 12.

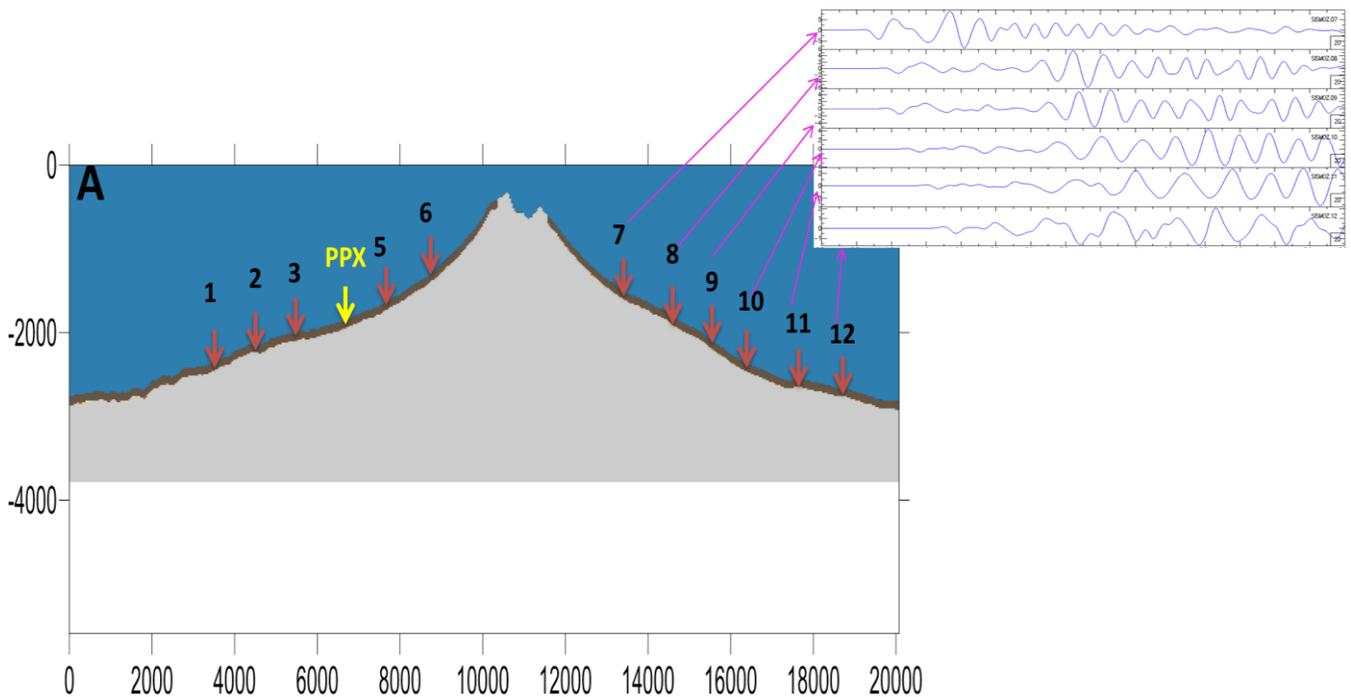


Figura 4.1. receptores colocados en los flancos del volcán Popocatépetl. A modo de ejemplo se muestran los sismogramas que se registraron de los receptores del 7 al 12 en la simulación del perfil que pasa por la estación PPX.

4.1. SISMOGRAMAS SINTÉTICOS GENERADOS EN LA SIMULACIÓN DEL PERFIL QUE PASA POR LA ESTACIÓN PPX.

En la figura 4.2 se muestran los sismogramas de la componente vertical generados en la simulación de los receptores 1 al 6 colocados en el flanco suroeste de la trayectoria que pasa por la estación PPX. El sismograma 04 es el registrado en la estación PPX. El desfase de la llegada de onda P en la mayoría de los sismogramas es de aproximadamente 0.4 segundos. Los sismogramas del 1 al 5 presentan cierta similitud en la forma de onda de todo el registro, pero no es igual, por lo que se hace notar que el efecto de la topografía influye en los resultados de los sismogramas sintéticos. Sin embargo en el sismograma 6 se nota cierta atenuación después de los tres segundos del arribo de la onda P que no se ven en los demás sismogramas. Otra observación en los sismogramas 1 y 2 es la amplitud de una centena menor que los otros cuatro sismogramas atribuyendo esto a nuevamente la topografía en este flanco, sin embargo, la forma de onda no se pierde a pesar de la lejanía de estas dos estaciones.

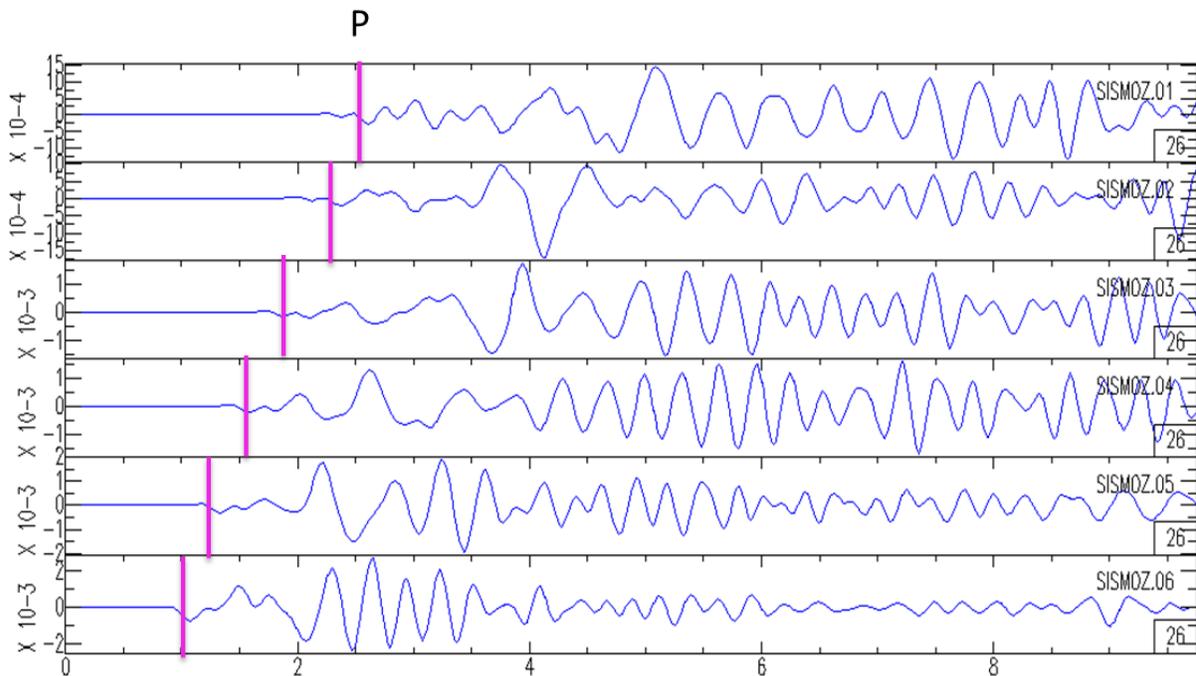


Figura 4.2. se muestran los sismogramas sintéticos de la componente vertical generados en la simulación de los receptores del 1 al 6 colocados en el flanco suroeste de la trayectoria que pasa por la estación PPX. se muestra con una raya en color rosa el arribo de la onda P en cada uno de los sismogramas.

En la figura 4.3 se muestran los sismogramas de la componente vertical generados en la simulación de los receptores 7 al 12 colocados en el flanco noreste del volcán Popocatépetl. Al igual que en los sismogramas del 1-6, el desfaseamiento de la llegada de onda P en la mayoría de los sismogramas es de aproximadamente 1 segundo. Los sismogramas del 1 al 5 presentan cierta similitud en la forma de onda de todo el registro, sin embargo la amplitud no es similar. En el registro 7 se nota cierta atenuación después de los cinco segundos del arribo de la onda P que no se ven en los demás sismogramas. El orden de la amplitud es similar para los registros del 7 al 12.

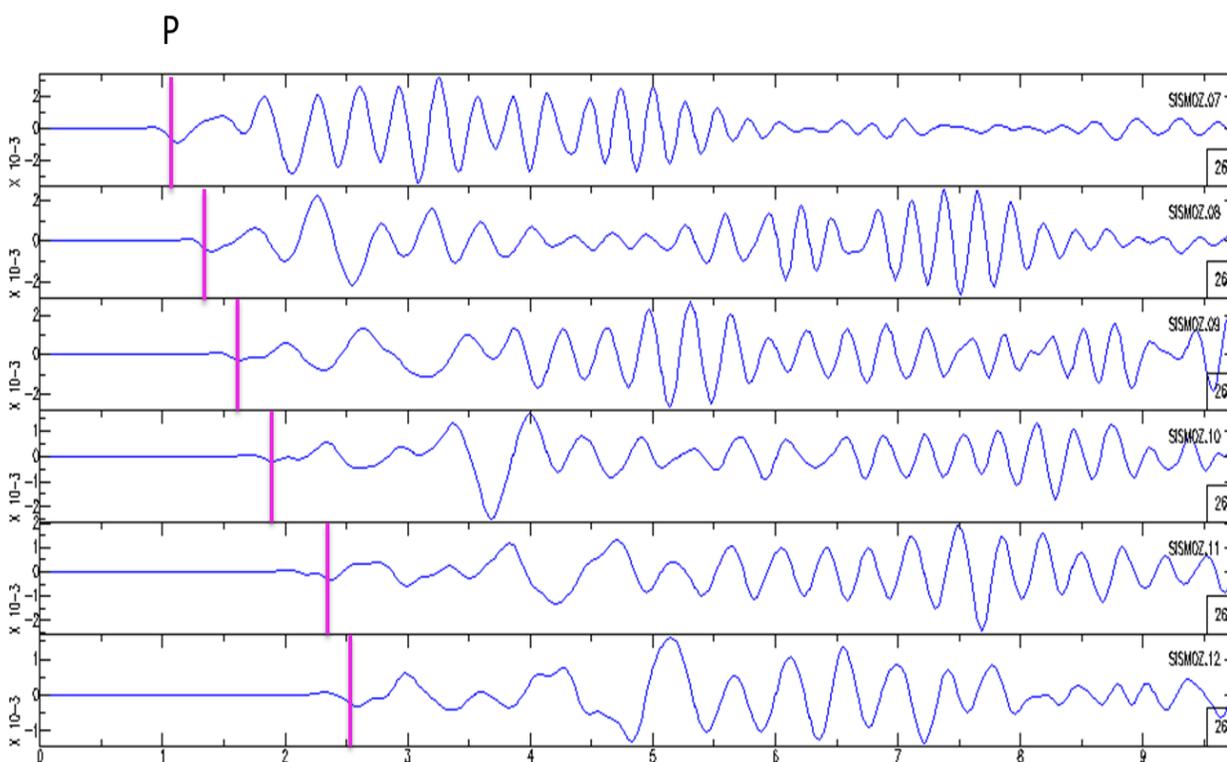


Figura 4.3. Se muestran los sismogramas sintéticos de la componente vertical generada en la simulación de los receptores 7 al 12 colocados en el flanco noreste. Se muestra con una raya en color rosa el arribo de la onda P en cada uno de los sismogramas

Ya se ha analizado el desfase que tienen las ondas en cada uno de los registros debido a la posición de cada uno de estos. Ahora se mostrarán los 12 sismogramas sintéticos en las dos componentes, vertical y horizontal.

En la figura 4.4 se muestra el sismograma 1 y 2 teniendo mayor amplitud en la componente vertical, efecto contrario que se apreció en el sismograma real, donde se veía menor amplitud en la componente vertical. Sin embargo solo es una referencia de lo registrado en la estación PPP. Se nota un desfase muy pequeño en las dos componentes, efecto que si se aprecia en el sismograma real.

En la figura 4.5 se muestra los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores 4 al 6. Es decir, de los que están más próximos al cráter por el flanco suroeste del volcán. En la componente horizontal del sismograma 4 se observa una amplitud menor que en la componente vertical. En los sismogramas 5 y 6, tanto la amplitud y la forma de onda son muy similares en las dos componentes.

En la figura 4.6 se muestra los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores 7 al 9, los que están más próximos al cráter pero del flanco noreste del volcán. En la componente horizontal del sismograma 7 se observa una amplitud menor que en la componente vertical. En los sismogramas 8 y 9 tanto la amplitud y la forma de onda son muy similares en las dos componentes.

En la figura 4.7 se muestra los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores 10 al 12. En los sismogramas 10 y 12 se nota que la forma de onda es muy diferente en los dos componentes. Por el contrario, en el sismograma 11 es muy similar la forma de onda en los dos componentes.

En términos generales, lo que se observa en la lectura de los sismogramas reales, no es una similitud total entre las tres componentes. Generalmente tienden a ser diferentes, que puede ser a razón de varias causas, como las características topográficas y geológicas donde esté el instrumento, a fallas en el instrumento, etc.

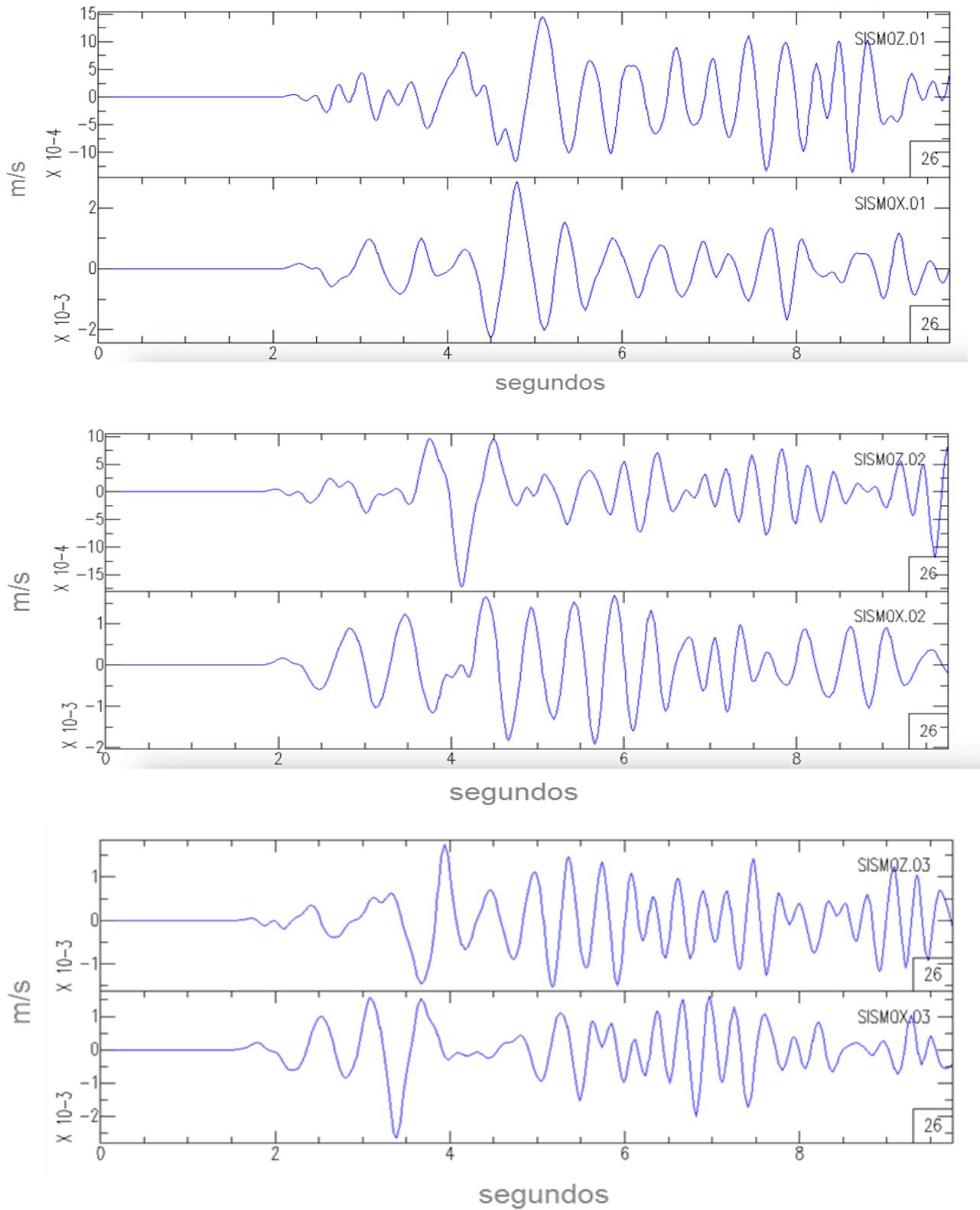


Figura 4.4 . Sismogramas sintéticos obtenidos de las estaciones 1 a la 3 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al receptor

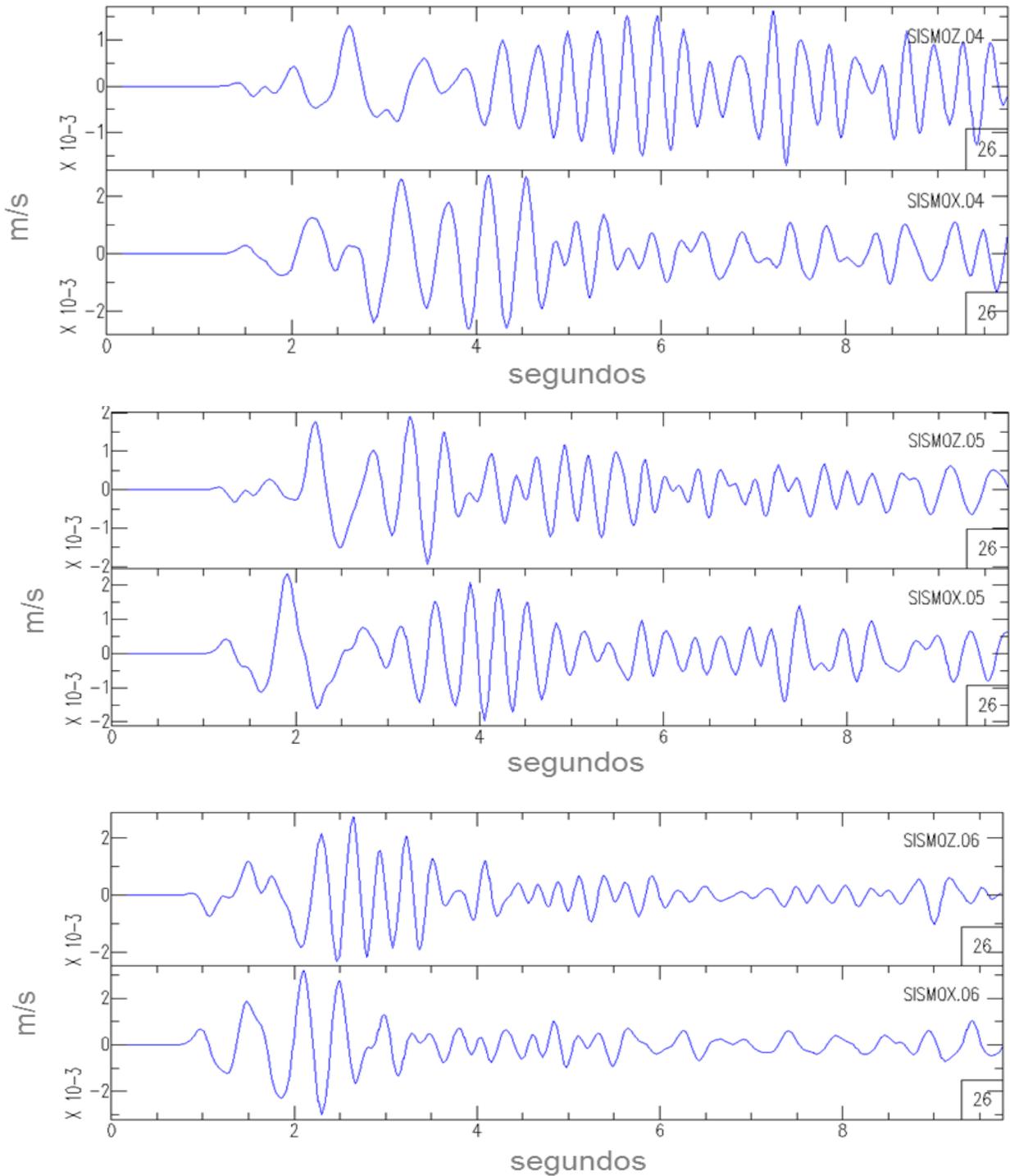


Figura 4.5. Sismogramas sintéticos obtenidos de las estaciones 4 a la 6 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al receptor

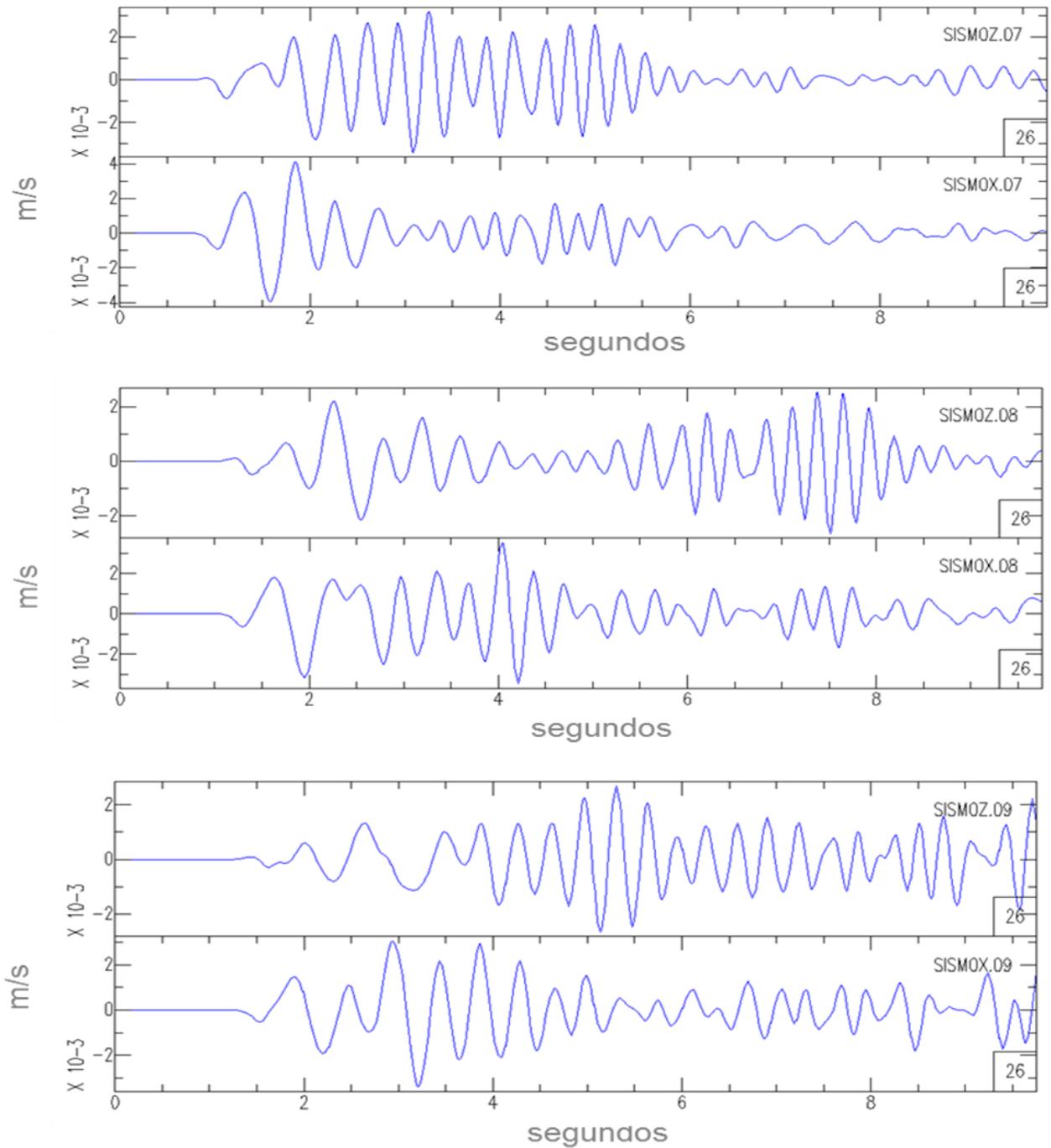


Figura 4.6. Sismogramas sintéticos obtenidos en los receptores 7 al 9 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al receptor.

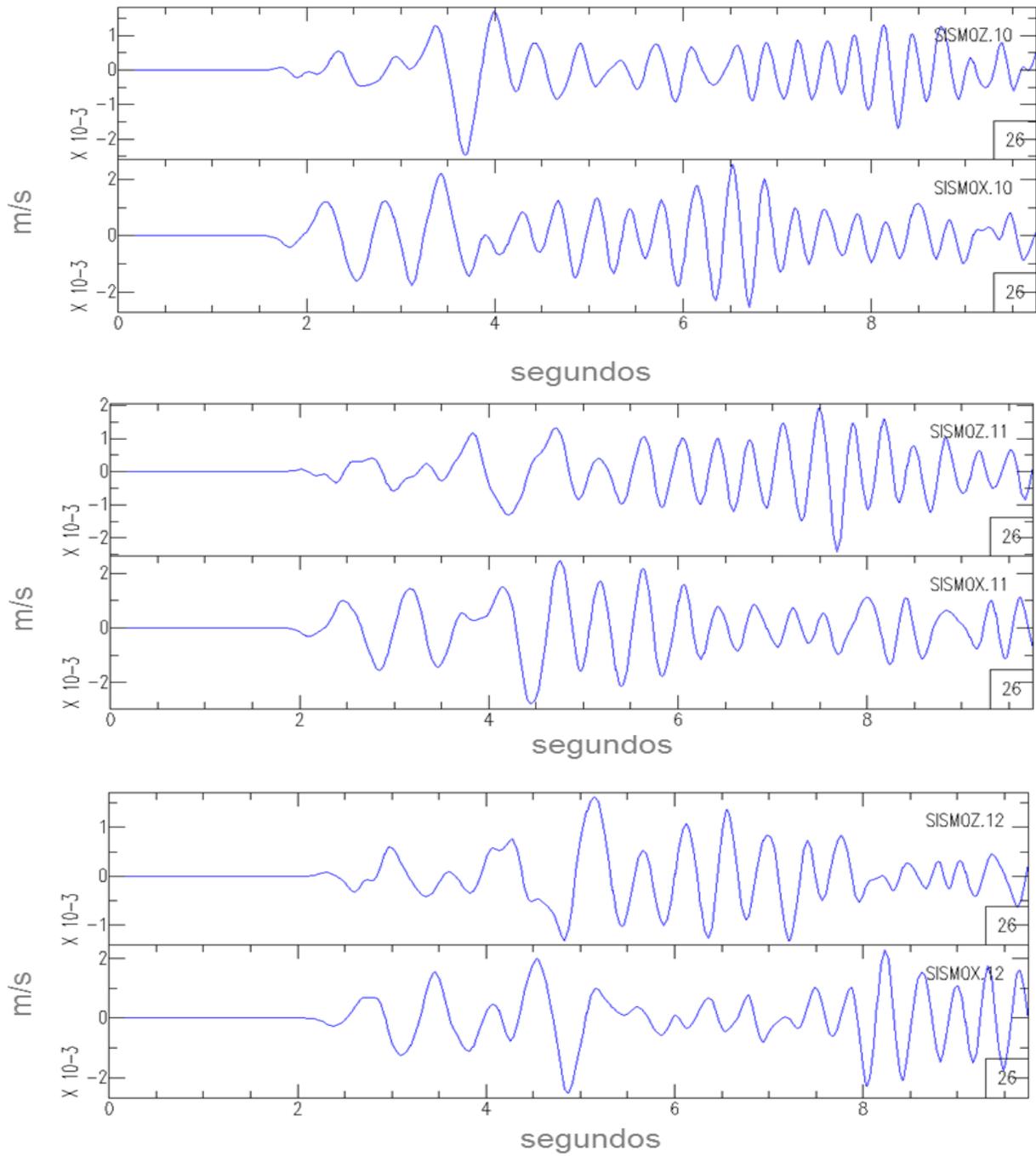


Figura 4.7. Sismogramas sintéticos obtenidos en los receptores 9 al 12 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al número de receptor.

4.2. SISMOGRAMAS SINTÉTICOS GENERADOS EN LA SIMULACIÓN DEL PERFIL QUE PASA POR LA ESTACIÓN PPP.

En la figura 4.8 se muestran los sismogramas de la componente vertical generados en la simulación de los receptores 1 al 6 colocados en el flanco sur de la trayectoria que pasa por la estación PPP. El desfase de la llegada de onda P en la mayoría de los sismogramas es de aproximadamente 0.45 segundos. A excepción del 4 y 5 debido a la cercanía entre ambos receptores. Los sismogramas del 1 al 5 presentan cierta similitud en la forma de onda de todo el registro, pero no es igual, por lo que se hace notar que el efecto de la topografía inferior en los resultados de los sismogramas sintéticos. Sin embargo en el sismograma 6 se nota cierta atenuación después de cuatro segundos del arribo de la onda P que no se ven en los demás sismogramas.

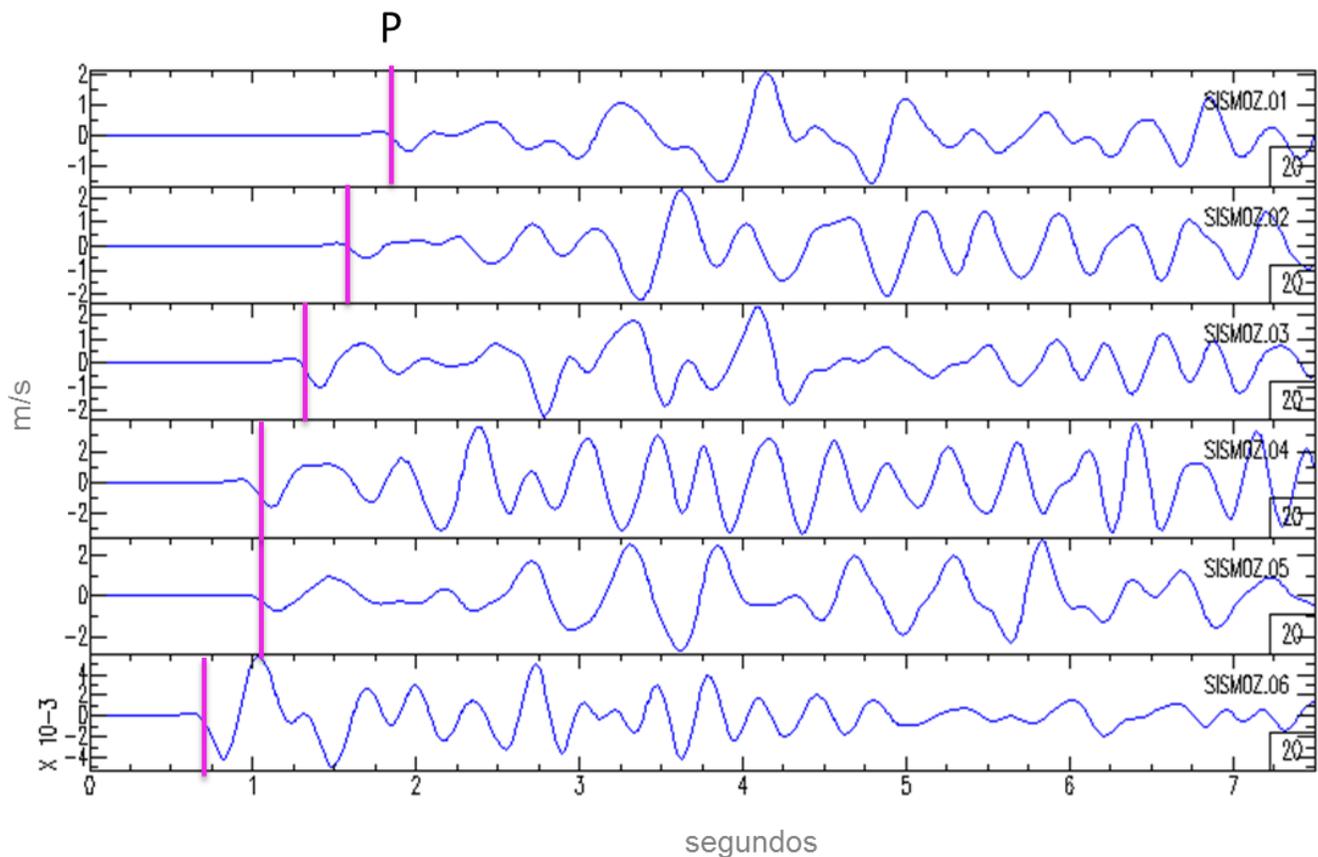


Figura 4.8. Se muestran los sismogramas sintéticos de la componente vertical generados en la simulación de los receptores 1 al 6 colocados en el flanco sur del volcán. Se muestra con una raya en color rosa el arribo de la onda P en cada uno de los sismogramas

En la figura 4.9 se muestran los sismogramas de la componente vertical generados en la simulación de los receptores 7 al 12 colocados en el flanco norte de la trayectoria que pasa por la estación PPP. El sismograma 08 es el equivalente al registrado en la estación PPP. El desfase de la llegada de onda P en la mayoría de los sismogramas es de aproximadamente 1 segundo. A excepción del 8 y 9 debido a la cercanía entre ambos receptores. Los sismogramas del 8 al 12 presentan cierta similitud en la forma de onda de todo el registro, pero en su totalidad no son iguales, por lo que se hace notar que el efecto de la topografía infiera en los resultados de los sismogramas sintéticos. El sismograma 7 presenta atenuación a los 2 segundos de la llegada de la onda P, efecto que no se observa en las demás sismogramas.

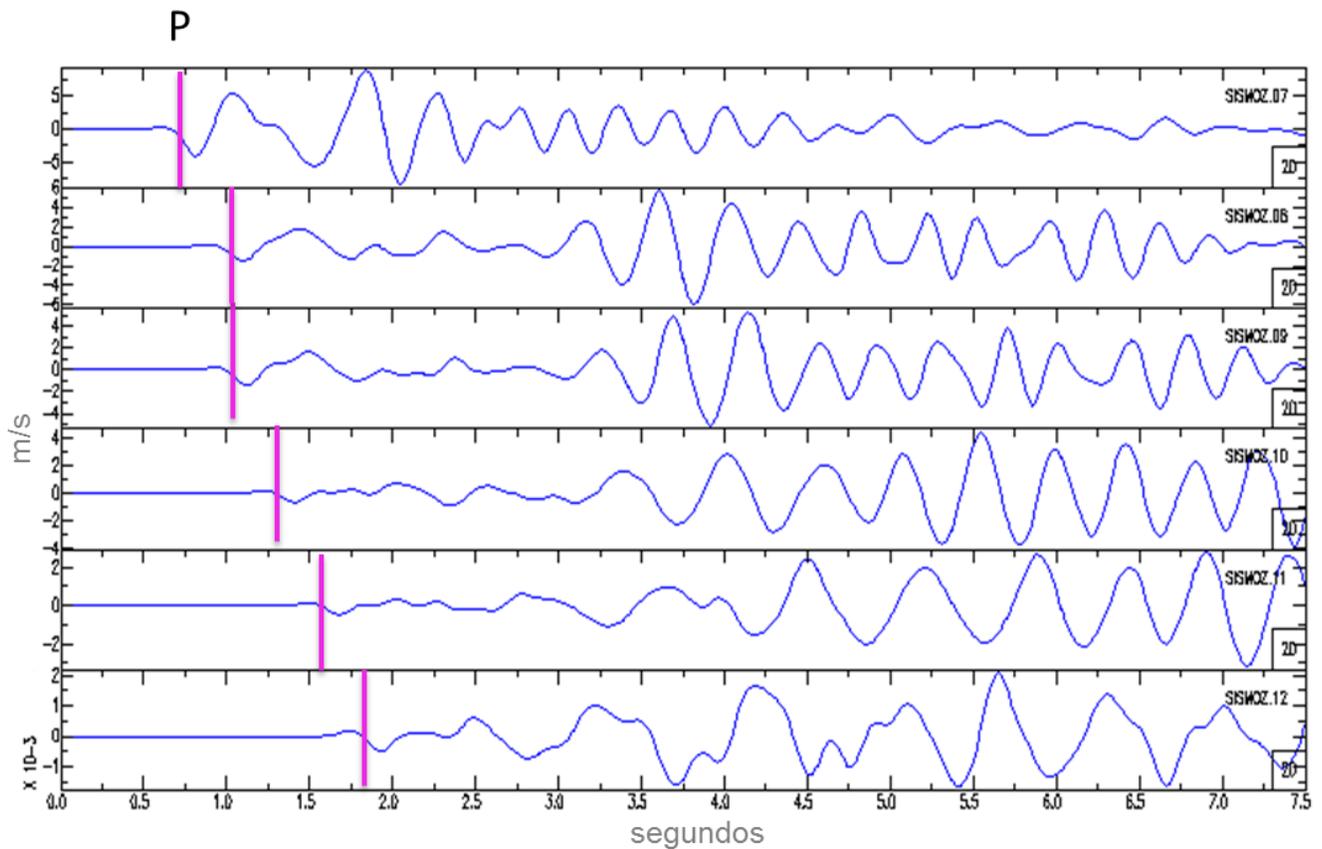


Figura 4.9. Se muestran los sismogramas sintéticos de la componente vertical generada en la simulación de los receptores 7 al 12 colocados en el flanco norte del volcán. Se muestra con una raya en color rosa el arribo de la onda P en cada uno de los sismogramas

En resumen del análisis de las figuras 4.8 y 4.9, el desfase de la onda primaria y en consecuencia, el de la onda S y de Rayleigh muestran excelentes resultados debido a la distancia radial que hay entre los receptores al cráter. Otro punto a favor de la generación de los sismogramas sintéticos es la atenuación con el paso del tiempo. Por otra parte la similitud de los sismogramas reales contra el sintético registrados tanto como en la estación PPX y PPP, es lo más importante para este trabajo. Esta comparación se mostrará en los resultados.

En la figura 4.10 se muestran los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores del 1 al 3. Los sismogramas 1 y 2 muestran una amplitud y forma de onda considerablemente similares en las dos componentes. Pero en el sismograma 3 la amplitud es considerablemente menor en la componente horizontal.

En la figura 4.11 se muestra los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores 4 al 6. Es decir, de los que están más próximos al cráter por el flanco sur del volcán. En el sismograma 6 se nota que el arribo de la onda P y la forma de onda son diferentes en ambos componentes.

En la figura 4.12 se muestra los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores 7 al 9, los que están más próximos al cráter pero del flanco norte del volcán. En la componente horizontal del sismograma 7 se observa una amplitud menor que en la componente vertical. En los sismogramas 8 y 9 tanto la amplitud y la forma de onda se observan diferentes en las dos componentes.

En la figura 4.13 se muestra los sismogramas sintéticos obtenidos de los receptores 10 al 12. En los sismogramas 11 y 12 se observa que la forma de onda y el desfase son muy similares en ambos componentes. Por el contrario, en el sismograma 10 el desfase que tiene la llegada de la onda P en ambas componentes es muy diferente.

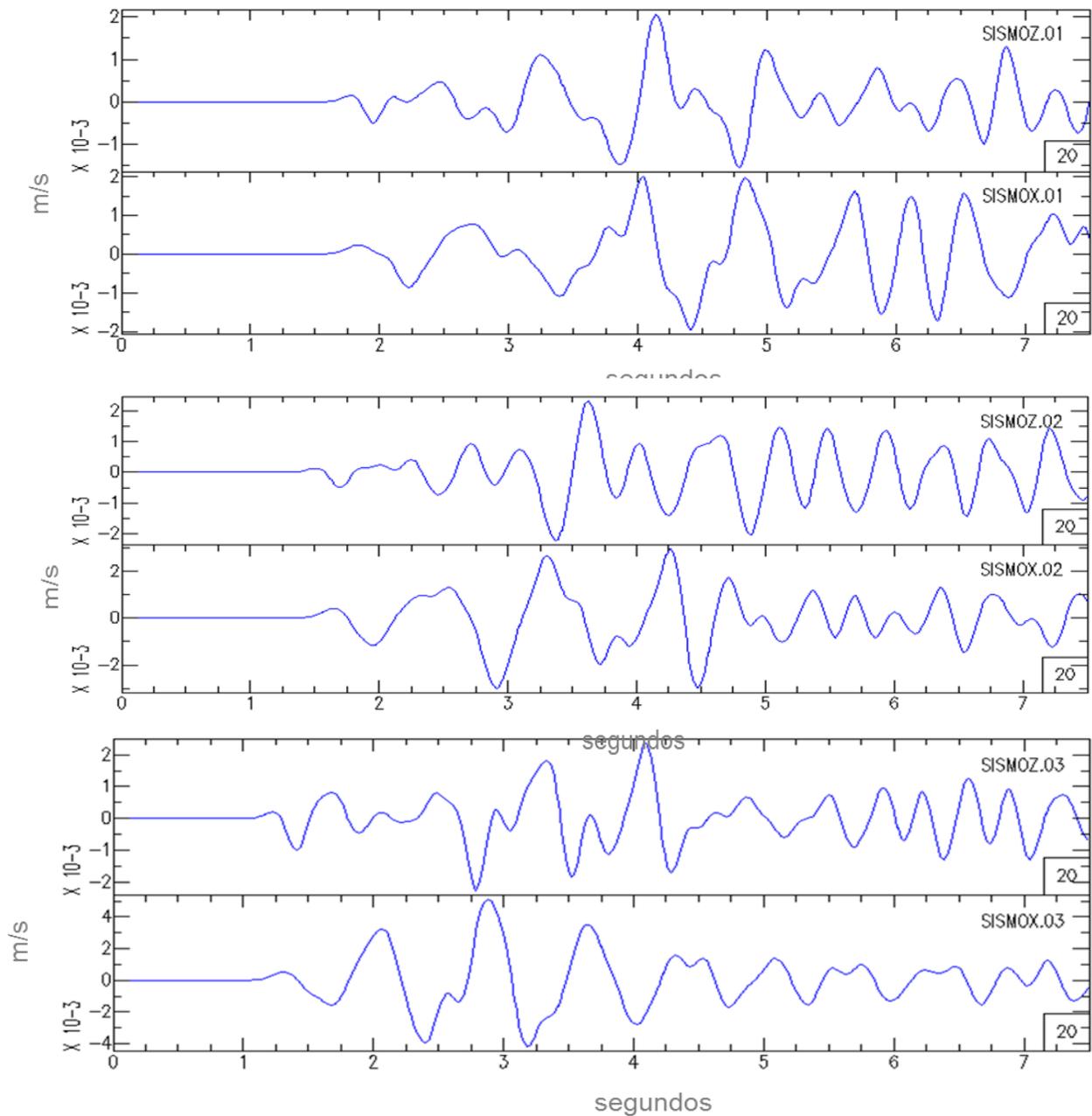


Figura 4.10. Sismogramas sintéticos obtenidos en los receptores 1 al 3 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al número de receptor.

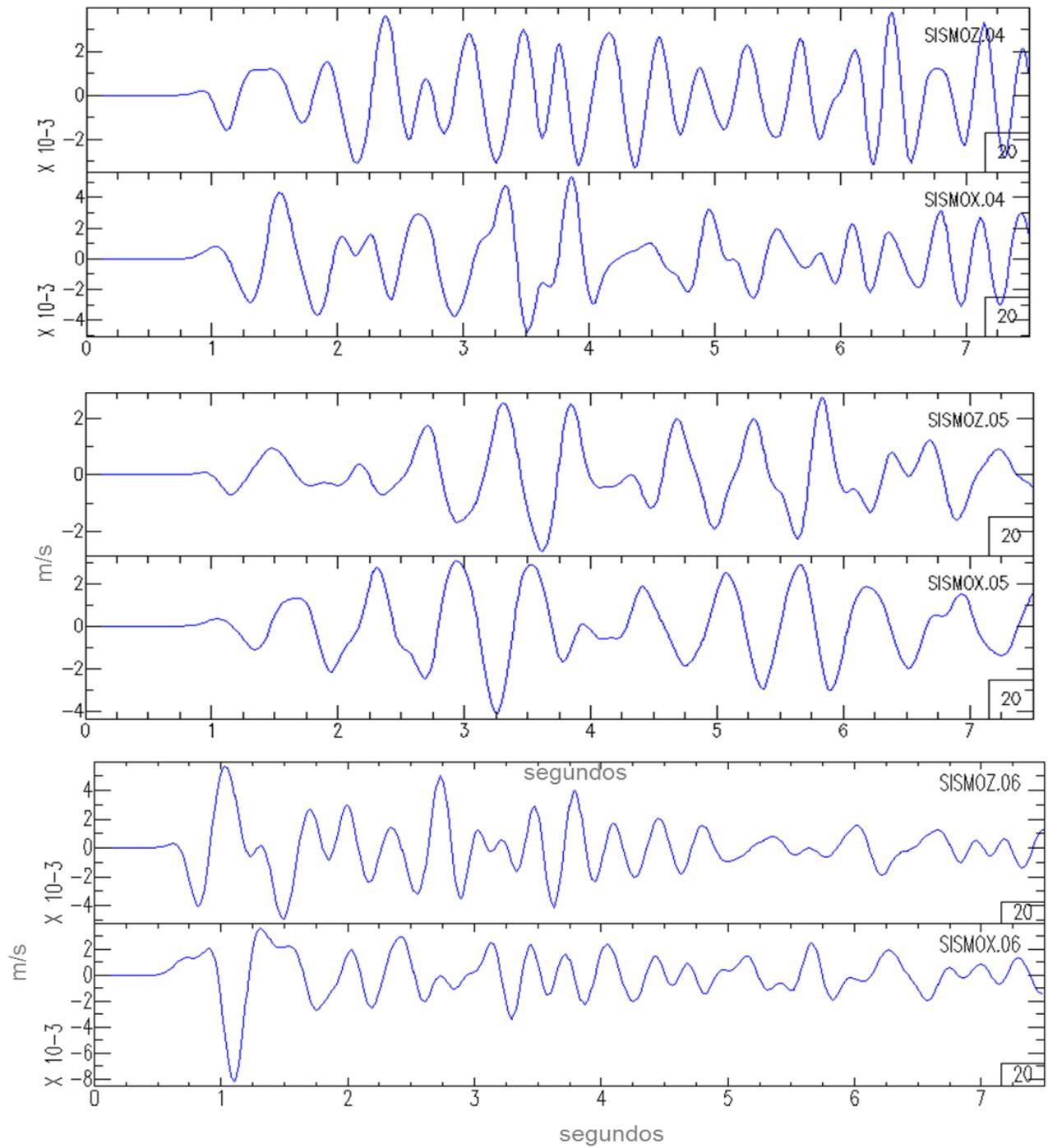


Figura 4.11. Sismogramas sintéticos obtenidos en los receptores 4 al 6 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al número de receptor.

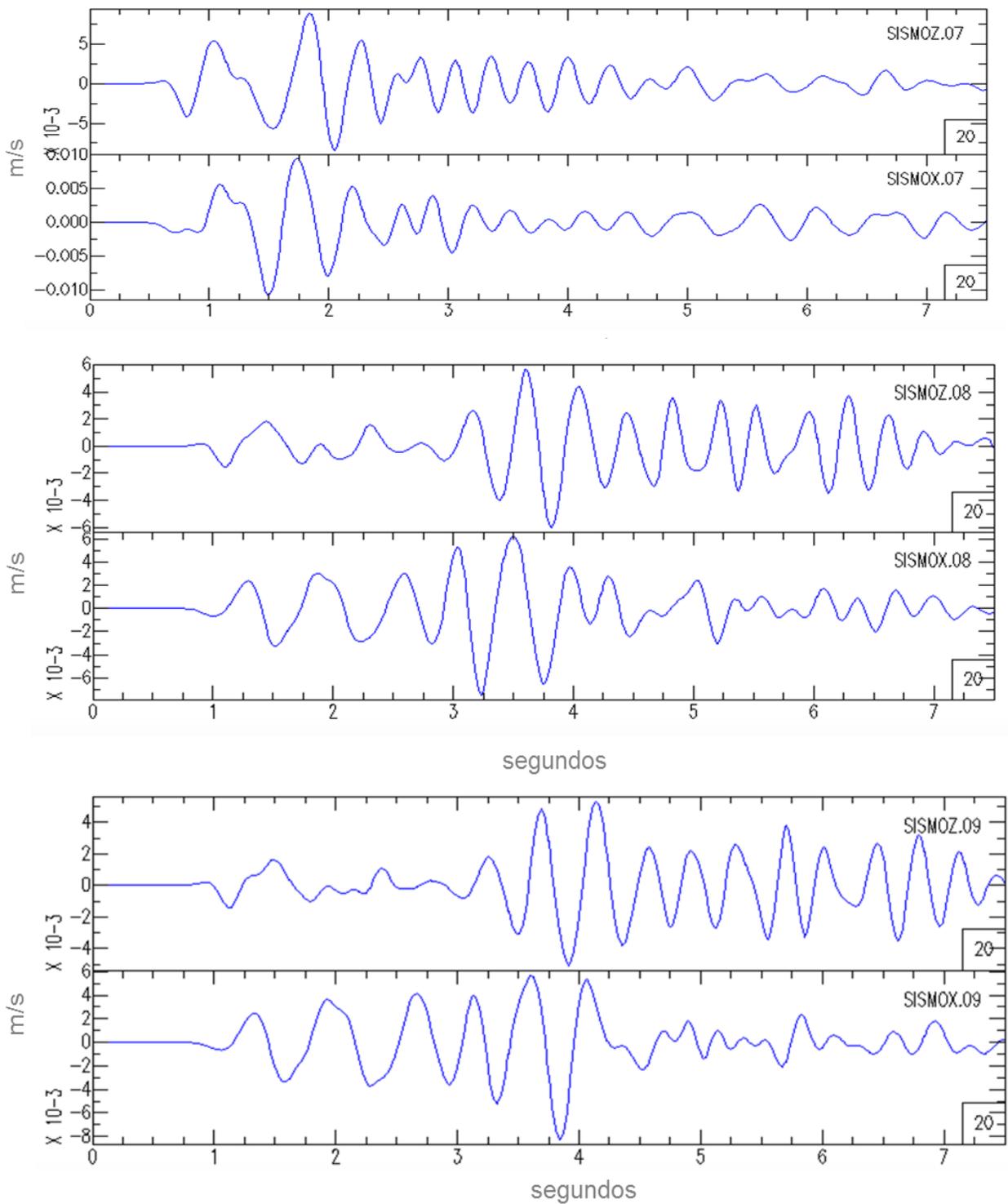


Figura 4.12. Sismogramas sintéticos obtenidos en los receptores 7 al 9 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al número de receptor.

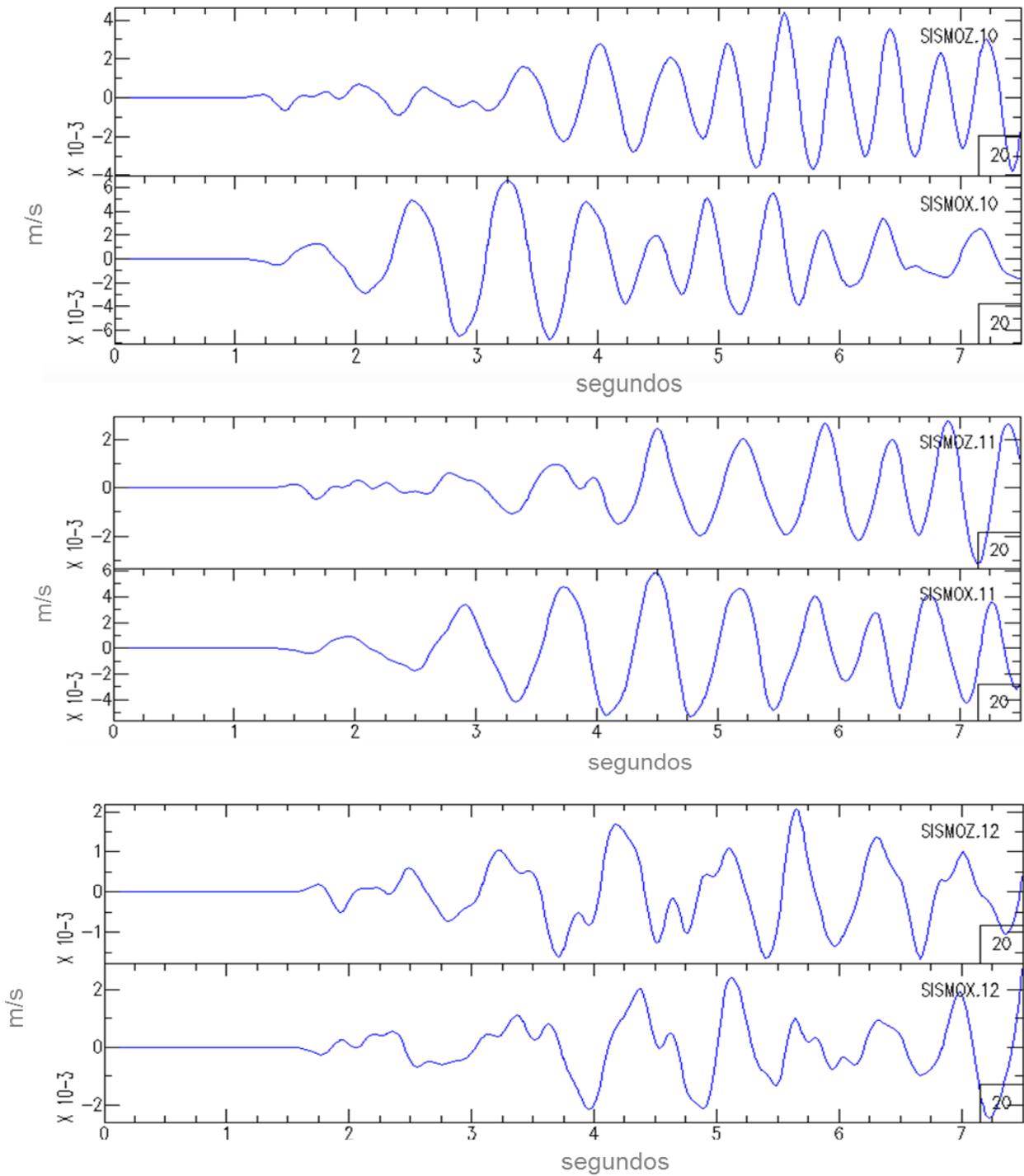


Figura 4.13. Sismogramas sintéticos obtenidos en los receptores 10 al 12 del perfil que pasa por la estación PPP. SISMOZ significa que es de la componente vertical, y SISMOX es de la componente horizontal. El número corresponde al número de receptor.

4.3 COMPARACIÓN DEL SISMOGRAMA REAL VS. SISMOGRAMA SINTÉTICO DE LA ESTACIÓN PPX.

En los dos apartados anteriores se graficaron y analizaron los sismogramas sintéticos generados en la simulación de los dos perfiles. Para conocer realmente que tan fiable son los 24 sismogramas sintéticos, se considera importante observar la similitud que hay entre el registro real y el sintético registrados en las estaciones PPX y PPP. Para esto se compararan únicamente los componentes verticales tanto de los sismogramas reales como de los sintéticos, debido a que esta componente se puede visualizar mejor el desplazamiento de las ondas en el plano vertical.

En la figura 4.14.a se muestra el sismograma real registrado en la estación PPX y en la figura 4.14.b se muestra el sismograma sintético equivalente al registrado en la estación PPX. El arribo de la onda P se observan en ambos sismogramas, teniendo mayor amplitud en el registro real ($0.62 \times 10^{-3} \text{m/s}$) que en sintético ($0.43 \times 10^{-3} \text{m/s}$). El arribo de la onda Sv es poco energético en el sismograma real ($0.4 \times 10^{-3} \text{m/s}$) que en el sintético ($0.96 \times 10^{-3} \text{m/s}$). En cambio, el arribo de la onda de Rayleigh es muy similar al sintético, al igual que la amplitud ($1.59 \times 10^{-3} \text{m/s}$ en el real y $1.51 \times 10^{-3} \text{m/s}$) y forma de onda.

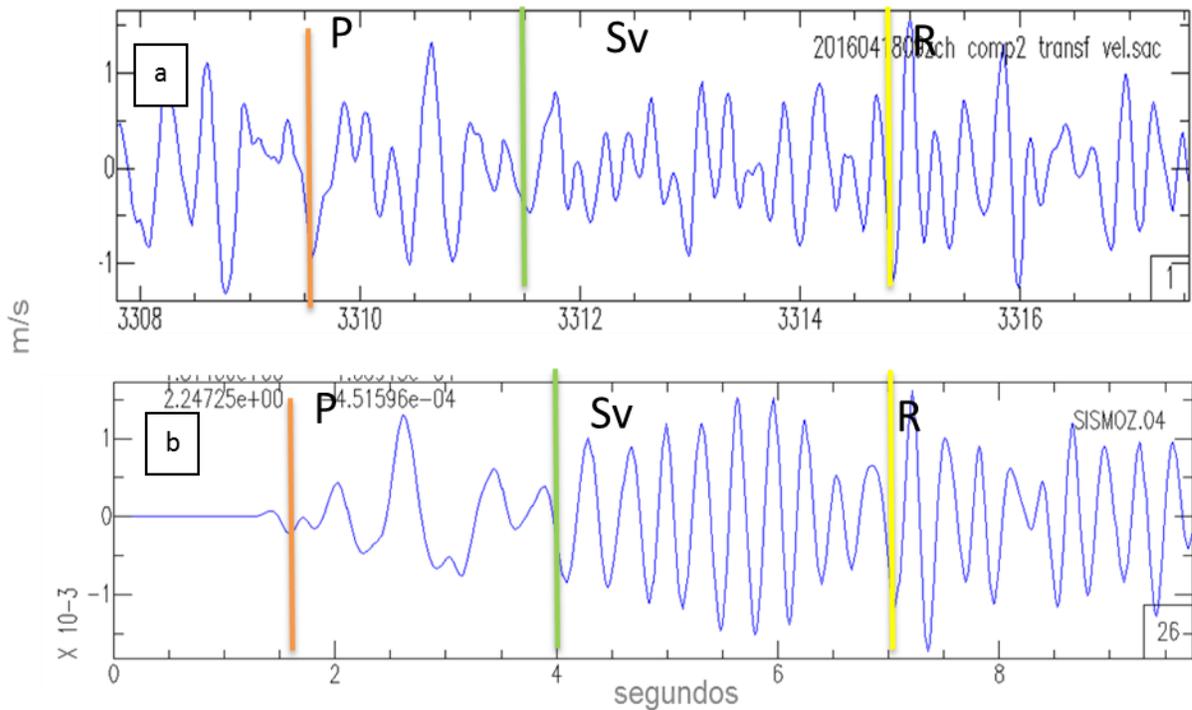


Figura 4.14.a sismograma real registrado en la estación PPX. 4.14.b sismograma sintético equivalente a ser registrado en la estación PPX.

4.4 COMPARACIÓN DEL SISMOGRAMA REAL VS. SISMOGRAMA SINTÉTICO DE LA ESTACIÓN PPP.

En la figura 4.15.a se muestra el sismograma real registrado en la estación PPP y en la figura 4.15.b se muestra el sismograma sintético equivalente al registrado en la estación PPP.

El arribo de la onda P se observan en ambos sismogramas, teniendo una amplitud ligeramente mayor en el registro real ($2.1 \times 10^{-3} \text{m/s}$) que en sintético ($1.89 \times 10^{-3} \text{m/s}$). El arribo de la onda Sv es poco energético en el sismograma real ($0.51 \times 10^{-3} \text{m/s}$) que en el sintético ($0.69 \times 10^{-3} \text{m/s}$). En cambio, el arribo de la onda de Rayleigh es muy similar al sintético, al igual que la amplitud ($5.60 \times 10^{-3} \text{m/s}$ en el real y $5.69 \times 10^{-3} \text{m/s}$) y forma de onda.

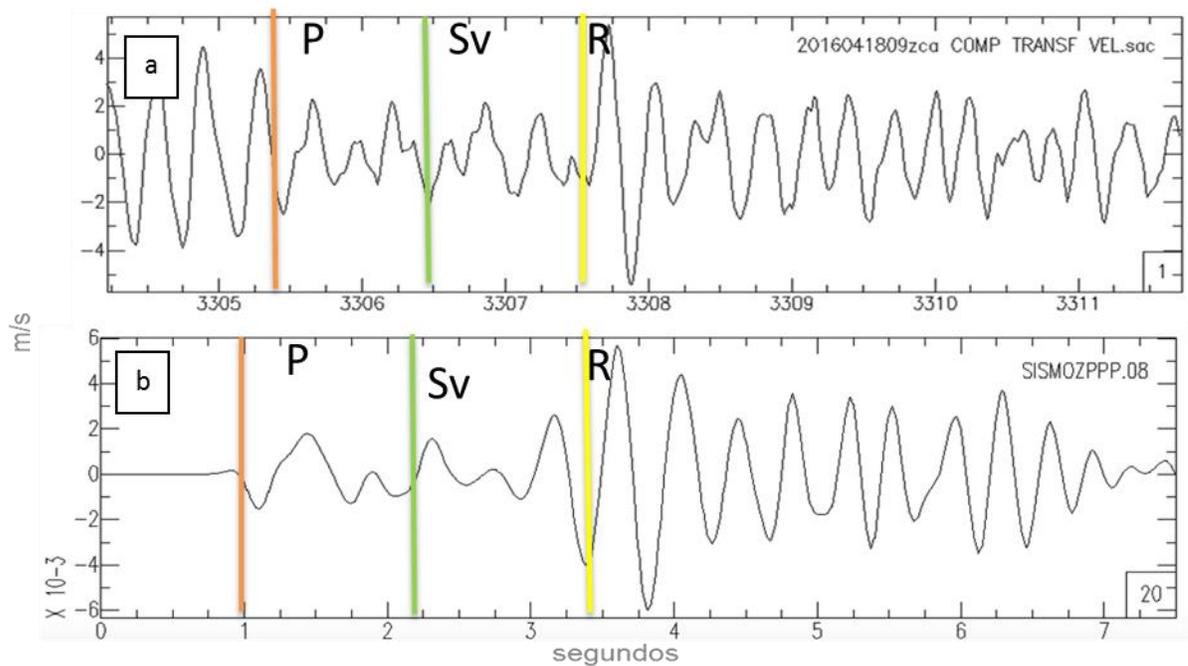


Figura 4.15.a sismograma real registrado en la estación PPP. 4.14.b sismograma sintético equivalente a ser registrado en la estación PPP.

En ambos registros reales (PPX y PPP) se observó que hay mayor amplitud de la onda P que en los sismogramas sintéticos, siendo más notoria dicha amplitud en la estación PPX. En cuanto a la onda Sv también se observó que en ambos registros reales (PPX y PPP) existe mayor amplitud de la onda Sv que en los sismogramas sintéticos, siendo más notoria en la estación PPX. Se notaron excelentes resultados en la lectura de la onda de Rayleigh, pues el arribo, amplitud y forma de onda son muy similares. La diferencia de los arribos de las ondas sísmicas es debida a efectos topográficos, pues cualquier variación del modelo digital de elevación puede variar los resultados obtenidos. Sin embargo, la implementación de la capa de material no consolidado, mejoró en su mayoría la lectura de la onda de Rayleigh, pero pueden existir ciertas variaciones en cuanto a su espesor y es por ello que la onda P y S presenten las diferencias en amplitud.

La modelación de las dos estaciones, permitió observar las diferencias de los registros reales en cuanto a la forma de onda, desfaseamiento, amplitud y características frecuenciales, siendo más notoria la forma de onda.

4.5 CUANTIFICACIÓN DE LA ENERGÍA CINÉTICA

La cuantificación de la energía cinética del evento explosivo se calcula con la ecuación 2.35 la cual depende de h , que es la distancia entre la fuente y el receptor, la velocidad de la onda de Rayleigh, densidad de la capa, periodo de la onda y de la aceleración de la onda de Rayleigh medida del sismograma

Para calcular la energía cinética de la estación PPP, $h = 188000$ cm; $\rho = 2.15$ gr/cm³ (promedio de las densidades del cono volcánico y la capa de material no consolidado), $T_0 = 0.25$ segundos (leída de la onda de Rayleigh); $V_R = 48600$ cm/s. Ahora bien, para obtener la lectura de la amplitud en unidades de aceleración, basta con derivar el sismograma real donde la amplitud está en unidades de velocidad para obtenerlos en unidades de aceleración, pues la formula lo pide así.

En la figura 4.16 se muestra el evento explosivo de la figura 4.15a pero el eje y en unidades de aceleración. La lectura de la aceleración de la onda de Rayleigh es de $7.602 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}^2$.

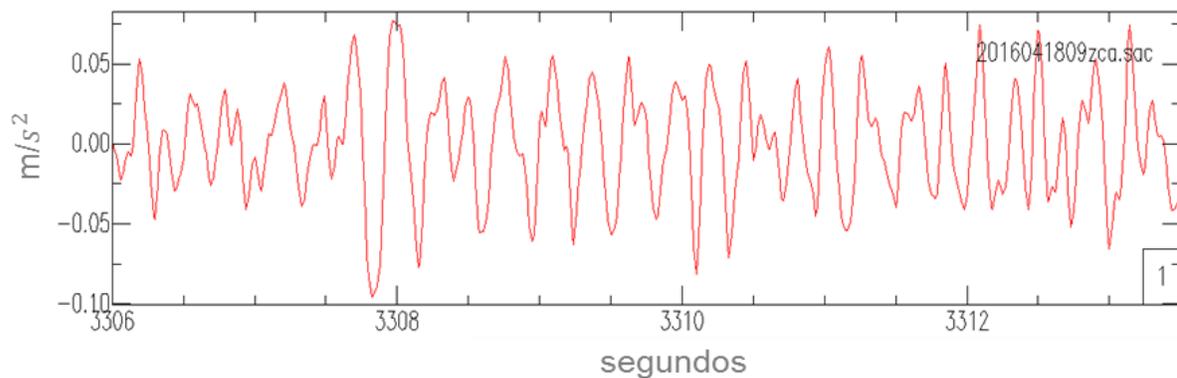


Figura 4.16. Sismograma real registrado en la estación PPP. Ahora las unidades en el eje y son de aceleración.

La cuantificación de la energía cinética de la explosión del día 18 de abril de 2016 registrada en la estación PPP es de $1.9464 \cdot 10^{14}$ a $2.65373 \cdot 10^{14}$ ergios. Ambos rangos por la diferencia de amplitudes entre el registro real y sintético.

Para calcular la energía cinética de la estación PPX, $h = 388000$ cm; $\rho = 2.15$ gr/cm³ (promedio de las densidades del cono volcánico y la capa de material no consolidado), $T_0 = 0.25$ segundos (leída de la onda de Rayleigh); $V_R = 48600$ cm/s.

En la figura 4.17 se muestra el evento explosivo de la figura 4.14a pero el eje y en unidades de aceleración. La lectura de la aceleración de la onda de Rayleigh es de $3.1446 \cdot 10^{-2} \text{m/s}^2$.

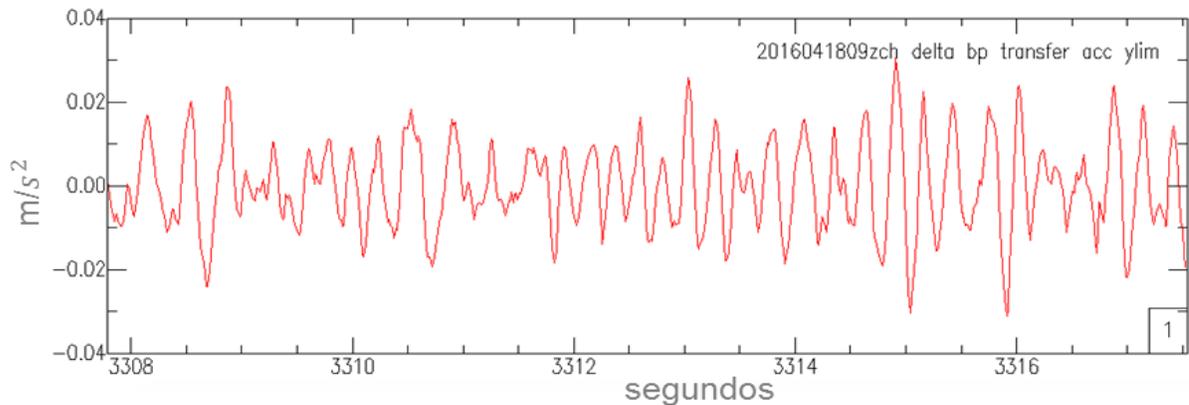


Figura 4.17. Sismograma real registrado en la estación PPX. Ahora las unidades en el eje "y" son de aceleración).

La cuantificación de la energía cinética de la explosión del día 18 de abril de 2016 registrada en la estación PPX es de $1.9334 \cdot 10^{14}$ a $1.9573 \cdot 10^{14}$ ergios.

Como era de esperarse, la energía cinética en la estación PPP es ligeramente mayor que la cuantificada en la estación PPX. Esto debido a la cercanía de la fuente con la estación de monitoreo. Por lo que los datos de las estaciones PPP se consideran los más óptimos para tomarse en la modelación debido a la cercanía de estas con el cráter y a las características del instrumento al ser triaxiales y de banda ancha.

Ahora bien, la cuantificación anterior es con base en los sismogramas reales, sin embargo se considera importante realizar la cuantificación con la ecuación 2.30 propuesta por Kanamori la cual depende del impulso mecánico y del material eyectado explicados en el capítulo 2.

Primeramente definiremos la fuerza (f_z) la cual depende del área y del valor del esfuerzo. El valor de $f_z = 2.07 \times 10^7$ N tomando en cuenta que el área donde se aplica la fuerza es igual a la distancia entre cada nodo (6 m) y el esfuerzo calculado es de 5.75×10^5 N/m² (figura 4.18) por lo que el valor del Impulso, $I = 1.03 \times 10^7$ N · s. Considerando el rango de velocidades de material eyectado, el cálculo de la energía cinética es: 5.17×10^8 a 9.65×10^8 Joules, que es igual a: 5.17×10^{15} a 9.65×10^{15} ergios respectivamente.

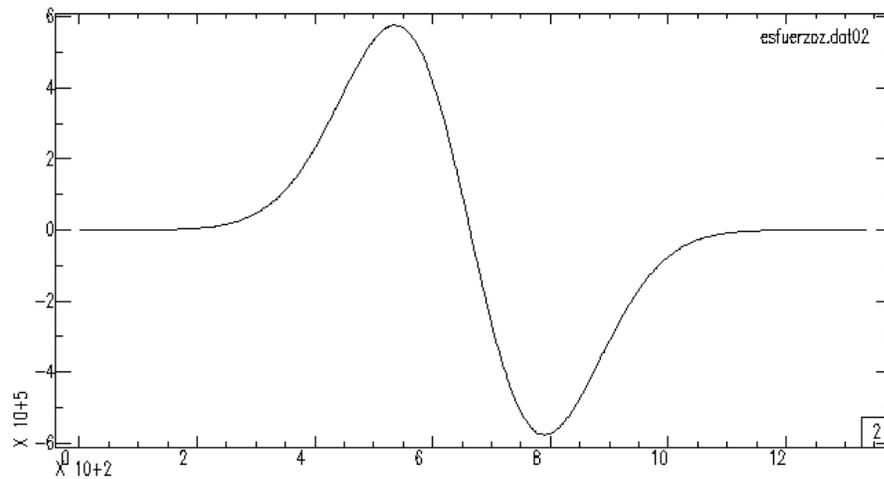


Figura 4.18. Valor del esfuerzo en z (5.75×10^5 N/m²) en la fuente de la modelación

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Los resultados obtenidos en la modelación presentan una mejoría significativa al considerarse en la construcción computacional de la topografía del volcán Popocatepetl representado por la propiedad de velocidades sísmicas, la capa de material no consolidado, capa que está asociada al depósito de avalanchas de escombros.
- El modelado utilizado en este trabajo permitió obtener resultados realistas ya que implementa una fuente características de las explosiones volcánicas a partir de la irradiación de esfuerzos en un punto. Se introducen las frecuencias o periodos registrados en el evento real, y lo más importante, incluye el relieve topográfico.
- La cuantificación de la energía cinética en la estación PPP (Canario) es mayor que la cuantificada en la estación PPX (Chiquipixtle), lo cual fue algo esperado por los efectos de atenuación según la distancia.
- El modelado permitió realizar la cuantificación de la energía cinética en la cercanía de la fuente que resultó ser un orden de magnitud mayor a la calculada con registros reales de la estación PPP. Esta energía es la representativa de la explosión.
- En las snapshots se observa que el relieve topográfico hace que la propagación de las ondas sísmicas no se vea simétrica, y por lo tanto se comprueba que el relieve topográfico influye de manera drástica en la simulación de la propagación de las ondas sísmicas.
- El cálculo de la energía cinética en este trabajo representa una parte de la energía total de una erupción y representa solamente a las explosiones volcánicas.
- La cuantificación se obtiene a partir del sismo generado debajo del cráter y queda en términos de la amplitud de la onda de Rayleigh, que según lo analizado en este trabajo representa la fase más energética en los sismogramas.
- La onda de Rayleigh utilizada en las cuantificaciones de energía, como se demostró en este trabajo se ve influenciada o modificada por la estructura superficial del volcán. Se plantea que esta influencia podrá ser variable según

el tamaño de la explosión que implica en la emisión de frecuencias en la señal sísmica.

- A pesar de que Hiro Kanamori utilizó diferente metodología para el cálculo de la energía cinética (la cual fue cuantificada en 2.6×10^{23} ergios) de la erupción del 18 de mayo de 1980, se compara con la cuantificación obtenida en este trabajo (2.65373×10^{14} a 5.17×10^{15} ergios, siendo ésta 9 órdenes de magnitud menor que la del Monte Santa Elena.
- Haciendo referencia a lo anterior se recomienda modelar otras explosiones importantes que ha tenido el volcán Popocatépetl tomando en cuenta los reportes del CENAPRED, para poder comparar diferentes eventos explosivos.
- El método tratado en este trabajo permite variar distintos parámetros como la estructura del modelo interior, la trayectoria en el flanco del volcán, las propiedades elásticas internas y la ubicación de la fuente. La ubicación de la fuente puede resultar un parámetro fundamental en la comprensión de la dinámica interna.
- Por lo anterior, se recomienda simular la fuente a diferentes profundidades (<2km rango donde se generan las explosiones).
- Finalmente y de acuerdo a los avances tecnológicos en capacidad computacional, se recomienda realizar la modelación en tres dimensiones.

REFERENCIAS

Aki, K., Richards, R., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. W.H. Freeman, San Francisco, 932 pp.

Benioff, H., 1964. Earthquake source mechanisms, *Science*, 143, 1399-1409.

Carrasco- Nuñez, G., 1985. Estudio geológico del volcán Popocatepetl. Tesis profesional de Ingeniería. UNAM.

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

Chouet, G., et al., 1997. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano. *J. Geophys. Res.* 15129-1510 pp.

Cruz-Atienza, V., 2001. Análisis cuantitativo de formas de onda en el volcán Popocatepetl. Tesis de Maestría. UNAM.

De la Reyna, S. Serie Fascículos. Peligro y Riesgo Volcánico en México. Centro Nacional de Prevención de Desastres. Secretaría de Gobernación. Instituto de Geofísica UNAM. 1ª. Impresión de la 1ª. Edición, diciembre de 2008. Versión electrónica 2014.

Espinasa R., Nieto, A., Hernández, A., Castañeda, E., 2015. Diagnóstico de los volcanes activos a monitorear por el servicio vulcanológico Nacional. Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de gobernación coordinación Nacional de Protección civil.

Espinasa, R. , Del Pozzo, A. 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. *Geological Society of America. Special Paper.*

Espinasa, R. 2012. Historia de la Actividad del volcán Popocatepetl 17 años de erupciones. Centro Nacional de Prevención de Desastres.

Fries, D. Jr. 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM.* 60. 206-236

García Tenorio, F., 2002. Estratigrafía petrografía del complejo volcánico Iztaccíhuatl. México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán (Tesis licenciatura).

García-Tovar, G. et al., 2011. Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v 28, num2. 301-322 pp.

Giner, J. y Molina, S., 2001. Sismicidad y Riesgo sísmico en la C.V.A. Editorial Club Universitario. España

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ma., Ferrati, L. (2005). Petrogenesis Ignea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del centenario. Tomo LVII, num.3, .227-283.

Haakon, F., 2010. "Geology structural", University of Cambridge

Havskov, J. y Ottemöller, L., 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. Springer. Department of Earth Science. University of Bergen, Norway.

Howell, B., 1962. Introducción a la Geofísica. Ediciones Omega S.A. Barcelona.

Joan, V.A., 1993. La vulcanología actual. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.. Madrid, España.

Johnson, J.B., 2000. Interpretation of infrasound generated by erupting volcanoes and seismo-acoustic energy partitioning during Strombolian explosions. PhD Thesis, University of

Washington, Seattle, 159 pp.

Johnson, J.B., 2003. Generation and propagation of infrasonic airwaves from volcanic explosions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 121 (1–2), 1 – 14.

Johnson, J.B. y Aster, R.C. 2005. Relative partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions. Geophysical Research Center Elsevier. 334-354 pp.

Kanamori, H. y Given, J.W., 1983. Lamb pulse in nature. Geophysic, Res, Lett., 10, 373-376 pp.

Kieffer, S. W., 1981, Blast dynamics at Mt. Helens on 18 May 1980, Nature, 291, 568-570.

Lahr, J. C; Chouet, B. A; Stephens, C. D; Power, J. A. and Page, R. A. 1994. Earthquake classification, location and error analysis in volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 62, no. 1-4, pp 137-152.

Lamb, J. 1904. On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. Philosophical Transactions. London.

Lowrie, William, 2007. Fundamental of Geophysics. Second Edition. Cambridge University Press, New York.

Linkimer, L., 2015. Glosario de Geología. Universidad de Costa Rica. Red Sismológica Nacional. 31 pp.

Macías, J. 2009. Vulcanismo Activo en México. Instituto de Geofísica, UNAM, México.

Macías, J. 2007. Geology and eruptive history of some active volcanoes of Mexico. Geological Society of America. Special Paper 422. Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán 04510, México D.F.

Malone, S. D. 1982. Earthquakes: Observation, theory and interpretation. Editors: H. Kanamori, E. Bochi, pp 436-455.

Matoza, R.S., B.A. Chouet, P.B., Dawson, P.M., Shearer, M.M., Haney, G.P., Waite, S.C., Moran y T.D. Mikesell, 2015. Source mechanism of small long-period events at Mount St. Helens in July 2005 using template matching, phase-weighted stacking, and full-waveform inversion, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 6351-6364.

Mendoza, R.A. (2007). "Estado de esfuerzos en el volcán Popocatépetl obtenido con mecanismos focales, en el periodo de actividad de 1996 a 2003". Tesis de Maestría. UNAM.

McNutt, S.R., 1994. Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potencial use in determining ash hazards to aviation. Volcanic ash and aviation safety: Geological Survey Boletín. Pp 377-385.

Mooser, F., Meyer-Abich, H., McBirney, A., 1958. Catalogue of active volcanoes of the world, part VI, Central America. International Volcanology Association, Italy.

Ohnberger, Matthias, 2001. Continuous Automatic Classification of Seismic Signals of Volcanic Origin at Mt. Merapi, Java, Indonesia. Zur Erangung des akademischen Grades Doktor der

Ohminato, T. and Chouet, B. (1997). A free-surface boundary condition for including 3D. Topography in the finite-difference method. *Bull. seism. Soc. Am.*, vol, 87, 494-515.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science. Researchs Letters, vol. 10, No. 5, 373-376.

Robinson, N., 2012. Real World Math: Natural Disasters. Volcanic eruptions. Cherry Lake. USA.

Robín, C. 1984. Le volcan Popocatépetl (Mexique): structure, evolution petrologique et risques. *Bulletin Volcanology* 47.

Robin, C. y Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatépetl, *Journal of volcanology Geotherm.* 213-224 pp.

Salazar Peña, Leobardo (2004). "Simulación numérica de la propagación de las ondas sísmicas en medios irregulares: aplicaciones a estructuras volcánicas y valles aluviales". Tesis de Maestría. UNAM

Sharma, P., 1997. Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge. 475 p.

Shroder, J., 2015. Volcanic Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier. Amsterdam, Netherlands.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J., 1995. Derrumbes gigantes, Depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de gobernación coordinación Nacional de Protección civil. UNAM.

Siebe, C. et al., 1995. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposit in East Central México: Implications for future hazards. Geological Society of America Annual Meeting, New Orleans. 1-47 pp.

Sieron, K., 2015. Vulcanismo. Universidad Veracruzana. Libro digital disponible en: <https://www.uv.mx/apps/vulcanismo/>

Siebe, C. et al., 2013. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past Key to the future?. Geology. 399-402 pp.

Sosa-Ceballos, G., 2006. El paleo-Popocatepetl: petrología, geoquímica e isotopía de secuencias pre 23,000 años. Tesis de Ingeniería. UNAM.

Virieux, J., 1984. SH wave propagation in heterogeneous media: velocity stress finite-difference method, *Geophysics*, **49**(11), 1933-1957.

Virieux, J., 1986. *P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity stress finite-difference method*. *Geophysics*. Vol.51, No.4 Pp889-891.

Valdés G.C., G. González P, 1994, "Sismicidad del volcán Popocatepetl, noviembre 1993 a marzo 1994", reporte 94-2, Instituto de Geofísica, UNAM.

Vyaceslav, Z., 2000. Introduction to Volcanic Seismology. E.U.A, ELSEVIER.

V.M., Zobin. 2003. Introduction to Volcanic Seismoogy. ELSEVIER. Amsterdam, The Netherlands.

Wallace, T., 1995. Modern Global Seismology, E.U.A. Academic Press.

Comité científico asesor CENAPRED. Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres de la Secretaría de gobernación coordinación Nacional de Protección civil.

Páginas de internet

<http://www.cenapred.unam.mx/es/Instrumentacion/InstVolcanica/MVolcan/RedMonitoreo/>

https://www.volcanodiscovery.com/es/cofre_de_perote-eruptions.html