



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

RELOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL Y  
TOMOGRFÍA SÍSMICA  
EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL,  
MÉXICO.

**T E S I S**

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

**PIA BERGER**

JURADO EXAMINADOR  
DR. CARLOS VALDÉS GONZÁLEZ  
DR. SERVANDO DE LA CRUZ REYNA  
DRA. ANA LILLIAN MARTÍN DEL POZZO  
DR. RAMON ZÚÑIGA DÁVILA-MADRID  
DR. ALLEN HUSKER

COMITÉ TUTORAL: DR. A. IGLESIAS MENDOZA y DR. R. VALENZUELA WONG



MÉXICO D.F.

2010



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A Roberto.*

# Agradecimientos

Agradezco a todas aquellas personas que con su apoyo y esfuerzo contribuyeron a la realización de esta tesis.

## **A mi Asesor:**

Dr. Carlos Valdés González, por su confianza, motivación, enseñanza y apoyo que hicieron posible este trabajo.

## **A mis Sinodales:**

Dra. Ana Lillian Martín del Pozzo

Dr. Servando de la Cruz Reyna

Dr. Allen Husker

Dr. Ramón Zúñiga Dávila-Madrid

por sus revisiones, consejos, conocimientos, críticas y sugerencias.

## **A los Investigadores:**

Dr. Alejandro Nava, M. en C. José Frez, Dr. Jean-Luc Got, Dr. Philippe Lesage, Dr. Nick Rawlinson, Dr. Malcolm Sambridge, Dr. Zoltan Weber y otros investigadores de las instituciones:

- Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México
- Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, (CICESE), BC, México
- Research School of Earth Sciences (RSES), Australian National University, Canberra, Australia
- Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT), Chambéry, Francia



por su gran apoyo, su motivación, enseñanza, interés, honestidad, sus discusiones, ideas, y consejos.

**A mi familia y mis amigos.**

Dafür, dass ihr immer fuer mich da seid.

Por estar en mi vida.

**Al Posgrado de Ciencias de la Tierra** por el apoyo y ayuda que me brindó, permitiéndome ser parte de esta gran institución.

*Pia Berger*

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>7</b>
1.1. Motivación	7
1.2. Popocatépetl: Investigaciones Anteriores (Geología, Estructura y Sistema Magmático)	8
1.3. Sismos Volcano-Tectónicos (VT)	13
1.3.1. Sismos VT en el Volcán Popocatépetl	17
<b>2. Localización</b>	<b>19</b>
2.1. Hypocenter	19
2.2. DisLoca	21
2.2.1. Resumen	21
2.2.2. Método	21
2.3. HypoDD	25
<b>3. Nuevas Localizaciones de Sismos Volcano-Tectónicos Bajo del Volcán Popocatépetl</b>	
<i>New Locations of Volcano-Tectonic Earthquakes below Popocatépetl Volcano</i>	
<b>GEOFISICA INTERNACIONAL</b>	<b>27</b>
3.1. Resumen	28
3.2. Introduction	29
3.3. Geological setting	30
3.4. Seismic Monitoring of Recent Activity at Popocatépetl	32
3.5. Velocity Models	33
3.6. Location methods	34
3.6.1. First Locations	34
3.6.2. Relocation Method - DisLoca	37

3.6.3. Relocation Method - HypoDD . . . . .	39
3.7. Data . . . . .	39
3.8. Results . . . . .	40
3.8.1. Results from DisLoca . . . . .	40
3.8.2. Results from HypoDD . . . . .	46
3.9. Discussion and Conclusions . . . . .	47
<b>4. Tomografía Sísmica</b>	<b>53</b>
4.1. Tomografía para volcanes . . . . .	56
4.2. Condiciones para Tomografía en 4D . . . . .	61
4.2.1. Tomografía en 4D para el Popocatepetl . . . . .	64
<b>5. Tomografía Sísmica en el Volcán Popocatepetl, Mexico</b>	
<i>Seismic Tomography at Popocatepetl Volcano, Mexico</i>	
<b>JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH</b>	<b>71</b>
5.1. Resumen . . . . .	72
5.2. Introduction . . . . .	73
5.3. Geological setting . . . . .	74
5.4. Data . . . . .	77
5.5. Tomographic method . . . . .	79
5.5.1. Forward problem . . . . .	79
5.5.2. Inverse problem . . . . .	80
5.6. Model description . . . . .	84
5.6.1. Volume of interest and sampling . . . . .	84
5.6.2. Regularization . . . . .	84
5.6.3. A priori velocity model . . . . .	85
5.7. Sensitivity tests . . . . .	85
5.8. Results . . . . .	86
5.9. Discussion . . . . .	87
5.10. Conclusions . . . . .	93
<b>6. Conclusiones</b>	<b>95</b>

<b>ÍNDICE GENERAL</b>	<b>iii</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>104</b>



- 1.2. La distribución de los eventos VT (estrellas rojas) registrados entre 1995 y 2006. También se muestran las zonas de fracturamiento en el Popocatepetl, publicado por De Cserna et al. (1988) (líneas naranjas) y Meritano Arenas et al. (1998) (líneas negras). Descripción de fallas y fisuras en el Popocatepetl según Meritano Arenas et al. (1998): (CGF) Falla Cerro Gordo (extiende 27 km); (ChF) (Fisura Cholula) (falda NE del volcán, alineamiento de conos cineríticos, extiende 30 km hacia el E; Fallas de suelo con soliflucción horizontal (flanco NE, dirección N55°E, debido a la fuerte inclinación del terreno al efecto de gravedad); (NeF) Fisura Nexpayantla (flanco NW, importante ducto potencial de flujos de lodos y lavas) extiende 15 km WNW); (AtT) Falla Atexca (flanco NE, falla de cizalla sinistral involucra a la zona de soliflucción de suelos en la parte NE de la falda del volcán, extiende 17 km NE); (TlaF) Falla Tlamacas (flanco NE, falla de cizalla dextral, forma el limite norte de la zona de soliflucción de suelos en la falda NE del volcán, extiende 8.5 km NE); (TF) Fisura Tlaltzompa (transversal al volcán, constituye una zona de debilidad, probable ducto de lavas, forma la Barranca Tlaltzompa, extiende 23 km NE-SW), (Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006) mapearon conos/bocas, hacia el NE y hacia el SW del cráter); Fisuras de tensión radiales al cráter (flanco SE, se observan tres fisuras de reciente creación constituyen ductos lávicos, potencialmente son causantes de inestabilidad en la zona SE del cráter, extiende 4 to 5 km SE); Arámbula Mendoza et al. (2010) proponen una falla con rumbo NW-SE en el SE del volcán; Fisuras, zonas de debilidad, flancos SE (5 km), S (4 km) y SW (7 km), fisuras con derrame de lavas recientes, probables zonas de ruptura del cráter; (TeF) Falla Tetela (falda S, corta a la falla Tochimisolco. Está cubierta por derrames calcoalcalinos recientes del Popocatepetl. En su parte N, se han desarrollado algunos conos cineríticos. Es vertedero de depósitos piroclásticos gruesos, se extiende 40 km ENE-SWS); (ToF) Falla Tochimisolco (flanco S, forma la Barranca de Mata-Leones, es un ducto natural de flujos de lodos y lavas, extiende 15 km NNE-SSW). Escala: 19.1°N-19.0°N = 11.12 km; 98.6°W -98.7°W = 10.51 km. . . . . 15

- 1.3. Tres modelos de velocidad de las ondas P (algunos modelos se calcularon de modelos de las ondas S con una razón de poisson de  $V_P/V_S$ ): De Barros et al. (2008) (1), Cruz-Atienza et al. (2001) (2), Valdés González & Comité (1994) (3) y modelos de velocidad de las ondas P que se realizaron para el Cinturón Mexicano Volcánico (CMV), se enseñan los de (4) Campillo et al. (1996) y (5) Valdés et al. (1986). Véase texto para descripción. . . . . 16
- 3.1. **a)** Location of Popocatépetl volcano, Mexico, with contoured topography; triangles represent the seismic stations **b)** Seismic stations (solid triangles) installed between 1995 and 2006. **c)** Distance (km) of stations used in this study from the crater. **d)** Azimuthal station distribution with relative distances from the crater. Circle represents 3 km from the crater. 1. PPB (Bonsai), 2. PPS (Techalotepec), 3. PPC (Colibri), 4. PPQ (Los Cuervos), 5. PPT (Tetexcaloc), 6. PPX (Chipiquixtle), 7. PPJ (Juncos), 8. PPN (Lomo del Negro), 9. PPA (Alzomoni), 10. PPP (Canario), 11. PPM (Tlamacas). . . . . 31
- 3.2. Distribution of 968 VT hypocenters (black points) located with Hypocenter, selected for relocation using DisLoca; see text for event selection criteria. Cluster A and Cluster B are easily identifiable and indicated by black circles. Topography (Isoclines of 2200, 3000, 3800, 4600 and 5400 m) is shown by dark green lines (digital models from INEGI), and fault lineations published by Meritano Arenas et al. (1998) are shown as gray lines. We see no correlation between the proposed faults (Meritano Arenas et al., 1998) and the epicentral locations of the VT events. Faults and fissures at Popocatépetl Volcano (Meritano Arenas et al., 1998): Nexpayantla Fissure (NeF) (NW-flank, potential channel for mud and lava flows); Atexca Fault (At) (strike-slip fault sinistral, part of zone of solifluction); Tlamacas Fault (TlaF) (strike-slip dextral, northern limit of the zone of solifluction); Tlaltzompa Fissure (TF) (crossing the central part of the volcanic edifice), Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006) mapped aligned cones toward the NE and SW of the crater; Tetela Fault (TeF) (Southern mountainside, cuts Tochimisolco Fault, covered by recent calcalinic extrusions, cineritic cones to the north); Tochimisolco Fault (ToF) (S-flank.) (Meritano Arenas et al., 1998). Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km. . . . . 35

- 3.3. 405 events located with Hypocenter, same selection of events that was re-located with DisLoca using the velocity model of De Barros et al. (2008). Black dots represent VT events, blue solid triangles represent stations, lines are faults proposed by Meritano Arenas et al. (1998). . . . . 36
- 3.4. 1-D P-wave velocity models determined for Popocatepetl Volcano: (1) De Barros et al. (2008), (2) Cruz-Atienza et al. (2001) and (3) Valdés González & Comité (1994). For studies on the Mexican Volcanic Belt (MVB), we show the models proposed by (4) Campillo et al. (1996) and (5) Valdés et al. (1986). See text for description. . . . . 38
- 3.5. **a, b** and **c**: Relocated events down to 11 km depth b.s.l., inverted with the velocity models Valdés González & Comité (1994) (386 events), Cruz-Atienza et al. (2001) (331 events), and De Barros et al. (2008) (405 events), respectively. Slight differences can be seen in the relocations using different velocity models; see text for discussion. Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km. . . . . 41
- 3.6. Occurrence of relocated VT events with the model from De Barros et al. (2008): **a**) Three volcanic periods (see numbers 1-3 in legend) separated by the two main explosive eruptions on 30th of July 1997 (VEI = 2-3) and 22th of January 2001 (VEI = 3-4). We outline Cluster A (dark circle), as well as the zone of accumulation of events of volcanic Period 1 (dashed circle). Cluster B (southeast of the crater) cannot be identified in the relocations. **b-f**): 13 different volcanic episodes (see numbers 1-13 in legend). We observe a strong accordance of episodes with event location. See text and Table 3.2 for descriptions. For better differentiation of the 13 episodes, they are plotted in three different graphics: **b**) Episodes 1-3, **c**) Episodes 4-6 and **d**) Episodes 7-9, **e**) Episodes 10-11, **f**) Episodes 12-13. . . . . 42
- 3.7. Views from the SE and SW, show 3-D hypocenter alignments; we show examples of Episodes 3, 10 and 12. a) Events of Episode 3, view from SE. b) Events of Episode 10, view from SE. c) Events of Episode 12, view from SW. Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km. Topography in black circles: 5400 m, 4600 m, 3800 m. . . . . 45



3.8.	Events before and after relocation with the DD algorithm hypoDD: <b>a)</b> Distribution of 739 events before being relocated with HypoDD. Events were selected using the entire data set and a preprogram offered in the DD algorithm which selects pairs of events. <b>b), c) and d)</b> : Relocated events, inverted with the velocity models Valdés González & Comité (1994), Cruz-Atienza et al. (2001) and De Barros et al. (2008), respectively. Large differences can be seen in the relocations, comparing <b>b) and c) to d)</b> . See text for discussion. Scale: 0.1° Latitude = 11.12 km; 0.1° Longitude = 10.51 km. . . .	48
4.1.	Croquis con las fronteras de onda de un sismo (estrella) y las trayectorias de rayos, utilizado para la inversion tomográfica. Las trayectorias de rayos que no penetran el cuerpo de anomalía, tienen residuales pequeños y no contribuyen significativamente al cambio del modelo. Las trayectorias de rayos que pasan por una zona de baja velocidad resultan en una anomalía positiva, $\delta t > 0$ ( $\delta t =$ tiempo observado - tiempo calculado). Las diferencias de tiempos de viaje se pueden re-proyectar, distribuyendo los residuales a lo largo del camino. Bloques coloridos enseñan dos diferentes rayos que cortan las regiones anómalas, cada uno con un nivel de perturbación diferente. Ahí, donde las trayectorias se cortan/seccionan, las re-proyecciones van a interferir constructivamente y la reconstrucción de la imagen está obtenido (figura tomada de Lees (2007)). . . . .	54
4.2.	Tomografía sísmica del Popocatepetl de la inversión de las <b>ondas P</b> con eventos registrados entre 1995 y 2006, aplicando el método de Rawlinson et al. (2006) y el modelo de velocidad inicial de Valdés González & Comité (1994). Dep = profundidad b.n.m.. . . . .	58
4.3.	Tomografía sísmica del Popocatepetl de la inversión de las <b>ondas S</b> con eventos desde 1995 hasta 2006 aplicando el método de Rawlinson et al. (2006) y el modelo de velocidad inicial de Valdés González & Comité (1994). Dep = profundidad b.n.m.. . . . .	59

4.4. Cobertura de rayos para los tres conjuntos de datos A, B, C, tres ciclos volcánicos diferentes, separados por las dos erupciones más grandes desde 1994 (A: junio 1996 a julio 1997, B: julio 1997 a enero 2001, C: enero 2001 a septiembre 2003). Las líneas blancas rayadas en las figuras con vista desde arriba, indican las locaciones de las cortes transversales. . . . .	65
4.5. La estructura de tablero [‘checkerboard’], reconstruida y proyectada en un mapa con vista desde arriba a una profundidad de 0 km b.n.m. y corte transversal pasando por el cráter del volcán. El intervalo de contorno es de 2.5 km/s para las perturbaciones de velocidad. Arriba está indicado el tamaño de los bloques de tablero en km; bloques de 2 km indican una resolución mas alta que bloques de 3 km. Las líneas blancas rayadas en las figuras con vista desde arriba, indican las locaciones de las cortes transversales. . . . .	66
4.6. Imágenes tomográficas de la velocidad de las ondas P <b>absoluta</b> a profundidades de (c) -2 km, (d) 0 km, (e) 2 km, and (f) 4 km para los tres ciclos volcánicos A, B y C (izquierda hacia la derecha). Las líneas blancas rayadas en (c) indican las locaciones de las cortes transversales (a, b). . . . .	67
4.7. Imágenes tomográficas de la velocidad de las ondas P <b>relativa</b> a profundidades de (c) -2 km, (d) 0 km, (e) 2 km, and (f) 4 km, para los tres ciclos volcánicos A, B y C (izquierda hacia la derecha). Las líneas blancas rayadas en c) indican las locaciones de las cortes transversales (a, b). . . . .	68
5.1. a) Location of Popocatepetl volcano, Mexico and contoured topography of Popocatepetl (contour interval is 400 m). b) Seismic stations (solid triangles) installed during 1995-2006. With the exception of station PPS, all stations were employed in this study. . . . .	75
5.2. 1536 volcano-tectonic events at Popocatepetl recorded between 1995 and 2006. . . . .	76

5.3. Initial 1D P-wave velocity models: (1) the gradient model used in this study, (2) the model proposed by De Barros et al. (2008), (3) the model proposed by Cruz-Atienza et al. (2001) and (4) the model proposed by Valdés González & Comité (1994). For studies on the Mexican Volcanic Belt (MVB), we show the models proposed by (5) Campillo et al. (1996) and (6) Valdés et al. (1986). See text for description. . . . .	78
5.4. Plot of the RMS versus $\sigma_v$ for values of $\sigma_v$ between 500 m/s and 8000 m/s and correlation length $\lambda = 2$ km. . . . .	86
5.5. Plot of the cost function versus $\sigma_v$ for values of $\sigma_v$ between 500 m/s and 8000 m/s and correlation length $\lambda = 2$ km. . . . .	86
5.6. Short caption for figure 1 . . . . .	87
5.7. Short caption for figure 2 . . . . .	87
5.8. Horizontal sections of the checkerboard test computed using an under-regularized tomographic inversion ( $\lambda = 0.5$ km). Black dots indicate the hypocenters, triangles indicate the location of the seismic stations. The units of the x- and y- axes are in km, the unit of the velocity scale is in m/s. Origin is located at 19.3°N, 98.9°W. . . . .	88
5.9. Horizontal sections of the checkerboard test with the optimally regularized checkerboard ( $\lambda = 3$ km). See Figure 5.8 for more details. . . . .	89
5.10. Horizontal sections of the P-wave velocity model, extracted every kilometer from 0 km to 5 km b.s.l. Black dots indicate the hypocenters, triangles indicate the location of the seismic stations. The units of the x- and y- axes are in km, the unit of the velocity scale is in m/s. Origin is located at 19.3°N, 98.9°W. . . . .	90
6.1. Corte Sur-Norte (S-N) del modelo interpretado de la estructura del Popocatepetl, incluyendo su geología, y su sistema magmático que probablemente representa un sistema de conductos y diques. Se unieron varios estudios vulcanológicos, geoquímicos y geofísicos. En el lado izquierdo del croquis se muestra el nivel del basamento de calizas y granodioritas. Véase Figura 6.2 para la descripción de las zonas de baja velocidad. . . . .	100

6.2. Corte Sur-Norte (S-N) del modelo interpretado de la estructura del Popocatépetl. Misma Figura que Fig. 6.1, pero con zonas de baja velocidad (LVZ), obtenidos utilizando el algoritmo de Monteiller et al. (2005). **LVZ I:** S y SE del cráter. **LVZ II:** N del cráter. **LVZ III:** SE del cráter, se puede interpretar una zona de alto fracturamiento o de fusión parcial. **LVZ IV:** Bajo del cráter (ligeramente sugerida por FMTomo para las ondas P y S), supongamos zona de fracturamiento o de bolsillos de magma. **LVZ V:** Bajo del cráter; supongamos una zona de fracturamiento/fallas. **LVZ VI:** N del cráter. La asociamos a una zona de acumulación de magma o a una zona de fracturamiento. **LVZ III, IV y V** pueden ser conectados. **LVZ I, II, III y IV** rodean una zona de velocidad relativamente alta (~ 4 km/s) (marcado en gris oscuro entre LVZ III y LVZ IV) ~ 4 km hacia el sur del cráter. . . . . 101

6.3. Corte Oeste-Este (W-E) del modelo interpretado de la estructura del Popocatépetl, incluyendo su geología, y su sistema magmático que probablemente representa un sistema de conductos y dikes. Se unieron estudios geoquímicos y geofísicos. Leyenda es la misma como mostrado en la Figura 6.2. Véase Figura 6.4 por la descripción de las zonas de baja velocidad. . . . . 102

- 6.4. Corte Oeste-Este (W-E) del modelo interpretado de la estructura del Popocatépetl. Misma Figura que Fig. 6.3, pero con zonas de baja velocidad, LVZ. **LVZ Ia:** S y SE del cráter, obtenido con el algoritmo de tomografía FMtomo para las ondas P y S. Supongamos que presenta fusión parcial. **LVZ IIa:** (2 zonas en corte S-N: LVZ II y LVZ IV) uno bajo del cráter, otra bajo del flanco norte del volcán. Obtenido con el algoritmo de tomografía FMtomo para las ondas P y S §4.1). La zona de baja velocidad debajo del flanco norte y por los estudios de González Pomposo (2004), quien encontró una zona de mayor atenuación en el flanco norte y noreste del volcán (véase §1.2). **LVZ IIIa:** SE del cráter confirmada con FMtomo para las ondas P (§4.1). Por los estudios de Arámbula Mendoza et al. (2010); Zúñiga Dávila-Madrid & Valdés Gonzáles (2007) y nuestros estudios de relocalización (§3), se puede interpretar una zona de alto fracturamiento o de bolsillos de magma. **LVZ IVa:** Bajo del cráter (ligeramente sugerida por FMtomo para las ondas P y S), la consideramos con una zona de fracturamiento o de fusión parcial. **LVZ Ia, IIa, IIIa y IVa** rodean una zona de velocidad relativamente alta (~ 4 km/s) (marcado en gris oscuro entre *LVZ II* y *LVZ III*) en el flanco sur y pueden estar conectados. . . . . 103



## Índice de tablas

- 3.1. The adjusting error of the time differences between stations ( $dT_{err}$ ) in seconds and root mean square travel time residual (TTRMS) in seconds for the relocated events for all three velocity models from Cruz-Atienza et al. (2001); De Barros et al. (2008); Valdés González & Comité (1994). . . . . 43
  
- 3.2. 13 volcanic episodes from 1995 to 2006. Description after Arámbula-Mendoza (2007). . . . . 44
  
- 3.3. Comparison of different station corrections in seconds for **a)** rays passing and **b)** not passing below the crater region. Station corrections are determined for the entire recording time (1995-2006) and for three volcanic periods, divided by two main eruptions on 30th June 1997 and 22nd January 2001. The last column shows the differences in station correction for different ray paths at different stations. Station corrections for rays passing through the region below the crater are not similar, neither for the S- and P-phases, nor for the volcanic periods. See text for description. . . . . 46
  
- 3.4. Station corrections (in seconds) for three different volcanic periods: 01. Jan. 1995 - 30. Jun. 1997 (Stat. Corr. 1), 1. Jul. 1997 - 22. Jan. 2001 (Stat. Corr. 2), 23. Jan. 2001 - 31. Dec. 2006 (Stat. Corr. 3), and the differences between them. Station correction was estimated from the Mean error  $\varepsilon$  (s) and the standard deviation. A change in station correction occurs with time. 52

4.1.	Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado $\chi^2$ (adimensional) para las <b>ondas P</b> de los eventos desde 1996 hasta 2006, para los tres modelos de velocidad diferentes de Valdés González & Comité (1994), De Barros et al. (2008), Cruz-Atienza et al. (2001), obtenidos de la inversion tomográfica con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Las Figuras 4.2 y 4.3 enseñan los resultados obtenidos con el modelo inicial de Valdés González & Comité (1994). Los resultados obtenidos con los modelos de De Barros et al. (2008) y Cruz-Atienza et al. (2001) no estan mostrados. . . . .	60
4.2.	Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado $\chi^2$ (sin unidad) para las <b>ondas S</b> de los eventos desde 1996 hasta 2006, para los tres modelos de velocidad diferentes de Valdés González & Comité (1994), De Barros et al. (2008), Cruz-Atienza et al. (2001), obtenidos de la inversion tomográfica con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Las Figuras 4.2 y 4.3 enseñan solamente los resultados obtenidos con el modelo inicial de Valdés González & Comité (1994). . . . .	61
4.3.	Descripción de los tres ciclos volcánicos (A, B, C) para los cuales invertimos. Se enseña el tiempo de cada ciclo, numero de ondas P registrados y las estaciones que operaron durante cada ciclo. . . . .	64
4.4.	Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado $\chi^2$ (sin dimension) para los tres ciclos volcanicos (A, B, C). La última línea enseña la reducciones para los tres parametros de estimación del error, adquirido después de los siete pasos de iteración. . . . .	69



## Resumen

El Volcán Popocatépetl, es uno de los más activos en el mundo y desde su reactivación, en los años 90, después de 70 años de quietud, comenzó un período de alta actividad volcánica. Esta actividad, continúa hasta hoy y ha provocado emisiones importantes de gases volcánicos, así como formaciones de domos y erupciones moderadas. La vigilancia de este estrato-volcán y investigaciones sobre el mismo son esenciales por el gran peligro que presenta a millones de personas en sus alrededores.

Este trabajo consiste en dos estudios principales:

- La relocalización de sismos volcano-tectónicos, utilizando diferentes algoritmos
- La realización de una tomografía sísmica, utilizando los tiempos de arribo de las ondas P

Los datos iniciales consisten en aproximadamente 1500 sismos volcano-tectónicos registrados entre 1995 y 2006, por un máximo de 11 estaciones sísmicas de la red permanente de CENAPRED-SSN.

Los métodos aplicados para realizar las relocalizaciones y la computación de los tiempos de viaje son: (1) DisLoca: Relocalización absoluta, algoritmos genéticos de búsqueda global (Nava, 2010), (2) HypoDD: Relocalización relativa, método de doble diferencia (Waldhauser & Ellsworth, 2000), (3) Diferencias Finitas por Podvin & Lecomte (1991) para calcular los tiempos de viaje (utilizado como primer paso para la tomografía) y (4) Método de 'Fast marching' (Sethian & Popovici, 1999).

Los resultados de las relocalizaciones con el programa de localización de algoritmos genéticos (DisLoca), mejoran la distribución de la actividad sísmica, permitiendo obser-

var características ocultas anteriormente. Algunas localizaciones tienden a formar agrupamientos lineales, que concuerdan con el campo de esfuerzos regionales, el cual tiene una orientación NE-SW, SE-NW y NS. Otras alineaciones de eventos se encuentran en la agrupación de eventos de la zona al sureste del cráter y en forma radial hacia fuera de la agrupación bajo la cima del volcán, donde Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006) por ejemplo mapearon bocas volcánicas con un rumbo NE-SW, a los dos lados del cráter. La agrupación difusa de eventos, previamente identificada con la falla en el SE con un rumbo NW-SE (Arámbula Mendoza et al., 2010; De Cserna et al., 1988), aparece ahora como un sistema de fallas que consiste de al menos una falla con un rumbo NW-SE, atravesada por otra falla con rumbo NE-SW.

Encontramos que la ocurrencia de sismos ha variado con el tiempo y algunas agrupaciones lineales de eventos, verifican la ubicación de fallas previamente identificadas por autores como De Cserna et al. (1988), Meritano Arenas et al. (1998) y Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006). Otras alineaciones de eventos, sugieren fallas ocultas que se han reactivado por la actividad volcánica como intrusiones de diques, o degasificación de alguna acumulación magmática bajo el Volcán Popocatepetl.

Varias zonas libres de eventos sísmicos, podrían ser interpretados como reservorios magmáticos. Un reservorio magmático grande, podría localizarse a profundidades más someras que los 4 km bajo el nivel del mar (b.n.m.).

En el Capítulo 5, presentamos la primera tomografía sísmica en el Volcán Popocatepetl, realizando una inversión de los tiempos de arribo de las ondas P. Utilizando un método de inversión, aplicable para volúmenes de alta heterogeneidad, como se presenta bajo del volcán. El algoritmo tomográfico de probabilidad ('bayesiana') fue desarrollado por Monteiller et al. (2005) y está basado en trabajos de Tarantola (1987); Tarantola & Valette (1982). Los óptimos hyper-parámetros de regularización son elegidos usando una estrategia pertinente. La inversión esta correctamente restringida en profundidades de -1 km a 4 km b.n.m. bajo del volcán, lo cual esta enseñado con pruebas de sensibilidad. El modelo tomográfico óptimo, muestra principalmente volúmenes de baja velocidad, rodeados por volúmenes de velocidad mayor. La variación es muy amplia: la velocidad de las ondas P puede alcanzar hasta +20 % del valor medio en una dada profundidad. Volúmenes de baja velocidad están relacionadas a estudios anteriores en geología y geofísica.

Aparte de presentar los resultados descritos arriba, discutimos la posibilidad y las limitaciones para realizar tomografía sísmica en tres y cuatro dimensiones, en un volcán bajo las condiciones como se presentan en el Popocatepetl (Capítulo 4).



# Capítulo 1

## Introducción

*‘One of the esoteric beauties of seismic waves is their ability to sample the Earth’s elastic (and anelastic) properties as they propagate.’*

Thurber & Aki (1987).

### 1.1. Motivación

El objetivo de este trabajo es modelar la estructura sísmica interna del Volcán Popocatepetl, situado en el Cinturon Volcánico de Mexico. Este estrato-volcán esta caracterizado por su alta actividad volcánica y consecuentemente presenta un gran peligro para las comunidades en sus alrededores que incluye mas de 20 millones de personas en un circulo de 100 km con la Ciudad de Mexico en el noroeste y Puebla en el sureste del volcán (De La Cruz-Reyna et al., 2008b). De esta situación nació la motivación de encontrar la estructura de velocidad del Popocatepetl ilustrando incertidumbres en velocidad bajo del volcán mediante tomografía sísmica. El conocimiento de la estructura interna mejora el conocimiento y el entendimiento del volcán en varios contextos: introduciendo un modelo de velocidad de 3D no solamente mejora las localizaciones de sismos; adicionalmente ayuda a predecir el comportamiento del material magmático y con ello erupciones futuras (Lomax et al., 2001).

En este trabajo relocalizamos sismos volcano-tectónicos con dos métodos diferentes (véase Capítulo 3), registrados entre 1995 y 2006 y se implementó el método de la tomografía sísmica.

mica de velocidad utilizando sismos volcano-tectónicos (VT) (Capítulo 5). El origen de los sismos volcano-tectónicos está descrito en el Capítulo 1.3. El método de la tomografía sísmica se presenta en el Capítulo 4.1. En el Capítulo 4.2.1 discutimos las condiciones en las cuales una tomografía es interpretable en términos de variaciones en tiempo, también llamado tomografía en 4D.

## **1.2. Popocatépetl: Investigaciones Anteriores (Geología, Estructura y Sistema Magmático)**

El Popocatépetl (cerro que humea, en Náhuatl) se ubica en las coordenadas 19°03' N, y -98°35' W y está situado a 65 km al sureste de la Ciudad de México y a 50 km al oeste de la ciudad de Puebla. El volcán se encuentra en la parte este del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) que atraviesa el país de oeste a este y está relacionado a la subducción de la placa de Cocos bajo de la placa Norteamericana.

El gran cono truncado tiene una altura de 5452 m snm y define un cráter externo elíptico cuyos ejes son aproximadamente 800 x 650 m (Carrasco et al., 1986). El área que el volcán cubre actualmente es de aproximadamente 500 km<sup>2</sup>, aunque algunos depósitos se han localizado a más de 30 km de radio a partir del cráter Robin & Boudal (1987); Siebe et al. (1996). El edificio volcánico muestra dos estructuras, los restos de un antiguo estratovolcán sobre el cual se ha formado el cono actual del Popocatépetl. Esta destrucción y reformación del edificio volcánico ocurrió después de un colapso tipo Monte Santa Helena hace 23,000, de lo cual las avalanchas ['debris avalanche deposits'] llegaron hasta 100 km hacia el sur del volcán (Siebe et al., 1995, 1996). En el sur del Popocatépetl se encuentran carbonatos cretácicos, los cuales están relacionados a estructuras de falla (e.g., Fries, 1965; Meritano Arenas et al., 1998). El contacto entre las calizas y la roca volcánica (el contacto donde el edificio volcánico está montado) se infiere a -1000 ± m b.n.m. (Arcieniega-Ceballos, 2002; Fries, 1965; Meritano Arenas et al., 1998). Las lavas del Popocatépetl son principalmente andesíticas. En el estudio petrológico de Straub & Martín-Del Pozzo (2001), se analizaron los productos emitidos durante los eventos eruptivos ocurridos entre abril de 1996 y febrero de 1998, en el Volcán Popocatépetl. Los resultados de este estudio indicaron que el magma híbrido emitido era el resultado de una mezcla entre dos magmas, uno andesítico, probablemente formado en el Moho y otro dacítico estacionado entre ~ 4 y

13 km (~ -1 a 8 km b.n.m.) por debajo del cráter.

Varley & Armienta (2001) midieron la emisión de gases difusos en el Popocatepetl entre 1997 - 1999. No pudieron encontrar alguna anomalía, la cual se hubiera esperado en un volcán activo. Este fenómeno se trata de explicar con una cámara magmática que se encuentra en una profundidad mayor que la propuesta por Arciniega-Ceballos et al. (1999), de 2.8 km debajo de la base del cráter (estimada por señales sísmicas de VLP, asociada con explosiones volcánicas recientes). Otra explicación para las bajas emisiones de gases difusos ( $CO_2$ ,  $SO_2$ , Rn) alrededor del volcán puede ser explicada por un conducto representado por una vía larga y sin impedimento entre la cámara magmática y el cráter, lo cual permite que se escapen grandes porciones de gas a la superficie.

Schaaf et al. (2005) propone la presencia de una cámara magmática que libera material en forma graduada/iterativa. Sin embargo, Martín Del Pozzo et al. (2003) observan pequeñas anomalías magnéticas negativas (en los años 2000-2001) que fueron correlacionadas con pulsos de magma. Investigaciones más recientes (Atlas et al., 2006) sobre las inclusiones de fusión de elementos mayores y concentraciones de agua en minerales del magma del Popocatepetl, proponen un sistema de diques y conductos, donde el magma se mueve en modo continuo. Eso cumple con las ideas de acumulaciones de magma descrito por Lees (2007).

Roberge et al. (2007) investigaron inclusiones de olivinos en material magmática del Volcán Popocatepetl y suponen que el magma sube en forma gradual hasta una profundidad de 10 km; desde aquí ocurre una desgasificación más fuerte y el magma empieza a subir en forma continua. Roberge et al. (2007) excluyen una cámara magmática arriba de 10 km bajo del cráter (5.5 km b.n.m.) pero apoyan la idea de un sistema de diques y conductos.

El estudio de Martín Del Pozzo et al. (2008) está basado en el monitoreo en tiempo real de señales magnéticas en el Popocatepetl durante el año 2006. La correlación de las señales magnéticas con otros fenómenos volcánicos da como resultado que el ascenso del magma, ocurre básicamente en periodos de ~ 7 días.

Para determinar las dimensiones y la profundidad de la cámara magmática de un volcán - si llegara existir - existe un gran número de modelos físico-matemáticos de los procesos volcánicos cuyos parámetros se observan en la superficie del volcán. Espíndola et al. (2003), por ejemplo, presentaron resultados de un modelo físico de la cámara magmática para el Popocatepetl. Basados en mediciones gravimétricas, ellos modelaron diferencias de densidad bajo del volcán y interpretaron una región con un contraste negativo de densidad,

de un volumen aproximado de  $25 \text{ km}^3$  y a una profundidad aproximada de  $7 \text{ km} \pm \text{b.n.m.}$ .

Arciniega-Ceballos et al. (2003) discuten que el magma del Popocatepetl probablemente se origina en profundidades por debajo de  $6 \text{ km b.n.m.}$ . Ellos presumen que los hipocentros de los VT mas profundos indican que la presión líquida de magma provocó fracturamiento de rocas en esta profundidad. Los investigadores suponen que esa profundidad representa la zona de transición entre ductil y quebradiza y que por eso el reservorio del magma puede encontrarse más profundo. Sus resultados coinciden con los resultados de Espíndola et al. (2003).

Quezada Reyes (2003), realizó el procedimiento previo a una de tomografía sísmica en el Volcán Popocatepetl, es decir, la obtención de residuales de tiempos de viaje. Para verificarlo se analizaron 129 sismos (telesismos y regionales) ocurridos durante los años 1996 a 2001. Se observaron variaciones importantes en los residuales durante cada una de las etapas de actividad, que son indicios de cambios internos en su estructura o de movimiento de material. El análisis se dividió en dos secciones para todas las etapas: La Sección 1, que comprende los eventos ocurridos dentro de un rango acimutal de  $90^\circ$  a  $150^\circ$  y la Sección 2, con un rango de  $150^\circ$  a  $240^\circ$ . Tomando en cuenta ambas secciones se generaron mapas de contornos con el promedio para cada estación de dichos residuales. Según Quezada Reyes (2003), la cantidad de estaciones (dos en el año 1992 hasta nueve en 2001) no fue óptima para realizar un estudio más detallado, ya que la cobertura del volcán es deficiente si se desea obtener una parameterización realista y confiable del volumen a estudiar.

González Pomposo (2004) analizó (1) la sismicidad asociada con la actividad eruptiva del Volcán Popocatepetl y discutió los procesos físicos internos, (2) la atenuación de onda de sismos regionales, en el Popocatepetl, y (3) determinó la estructura de este volcán por medio de tomografía sísmica. Los datos analizados en su trabajo corresponden a 2940 días de información sísmica continua registrados entre Dic. 1994 y Dic. 2002. En (2) el volumen de mayor atenuación en el Popocatepetl se definió, mediante un modelo de capas asociado a una zona de subducción. El programa RAY3D (Valdés González, 1996) se usaba para calcular los ángulos de incidencia de los rayos a las estaciones (distancia hipocentro-estación receptora:  $300\text{-}700 \text{ km}$ ). La mayor atenuación era observada en eventos con acimut de  $109^\circ\text{-}180^\circ$ , en el flanco norte y noreste del volcán. No se presentó ninguna atenuación en eventos con acimut entre  $298^\circ$  y  $320^\circ$ . El área de atenuación, de ma-



terial posiblemente magmático, era definido en un área de casi  $12 \text{ km}^2$  y un volumen de  $18 \text{ km}^3$ . Con cierta incertidumbre se encontró una capa de alta velocidad que concentraba los eventos en profundidades de 2 a 6 km b.n.m., lo que impedía una localización hipocentral confiable. González Pomposo (2004) identificó también una región de atenuación dentro de la estructura del Volcán Popocatepetl, la cual se definió mediante la atenuación de las ondas de sismos regionales generados dentro de la zona continental de México y en la costa del Océano Pacífico. El calculó los espectros de Fourier de cada estación para la cuantificación de la atenuación y encontró los cocientes espectrales de cada estación para determinar la zona de atenuación (zona de material magmático) de  $14 \text{ km}^2$  y un volumen de  $28 \text{ km}^3$ . En (3) González Pomposo (2004) realizó tomografía sísmica en el Popocatepetl utilizando el método de mínimos cuadrados amortiguados pesados, el cual se aplica en el programa de inversión diseñado por Roecker (1982, 1993), para determinar la estructura del volcán. González Pomposo (2004) uso tiempos de arribo de las fases P y S de 717 eventos registrados por nueve estaciones. Los eventos se localizaron con un modelo de capas planas unidimensional empleando el programa Hypocenter. El resultado de su trabajo muestra que el modelo inicial de 1994 propuesto por el comité científico del Volcán Popocatepetl de capas planas es mejor que el verificado por el mismo González Pomposo (2004) por medio de la inversión de la estructura y comenta que modelos de capas planas en volcanes son aceptables. El volcán fue dividido en 14 capas, con bloques de dos km de lado y un km de altura. Para todos los cubos se asignó el mismo valor del cociente de  $V_P/V_S=1.74$  y el mismo factor de amortiguamiento (determina la relación entre las matrices de resolución y la de errores) de '15.000' (parámetro de atenuación). Por los estudios de González Pomposo (2004) se encontraron dos zonas con anomalías en las velocidades: (a) Una zona de alta velocidad (HVZ) con un volumen de  $2 \text{ km}^3$  entre 1.5 y 0.5 km snm y (b) una zona de baja velocidad (LVZ) de  $8 \text{ km}^3$  entre 0.5 y -4.5 km snm. Abajo de -4.5 km snm no se pudieron encontrar incertidumbres. Se verificó la falla con acimut  $135^\circ$  y profundidad de 5 km pasando a través del volcán (también reportado por De Cserna et al. (1988); Meritano Arenas et al. (1998) y Arámbula Mendoza et al. (2010) (véase abajo)).

Novelo Casanova et al. (2007) desarrollaron un modelo numérico usando el método de elementos finitos, para entender el comportamiento mecánico del Popocatepetl. El modelo numérico fue construido basándose en la topografía del edificio volcánico. El campo de desplazamiento fue generado suponiendo el magma subiendo como una fuerza aplicada a los

nodos de la superficie del conducto simulado. Sus resultados teóricos indican que bajo presión vertical subiendo por el conducto, los flancos del volcán tenderían a alejarse del cráter. Los desplazamientos máximos radiales ( $9,2 \times 10^{-3}m$ ) y verticales ( $4,1 \times 10^{-2}m$ ) ocurren a lo largo del rumbo SW-NE; según Novelo Casanova et al. (2007) eso cumple con la dirección de extensión durante la erupción volcánica en 1995. Las áreas de desplazamiento máximas están en concordancia a (1) la distribución hipocentral espacial y la dirección de los ejes principales de esfuerzo P (presión) y T (tensión) obtenidos de mecanismos focales de sismicidad local y (2) mediciones en el campo realizados anteriormente en el volcán.

Zúñiga Dávila-Madrid & Valdés González (2007) tratan de responder la pregunta sobre si se está formando una segunda cámara magmática en el Popocatepetl por análisis de la variación espacial de los *valores b*, la cual presenta la distribución de la frecuencia de magnitudes bajo el edificio volcánico. Entre todas las actividades volcánicas observadas, destaca la actividad que se ubica hacia el sureste del cráter. Esta actividad sísmica inició a finales de 1996 pero tuvo un aumento importante en 1997 y en 1999. Zúñiga Dávila-Madrid & Valdés González (2007) analizan el comportamiento de las variaciones espaciales del *valor b* bajo del volcán, utilizando el método de Wiemer (1996) tratando encontrar información relacionada a la ubicación de la cámara magmática y las causas posibles de la actividad en el sureste del cráter. Con el método de Wiemer (1996), el volumen bajo estudio se divide en celdas y se analiza la sismicidad asociada a cada uno de los nodos de la malla. Los resultados se comparan con observaciones en otros volcanes para dilucidar si la actividad en el sureste del Popocatepetl podría indicar a la formación de una zona de 'rift' o de diques, o si pudiera darse el caso de la generación de una nueva cámara magmática. Los autores concluyen que la existencia de una segunda cámara magmática en la parte sureste del cráter no se verifica para los tiempos anteriormente, en las 90's por falta de anomalías en el *valor b* lo cual se esperaría sostenido y que la actividad sísmica se refiere solamente a fracturamiento en esta zona.

Otro trabajo reciente sobre el Volcán Popocatepetl fue realizado por Arámbula Mendoza et al. (2010). El encontró una variación de los mecanismos focales con la profundidad que es probablemente asociado a intrusiones de magma dentro del volcán. En la parte sureste del volcán donde los ejes de presión (P) y de tensión (T) tienen direcciones de S a N y de W a E y donde la mayoría de los mecanismos son de tipo falla transcurrente, se supone una falla con orientación SE-NW (Fig. 1.1). La falla fue probablemente activada durante

las primeras intrusioniones de magma dentro del volcán.

De Cserna et al. (1988) y Meritano Arenas et al. (1998) publicaron zonas de fracturamiento o fallamiento en el Popocatepetl. Estas zonas están ilustradas en la figura 1.2 (De Cserna et al. (1988) (líneas naranjas) y Meritano Arenas et al. (1998) (líneas negras)). En la misma figura están ilustrados los eventos VT (estrellas rojas) y la topografía (líneas grises). Observamos una cierta coincidencia de las zonas de fracturamiento con los eventos VT, especialmente en el sur y sureste del cráter. La fisura de Tlatezompa (TF), la cual se extiende en el suroeste del cráter y la falla del Cerro Gordo (CGF) en el norte representan otros ejemplos de la concordancia con los eventos VT.

Estudios de Cruz-Atienza et al. (2001); Valdés González & Comité (1994) and De Barros et al. (2008) propusieron modelos de velocidad por la parte debajo del Volcán Popocatepetl (Curvas 1, 2 y 3 en Figura 1.3). El modelo de Valdés González & Comité (1994) resultó de un ensayo de varios modelos de velocidad de las locaciones de los sismos mas grandes, que cuentan con arribos claros y que fueron detectados por muchas estaciones. El modelo que produjo los errores mínimos de los residuales de los tiempos de arribo con el programa Hypocenter, fue el modelo de Valdés González & Comité (1994). De Barros et al. (2008) realizaron un análisis de las ondas de Rayleigh; recalculación de las velocidades de fase que corresponden a cada uno de los modelos descrito abajo. Su modelo es similar a la corteza del Cinturón Volcánico Mexicano. No se pudo verificar una zona de baja velocidad como en el siguiente modelo propuesto por Cruz-Atienza et al. (2001). Ellos obtuvieron su modelo por inversión de Funciones receptor utilizando cuatro eventos telesísmicos de América de Sur, registrado en la estación PPIG localizado a 5 km al norte del cráter del Popocatepetl. Lo especial de este modelo es la zona de baja velocidad entre 3 y 4 km b.n.m. bajo del volcán, lo cual se puede interpretar como una cámara magmática.

### **1.3. Sismos Volcano-Tectónicos (VT)**

Los sismos volcano-tectónicos (VT) son eventos que se presentan en volcanes activos o en reposo y están generados por esfuerzos inducidos por procesos volcánicos. Los VT tienen frecuencias predominantes de 5 a 15 Hz (McNutt, 1996) y son conocidos como sismos de Tipo A (Minakami, 1974), Tipo h (Malone et al., 1983) y Sismos de Alta-Frecuencia (High Frequency) (e.g., McNutt, 1996). El nombre VT fue propuesto por (Latter, 1979).

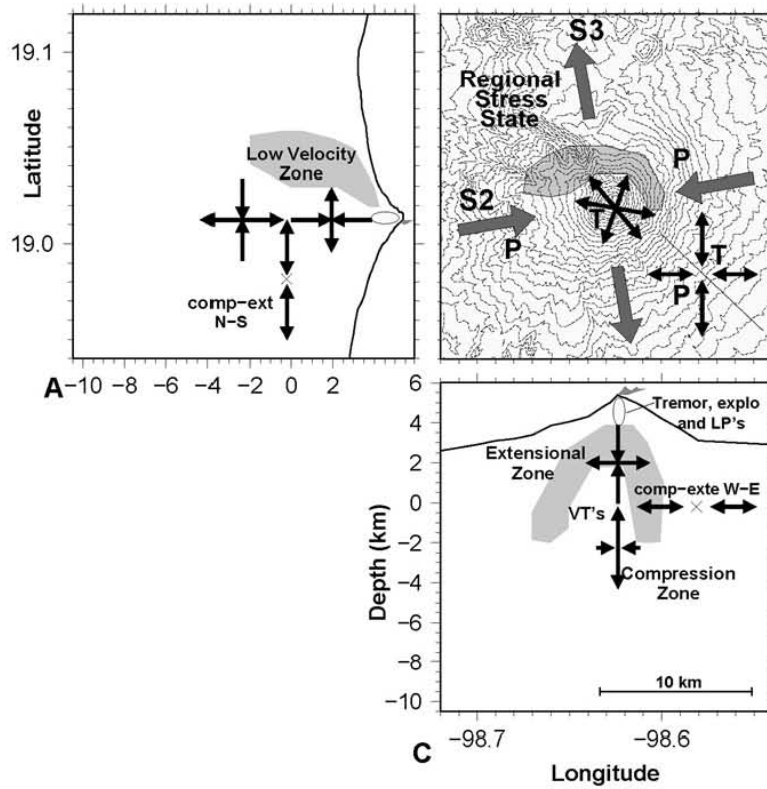


Figura 1.1: Modelo tectónico del Volcán Popocatepetl, localización del sismo, de eventos LP's y explosiones (Arámbula Mendoza et al., 2010; Arcienega-Ceballos, 2002; Chouet et al., 2005; González Pomposo, 2004; Rodríguez Pérez, 2004). González Pomposo (2004) encontró la zona de atenuación (en color gris) por un estudio de atenuación de ondas de sismos regionales. El estado de esfuerzos regional (S2 y S3) está representado por flechas gruesas en la vista de planta (Ego & Ansan, 2002). Los ejes de tensión (T) y presión (P) están representados por flechas pequeñas.

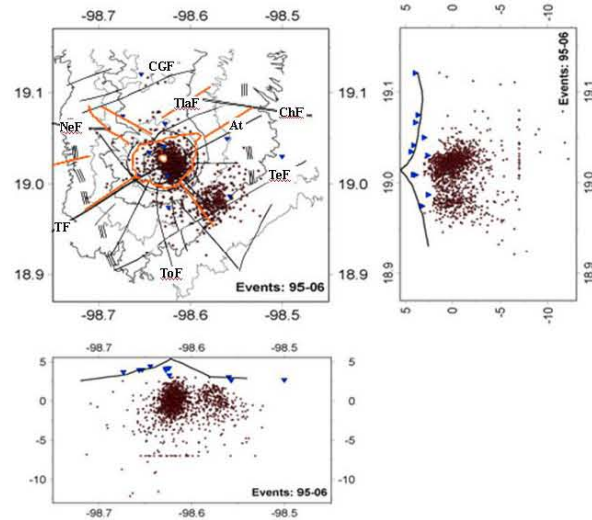


Figura 1.2: La distribución de los eventos VT (estrellas rojas) registrados entre 1995 y 2006. También se muestran las zonas de fracturamiento en el Popocatepetl, publicado por De Cserna et al. (1988) (líneas naranjas) y Meritano Arenas et al. (1998) (líneas negras). Descripción de fallas y fisuras en el Popocatepetl según Meritano Arenas et al. (1998): (CGF) Falla Cerro Gordo (extiende 27 km); (ChF) (Fisura Cholula) (falda NE del volcán, alineamiento de conos cinerfíticos, extiende 30 km hacia el E; Fallas de suelo con soliflucción horizontal (flanco NE, dirección N55°E, debido a la fuerte inclinación del terreno al efecto de gravedad); (NeF) Fisura Nexpayatla (flanco NW, importante ducto potencial de flujos de lodos y lavas) extiende 15 km WNW); (AtT) Falla Atexca (flanco NE, falla de cizalla sinistral involucra a la zona de soliflucción de suelos en la parte NE de la falda del volcán, extiende 17 km NE); (TlaF) Falla Tlamacas (flanco NE, falla de cizalla dextral, forma el límite norte de la zona de soliflucción de suelos en la falda NE del volcán, extiende 8.5 km NE); (TF) Fisura Tlaltzompa (transversal al volcán, constituye una zona de debilidad, probable ducto de lavas, forma la Barranca Tlaltzompa, extiende 23 km NE-SW), (Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006) mapearon conos/bocas, hacia el NE y hacia el SW del cráter); Fisuras de tensión radiales al cráter (flanco SE, se observan tres fisuras de reciente creación constituyen ductos lávicos, potencialmente son causantes de inestabilidad en la zona SE del cráter, extiende 4 to 5 km SE); Arámbula Mendoza et al. (2010) proponen una falla con rumbo NW-SE en el SE del volcán; Fisuras, zonas de debilidad, flancos SE (5 km), S (4 km) y SW (7 km), fisuras con derrame de lavas recientes, probables zonas de ruptura del cráter; (TeF) Falla Tetela (falda S, corta a la falla Tochimisolco. Está cubierta por derrames calcoalcalinos recientes del Popocatepetl. En su parte N, se han desarrollado algunos conos cinerfíticos. Es vertedero de depósitos piroclásticos gruesos, se extiende 40 km ENE-SWS); (ToF) Falla Tochimisolco (flanco S, forma la Barranca de Mata-Leones, es un ducto natural de flujos de lodos y lavas, extiende 15 km NNE-SSW). Escala: 19.1°N-19.0°N = 11.12 km; 98.6°W -98.7°W = 10.51 km.

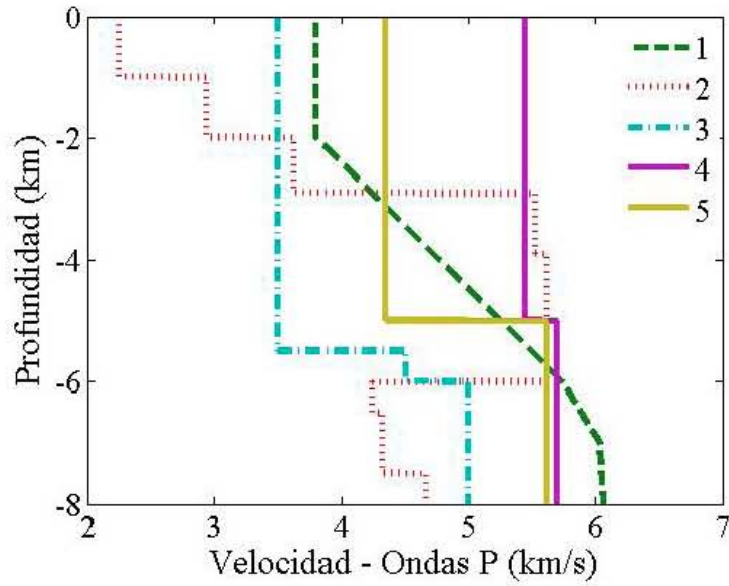


Figura 1.3: Tres modelos de velocidad de las ondas P (algunos modelos se calcularon de modelos de las ondas S con una razón de poisson de  $V_P/V_S$ ): De Barros et al. (2008) (1), Cruz-Atienza et al. (2001) (2), Valdés González & Comité (1994) (3) y modelos de velocidad de las ondas P que se realizaron para el Cinturón Mexicano Volcánico (CMV), se enseñan los de (4) Campillo et al. (1996) y (5) Valdés et al. (1986). Véase texto para descripción.

Las formas de onda se parecen a los de los sismos tectónicos, así que se pueden identificar fácilmente las fases de las ondas P y S.

Moran et al. (2000) describe varios orígenes de los sismos VT: fracturamiento en respuesta a esfuerzos regionales, desintegración progresiva del edificio volcánico por debilitamiento geoquímico fuerzas gravitacionales, incremento en fuerzas térmicas y/o volumétricas asociadas con intrusiones recientes de magma (de días a semanas, como el Monte Spurr (Power et al., 1995) dentro del sistema de conductos, carga gravitacional del basamento sobre el edificio volcánico, decremento en el esfuerzo efectivo debido al incremento en la presión de poro, como resultado de la circulación de fluidos asociados con cuerpos magmáticos.

### **1.3.1. Sismos VT en el Volcán Popocatépetl**

La generación de los sismos VT en el Popocatépetl es la respuesta a esfuerzos de corte sobre rocas sólidas y por lo tanto se puede asumir un modelo de doble par. La magnitud máxima registrada es de  $M_c$  3.9 (13 de agosto 1998). Un total de 2161 eventos VT han sido registrados entre el 21 de diciembre 1994 y el 5 de octubre 2010 (Alicia Martínez Bringas, comunicación personal). Las primeras localizaciones de estos sismos se encuentran entre 3 km y -11 km bajo el nivel del mar (b.n.m.). Arámbula Mendoza et al. (2010) presenta 15 etapas volcánicas desde 1994 hasta 2003, en las cuales la energía de los sismos VT y su magnitud cambian con las diferentes etapas (Arámbula Mendoza et al., 2010).





## Capítulo 2

### Localización

La utilización de datos sísmicos para la elaboración de modelos de velocidad en 3D depende fuertemente de las localizaciones de los sismos.

En este trabajo se realizaron diferentes algoritmos de localización. Los resultados de las relocalizaciones utilizando un método de búsqueda genética (programa DisLoca) y otro de doble diferencia (programa HypoDD), se presentan en el Capítulo 3. En lo siguiente se describen resumidamente los algoritmos de relocalización aplicados en este trabajo y el algoritmo de localización que se aplica en el programa Hypocenter, con lo cual se localizaron inicialmente los sismos VT del Popocatepetl registrados de 1995-2006.

#### 2.1. Hypocenter

Hypocenter es un método de localización para sismos, que combina características de los dos algoritmos Hypo71 (e.g., Lee & Lahr, 1972; Lee et al., 2003) y Hypoinverse (Klein, 1985), utilizando la técnica de amortiguamiento adaptado, desarrollada por Lienert et al. (1986).

Cada columna de la matriz de condición linealizada  $T$ , la cual vincula cambios de tiempos de arribo a cambios en posiciones hipocentrales, es centrada y escalada para obtener una media de zero y una norma de uno (L1). El tiempo de origen se define como

$$T_0 = T_a - T_t \quad (2.1)$$

donde  $T_a$  es el tiempo de arribo medio y  $T_i$  es el tiempo de viaje medio (mean travel time). Las tres ecuaciones de mínimos cuadrados normales de las coordenadas hipocentrales y con valores diagonales igual a uno, luego se resuelven iterativamente en adjuntar un factor de variable de amortiguamiento,  $\theta$ , a sus valores diagonales antes de la inversión. Si aumenta la suma de residuales de cuadrados, se regresa a la interacción previa, se aumenta  $\theta$  y se trata de nuevo. Ese procedimiento, llamado amortiguamiento adaptado ['adaptive damping'], siempre resulta en residuales menores o iguales a los residuales recibidos con Hypo71 y Hypoinverse.

Métodos como Hypocenter representan extensiones del método de Geiger, lo cual minimiza el error entre los tiempos de arribo de la fase sísmica observada y calculada, en un sentido de mínimos cuadrados. El error está minimizado por medio de linearización del problema, realizando correcciones iterativas a valores determinados al azar del hipocentro y el tiempo de origen.

Para coberturas de estaciones poco óptimas y cuando los tiempos de arribo de las ondas S no están presentes o dudosos, estos métodos como Hypocenter tienen las siguientes desventajas:

- Existe una tendencia a escoger soluciones que correspondan a un mínimo local (error) y no al mínimo global (la solución), que se encuentra alrededor del espacio del hipocentro de prueba. Este problema ocurre especialmente en programas que asignan o modifican pesos de datos.
- Es común que haya reducciones/compensaciones (tradeoffs) entre el tiempo de origen y la profundidad hipocentral ( $t_0 \leftrightarrow z_0$ ); y para sismos con epicentros fuera del (station array), la reducción/compensación (tradeoff) puede encontrarse entre el tiempo de origen y la localización hipocentral ( $t_0 \leftrightarrow (x_0, y_0, z_0)$ ), usualmente en un plano vertical cruzando por el centroide del arreglo y el hipocentro. Ese problema en particular afecta negativamente arreglos en campos planos o cuando los modelos de velocidad no cuentan correctamente para los efectos de topografía a tiempos de viaje.
- Para localizaciones, donde las derivadas parciales de los tiempos de viaje con respecto a la posición son muy pequeñas, puede existir un gran incertidumbre en la posición hipocentral lo cual no puede ser reflejado en las estimaciones del error de localización (Lomnitz, 2006).

## 2.2. DisLoca

Otro método que aplicamos para relocalizar las primeras localizaciones con Hypocenter (Lienert, 1994; Lienert et al., 1986) es un método para la localización absoluta de sismos locales, llamado DisLoca (Nava, 2010).

### 2.2.1. Resumen

El programa DisLoca está basado en las diferencias de arribos de ondas sísmicas directas junto con una búsqueda genética del hipocentro. El uso de las diferencias de tiempo tiene varias ventajas sobre los métodos comunes que trabajan con tiempos de arribo: (1) desacopla la determinación del tiempo de origen, reduciendo así la dimensión del espacio de búsqueda, (2) es menos sensitivo a huecos acimutales en la cobertura de estaciones, y (3) usa la ponderación de los datos más eficientemente. La búsqueda genética permite una evaluación sencilla e ilustrativa de las incertidumbres en la localización. Para las aplicaciones actuales, el programa DisLoca considera un modelo de velocidad con capas planas de velocidad constante y un cono opcional que modela de forma simple un edificio volcánico, pero cualquier otro modelo de tiempos de viaje puede substituirse fácilmente.

### 2.2.2. Método

Todo el programa está concebido para el tratamiento de eventos locales. El cálculo de los tiempos de viaje considera un modelo en capas planas y calcula los tiempos de viaje; ya sea para las ondas P o S. Para aplicaciones vulcanológicas, el modelo de velocidad puede incluir un cono truncado que tiene la misma velocidad que la primera capa, y se define por la altura del cráter, el radio del cráter y la pendiente del cono.

La base del método es la suposición que los tiempos de viaje de las ondas sísmicas entre el hipocentro y las estaciones se pueden calcular correctamente teniendo en cuenta un modelo de velocidad, las elevaciones de las estaciones y las correcciones de las estaciones. Cada uno de los tiempos de arribo observado  $t_i$  se pueden escribir en términos del tiempo de origen  $t_0$ .

$$t_i = t_0 + \tau_i; i = 1, N \quad (2.2)$$

donde  $tt_i$  es el tiempo de viaje del hipocentro a la estación  $i$  ( $N$  es el número máximo de las estaciones sísmicas). Es posible desacoplar el cálculo de  $t_0$ , utilizando las diferencias  $N_{\Delta} = N(N-1)/2$  de tiempo de arribo

$$\Delta t_i \equiv t_i - t_j = tt_i - tt_j; i = 1 \dots N - 1, j = 1 \dots N \quad (2.3)$$

para encontrar el hipocentro espacial  $(x_0, y_0, z_0)$  lo cual minimiza el error entre las diferencias de tiempo calculado y observado; este hipocentro estimado luego se utiliza para calcular  $t_0$ .

Utilizando un algoritmo genético (descrito abajo) se busca el hipocentro espacial, lo cual minimiza el error absoluto ponderado  $I$  entre las diferencias de los tiempos ponderados observados y calculados.

$$I = \frac{1}{w} \sum_{i < N, j > i} w_{ij} |\Delta t_{ij}^o - \Delta t_{ij}^c|, \quad (2.4)$$

donde

$$w = \sum_{i < N, j > i} w_{ij}, \quad (2.5)$$

$$w_{ij} = \sqrt{w_i w_j}, \quad (2.6)$$

y  $w_i$  es el peso asignado *a priori* al tiempo de arribo observado  $t_i$ , el cual está basado en la correcta determinación del mismo. De los diferentes tipos de ponderación [‘weighting schemes’] Nava (2010) prefiere el sistema comentado, porque el peso dado a cada diferencia combina los pesos dados a cada uno de los tiempos observados. Así que: (a) elimina del cálculo todas las diferencias, las cuales tienen una lectura poco fiable (peso=0), (b) cuando las dos lecturas tienen el mismo peso, las diferencias tendrán también este peso, (c) cuando las lecturas tienen pesos diferentes, el peso de la diferencia estará cerca del valor más bajo.

Para la minimización se aplica la norma  $L_1$ . En comparación a la norma  $L_2$ , la norma  $L_1$  es menos sensitiva a los valores atípicos [‘outliers’] (véase Menke, 1989).

## El Algoritmo Genético

DisLoca utiliza un algoritmo genético simple para minimizar  $I$  (ecuación 2.4), mediante una exploración estratégica del espacio de soluciones  $(x_0, y_0, z_0)$ .

Los algoritmos genéticos son una línea de la inteligencia artificial. Su nombre se refiere a su inspiración en la evolución biológica y su base genético-molecular. Los algoritmos genéticos hacen evolucionar una población de individuos (llamado *padres*) someténdola a acciones aleatorias, tal como las que actúan en la evolución biológica (mutaciones y recombinaciones genéticas), así como también a una selección de acuerdo con algún criterio, en función del cual se decide cuáles son los individuos más adaptados, que sobreviven (llamado *hijos*), y cuáles los menos aptos, que son descartados.

En lo siguiente describimos los pasos del algoritmo genético aplicado en el programa DisLoca:

1. Los hipocentros paternales están distribuidos en una red de 3D para  $f$   $x_{min} \leq x_0 \leq f x_{max}$ ,  $f y_{min} \leq y_0 \leq f y_{max}$ ,  $0 \leq z_0 \leq z_{max}$ , donde  $x_{min}$ ,  $x_{max}$ ,  $y_{min}$  y  $y_{max}$  representan las coordenadas extremas del arreglo de las estaciones.  $f$  es un factor de usualmente de  $\sim 1,5$ .  $z_{max}$  es la profundidad máxima esperada para la región.

Además, si hay un cono volcánico, los hipocentros paternales se generan en una red dentro de él. Los valores iniciales de  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  y  $\sigma_z$ , que son las desviaciones estándar que caracterizan la dispersión espacial de los hijos, se postulan. Luego se calcula para cada padre los tiempos de viaje a cada estación, las diferencias de tiempo e  $I$ .

2a. Para cada hipocentro paternal  $(x_0, y_0, z_0)_i$ , se genera un número de hijos  $n_p - i$  como promedio entre las características de los padres (*genes*) y aquellas de los padres restantes.

2b. Para cada hipocentro paternal  $(x_0, y_0, z_0)_i$ , se genera un número dado de hijos,  $n_c$ , con las coordenadas:

$$(x_0 + \delta x, y_0 + \delta y, z_0 + \delta z)_i \quad (2.7)$$

donde el índice  $i$  se refiere a las coordenadas  $x_0, y_0, z_0$  y  $\delta x, \delta y$  y  $\delta z$  son las variaciones aleatorias de distribución normal ['normally distributed random variations'] (*mutaciones*):

$$f(\delta\xi) = \frac{1}{\sigma_\xi \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\delta\xi^2}{2\sigma_\xi^2}}; \xi = x, y, z, \quad (2.8)$$

Hay una *probabilidad de mutación* general por ocurrencia de variación, de tal modo

que no todas las coordenadas varían al mismo tiempo.

3. Los tiempos de viaje a cada estación, las diferencias de tiempo  $e$  e  $I$  se calculan para cada hijo. Las mejores  $n_p$  soluciones (aquellas con menor  $I$ ) son elegidas de entre todo el conjunto de padres e hijos, para ser la nueva generación de padres. Se calculan nuevas  $\sigma_\xi$  para este nuevo grupo de padres. En la determinación de  $\sigma_\xi$ , se utiliza un amortiguamiento, así como límites inferior y superior para tratar de evitar mínimos locales de  $I$ .

4. Los nuevos padres se comparan con los criterios de error y convergencia. Si los criterios no se cumplen, los pasos 1 y 2 se iteran hasta cumplirlos o una vez alcanzado el número máximo de iteraciones.

5. Una vez que la búsqueda haya finalizado, el mejor padre es elegido como el hipocentro de la solución y  $t_0$  se determina como la media  $t_i - tt_i$  para obtener la solución completa  $(x_0, y_0, z_0, t_0)$ .

6. Los indicadores de la calidad de la solución son: el valor de  $I$  para el mejor padre (el error mínimo), así como el rsm y la desviación estándar para las diferencias de tiempos o los errores en los tiempos de viaje, que miden el ajuste a los datos. Los últimos valores de  $\sigma_\xi$  miden la difusión de las mejores  $n_p$  soluciones.

7. Los miembros de la última generación cuyos errores difieren del error mínimo menos de una cantidad determinada (asociada con la precisión de la toma de tiempo) se utilizan para definir la extensión de la región de incertidumbre. La extensión de esta región es una buena medida de la incertidumbre en la determinación hipocentral asociada con la forma del mínimo de  $I$  ['sharp o flat'].

8. La solución, los residuales de tiempo y las estimaciones de error son mostradas; y el hipocentro es proyectado junto con las estaciones y el modelo. Estas proyecciones pueden ser opcionalmente mostradas durante los pasos intermedios, para ilustrar la búsqueda de la solución. Las barras gruesas de colores que irradian desde el hipocentro muestran la incertidumbre. Finalmente se puede graficar el error mínimo y la convergencia.

El método de DisLoca y su aplicación están descritos con más detalle en Nava (2010). El programa sirve tanto para localizaciones como para relocalizaciones. Nosotros aplicamos una relocalización que acepta las localizaciones previas de sismos VT en el Popocatepetl y las incluye en la lista de primeros padres tentativos. Los resultados se presentan en el Capítulo 3.

### 2.3. HypoDD

HypoDD es un programa que relocaliza grupos de sismos utilizando el algoritmo de Doble Diferencia (DD), un método de localización relativa de Waldhauser & Ellsworth (2000). El método de DD aprovecha el siguiente hecho: Si la separación hipocentral entre dos eventos es pequeña, comparada a la distancia entre la fuente y la estación y la longitud de escala de heterogeneidad de velocidad, entonces las trayectorias de los rayos entre la región de la fuente y la estación, es similar en casi todo el camino de la trayectoria del rayo Fréchet (1985); Got & Fréchet (1994). En este caso, la diferencia en los tiempos de viaje para dos eventos observados en una sola estación, se puede atribuir a la distancia espacial entre los eventos Waldhauser & Ellsworth (2000). Las diferencias de los tiempos teóricos son calculadas con base en un modelo de velocidad unidimensional.

Las ecuaciones DD, las cuales son hechas por diferenciar las ecuaciones de Geiger para la localización de eventos, tienen la siguiente forma:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.9)$$

Donde  $dr_k^{ij}$  es el residual entre los tiempos de viaje diferenciados observados y calculados entre los dos eventos  $i$  and  $j$  y registrado en la estación  $k$ .

Los datos fundamentales usados en HypoDD (las diferencias en los tiempos de viaje para pares de sismos a una estación común) pueden ser obtenidos desde catálogos sísmicos y/o de la correlación de formas de onda.

Las diferencias entre los tiempos de viaje observados y calculados entre dos eventos, a una estación sísmica común, están relacionados con los ajustes en la localización de los hipocentros y el tiempo de origen por medio de las derivadas parciales de los tiempos de viaje de cada evento con respecto a la variable desconocida.

Los residuales entre los tiempos de viaje teóricos y observados son minimizados en un proceso iterativo para pares de sismos en cada estación, al mismo tiempo que se enlazan todas las parejas de eventos observados. Se utiliza la Descomposición de Valor Singular (SVD=‘Singular Value Decomposition’) para pocos eventos ( $\sim 100$ ), o el Algoritmo de Gradiente Conjugado (LSQR=‘Conjugate Gradients Method’) para miles de eventos sísmicos (Waldhauser, 2001; Waldhauser & Ellsworth, 2000).

El problema principal que surge con HypoDD es que los baricentros de los grupos no

pueden ser bien limitados (especialmente si se usan diferencias de tiempos de viaje). Utilizando un modelo de velocidad de 3D, en lugar de un modelo de 1D la relocalización DD bajo un volcán sería más coherente. Hay que tomar en cuenta que utilizando LSQR como método de inversión, puede resultar en un alineamiento de los sismos relocalizados cuando la red de sismógrafos es escasa. El efecto de alineación de eventos resulta de la robustez del LSQR y la escasez de los datos (J.-L. Got, comunicación personal). Otro problema es que HypoDD fuerza agrupaciones de sismos aún cuando ninguna exista y elimina eventos que no caen en estos grupos (A. Husker, comunicación personal).



## **Capítulo 3**

### **Nuevas Localizaciones de Sismos Volcano-Tectónicos Bajo del Volcán Popocatépetl**

*New Locations of Volcano-Tectonic  
Earthquakes below Popocatépetl Volcano*

**GEOFISICA INTERNACIONAL**

### 3.1. Resumen

En los inicios de los años noventa, después de ~ 70 años de quietud, la actividad sísmica bajo el Volcán Popocatepetl, en México central, se reactivó, comenzando un período de alta actividad volcánica. Esta actividad continúa hasta la fecha y ha provocado emisiones importantes de gases volcánicos y de fumarolas, así como formación de domo y erupciones moderadas. Hemos aplicado un algoritmo genético de búsqueda, para ajustar las diferencias de los tiempos de arribo de cada sismo individualmente, para obtener relocalizaciones de alta precisión (~ 200 m) para 405 sismos volcano-tectónicos (VT), de un grupo inicial de 968 eventos registrados por una red local de 1995 a 2006. Comparamos los resultados de la relocalización, con los obtenidos aplicando el método de dobles diferencias. El objetivo de este trabajo, es el de caracterizar la sismicidad, determinar parámetros hipocentrales y explorar fuentes sísmicas.

Los resultados del presente análisis, mejoran la determinación de la distribución de la actividad sísmica, permitiendo observar características que ocultaba la dispersión en las localizaciones. La agrupación difusa de eventos, asociada con una falla previamente identificada en el SE, aparece ahora como un sistema de fallas que consiste de al menos una falla con rumbo NW-SE, atravesada por otra falla con rumbo NE-SW.

Se encontró que la ocurrencia de sismos ha variado localmente con el tiempo. Algunas alineaciones de eventos, coinciden con fallas previamente identificadas. Otras agrupaciones lineales de eventos, sugieren fallas ocultas reactivadas por actividad volcánica, como intrusiones de diques, o degasificación de un cuerpo magmática bajo el Volcán Popocatepetl.

## 3.2. Introduction

Earthquake location is usually performed using hypocentral location algorithms, such as Hypo71 (Lee & Lahr, 1972), Hypoinverse (Klein, 1985), or Hypocenter (Lienert, 1994; Lienert et al., 1986). Those location algorithms are based on the pioneering work of Geiger (1910). The error between observed and calculated seismic phase arrival times is minimized in a least-squares sense by linearization of the location problem through iteratively modifying hypocenter and origin times, in order to satisfy the given *a priori* information. These methods have various disadvantages, especially when optimal station coverage is lacking, when no S-wave arrival times are used, or when rough topography affects travel times. This is why a first instance earthquake location may be self-consistent, without necessarily being accurate (Lomnitz, 2006), and why relocation, which consists of a newly-performed location of already located events using more sophisticated methods, is important.

Accurate event location is important and necessary in order to understand the behavior and characteristics of active volcanoes like Popocatepetl. Whereas on a global scale earthquake location allows imaging of the major geodynamic features of the Earth, its accuracy remains too low to allow description of many seismo-tectonic features at local scales and in highly heterogeneous media such as volcanoes. At local scales, an unfavorable geometry of either the earthquake spatial distribution and/or the seismic network stations generates trade-offs between model parameters and induces uncertainties in earthquake locations. Double-difference relocation methods developed in the last decades (e.g., Got & Fréchet, 1994; Ito, 1985; Jordan & Sverdrup, 1981; Poupinet et al., 1984; Rubin et al., 1998; Shearer, 1997; Slunga et al., 1995; Waldhauser & Ellsworth, 2000) have shown that knowledge about a seismogenic region may be significantly changed after accurate relocation of earthquakes (see Wolfe (2002) for a discussion of double-difference algorithms). The limitations of these methods are not always taken into account, however, so that too large a confidence is sometimes placed on their results.

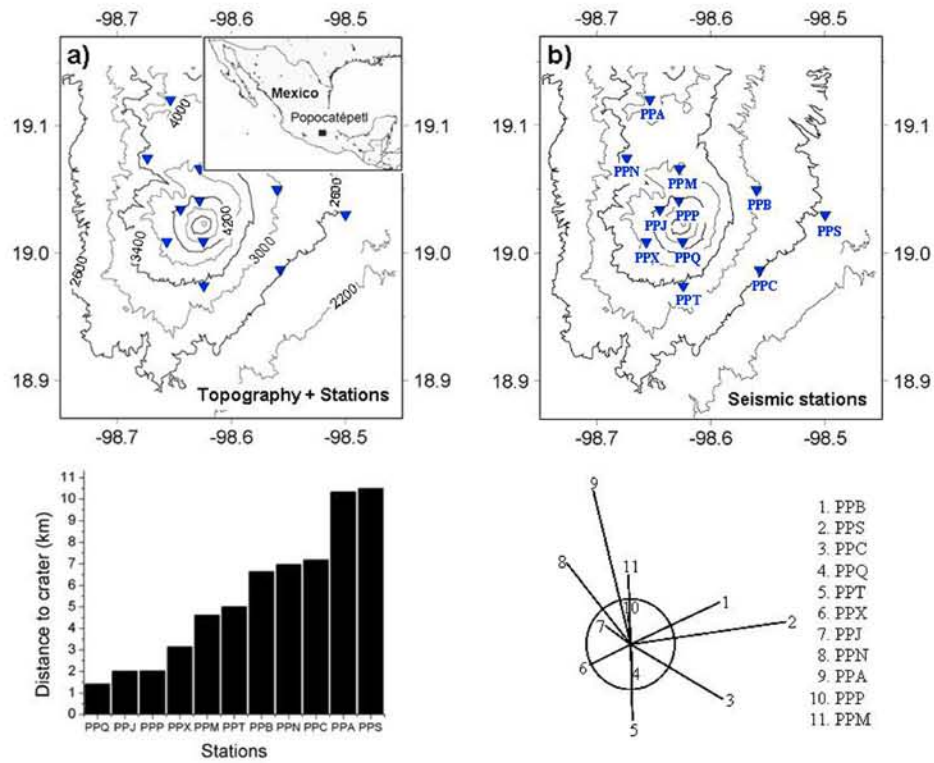
In this study, we apply both methods: (1) a common double-difference method and (2) a newly developed relocation method, which is based on a genetic algorithm, a global optimization search method.

### 3.3. Geological setting

Popocatepetl Volcano (5452 m) is one of the most active stratovolcanoes in Mexico (Fig. 3.1), located in the central part of the Mexican Volcanic Belt, a volcanic arc related to the subduction of the oceanic Cocos and Rivera plates beneath the North American plate. Popocatepetl poses a major geological hazard for Mexico, as a sudden eruption could threaten highly populated areas, including Mexico City (60 km northwest of the crater) and Puebla (40 km east of the crater); in all, more than 10 million people are living within 70 km of the volcano (De La Cruz-Reyna & Siebe, 2008; Macías & Siebe, 2005; Siebe et al., 1996).

The current phase of seismic activity in Popocatepetl began in 1990 (De La Cruz-Reyna et al., 2008a), with a large increase occurring in 1993 and explosive reactivation starting in December 1994, after nearly 70 years of dormancy (De La Cruz-Reyna & Siebe, 2008; Siebe et al., 1996). Since 1996, several dome emplacement-destruction processes have taken place (Arciniega Ceballos et al., 2000; Wright et al., 2002). Due to its high potential risk, many geological and geophysical studies have been carried out on the volcano (e.g., Campillo et al., 1996; Espíndola et al., 2004; Shapiro et al., 1997; Valdés et al., 1995).

López Ramos (1983) proposes the existence of a basement of limestones and granodiorites beneath Popocatepetl volcano, extrapolating geologic data from the surrounding areas. Valdés et al. (1986) propose that regional basement structure occurs at a depth of 6.5 km b.s.l. (below sea level). Geological studies from e.g. Fries (1965); Meritano Arenas et al. (1998) may propose that the volcano rests upon a stratum of limestone (-1.5 km b.s.l.) and metamorphic rock (~ sea level): limestones and metamorphic rocks are exposed as isolated outcrops related to horst and graben fault structures more than 20 km south of Popocatepetl's summit. Geophysical, geological and geochemical studies on Popocatepetl have led to controversial results, so that until now the crustal seismic structure beneath Popocatepetl is not well understood. Straub & Martín-Del Pozzo (2001) suggest that an andesitic magma rises from the moho and mixes with another dacitic melt at depths of ~ 4 to 13 km below the crater. Based on gravimetric measurements, Espíndola et al. (2004) modeled density differences below the volcano, and interpreted a  $25 \text{ km}^3$  negative density contrast at a depth of 7 km b.s.l. as the magma chamber. Studies on fluid inclusions by Atlas et al. (2006) and Roberge et al. (2007) negate the existence of a large magma chamber at depths shallower than 4.5 km b.s.l. and propose a dike and sill system instead.



*Figura 3.1:* **a)** Location of Popocatepetl volcano, Mexico, with contoured topography; triangles represent the seismic stations **b)** Seismic stations (solid triangles) installed between 1995 and 2006. **c)** Distance (km) of stations used in this study from the crater. **d)** Azimuthal station distribution with relative distances from the crater. Circle represents 3 km from the crater. 1. PPB (Bonsai), 2. PPS (Techalotepec), 3. PPC (Colibri), 4. PPQ (Los Cuervos), 5. PPT (Tetexcaloc), 6. PPX (Chipiquixtle), 7. PPJ (Juncos), 8. PPN (Lomo del Negro), 9. PPA (Alzomoni), 10. PPP (Canario), 11. PPM (Tlamacas).

Popocatépetl is subjected to the regional stress state, which is SE-NW for the minimal stress  $\sigma_3$ , SW-NE for the medium stress  $\sigma_2$ , and vertical for the principal stress  $\sigma_1$  (Arámbula Mendoza et al., 2010; Ego & Ansan, 2002). The study by Arámbula Mendoza et al. (2010), who calculated the focal mechanisms of volcanic events, showed that magma movement and volcanic activity can locally influence these stress axes.

### 3.4. Seismic Monitoring of Recent Activity at Popocatépetl

The volcano-tectonic activity of Popocatépetl began in 1990 (De La Cruz-Reyna et al., 2008a), while its explosive reactivation started in December 1994. In 1995, seven seismic stations (PPM, PPC, PPP, PPX, PPQ, PPS, PPB) from the National Seismological Service (SSN) were operating at distances between 1.5 and 10.5 km from the volcano (Fig. 3.1b,c,d). Through the efforts of the SSN and the National Center for Disaster Prevention, Mexico (CENAPRED), the seismograph network eventually grew to seven stations. The stations are sited on the volcano's flanks, at altitudes from 2500 to 4450 m. Five of the stations (PPM, PPC, PPX, PPQ, and PPP) are three-component seismometers, and two of them (PPS and PPB) are vertical-component only. All stations have 1 Hz natural frequency sensors. In the following years, the network expanded to include three triaxial stations of 1 Hz natural frequency: PPN (September 1995), PPT (May 1996), and PPJ (November 1997). In March 1998, the network was augmented when the triaxial broadband station PPA was installed and the short period station PPP was upgraded to broadband. In July 1998, the array was completed with an upgrade of station PPX to broadband capabilities. The Popocatépetl network, shown in Figure 3.1, operated continuously with 11 stations, until station PPB failed in June 1997, station PPN in November 1997, and station PPA in August 1998. Since 2000, the network has been operating with nine stations.

For the period from November 1995 to December 2006, nearly 1500 identifiable volcano-tectonic (VT) earthquakes were recorded, with coda magnitudes ranging from  $M_C$  1.17 to 3.80. VT earthquakes are indistinguishable from common double-couple tectonic earthquakes; they have been interpreted as the brittle response of volcanic rocks fracturing due to fluid pressure superimposed on the regional stress field (e.g., Chouet, 1996), and act as indicators of stress concentrations within the area surrounding magma reservoirs and conduits. Because they originate as abrupt shear motion along faults, the seismograms of VT-events typically show an impulsive onset followed by coda waves, whose spectral peaks

are broadly distributed between 3 and 18 Hz.

Waveform data from the Popocatépetl network were telemetered to CENAPRED, and a central GPS-clock was used to control time for the detection system. First-arrival times on the seismograms from VT earthquakes were manually identified, and earthquake locations were determined using the Hypocenter earthquake location algorithm (Havskov, 2003; Lienert & Havskov, 1995); and the 1-D layered P-wave velocity model from Valdés González & Comité (1994) (Line 3 (blue, dash-dotted), Fig. 5.3). The description of this and other velocity models is given in section 3.5. Initially, several velocity models were tested for the location of the largest VT-earthquakes, which had clear arrivals and were detected by most of the stations. The model which produced the smallest arrival-time residuals with Hypocenter was the one proposed by Valdés González & Comité (1994), which resulted in an average root mean square (RMS) residual of 0.12 sec for about 800 located VT events. The maximum adjusted location error was calculated to be 0.25 km, as an average of the horizontal and vertical errors reported by Hypocenter.

### 3.5. Velocity Models

For our study, preliminary locations (see § 3.6.1) were obtained using the single event program Hypocenter (Lienert & Havskov, 1995) and the Valdés González & Comité (1994) 1-D velocity model.

The model from Valdés González & Comité (1994) and two other velocity models from Cruz-Atienza et al. (2001) and De Barros et al. (2008), all proposed for Popocatépetl volcano, were used to relocate our data set, using the genetic algorithm program (§ 3.6.2) and the double-difference algorithm (§ 3.6.3).

The shear wave velocity model from Cruz-Atienza et al. (2001) was obtained by inversion of receiver functions using four teleseismic events from South America at station PPIG (PPM), located 4 km north of the Popocatépetl crater; this model includes a low velocity zone between 6 and 10 km depth (3-7 km b.s.l.) (Fig. 5.3).

The model from De Barros et al. (2008) was obtained from analysis of Rayleigh waves and a recalculation of the phase velocities corresponding to several previous models. The shear-wave velocities in this model are similar to the MVB crust, and are close to those of the Valdés et al. (1986) model, which is based on a seismic refraction study in Oaxaca (Line 5, Fig. 5.3). P-wave velocity models were estimated from S-wave velocities models

and vice versa, using a Poisson ration of  $V_p/V_s = 1.75$ , a reasonable value for this region. It is worth noting that first locations were not run using the models of Cruz-Atienza et al. (2001) and De Barros et al. (2008) for the following reasons: (1) the model from Cruz-Atienza et al. (2001) includes a low velocity zone, a model property not permitted by Hypocenter, (2) the model from De Barros et al. (2008) is similar to the one from Valdés et al. (1986).

## 3.6. Location methods

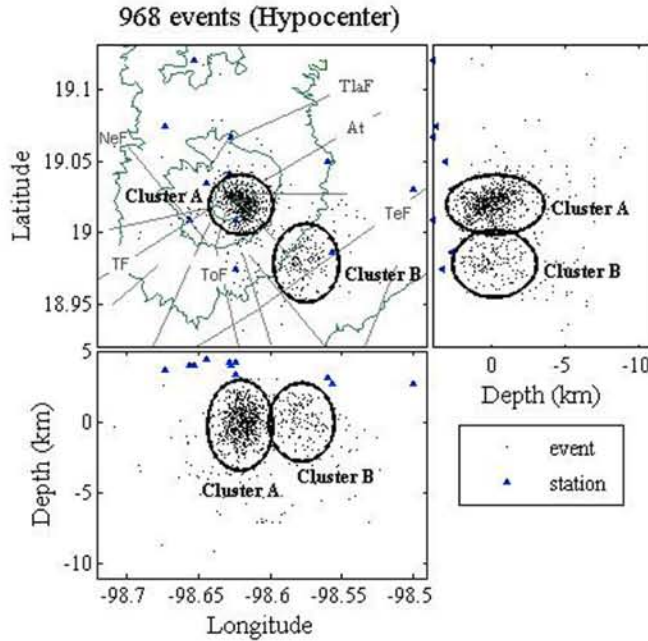
### 3.6.1. First Locations

A first study locating Popocatepetl earthquakes was reported by Valdés et al. (1995). They located 55 earthquakes of the types A, B and AB (VT, low frequency and hybrid events, respectively) using digital seismograms recorded at seven seismic stations. These events, recorded during December 1994 and March 1995, were mainly concentrated below the crater and only three events were located in the southeast region.

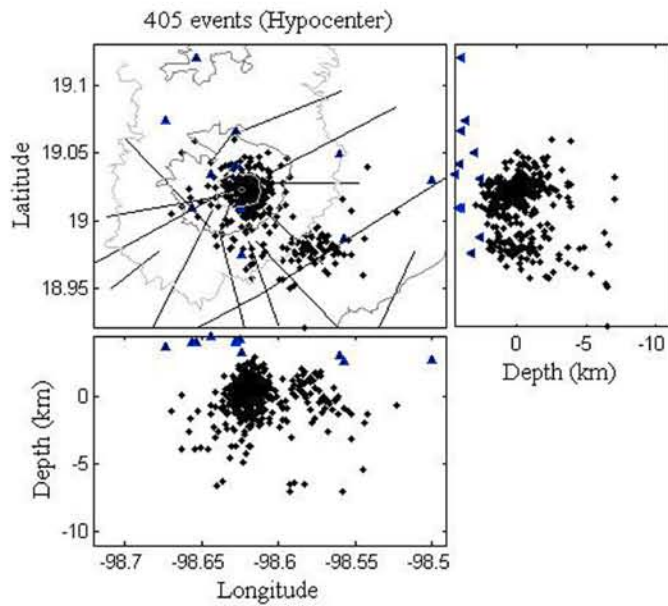
In the unpublished work by Valdés González & Comité (1994), with parts shown in Arámula Mendoza et al. (2010), 1400 VT events recorded from 1994 to 2006 below Popocatepetl were located using the Hypocenter program, within a range of about 20 km. They found the events formed two connected clusters, one below the summit (Cluster A) and the other southeast of it (Cluster B) (Fig. 3.2). Earthquake sources were distributed at depths between -3 km and 7 km b.s.l. under the crater region, and down to 5 km b.s.l. in the SE-zone. These locations are used in this study for relocation with the genetic search algorithm, called DisLoca, and described in § 3.6.2. For better comparison, Fig. 3.3 shows the same 405 events located with Hypocenter, later relocated with DisLoca using the velocity model from De Barros et al. (2008) (Line 1 (dark green, dashed), Fig. 5.3 (see also section 3.5)).

Lermo Samaniego et al. (2006) analysed 115 volcano-tectonic earthquakes recorded by a minimum of 5 stations from the Popocatepetl Seismic Network during the period 1994-1999. Their hypocentral locations were calculated using the SEISAN program (Havskov, 2003), with the one-dimensional (1-D) velocity model proposed by Valdés González & Comité (1994) (see Fig. 5.3) and a Poisson ratio of  $V_p/V_s=1.76$ ; coda magnitudes were estimated from parameters, as proposed by Chavacán et al. (2004). Lermo Samaniego et al.





*Figure 3.2:* Distribution of 968 VT hypocenters (black points) located with Hypocenter, selected for relocation using DisLoca; see text for event selection criteria. Cluster A and Cluster B are easily identifiable and indicated by black circles. Topography (Isoclines of 2200, 3000, 3800, 4600 and 5400 m) is shown by dark green lines (digital models from INEGI), and fault lineations published by Meritano Arenas et al. (1998) are shown as gray lines. We see no correlation between the proposed faults (Meritano Arenas et al., 1998) and the epicentral locations of the VT events. Faults and fissures at Popocatepetl Volcano (Meritano Arenas et al., 1998): Nexpayantla Fissure (NeF) (NW-flank, potential channel for mud and lava flows); Atexca Fault (At) (strike-slip fault sinistral, part of zone of solifluction); Tlamacas Fault (TlaF) (strike-slip dextral, northern limit of the zone of solifluction); Tlaltzompa Fissure (TF) (crossing the central part of the volcanic edifice), Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006) mapped aligned cones toward the NE and SW of the crater; Tetela Fault (TeF) (Southern mountainside, cuts Tochimisolco Fault, covered by recent calcalinic extrusions, cineritic cones to the north); Tochimisolco Fault (ToF) (S-flank,) (Meritano Arenas et al., 1998). Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km.



*Figure 3.3:* 405 events located with Hypocenter, same selection of events that was relocated with DisLoca using the velocity model of De Barros et al. (2008). Black dots represent VT events, blue solid triangles represent stations, lines are faults proposed by Meritano Arenas et al. (1998).

(2006) verify the existence of the two main clusters mentioned above. Their events have coda magnitudes  $M_c < 3.2$  and depths below 12 km, with hypocentral location errors estimated as  $< 1$  km. Based on the assumption that VT-earthquakes under the crater are caused by direct volcanic activity (i.e., magma motion), as proposed by Minakami (1974) and Karpin & Thurber (1987); Lermo Samaniego et al. (2006) proposed that seismicity under the crater could be related to fracture processes in the volcano flanks, as a result of magmatic upwelling.

According to the studies by Arámbula Mendoza et al. (2010); De Cserna et al. (1988); De La Cruz-Reyna & Siebe (2008); Lermo Samaniego et al. (2006); Meritano Arenas et al. (1998), events in the SE zone are probably tectonic events occurring on a NW-SE striking fault, which according to Arámbula Mendoza et al. (2010) appears to be activated by the movement of rising magma in the Popocatepetl edifice. Lermo Samaniego et al. (2006) associate events in the SE zone to normal faulting in a NW-SE direction that may have been caused by tensional stresses that activated or reactivated a fault system caused by the persistent activity of Popocatepetl during the last 10 years.

The first hypocentral locations obtained by using SEISAN and Hypocenter do not show any relationship to the faults proposed by De Cserna et al. (1988) and Meritano Arenas et al. (1998), nor do they allow the interpretation of a magma chamber. We will explore the possibility that more sophisticated location algorithms may shed some light on these expected features.

### 3.6.2. Relocation Method - DisLoca

In order to relocate the events of the Popocatepetl volcano-tectonic catalog data recorded between 1995 and 2006, and preliminarily located with the location program Hypocenter, we applied a recently-developed absolute location algorithm, called DisLoca. DisLoca (Nava, 2010) estimates hypocentral coordinates by finding the hypocenter which results in the minimum L1 (mean absolute) residual between calculated and observed arrival time differences between all recorded  $P_g$  and  $S_g$  phases, by a genetic search in space, followed by the determination of the origin time. Location determination begins by considering hypocenters at a given grid of strategically-distributed points within and around the station array; it can also include a previously-determined hypocenter for relocation. A given number of children are generated by varying the parent (initial) locations with normally dis-

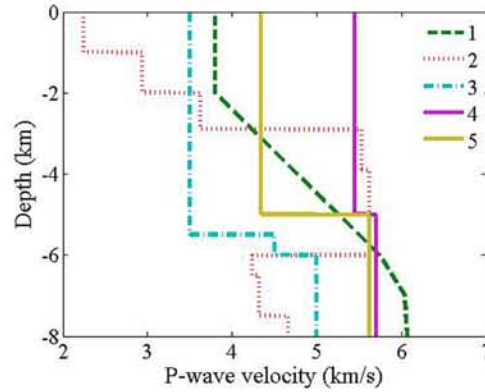


Figura 3.4: 1-D P-wave velocity models determined for Popocatepetl Volcano: (1) De Barros et al. (2008), (2) Cruz-Atienza et al. (2001) and (3) Valdés González & Comité (1994). For studies on the Mexican Volcanic Belt (MVB), we show the models proposed by (4) Campillo et al. (1996) and (5) Valdés et al. (1986). See text for description.

tributed pseudo-random numbers, with X, Y, and Z standard deviations proportional to the corresponding standard deviations for the parent hypocenters and a given mutation probability; other children are constructed as averages of pairs of parents. Next, new parents are chosen from among the entire new population, including parents and children, and the process is repeated until residual and spatial convergence criteria are met for an acceptable location, or until a given number of generations is reached, without meeting the residual criteria, in which case the location is considered unacceptable.

Once an acceptable location is found, the origin time is estimated from the travel times to the stations. The resulting hypocentral parameters are reported, together with arrival time residuals. The average difference time residual is reported as a measure of the fit error, and the space around the preferred hypocenter is explored to determine the X, Y, and Z ranges for which the location error increases by less than a given criterion, which gives a good estimate of the location uncertainty.

DisLoca uses a layered model, and can feature a truncated cone having the first layer's velocity, to roughly model the volcanic edifice. The program accepts station corrections, which allows the possibility of using some selected hypocenter as a master event for the

location of other events close to it. The use of arrival time differences, besides reducing the dimension of the search space, makes DisLoca locations more stable in cases of less-than-optimal azimuthal coverage versus straight arrival time fitting. A principal difference between DisLoca and many other common location programs such as Hypo71, Hypocenter or HypoDD, is that DisLoca accounts for station elevation and includes an approximation to the shape and altitude of the volcanic edifice. This is why DisLoca may locate events within the volcanic cone, events that are considered “airquakes” by other programs such as HypoDD or Hypocenter.

### 3.6.3. Relocation Method - HypoDD

In order to compare the results obtained from DisLoca to other relocation results, we applied the double-difference relocation algorithm HypoDD (Waldhauser, 2001; Waldhauser & Ellsworth, 2000). HypoDD is a relative location program based on the double-difference algorithm which uses the double-difference equation:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (3.1)$$

Where  $dr_k^{ij}$  is the residual between observed and calculated differential travel times for the two events  $i$  and  $j$ , recorded at station  $k$ . HypoDD minimizes residual double-differences for pairs of earthquakes by adjusting the vector differences between their hypocenters, and determines the interevent distances between correlated events, without need for station corrections (Waldhauser, 2001; Waldhauser & Ellsworth, 2000).

## 3.7. Data

From the recorded digital time series, the  $P_g$  and  $S_g$  arrival times were measured with a minimum accuracy of 0.05 s and 0.1 s, respectively, due to sharp P and S arrivals from VT earthquakes.

The original locations of VT events include around 1400 events and form two main clusters of about 5 km diameter, one below the summit (Cluster A) and a second SE of the summit zone (Cluster B). Out of this data set we selected 968 events, including 4321 P-wave phases and 3009 S-wave phases, for the relocation process (Fig. 3.2). This selection included

events recorded by at least four stations with a minimum weight of 0.1, where 1 is the best and 0 is the worst. The RMS residual error was not chosen as a selection parameter because it results, among other factors, from uncertainties in the 1-D velocity model, which cannot correctly represent all parts of the heterogeneous volcanic body.

## **3.8. Results**

### **3.8.1. Results from DisLoca**

The hypocenter relocations obtained by the time-difference genetic search approach, DisLoca, provide a clear new picture of VT events beneath Popocatepetl (compare Fig. 3.2, Fig. 3.3 and Figs. 3.5a, b, c). Out of 968 events, we relocated 331 to 405 volcano-tectonic events, depending on the velocity model applied. Events show at least four P-phases and weights of 0.1 - 1, (see Tab. 3.1 for details) and were recorded between Nov. 1995 and Dec. 2006. Earthquakes with a final location error higher than 0.1 s were discarded by the location algorithm.

Although DisLoca minimizes the L1 residuals, relocation yielded a substantial reduction in the RMS of the relocated events. The initial weighted RMS values for catalog data were 0.128 s. After relocation, these errors were reduced to 0.045 s (Tab. 3.1) for the same group of hypocenters.

The number of relocated events differs for the different velocity models used for the inversion (see Figs. 3.5a, b, c); we relocated 331 events for the velocity model from Cruz-Atienza et al. (2001), 386 for the velocity model from Valdés González & Comité (1994) and 405 events for the velocity model from De Barros et al. (2008). We will base our interpretation on the results using the velocity model from De Barros et al. (2008) (Fig. 3.5c), as its application resulted in the highest number of relocated events.

Relocated events below the crater area still accumulate in Cluster A, with depths down to 4 km b.s.l. and 7 to 11.4 km b.s.l., with their main occurrence limited to -1.5 to +1 km b.s.l.. Relocated events in the southeast zone (about 5 km southeast of the crater), however, are not relocated in a clear Cluster B (see Fig. 3.1), unlike the originally-located events and as cited by Arámbula Mendoza et al. (2010) and Lermo Samaniego et al. (2006). Events

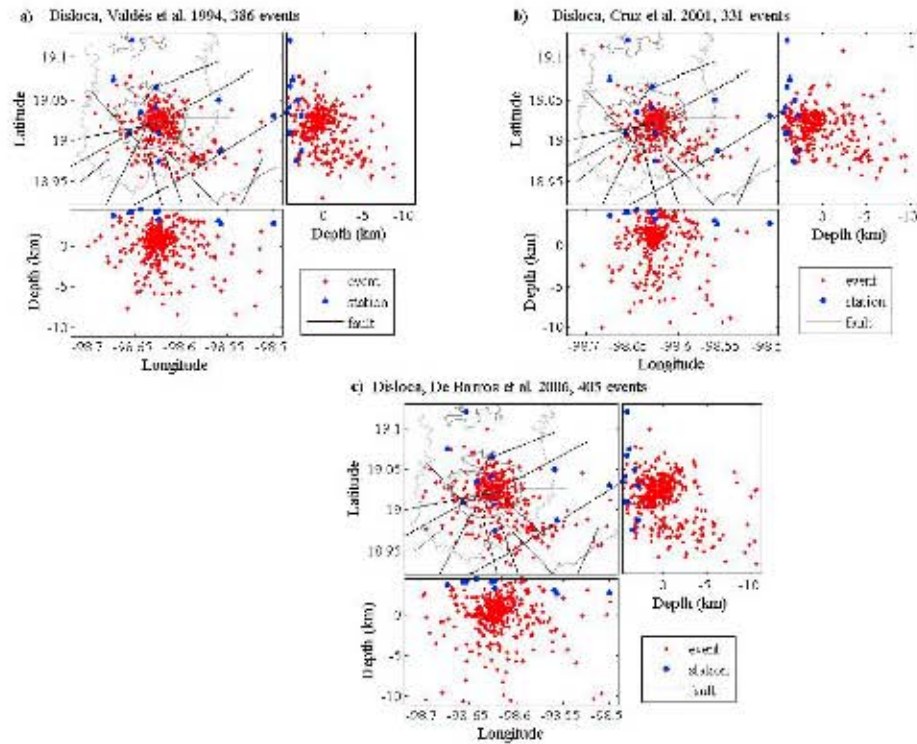
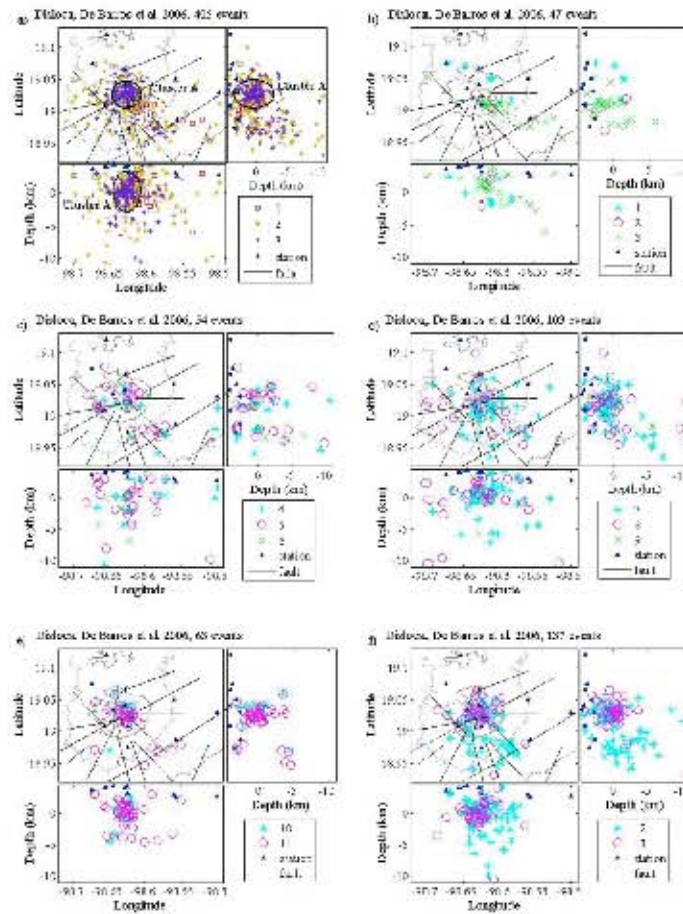


Figura 3.5: a, b and c: Relocated events down to 11 km depth b.s.l, inverted with the velocity models Valdés González & Comité (1994) (386 events), Cruz-Atienza et al. (2001) (331 events), and De Barros et al. (2008) (405 events), respectively. Slight differences can be seen in the relocations using different velocity models; see text for discussion. Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km





**Figura 3.6:** Occurrence of relocated VT events with the model from De Barros et al. (2008): **a)** Three volcanic periods (see numbers 1-3 in legend) separated by the two main explosive eruptions on 30th of July 1997 (VEI = 2-3) and 22th of January 2001 (VEI = 3-4). We outline Cluster A (dark circle), as well as the zone of accumulation of events of volcanic Period 1 (dashed circle). Cluster B (southeast of the crater) cannot be identified in the relocations. **b-f):** 13 different volcanic episodes (see numbers 1-13 in legend). We observe a strong accordance of episodes with event location. See text and Table 3.2 for descriptions. For better differentiation of the 13 episodes, they are plotted in three different graphics: **b)** Episodes 1-3, **c)** Episodes 4-6 and **d)** Episodes 7-9, **e)** Episodes 10-11, **f)** Episodes 12-13.



Velocity Model	dTerr	TTRMS	Relocated events	Input events
Valdés-González (pers. comm.)	Mean: 0.0548	Mean: 0.0460	386	968
	Min: 0	Min: 0		
	Max: 0.100	Max: 0.104		
Cruz-Atienza et al. (2001)	Mean: 0.053	Mean: 0.0446	331	968
	Min: 0	Min: 0		
	Max: 0.099	Max: 0.104		
De Barros et al. (2008)	Mean: 0.0548	Mean: 0.0457	405	968
	Min: 0	Min: 0		
	Max: 0.099	Max: 0.1048		

*Tabla 3.1:* The adjusting error of the time differences between stations (dTerr) in seconds and root mean square travel time residual (TTRMS) in seconds for the relocated events for all three velocity models from Cruz-Atienza et al. (2001); De Barros et al. (2008); Valdés González & Comité (1994).

in the southeast zone are relocated in perpendicularly-aligned clusters, with NE-SW and NW-SE strikes, marked in Figs. 3.5c and 3.6a (see § 3.9). The maximum depth of events in the southeast zone is 4.3 km, with main event occurrence at -1.2 to +0.9 km b.s.l..

We observe a strong correlation in local and temporal event occurrence. It is notable that events recorded in the time period from Dec. 1995 to the eruption on 30th June 1997 are relocated mainly in the southern part of Cluster A and to the southeast. A small number of events of this Period 1 are relocated in the northern part of Cluster A, but not in its center (see Figure 3.6a). We observe as well a strong correlation between event occurrence and volcanic episodes, which are defined after Arámbula-Mendoza (2007). Tab. 3.2 shows the 13 volcanic episodes differentiated in time and their mode of activity. In Figure 3.6b-f we observe that Cluster A (shown in Figure 3.6a) consists of relocated events from nearly all thirteen episodes, except from Episodes 1 and 3. Episode 1 is characterized by gas and ash emission and its events are relocated in a NW-SE aligned cluster of about 10 km length located north and east from the central part of the volcano. Episode 3 is a phase of moderate ash emission, as well as spasmodic tremors. The events of Episode 3 are grouped into two clusters, one located 1.5 km south of the crater and a second aligned in an E-W direction from 4 km south of the crater to 9 km southeast of it. Events in the southeast consist mainly of events from Episodes 5 and 12, which are characterized by a high quantity of volcanic explosions and a following relaxation phase (return to a period of repose/rest). One or two events located in the southeast are from Episodes 7

Volcanic episodes	Time (Month/Year)	Description	Location of events > 3km from crater (azimuthal degree)	Distance from crater (km)	Depth general b.s.l.(km)	Depth crater zone b.s.l.(km)	Depth SE zone b.s.l.(km)
1	04/95-03/96	Fumarolic phase	30, 100, 330	3-8	+2.4 to -1.5		
2	03/96-09/96	Dome construction	135-230	1-6	+4.5 to -1.9	+2.9 to -1.9	
3	10/96-08/97	Quasi cyclic Pulses and domes	Most: 120, Or: 90, 260, 360	2-15	+4 to -12	+4 to -1.6	+3 to -0.8
4	08/97-12/97	Dome construction and eruptions	140, 170, 270, 350-360	1-9	+4 to -9.2	+4 to -2	+3.0 to -0
5	12/97-11/98	Explosions, Energy accumulation	135-180 and 270-40	0-8 (Crater, N) 5-8 (SE, S)	+3.2 to -9.7	+3.2 to -2.6	+3.0 to -2.3
6	11/98-01/99	Explosions	45, 180, 220, 320	3-7	+4.5 to -6.8	+4.5 to -0.6	
7	01/99-09/99	Post eruptive and relaxation	130, 170-220, 280-40	2-9	+4.2 to -7.1	+4.2 to -2.2	+1 to -4.5
8	09/99-09/00	Relaxation (period of repose)	135-160, 200-270	1-12	+4.5 to -11.4	+4.5 to -2.6	+3 to -1.9
9	09/00-12/00	Recharge	190	2-4	+4.4 to -5.6	+4.4 to -5.6	
10	12/00-01/01	Dome growth and eruptions	200, 310	0-5	+4.5 to -4.5	+4.5 to -0.8	
11	01/01-06/02	Post eruptive, expl. eruption, dome growths	120-160, 220, 190, 260-280	0-8	+4.5 to -4.6	+4.5 to -3.6	+3 to -3.3
12	06/02-12/03	Explosions and Relaxation	130-270	7	4.4 to -9.9	4.4 to -9.9	+1.2 to -4.3
13	01/04-12/06	Relaxation	190, 270, 360	0-9	+4.5 to -10.5	+4.5 to -3.5	-2

Tabla 3.2: 13 volcanic episodes from 1995 to 2006. Description after Arámbula-Mendoza (2007).

(post-eruptive and relaxation phase), 8 (relaxation phase) and 11 (post-eruptive phase). Events from Episodes 7 and 12, post-eruptive and relaxation phases, are located 4 to 8 km south of the crater region. They are located at depths of -3.5 to 10.5 km b.s.l., and therefore more than 6 km deeper than events located on the NW-SE and NE-SW striking faults in the SE region. Events located south of the central volcanic region are from episodes of dome construction and eruptions: (4), 5, 6, (9), 10, 11, (13), where episodes marked in parentheses contain only one event, others two or three events.

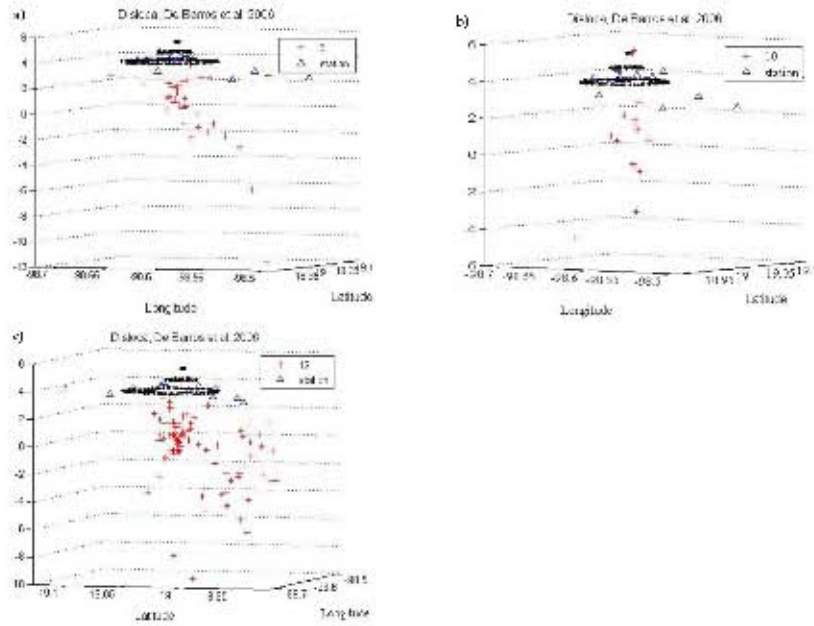


Figure 3.7: Views from the SE and SW, show 3-D hypocenter alignments; we show examples of Episodes 3, 10 and 12. a) Events of Episode 3, view from SE. b) Events of Episode 10, view from SE. c) Events of Episode 12, view from SW. Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km. Topography in black circles: 5400 m, 4600 m, 3900 m.

Figure 3.7 shows the events from Episodes 3, 10 and 12 in 3-D cross-section, in order to display inclined event alignments not visible from the map views shown in Fig. 3.6. The events are inclined, suggesting normal or inverse faults (Figs. 3.6 and 3.7).

Station correction (in seconds) for rays passing and not passing below the crater region								
	a) Rays below Crater			b) Rays not below Crater				
	Station Corr. 1995-2006			Station Corr. 1995-2006			Difference	
PPQ-P	0.0002			0.0133			0.0131	
PPQ-S	-0.0085			-0.0104			0.0019	
PPT-P	0.0000			-0.0116			0.0115	
PPT-S	0.0200			0.0194			0.0006	
	1995- 1997	1997- 2001	2001- 2006	1995- 1997	1997- 2001	2001- 2006	1997- 2001	2001- 2006
PPQ-P	/	-0.0139	-0.0099	0.0501	-0.0073	-0.0143	0.0065	0.0044
PPQ-S	/	0.0085	-0.0012	/	-0.0058	-0.0005	0.0133	0.0007
PPT-P	/	0.0008	-0.0244	-0.0120	-0.0112	-0.0231	0.0103	0.0013
PPT-S	/	0.0210	0.0475	0.0066	0.0130	0.0423	0.0080	0.0052

*Tabla 3.3:* Comparison of different station corrections in seconds for a) rays passing and b) not passing below the crater region. Station corrections are determined for the entire recording time (1995-2006) and for three volcanic periods, divided by two main eruptions on 30th June 1997 and 22nd January 2001. The last column shows the differences in station correction for different ray paths at different stations. Station corrections for rays passing through the region below the crater are not similar, neither for the S- and P-phases, nor for the volcanic periods. See text for description.

Differing station corrections for different ray paths can indicate the presence of low or high velocity regions, such as magmatic chambers or conduits. DisLoca permits the estimation of station corrections from the mean (re)location error (in seconds) and its standard deviation for P- and S-wave rays. Here, we show station correction examples for events located with the velocity model from De Barros et al. (2008). We estimated the station correction for each station for the entire dataset (Table 3.3) and then searched for differences in station corrections as functions of the earthquake's occurrence in time and location (Tables 3.1, 3.3 and 3.4). We observe a high variation in values of station corrections in space and time, which does not allow for a systematic location including station correction.

### 3.8.2. Results from HypoDD

With hypoDD, depending on the velocity model applied, we relocated between 430 and 561 out of 739 events, which were preselected by a program that searches for possible pairs of earthquakes (Fig. 3.8a). Events were automatically discarded by the relocation algorithm if they were badly connected or if their depths decreased to less than the subsurface

(airquakes, 3 km above sea level in the case of Popocatépetl).

There is a strong dependence on the velocity model for HypoDD, which is clearly observed when comparing the results obtained by applying the velocity model of Cruz-Atienza et al. (2001), which includes a low velocity zone, with the results obtained by applying the velocity models of Valdés González & Comité (1994) and De Barros et al. (2008) (Fig. 3.8).

In the map views of the relocation results, relocation concentrates the events in two clusters (Cluster A and B) for all three velocity models (map views, Fig. 3.8). We observe no visible alignment in event distribution correlating to the fault zones, as indicated by De Cserna et al. (1988) and Meritano Arenas et al. (1998). The area of event distribution was slightly reduced, compared to the initially located events in Fig. 3.2.

Events are located at depths of +3 and -5 km b.s.l.. The value of the maximum depth was diminished by only 1 km (5 km b.s.l. (located) to 4 km b.s.l. (relocated)).

The velocity model of Cruz-Atienza et al. (2001) shows a horizontal event accumulation at -1.5 to 0 km depth b.s.l. including events from below and around the crater region and the southeast region. Below the crater we image an inclined “conduct” of events at depths of -2 to 4.5 km b.s.l. and a horizontal diameter of about 2 km.

The relocated Cluster A, using HypoDD and the models of Valdés González & Comité (1994) and De Barros et al. (2008) looks pretty similar to the Cluster A resulting from the relocation using DisLoca.

### **3.9. Discussion and Conclusions**

This study applied a genetic algorithm location method to relocate 331, 386 and 405 volcano-tectonic events, depending on the velocity model applied, recorded between Nov. 1995 and Dec. 2006 beneath Popocatépetl Volcano, and initially located using the program Hypocenter. These results are supplemented by applying the double-difference algorithm HypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000) on the initially event locations.

Different relocation results between HypoDD and DisLoca may arise from differences in the algorithms: (1) DisLoca includes topography and station elevation and may accept events that are discarded as airquakes in HypoDD, (2) the genetic algorithm searches for the global optimum while the least squares regression applied in the double-difference al-

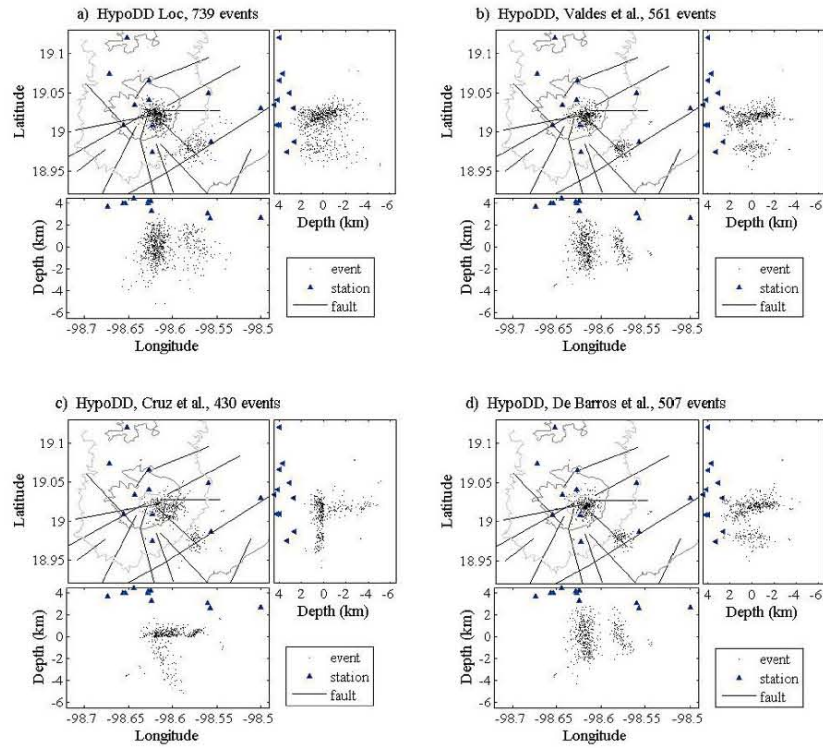


Figura 3.8: Events before and after relocation with the DD algorithm hypoDD: a) Distribution of 739 events before being relocated with HypoDD. Events were selected using the entire data set and a preprogram offered in the DD algorithm which selects pairs of events. b), c) and d): Relocated events, inverted with the velocity models Valdés González & Comité (1994), Cruz-Atienza et al. (2001) and De Barros et al. (2008), respectively. Large differences can be seen in the relocations, comparing b) and c) to d). See text for discussion. Scale:  $0.1^\circ$  Latitude = 11.12 km;  $0.1^\circ$  Longitude = 10.51 km.

gorithm may fall easily in a local optimum. While the RMS in the relocation with DisLoca gets diminished by nearly one third, the RMS in the HypoDD relocation increased from 0.18 s to  $\sim 0.3$  s. The most probable reason for this increase is the lack of waveforms, which may enhance relocation results significantly, as clearly emphasized by Waldhauser & Ellsworth (2000) and Waldhauser (2001).

Comparing the relocation results obtained by DisLoca (Figs. 3.5 and 3.6) with those obtained using HypoDD (Fig. 3.8) clearly shows that the events relocated using the genetic algorithm are aligned and may image predicted fault zones. Aligned epicenters are important because they may indicate strain localization within the volcanic edifice, which in turn may indicate increased local risk of collapse. Having the alignments coincide with known faults makes them doubly important. Relocated events using HypoDD, however, result in two main spherical- or plate-shaped clusters without any event-alignments. Nearly-spherical shapes were derived using similar velocity models of Valdés González & Comité (1994) and De Barros et al. (2008), while plate-shaped clusters were derived using the velocity model of Cruz-Atienza et al. (2001), which includes a low velocity zone from 3 to 6 km b.s.l.. The high dependence on the velocity model using HypoDD is another indication of the instability of the relocation results using the double-difference algorithm with our available data. Hence, we will discuss the results obtained by the genetic algorithm location method DisLoca in more detail.

The number of acceptable relocated events using DisLoca differs depending on the velocity model used during the inversion (see Fig. 5.3 and Figs. 3.5a, b, c: 331 events using the Cruz-Atienza et al. (2001) model, 386 events using the Valdés González & Comité (1994) model and 405 events using the De Barros et al. (2008) model). The RMS error was considerably improved from 0.128 s to 0.045 s. These relocations provide a picture of the spatial and temporal patterns of this seismicity.

Events from the first locations with Hypocenter were relocated slightly differently in the relocation process using DisLoca. This is clearly visible in the two main clusters determined using the first locations, Cluster A below the crater and Cluster B in the southeast. Cluster A is still distinguishable in the relocation, but the former clear accumulation of Cluster B is relocated in two aligned linear clusters extending SE-NW, NE-SW, revealing probable faults in direction of the axes of the regional stress field, as previously determined by Meritano Arenas et al. (1998) and De Cserna et al. (1988).

We also observe a clear correlation between event location and volcanic episodes (Tab. 3.2). Events produced during dome construction or eruptive phases occur at different depths or distances from the crater than events caused during relaxation. Typical depths for events produced during dome construction are: -4.5 to +2 km b.s.l., while events during explosion phases are relocated to deeper areas, at -3 to +10 km b.s.l.

The relocated aligned clusters, which we interpret as faults, coincide with a special type of volcanic activity, limited in time. In Figures 3.7a-c, we show the Episodes 3, 10 and 13 inclined aligned structures, which we interpret as faults. These alignments are only seen from the SE or SW direction, in accordance with the regional stress field.

Faults we could confirm from the studies of Meritano Arenas et al. (1998) and De Cserna et al. (1988) are (Figure 3.6): Tetela fault and SE-NW fault are both imaged by alignments of events from volcanic Episode 11 (post eruptive and construction of small domes) and Episode 12 (small explosions and relaxation). Tlamacas fault can be confirmed by aligned clusters from Episodes 7 (post eruptive and relaxation) and 8 (relaxation). Events of Episode 8 image Tlaltzampa fault and a W-E striking fault proposed by De Cserna et al. (1988). Relocated events from Episodes 2 (dome construction), 3 (quasi cyclic pulses), 4 (formation of great lava dome) and 5 (explosions) are found to form aligned clusters about 5-10 km south of the crater; these assumed faults strike E-W and N-S.

We observe a large number of aligned event clusters that are not included in the areal-pictures-study from Meritano Arenas et al. (1998) (Fig. 3.6). These formations may be interpreted as hidden faults, but we restrict our interpretation to those shown in Figure 3.7, to avoid over-interpretation.

Zones where seismicity is lacking are of importance, as they may indicate areas of hot or molten material, such as small magma reservoirs. At depths shallower than 4 km b.s.l., we observe a strong decrease in seismic events; in agreement with studies from e.g., Atlas et al. (2006); Espíndola et al. (2003) and Roberge et al. (2007), a larger magma body or presence of magma could be interpreted below that area. We observe as well areas of no seismicity, e.g., below the crater at -2 km b.s.l., that may be explained by the fact that several significant changes occur at shallow depths (1-3 km) in the highly fractured upper part of Popocatepetl (Novelo Casanova et al., 2007).

Observations on the agreement of event location and volcanic behavior indicate that



the behavior of magmatic material is predictable, after observing several known patterns. Faults often become activated by magma movement, as proposed for the southeast fault zone by Lermo Samaniego et al. (2006) and Arámbula Mendoza et al. (2010). But faults may be activated as well in times of volcanic relaxation, as is the case for Episode 8, for fault zones west of the volcano (Fig. 3.6c). Although we observe some correlation between the location of the VT seismic events and previously proposed faults, we do not find large concentrations of earthquakes associated with the SE faults, which could indicate a weakening or future collapse of the volcano edifice, and thus represent a volcanic risk in the near future. Based on the thesis of Ramirez Olvera (2003) and the work of Novelo Casanova et al. (2007), we conclude that a shallow (< 3 km) earthquake of magnitude 4.5 to 5 is necessary, to create a risk of collapse or to create a fissure. The earthquake that produced the flank collapse at Mount Saint Helens, for example, had a magnitude of 5.1 (e.g., Mullineaux & Crandell, 1981). The possibility of an earthquake of magnitude 4.5 to 5, while unlikely, cannot be excluded. In the past, the volcano has collapsed to the south and south-east (e.g., Siebe & Macías, 1997). It is possible that this is the mechanism that may occur in the future.

Station & Phase	Stat. Corr. 1995-1997 (1)	Station & Phase	Stat. Corr. 1997-2001 (2)	Station & Phase	Stat. Corr. 2001-2006 (3)	Difference (1) and (2)	Difference (2) and (3)
PPA P	0.0155	PPA P	0.0289			0.0134	
		PPA S	-0.0198				
PPN P	0.0082	PPN P	0.0199			0.0117	
		PPJ P	0.0088	PPJ P	-0.0283		0.0371
		PPJ S	0.0011	PPJ S	-0.0081		0.0092
PPX1 P	-0.0060	PPX1 P	-0.0014			0.0046	
PPX1 S	-0.0041	PPX1 S	-0.0347			0.0306	
		PPX2 P	-0.0101	PPX2 P	0.0011		0.0112
		PPX2 S	-0.0057	PPX2 S	0.0135		0.0192
		PPP1 P	-0.0140				
PPP1 P	0.0072	PPP1 S	0.0207			0.0135	
PPP1 S	0.0233	PPP2 P	-0.0002	PPP2 P	0.0065	0.0235	0.0067
		PPP2 S	-0.0070	PPP2 S	-0.0043		0.0027
PPQ P	0.0020	PPQ P	0.0153	PPQ P	-0.0004	0.0133	0.0157
PPQ S	-0.0022	PPQ S	-0.0156	PPQ S	0.0169	0.0134	0.0325
PPM P	-0.0101	PPM P	-0.0290	PPM P	0.0156	0.0189	0.0446
PPM S	0.0193	PPM S	0.0132	PPM S	0.0137	0.0061	0.0005
PPT P	-0.0089	PPT P	-0.0123	PPT P	0.0183	0.0034	0.0306
PPT S	0.0269	PPT S	0.0086	PPT S	-0.0289	0.0183	0.0375
PPC P	0.0040	PPC P	-0.0013	PPC P	-0.0039	0.0053	0.0026
PPC S	-0.0419	PPC S	-0.0063	PPC S	0.0068	0.0356	0.0131
		PPS P	0.0013				
PPB P	-0.0113						
PPB S	0.0421						

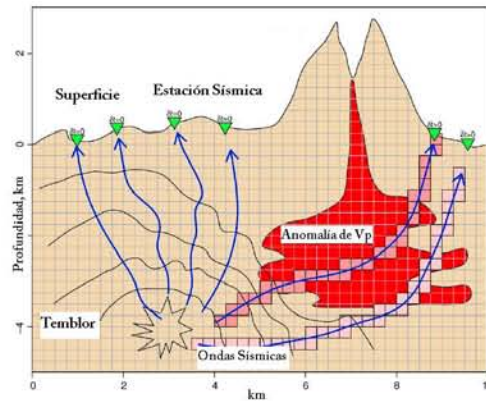
Table 3.4: Station corrections (in seconds) for three different volcanic periods: 01. Jan. 1995 - 30. Jun. 1997 (Stat. Corr. 1), 1. Jul. 1997 - 22. Jan. 2001 (Stat. Corr. 2), 23. Jan. 2001 - 31. Dec. 2006 (Stat. Corr. 3), and the differences between them. Station correction was estimated from the Mean error  $\epsilon$  (s) and the standard deviation. A change in station correction occurs with time.

## Capítulo 4

### Tomografía Sísmica

Con la tomografía sísmica, se reconstruye la velocidad sísmica local de la Tierra utilizando anomalías de tiempos de viaje (tiempos de arribo de ondas sísmicas) o ondas de atenuación, observadas con sensores sísmicos. El primer resultado de tomografía sísmica o inversión tridimensional fue reportado en el congreso '1974 Fall meeting' de la Unión de Geofísica de América (AGU) por Aki et al. (1974). Ellos interpretaron por primera vez los tiempos de arribo de las ondas P formalmente en términos de una 'imagen', opuesto a una simple gráfica de 1D, de velocidad sísmica contra profundidad. Desde entonces se realizaron muchas investigaciones para encontrar nuevos métodos y mejorar los resultados de la tomografía sísmica en escalas globales, regionales y locales.

El primer paso en tomografía sísmica es formular el problema iterativo inverso linealizado (los métodos de tomografía lineal y de tomografía completamente no-lineal no se aplican en los estudios presentados en esta tesis). Esto se realiza seleccionando un modelo 1D inicial y parámetros para describir las perturbaciones al modelo inicial y trazar los rayos sísmicos a través del modelo para pares de fuente-receptor. El volumen bajo estudio se divide en bloques suponiendo la misma velocidad en cada bloque (e.g., Spakman, 1991; Zhou & Clayton, 1990). Parametrizaciones más sofisticadas incluyen nodos fijos o variables o cualquier otro tipo de celdas regulares o irregulares (por ejemplo Delaunay tetrahedra, Voronoi polyhedra), (e.g., Sambridge et al., 1995; Sambridge & Gudmundsson, 1998). Las velocidades en cada bloque/celda representan los parámetros buscados, usando los tiempos de arribo de las ondas P y S (datos) por el método de inversión. En general un bloque tiene dimensiones laterales igual a la distancia promedio entre las estaciones. El tamaño de los bloques/celdas se disminuyen con el aumento de la cantidad de eventos, es



*Figura 4.1:* Croquis con las fronteras de onda de un sismo (estrella) y las trayectorias de rayos, utilizado para la inversión tomográfica. Las trayectorias de rayos que no penetran el cuerpo de anomalía, tienen residuales pequeños y no contribuyen significativamente al cambio del modelo. Las trayectorias de rayos que pasan por una zona de baja velocidad resultan en una anomalía positiva,  $\delta t > 0$  ( $\delta t =$  tiempo observado - tiempo calculado). Las diferencias de tiempos de viaje se pueden re-proyectar, distribuyendo los residuales a lo largo del camino. Bloques coloridos enseñan dos diferentes rayos que cortan las regiones anómalas, cada uno con un nivel de perturbación diferente. Ahí, donde las trayectorias se cortan/seccionan, las re-proyecciones van a interferir constructivamente y la reconstrucción de la imagen está obtenido (figura tomada de Lees (2007)).

decir, la resolución se aumenta con un gran número de estaciones y eventos disponibles (Aki, 1993). El principio de la tomografía sísmica se enseña en la Figura 4.1.

Existen básicamente dos tipos principales de la tomografía sísmica: (1) las inversiones mas sencillas involucran encontrar la velocidad sísmica por anomalías en los tiempos de viaje incluyendo las ondas P y S (véase ecuación 4.1). Mientras los tiempos de viaje proveen la base para el análisis de velocidad, las amplitudes y el contenido de la frecuencia (espectro) de las ondas sísmicas contienen la información sobre la absorción de energía sísmica en el medio intermediario: (2) en algunos casos se puede estimar la atenuación, experimentada por las ondas en su trayectoria de rayo y se trata de delinear la amplitud de la atenuación. La atenuación representa una medida de la absorción o pérdida de energía en ondas sísmicas pasando a través de un material; se define como el residual del factor de calidad Q. La tomografía de tiempos de viaje es inherentemente no-lineal y su cálculo requiere algoritmos sofisticados para su solución final. La tomografía de atenuación ['Q-tomography'] no

es inherentemente no-lineal y más sencilla. Sin embargo, estimar la atenuación, en señales sísmicas es mucho más complicado que estimar tiempos de arribo y así el análisis de Q no es comúnmente aplicado.

La relación entre los tiempos de viaje ( $\Delta T$ ) y la velocidad ( $V$ ) del medio se puede escribir como:

$$\Delta T = \int_{ray} \frac{1}{V(ray)} dl = \int_{ray} S(ray) dl \quad (4.1)$$

donde  $\Delta T$  es el tiempo de viaje,  $V$  la velocidad y  $S$  la lentitud, la cual representa la inversa de la velocidad, y  $dl$  es un elemento alargo de la trayectoria.

Por medio de medidas verificadas en el laboratorio, sabemos que velocidades bajas de las ondas sísmicas pueden estar relacionadas con cambios en la litología, estructura de los cristales, propiedades térmicas y densidades de fracturas (e.g., Iyer & Dawson, 1993). Perturbaciones en la velocidad sísmica causadas por 10 % de fusión varían solamente de 10-40 % para las ondas P y de 20-100 % para las ondas S, así que la velocidad de las ondas S ( $V_S$ ) disminuye más que la de las ondas P ( $V_P$ ) y la razón  $V_P/V_S$  es relativamente alta en la presencia de fusión parcial.

La saturación de fluidos induce generalmente un incremento de  $V_P$ , mientras  $V_S$  sigue relativamente constante; la consecuencia es típicamente una razón alta de  $V_P/V_S$ , desde un fundido parcial disminuye más a  $V_S$  que a  $V_P$ .

El amplio rango de las combinaciones de propiedades dificulta delinear claramente un nivel preciso de fundido parcial, asociado con un conjunto específico de parámetros.

Concluyendo, la no unicidad inherente de interpretaciones tomográficas requiere alguna forma de información '*a priori*' (valor de Q, información de la geología) para recibir opciones de interpretación probables. Para una realización exitosa de tomografía sísmica, usando datos de formas de ondas, es importante una comprensión clara de la física del problema directo ('forward problem') para una inversión efectiva del conjunto de datos (Aki, 1993). Uno de los grandes problemas que se encuentran en muchos estudios de tomografía es la sobreinterpretación de resultados ambiguos. Siempre hay que tomar en cuenta y destacar la influencia de datos incompletos y ruidosos.

La tomografía sísmica se distingue de las imágenes de rayos X en el aspecto que los rayos sísmicos están doblados donde ocurren gradientes de velocidad: las ondas sísmicas viajan predominantemente a través de regiones de alta velocidad y por eso podrían eludir zonas

de baja velocidad formando zonas de sombras. Las trayectorias de los primeros arribos se doblan alrededor de regiones de baja velocidad. Métodos de suavizado y regularización (métodos matemáticos para controlar los efectos de error; limitar perturbaciones causadas por las mediciones con métodos de amortiguado o filtrado) están dirigidos a dicho problema. La presencia de velocidades fuertemente bajas tiene el efecto de esfumar o desenfocar las imágenes tomográficas.

Entre las diferentes técnicas reportadas para tomografía en geofísica, la técnica de proyección hacia atrás ('back projection') (BPT), la técnica de reconstrucción algebraica (ART) y la técnica de reconstrucción iterativa simultánea (SIRT) son muy populares porque permiten trayectorias curvadas y geometría escaneada arbitraria. Sin embargo la resolución y la calidad de las imágenes del subsuelo, obtenidas por estas técnicas de optimización local normalmente no son satisfactorias. Ello resulta de problemas de la cobertura limitada, no linealidad y baja razón de señal-ruido Bichkar et al. (1997).

#### **4.1. Tomografía para volcanes**

El artículo de Lees (2007) da una introducción sobre tomografía sísmica de sistemas magmáticos. En la secuencia de los cálculos se incluye hacer un modelo inicial (típicamente en 1D), encontrar las trayectorias en este modelo, perturbar el modelo (3D) así que los tiempos de viaje se minimizan, adicionar perturbaciones nuevas al modelo inicial e iterar. Cuando se ha derivado el modelo nuevo, de nuevo se calculan las localizaciones de los sismos y el proceso se repite. Estas iteraciones convergen en algunos a varios pasos. La convergencia está determinada cuando los modelos difieren por una cantidad pequeña entre las iteraciones y las diferenciales de los tiempos de viajes.

En casi todos los estudios de tomografía sísmica de volcanes activos o calderas se han observado perturbaciones de alta y baja velocidad. Para la mayor parte, las anomalías de velocidad se caracterizan como 'blobs' amorfos. En algunos casos se puede definir una geometría detallada de la geometría del conducto. La regla general es indicar la distribución geográfica de amplias regiones de alta o baja velocidad o atenuación y sugerir que una velocidad alta está asociada con depósitos volcánicos más antiguos y consolidados o intrusiones magmáticas, y las zonas de baja velocidad representan zonas parcialmente fundidas o de fluidos o gases. La no-unicidad de las imágenes tomográficas y modelos múltiples, falta de datos y geometrías de fuente-receptor no-ideal no nos permite delinear con se-

guridad cuerpos magmáticos. Hay que tomar en cuenta que existen límites en ilustrar las anomalías observadas por las metodologías empleadas. En el caso de inversión tomográfica de cuerpos magmáticos, las fronteras cortantes no son conocidas; así que la regularización suaviza los resultados de la inversión significativamente. La resolución es una función de dos factores: (1) frecuencia y (2) más importante, la cobertura de rayos. La frecuencia es una función de la fuente, la atenuación a lo largo de la trayectoria y del receptor. La regla es: entre más alta la frecuencia, más detalladas son las estructuras mostradas. La cobertura de las trayectorias de los rayos depende del número de eventos y de las estaciones que registran en la superficie. La tomografía sísmica en regiones volcánicas básicamente involucra la exploración de las variaciones de la velocidad sísmica y en algunos casos atenuación sísmica. Aunque todavía no se ha practicado, la combinación de invertir los cuatro parámetros sísmicos ( $V_P$ ,  $V_S$ ,  $Q_P$  y  $Q_S$ ) simultáneamente, puede ofrecer una posibilidad para mejorar la resolución. Esto se puede alcanzar incluyendo más información del registro sísmico. Finalmente una inversión de toda la forma de onda va a ser necesaria para delinear completamente variaciones del subsuelo en 3D más satisfactoriamente. Sin embargo, falta la evidencia de la existencia de grandes regiones que contengan solamente fusión debajo de los volcanes. Modelos simplificados, postulando eso, ofrecen una forma de representar la 'cámara magmática' como un cuerpo que puede ser cuantificado en términos geométricos para análisis físicos y dinámicos, pero las simplificaciones traen 'peligros'. Es muy probable que la roca fundida presente en la corteza y en el manto superior esté distribuida en un sistema complejo de diques, 'sills' y conductos los cuales no se pueden incorporar en una forma claramente definida. Aunque existen muchas fuentes de errores e incertidumbres, técnicas de 'seismological imaging' aún ofrecen una gran esperanza para determinar la geometría y también el porcentaje de fusión presente.

Utilizando el algoritmo tomográfico (FMTOMO) con ondas de viaje en tres dimensiones de Rawlinson et al. (2006), estimamos la estructura de velocidad debajo del Volcán Popocatepetl para el conjunto de datos registrados en los años 1996 hasta 2006. FMTOMO calcula el problema directo de la predicción de tiempos de viaje usando un método que soluciona la ecuación de Eikonal via diferencias finitas, llamado 'multi-stage fast marching method (FMM)' (Sethian & Popovici, 1999). La velocidad está representada por una malla regular de puntos con 'cubic B-splines' aplicado para definir un continuo. El problema inverso, el ajuste de los parámetros del modelo para satisfacer las observaciones de los datos, se soluciona usando un método de subespacio lo cual minimiza una función de

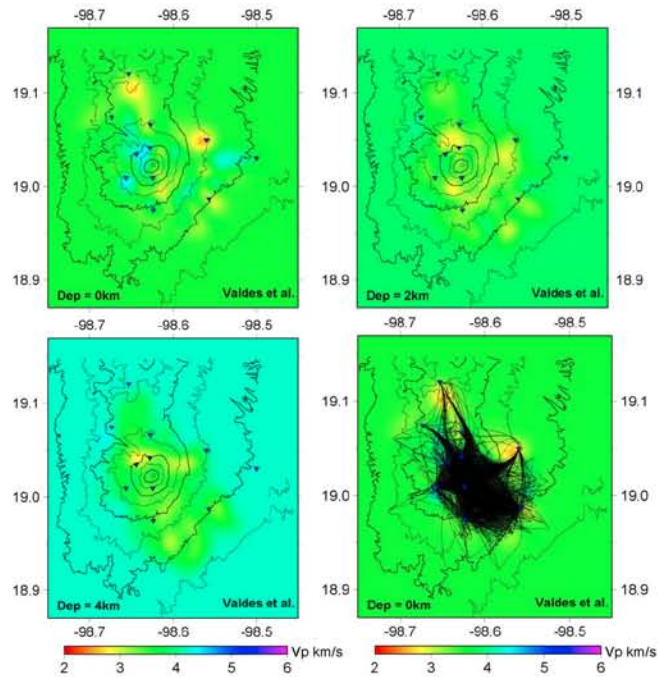


Figura 4.2: Tomografía sísmica del Popocatépetl de la inversión de las **ondas P** con eventos registrados entre 1995 y 2006, aplicando el método de Rawlinson et al. (2006) y el modelo de velocidad inicial de Valdés González & Comité (1994). Dep = profundidad b.n.m..

error simultáneamente en múltiples direcciones de búsqueda. El modelo es iterativamente no-lineal lo que implica que el proceso asuma linealidad local a cada paso. El método de FMM y la inversión se aplican iterativamente para resolver la no-linealidad del problema inverso.

Las Figuras 4.2 y 4.3 muestran los resultados tomográficos de las ondas P (5023 fases) y las ondas S (3516 fases) obtenidos con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Los errores de cada inversión para tres modelos iniciales en 1D diferentes, están mostrados en las tablas Tab. 4.1 para las ondas P y Tab. 4.2 para las ondas S, donde el error que se muestra de la inversión de las ondas S es aproximadamente 50 % más grande que el error, que sale



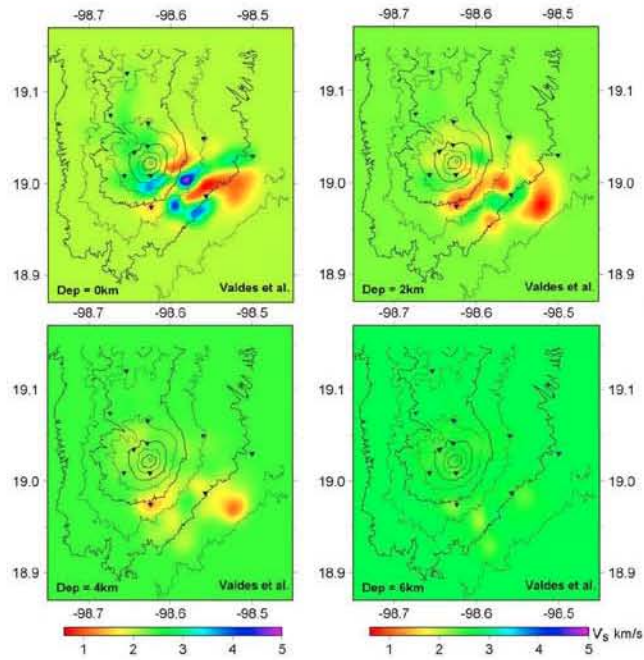


Figura 4.3: Tomografía sísmica del Popocatepetl de la inversión de las **ondas S** con eventos desde 1995 hasta 2006 aplicando el método de Rawlinson et al. (2006) y el modelo de velocidad inicial de Valdés González & Comité (1994). Dep = profundidad b.n.m..

Ondas P								
Valdés			De Barros			Cruz		
RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$
293.74	0.08630	6.42799	312.93	0.09795	5.72280	473.80	0.22453	15.5488
242.67	0.05890	2.29451	253.98	0.06452	2.47353	338.72	0.11476	5.52753
234.45	0.05498	2.01056	245.56	0.06031	2.16374	312.29	0.09754	4.23382
231.40	0.05356	1.92579	238.42	0.05685	2.01134	296.31	0.08781	3.59557
229.46	0.05266	1.88929	235.73	0.05558	1.94375	285.12	0.08131	3.23966
228.53	0.05224	1.86207	233.60	0.05458	1.90529	277.81	0.07719	2.96899
227.52	0.05178	1.84041	231.94	0.05381	1.87689	271.52	0.07374	2.79874
226.65	0.05138	1.82828	231.29	0.05351	1.85382	264.18	0.06980	2.54928

Tabla 4.1: Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en  $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado  $\chi^2$  (adimensional) para las ondas P de los eventos desde 1996 hasta 2006, para los tres modelos de velocidad diferentes de Valdés González & Comité (1994), De Barros et al. (2008), Cruz-Atienza et al. (2001), obtenidos de la inversión tomográfica con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Las Figuras 4.2 y 4.3 enseñan los resultados obtenidos con el modelo inicial de Valdés González & Comité (1994). Los resultados obtenidos con los modelos de De Barros et al. (2008) y Cruz-Atienza et al. (2001) no están mostrados.

de la inversión de las ondas P. El método de tomografía aplicado está basado en el ‘fast marching method’ para calcular los tiempos de viaje (problema directo) y en un método de inversión de subespacio (subspace inversion method).

El código tomográfico de Rawlinson et al. (2006) es adecuado para la realización de tomografía sísmica en volúmenes con una mejor distribución de fuentes-receptores a la existente en el Popocatepetl. La distribución de los eventos y las estaciones en el Popocatepetl es pobre y pide un algoritmo como el de Monteiller et al. (2005) para lograr resultados más confiables (véase Capítulo 5). Pero es importante mostrar los resultados de una inversión tomográfica como la realizada con el código de Rawlinson et al. (2006) aún cuando existan dudas en cuanto a la precisión de los resultados. Como otros algoritmos (e.g., Thurber & Aki, 1987), el algoritmo de Rawlinson et al. (2006) no involucra una regularización de la inversión adecuada para solucionar el problema de la tomografía sísmica bajo condiciones difíciles y aunque los resultados parecen interesantes pueden contener errores, los cuales se disminuan en aplicar otro algoritmo tomográfico más sofisticado (e.g., Monteiller et al., 2005).

Ondas S								
Valdés			DeBarros			Cruz		
RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$
1537.08	2.36327	253.71160	1358.82	1.84691	196.02448	1152.60	1.32886	138.21841
771.04	0.59467	58.92152	749.49	0.56189	54.48664	822.64	0.67693	60.59668
561.42	0.31528	28.08627	576.91	0.33292	28.79306	767.85	0.58976	50.13947
478.23	0.22877	19.12967	475.12	0.22580	18.25234	659.92	0.43561	34.46985
471.93	0.22278	18.39881	498.27	0.24835	20.71315	665.22	0.44264	37.00390
452.97	0.20524	16.65811	469.73	0.22071	17.77558	543.23	0.29519	22.68087
457.75	0.20959	16.97149	466.74	0.21790	17.60335	520.25	0.27074	21.01030
430.95	0.18577	14.70729	441.70	0.19515	15.50297	562.28	0.31625	25.21004

Tabla 4.2: Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en  $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado  $\chi^2$  (sin unidad) para las ondas S de los eventos desde 1996 hasta 2006, para los tres modelos de velocidad diferentes de Valdés González & Comité (1994), De Barros et al. (2008), Cruz-Atienza et al. (2001), obtenidos de la inversion tomográfica con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Las Figuras 4.2 y 4.3 enseñan solamente los resultados obtenidos con el modelo inicial de Valdés González & Comité (1994).

## 4.2. Condiciones para Tomografía en 4D

Una gran variedad de procesos naturales y antropogénicos pueden causar variaciones con el tiempo en las velocidades de las ondas sísmicas en la Tierra. En esta sección se evaluan las condiciones necesarias bajo las cuales una tomografía en 4D es interpretable en términos de variaciones temporales y si estas condiciones existen en el Popocatépetl. Desde finales de 1960, cambios temporales en las velocidades de las ondas sísmicas se han detectado en muchos ambientes geológicos y se han atribuido a una variedad de causas, incluyendo deformación por (De Fazio et al., 1973), variaciones estacionales en la hidrología de aguas subterráneas (Sens-Schoenfelder & Wegler, 2006), el aumento de los esfuerzos tectónicos (Furumoto et al., 2001), los cambios del esfuerzo est tico causados por terremotos, sacudimiento dinámico causado por terremotos (Peng & Ben-Zion, 2006; Rubinstein & Beroza, 2004, 2005; Sawazaki et al., 2006; Wu et al., 2009), los daños causados directamente a las rocas por fallas (Li et al., 2007), los cambios del esfuerzo causados por la deformación alrededor de volcanes Nishimura et al. (2000); Ratdomopurbo & Poupinet (1995), migración de fluidos magmáticos que acompañan la actividad volcánica (Foulger et al., 2003; Patan  et al., 2006), dilatancia y migración de fluidos antes de terremotos (Aggarwal et al., 1973), secado de minerales de la arcilla originado por la explotación geot r-

mica (Boitnott & Boyd, 1996), inundaciones de  $CO_2$  de los yacimientos de hidrocarburos y disminución de la presión de poro en depósitos geotérmicos explotados (Gunasekera et al., 2003; Julian et al., 1998, , etc.).

Dichas observaciones de las variaciones temporales de velocidades de ondas tienen importantes aplicaciones a campos, tales como la predicción de terremotos, la vigilancia volcánica (Foulger, 2003), la explotación de depósitos geotérmicos, evaluación de depósitos de petróleo y gas, y el secuestro del  $CO_2$ .

Los avances tectónicos, en particular el aumento de la densidad espacial de las redes sísmicas y la transición del sistema de grabación analógico al digital, han puesto a disposición una amplia gama de técnicas de análisis y han aumentado en más de un orden de magnitud la sensibilidad con la que se puede detectar el cambio de la velocidad de onda. Estos métodos incluyen fuentes fijas de vibrador y de explosión (Clymer & McEvelly, 1981), que miden las diferencias de tiempo entre las dos ondas casi-cortantes (ondas cortantes de split) que resultan de la propagación a través de medias anisótropicas (Crampin et al., 1990), y la comparación de ondas dispersadas en las codas de terremotos locales repetidos que tienen localizaciones y mecanismos similares (por ejemplo, Schaff & Beroza (2004); Taira et al. (2008); Zhao & Peng (2009)). Sin embargo, la mayoría de las técnicas disponibles han limitado la resolución espacial. La única técnica que ofrece una alta resolución espacial es la tomografía sísmica de fuente local.

Hasta ahora, investigaciones tomográficas de los cambios temporales en la estructura de la Tierra han llevado a cabo mediante programas convencionales de tomografía como los de la familia SIMUL (Evans et al., 1994; Thurber, 1993) para invertir separadamente diferentes épocas de 'data sets' de tiempos de arribo de ondas sísmicas, mostrando que las diferencias de los modelos resultantes surgen de variaciones temporales reales. Foulger et al. (2001a), por ejemplo, usaron este método y encontraron disminuciones de cerca de 4% en la relación  $V_P / V_S$ , entre 1991 y 1994 en el depósito geotérmico The Geysers en el norte de California; Gunasekera et al. (2003) confirmaron el cambio mediante estudios de los datos de 1993, 1996 y 1998, y demostraron que el cambio se debió principalmente a una disminución en  $V_P$ , una consecuencia esperada de un aumento en la compresibilidad de líquido de poros causada por disminución de la presión en el depósito. Utilizando el mismo método, Patanè et al. (2006) encontraron que en ciertos lugares en el Monte Etna, la razón  $V_P / V_S$  aumentó de un 4,5% en el tiempo de la erupción 2002-2003.

Sin embargo, es cuestionable la suposición de que las diferencias en los resultados

de las inversiones tomográficas independientes representen verdaderas variaciones temporales. Debido a variaciones en las distribuciones de rayos sísmicos (las localizaciones de los sismos varían naturalmente) y los resultados de experimentos tomográficos repetidos difieren, incluso si la estructura de la Tierra permanece igual. Y aunque los hipocentros *no* cambian (por ejemplo si se utilizan datos de explosiones) y la distribución de los sismómetros se mantiene fija, se esperan diferencias en los modelos derivados debido a errores aleatorios. La realidad de los cambios temporales mencionados anteriormente no está sujeta a serias dudas, debido a su gran magnitud y su correlación con las causas más probables en las formas de explotación intensiva geotérmica y la actividad volcánica. Sin embargo, algunos cambios más débiles reportados, actualmente permanecen abiertos a cuestionamientos. Entre ellos se encuentran posibles cambios en  $V_p / V_s$  entre 1989 y 1997, los cuales están asociados con las emisiones de  $CO_2$  en Mammoth Mountain Caldera de Long Valley, California (Foulger et al., 2003) y los posibles cambios recientes en el área geotérmica Coso, California. Algunos estudios, como el de Foulger et al. (2003) de Valle Largo Caldera, han tratado de manejar este problema de muestreos realizando una serie de inversiones, alternando entre dos épocas. Se utilizó el modelo derivado/obtenido de cada inversión como modelo inicial de la próxima inversión de datos de la otra época. Pero este procedimiento es difícil y costoso en tiempo, y además no ayuda en distinguir entre verdaderas variaciones temporales y los efectos de errores al azar observados. [random observational errors]

En los resultados de Patanè et al. (2006) (mencionado arriba) no es posible distinguir entre la variación de la resolución en tiempo y la variación de la resolución en el medio. Aparte, si al observar la distribución de las estaciones sísmicas, de los eventos y la escala de su volumen tomográfico (una malla de 2 km por 2 km por 1 km), encontramos que la red sísmica no es suficientemente densa en todas las partes del área de estudio. Según la regla empírica un bloque tiene dimensiones laterales igual a la distancia promedio entre las estaciones; sin embargo, un gran número de eventos puede disminuir el tamaño de los bloques adecuado (Aki, 1993). En el caso del estudio de Patanè et al. (2006) esa condición está presente solamente en la parte alrededor del cráter y en el sur, es decir en un área de 10 km por 10 km. Sin embargo ellos interpretan también en zonas fuera de esa área (20 por 20 km), y en el norte del cráter, donde la distancia media entre las estaciones es de 4 a 5 km y donde no esperamos tener buena resolución como ellos lo indican. Julian & Foulger (2010) realizaron tomografía sísmica dependiente del tiempo (time-dependent seismic tomography) (4D) formulan el problema correctamente como un problema de optimización. Sin embar-

go, la idea de minimizar la diferencia entre dos modelos comparados, no es suficiente entre si, para asegurar que no existe un cambio temporal en la resolución. Por ejemplo: si se muestrean dos volúmenes diferentes con dos series (sets) de sismos diferentes, la comparación *no* tendrá valor informativo. Así que una idea básica sería de escalar el cambio de los parámetros de velocidad con el cambio en resolución para este parámetro. (comunicación personal: J.-L. Got, 2010).

#### 4.2.1. Tomografía en 4D para el Popocatepetl

También para el Popocatepetl se realizó un estudio de tomografía de 4D, utilizando el mismo algoritmo que el aplicado en Rawlinson et al. (2006) y § 4.1. Este método está basado en (1) el ‘fast marching method’ para resolver el problema directo y (2) en un método de inversión de subespacio (subspace inversion method).

Realizamos el cómputo para tres ciclos volcánicos diferentes, separados por las dos erupciones más grandes desde 1994 (A: junio 1996 a julio 1997, B: julio 1997 a enero 2001, C: enero 2001 a septiembre 2003) (véase la Tabla 4.3 y las Figuras 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7. Como modelo inicial en 1D se utilizó el modelo de velocidad de Valdés González & Comité (1994). La tabla 4.4 enseña la disminución de las inversiones para cada ciclo.

ID	Volcanic cycle	No. P-wave arrivals
A	29. Jun. 1996 - 30. Jun.1997	1250
B	30. Jul. 1997 - 22. Jan. 2001	1687
C	22. Jan. 2001 - 4. Sept. 2003	983

Tabla 4.3: Descripción de los tres ciclos volcánicos (A, B, C) para los cuales invertimos. Se enseña el tiempo de cada ciclo, numero de ondas P registrados y las estaciones que operaron durante cada ciclo.

Sin embargo la metodología aplicada para realizar tomografía en 4D para el Popocatepetl no era adecuada por las siguientes razones:

- (1) El código de Rawlinson & Sambridge (2005) es aplicable para áreas de interés donde se utilizan eventos activos. Para eventos pasivos en un área de alta heterogeneidad como existe debajo del Volcán Popocatepetl no es recomendable. Una forma adecuada para realizar una regularización optima, sería utilizar la aproximación probabilística de Tarantola & Valette (1982), véase también Monteiller et al. (2005).
- (2) Al utilizar varios subconjuntos de sismos al aplicar tomografía sísmica en un volumen

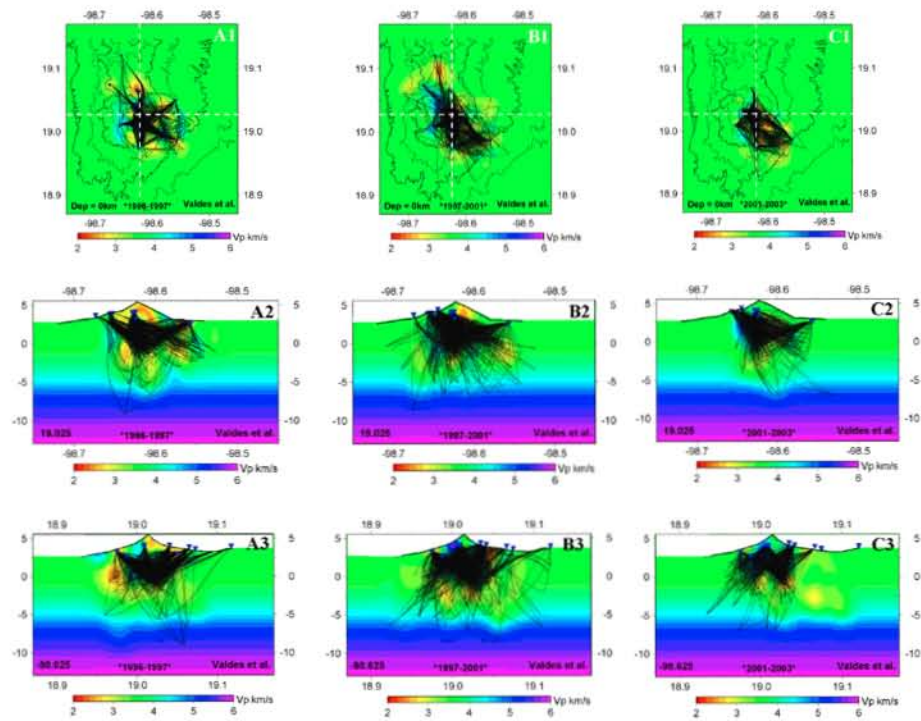
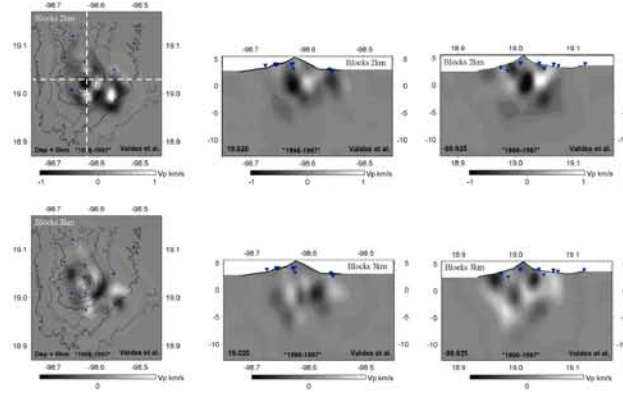
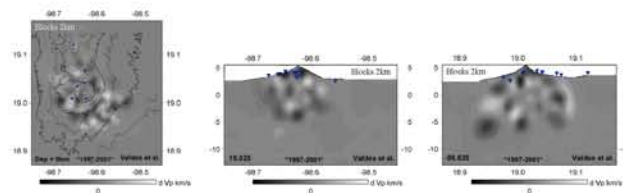


Figura 4.4: Cobertura de rayos para los tres conjuntos de datos A, B, C, tres ciclos volcánicos diferentes, separados por las dos erupciones más grandes desde 1994 (A: junio 1996 a julio 1997, B: julio 1997 a enero 2001, C: enero 2001 a septiembre 2003). Las líneas blancas rayadas en las figuras con vista desde arriba, indican las locaciones de las cortes transversales.

Volcanic cycle A (1996-1997)



Volcanic cycle B (1997-2001)



Volcanic cycle C (2001-2003)

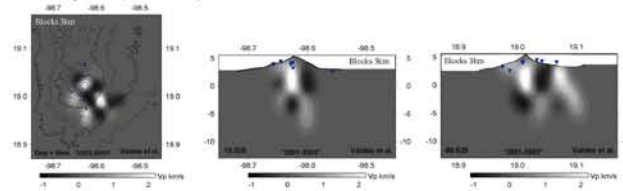


Figura 4.5: La estructura de tablero ['checkerboard'], reconstruida y proyectada en un mapa con vista desde arriba a una profundidad de 0 km b.n.m. y corte transversal pasando por el cráter del volcán. El intervalo de contorno es de 2.5 km/s para las perturbaciones de velocidad. Arriba está indicado el tamaño de los bloques de tablero en km; bloques de 2 km indican una resolución mas alta que bloques de 3 km. Las líneas blancas rayadas en las figuras con vista desde arriba, indican las locaciones de las cortes transversales.



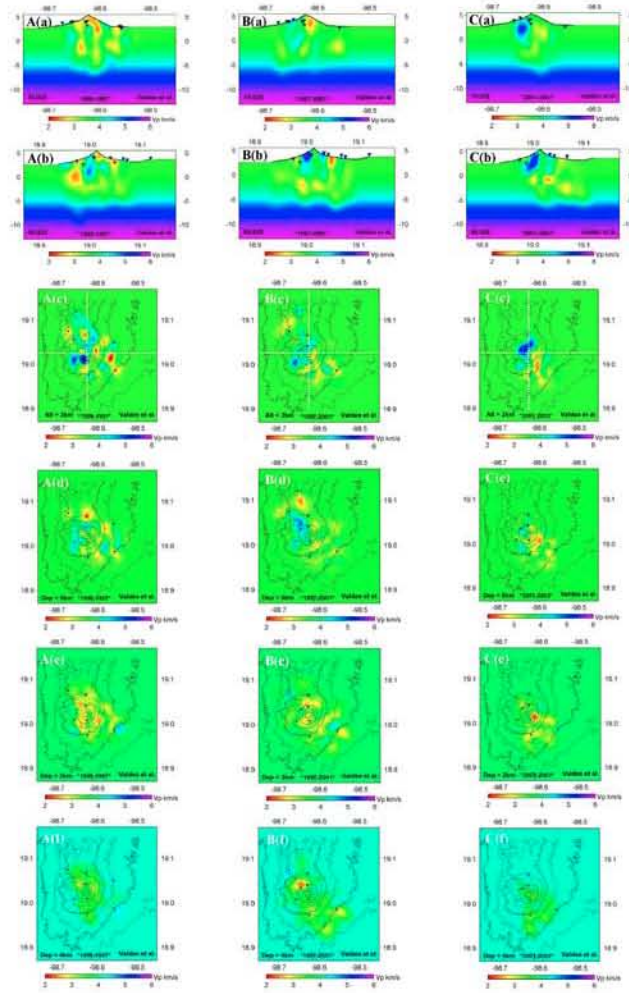


Figura 4.6: Imágenes tomográficas de la velocidad de las ondas P **absoluta** a profundidades de (c) -2 km, (d) 0 km, (e) 2 km, and (f) 4 km para los tres ciclos volcánicos A, B y C (izquierda hacia la derecha). Las líneas blancas rayadas en (c) indican las locaciones de las cortes transversales (a, b).

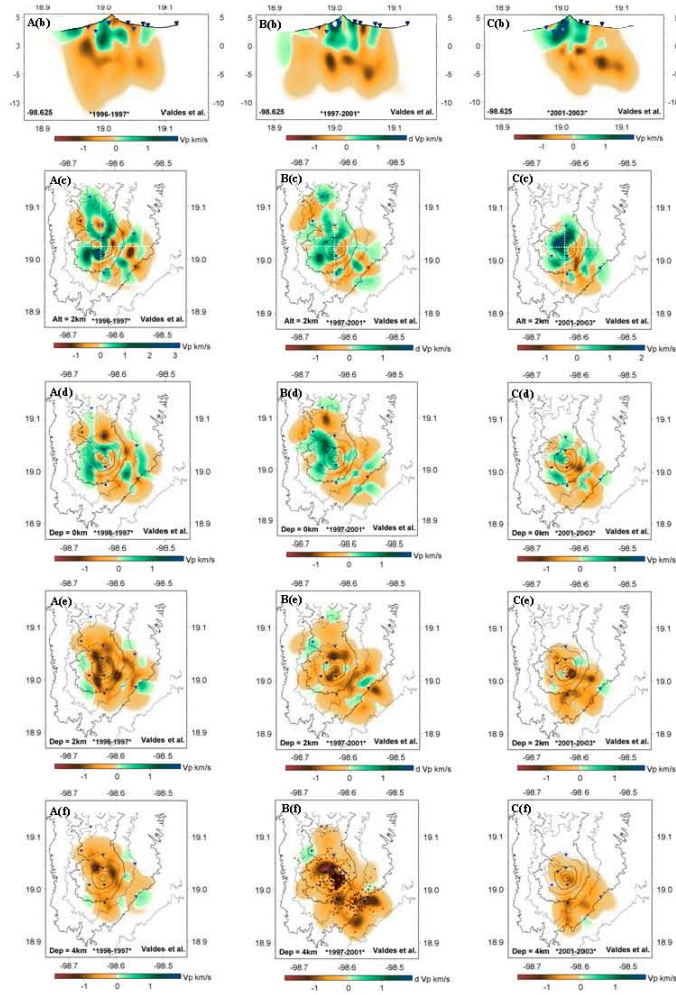


Figura 4.7: Imágenes tomográficas de la velocidad de las ondas P *relativa* a profundidades de (c) -2 km, (d) 0 km, (e) 2 km, and (f) 4 km, para los tres ciclos volcánicos A, B y C (izquierda hacia la derecha). Las líneas blancas rayadas en c) indican las locaciones de las cortes transversales (a, b).

1996	A		1997	1997	B		2001	2001	C	
	-	1997			-	2001			-	2003
RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$		
290.88	0.08468	5.13117	270.43	0.07317	6.81054	310.72	0.09665	5.68819		
252.01	0.06356	2.06686	209.16	0.04377	1.89122	261.43	0.06841	2.44782		
245.56	0.06035	1.89846	199.99	0.04002	1.60112	253.92	0.06454	2.18096		
241.04	0.05814	1.76031	196.58	0.03866	1.50763	253.69	0.06443	2.18536		
240.58	0.05792	1.72792	193.03	0.03728	1.45858	250.81	0.06297	2.12638		
238.67	0.05701	1.70631	191.81	0.03681	1.43522	249.94	0.06254	2.13037		
237.71	0.05655	1.69851	189.52	0.03594	1.40471	248.71	0.06192	2.10589		
236.49	0.05597	1.67967	188.92	0.03571	1.39600	248.56	0.06184	2.10746		
18.7 %	33.9 %	63.3 %	30.1 %	51.2 %	79.5 %	20.0 %	36.0 %	62.9 %		

Tabla 4.4: Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en  $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado  $\chi^2$  (sin dimension) para los tres ciclos volcanicos (A, B, C). La última línea enseña la reducciones para los tres parametros de estimación del error, adquirido después de los siete pasos de iteración.

dato, genera cambios en la resolución del modelo. Así, lo que se debe evidenciar es mas la variación en tiempo de la resolución del modelo que la variación en tiempo del modelo de velocidad.

(3) Las grandes variaciones en velocidad probablemente se deben a la formación de tubos de rayos. Este fenómeno puede ser evitado al desagrupar (remover enjambres o “clusters”) los datos para minimizar los rayos paralelos. Sin embargo los dos enjambres de eventos presentes (localizados bajo del cráter y en el SE) y la distribución de eventos y estaciones no permite evitar los tubos de rayos. Otra forma de evitar variaciones de velocidad altamente no realistas, es aplicar una buena regularización de la inversion en encontrar el suavizado óptimo.

Existen muchos algoritmos para realizar tomografía sísmica, de los cuales no todos son aplicables en volúmenes heterogéneos con distribuciones de fuentes-receptores insuficientes. Muchos algoritmos son solamente aplicables utilizando fuentes activas con una red densa de estaciones sísmicas. Encontrar el algoritmo adecuado para resolver el problema bajo de condiciones como se encuentran en el Volcán Popocatépetl es muy complicado y más cuando se quiere aplicar tomografía sísmica dependiente del tiempo (4D). El algoritmo adecuado para aplicar tomografía sísmica en el Popocatépetl puede ser el de Monteiller

et al. (2005), el cual es un algoritmo sofisticado y adecuado para volúmenes heterogéneos, bajo de volcanes y está basado en el trabajo de Tarantola & Valette (1982).

Para aplicar tomografía sísmica en 4D en el Popocatepetl, se requeriría lo siguiente:

(1) Aumentar la red sísmica para disminuir la brecha acimutal máxima entre las estaciones sísmicas; además las estaciones se deberían instalar a distancias mayores, para aumentar el área de rayos bajo del volcán (sismos regionales, los cuales serian muy útiles, ya que casi no estan presentes en la region alrededor del Popocatepetl); (2) utilizar todos los eventos volcánicos que se han registrado hasta hoy; y (3) aplicar un algoritmo adecuado con el cual se puede asegurar que los cambios temporales observados, son verdaderamente cambios temporales y no artefactos del cambio de la resolución. Hasta ahora no existe un algoritmo que cumpla estas condiciones, pero investigadores en todo el mundo trabajan para llegar a este objetivo. Mientras tanto se recomienda la aproximación probabilística de Tarantola & Valette (1982), el principio del cual se aplica también en Monteiller et al. (2005).

## Capítulo 4

### Tomografía Sísmica

Con la tomografía sísmica, se reconstruye la velocidad sísmica local de la Tierra utilizando anomalías de tiempos de viaje (tiempos de arribo de ondas sísmicas) o ondas de atenuación, observadas con sensores sísmicos. El primer resultado de tomografía sísmica o inversión tridimensional fue reportado en el congreso '1974 Fall meeting' de la Unión de Geofísica de América (AGU) por Aki et al. (1974). Ellos interpretaron por primera vez los tiempos de arribo de las ondas P formalmente en términos de una 'imagen', opuesto a una simple gráfica de 1D, de velocidad sísmica contra profundidad. Desde entonces se realizaron muchas investigaciones para encontrar nuevos métodos y mejorar los resultados de la tomografía sísmica en escalas globales, regionales y locales.

El primer paso en tomografía sísmica es formular el problema iterativo inverso linealizado (los métodos de tomografía lineal y de tomografía completamente no-lineal no se aplican en los estudios presentados en esta tesis). Esto se realiza seleccionando un modelo 1D inicial y parámetros para describir las perturbaciones al modelo inicial y trazar los rayos sísmicos a través del modelo para pares de fuente-receptor. El volumen bajo estudio se divide en bloques suponiendo la misma velocidad en cada bloque (e.g., Spakman, 1991; Zhou & Clayton, 1990). Parametrizaciones más sofisticadas incluyen nodos fijos o variables o cualquier otro tipo de celdas regulares o irregulares (por ejemplo Delaunay tetrahedra, Voronoi polyhedra), (e.g., Sambridge et al., 1995; Sambridge & Gudmundsson, 1998). Las velocidades en cada bloque/celda representan los parámetros buscados, usando los tiempos de arribo de las ondas P y S (datos) por el método de inversión. En general un bloque tiene dimensiones laterales igual a la distancia promedio entre las estaciones. El tamaño de los bloques/celdas se disminuyen con el aumento de la cantidad de eventos, es

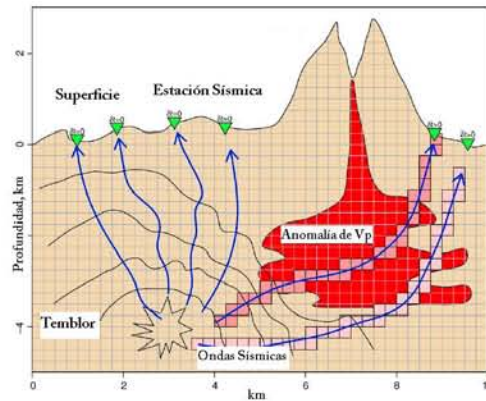


Figura 4.1: Croquis con las fronteras de onda de un sismo (estrella) y las trayectorias de rayos, utilizado para la inversión tomográfica. Las trayectorias de rayos que no penetran el cuerpo de anomalía, tienen residuales pequeños y no contribuyen significativamente al cambio del modelo. Las trayectorias de rayos que pasan por una zona de baja velocidad resultan en una anomalía positiva,  $\delta t > 0$  ( $\delta t =$  tiempo observado - tiempo calculado). Las diferencias de tiempos de viaje se pueden re-proyectar, distribuyendo los residuales a lo largo del camino. Bloques coloridos enseñan dos diferentes rayos que cortan las regiones anómalas, cada uno con un nivel de perturbación diferente. Ahí, donde las trayectorias se cortan/seccionan, las re-proyecciones van a interferir constructivamente y la reconstrucción de la imagen está obtenido (figura tomada de Lees (2007)).

decir, la resolución se aumenta con un gran número de estaciones y eventos disponibles (Aki, 1993). El principio de la tomografía sísmica se enseña en la Figura 4.1.

Existen básicamente dos tipos principales de la tomografía sísmica: (1) las inversiones mas sencillas involucran encontrar la velocidad sísmica por anomalías en los tiempos de viaje incluyendo las ondas P y S (véase ecuación 4.1). Mientras los tiempos de viaje proveen la base para el análisis de velocidad, las amplitudes y el contenido de la frecuencia (espectro) de las ondas sísmicas contienen la información sobre la absorción de energía sísmica en el medio intermediario: (2) en algunos casos se puede estimar la atenuación, experimentada por las ondas en su trayectoria de rayo y se trata de delinear la amplitud de la atenuación. La atenuación representa una medida de la absorción o pérdida de energía en ondas sísmicas pasando a través de un material; se define como el residual del factor de calidad Q. La tomografía de tiempos de viaje es inherentemente no-lineal y su cálculo requiere algoritmos sofisticados para su solución final. La tomografía de atenuación ['Q-tomography'] no

es inherentemente no-lineal y más sencilla. Sin embargo, estimar la atenuación, en señales sísmicas es mucho más complicado que estimar tiempos de arribo y así el análisis de Q no es comúnmente aplicado.

La relación entre los tiempos de viaje ( $\Delta T$ ) y la velocidad ( $V$ ) del medio se puede escribir como:

$$\Delta T = \int_{ray} \frac{1}{V(ray)} dl = \int_{ray} S(ray) dl \quad (4.1)$$

donde  $\Delta T$  es el tiempo de viaje,  $V$  la velocidad y  $S$  la lentitud, la cual representa la inversa de la velocidad, y  $dl$  es un elemento alargo de la trayectoria.

Por medio de medidas verificadas en el laboratorio, sabemos que velocidades bajas de las ondas sísmicas pueden estar relacionadas con cambios en la litología, estructura de los cristales, propiedades térmicas y densidades de fracturas (e.g., Iyer & Dawson, 1993). Perturbaciones en la velocidad sísmica causadas por 10 % de fusión varían solamente de 10-40 % para las ondas P y de 20-100 % para las ondas S, así que la velocidad de las ondas S ( $V_S$ ) disminuye más que la de las ondas P ( $V_P$ ) y la razón  $V_P/V_S$  es relativamente alta en la presencia de fusión parcial.

La saturación de fluidos induce generalmente un incremento de  $V_P$ , mientras  $V_S$  sigue relativamente constante; la consecuencia es típicamente una razón alta de  $V_P/V_S$ , desde un fundido parcial disminuye más a  $V_S$  que a  $V_P$ .

El amplio rango de las combinaciones de propiedades dificulta delinear claramente un nivel preciso de fundido parcial, asociado con un conjunto específico de parámetros.

Concluyendo, la no unicidad inherente de interpretaciones tomográficas requiere alguna forma de información '*a priori*' (valor de Q, información de la geología) para recibir opciones de interpretación probables. Para una realización exitosa de tomografía sísmica, usando datos de formas de ondas, es importante una comprensión clara de la física del problema directo ('forward problem') para una inversión efectiva del conjunto de datos (Aki, 1993). Uno de los grandes problemas que se encuentran en muchos estudios de tomografía es la sobreinterpretación de resultados ambiguos. Siempre hay que tomar en cuenta y destacar la influencia de datos incompletos y ruidosos.

La tomografía sísmica se distingue de las imágenes de rayos X en el aspecto que los rayos sísmicos están doblados donde ocurren gradientes de velocidad: las ondas sísmicas viajan predominantemente a través de regiones de alta velocidad y por eso podrían eludir zonas



de baja velocidad formando zonas de sombras. Las trayectorias de los primeros arribos se doblan alrededor de regiones de baja velocidad. Métodos de suavizado y regularización (métodos matemáticos para controlar los efectos de error; limitar perturbaciones causadas por las mediciones con métodos de amortiguado o filtrado) están dirigidos a dicho problema. La presencia de velocidades fuertemente bajas tiene el efecto de esfumar o desenfocar las imágenes tomográficas.

Entre las diferentes técnicas reportadas para tomografía en geofísica, la técnica de proyección hacia atrás ('back projection') (BPT), la técnica de reconstrucción algebraica (ART) y la técnica de reconstrucción iterativa simultánea (SIRT) son muy populares porque permiten trayectorias curvadas y geometría escaneada arbitraria. Sin embargo la resolución y la calidad de las imágenes del subsuelo, obtenidas por estas técnicas de optimización local normalmente no son satisfactorias. Ello resulta de problemas de la cobertura limitada, no linealidad y baja razón de señal-ruido Bichkar et al. (1997).

#### **4.1. Tomografía para volcanes**

El artículo de Lees (2007) da una introducción sobre tomografía sísmica de sistemas magmáticos. En la secuencia de los cálculos se incluye hacer un modelo inicial (típicamente en 1D), encontrar las trayectorias en este modelo, perturbar el modelo (3D) así que los tiempos de viaje se minimizan, adicionar perturbaciones nuevas al modelo inicial e iterar. Cuando se ha derivado el modelo nuevo, de nuevo se calculan las localizaciones de los sismos y el proceso se repite. Estas iteraciones convergen en algunos a varios pasos. La convergencia está determinada cuando los modelos difieren por una cantidad pequeña entre las iteraciones y las diferenciales de los tiempos de viajes.

En casi todos los estudios de tomografía sísmica de volcanes activos o calderas se han observado perturbaciones de alta y baja velocidad. Para la mayor parte, las anomalías de velocidad se caracterizan como 'blobs' amorfos. En algunos casos se puede definir una geometría detallada de la geometría del conducto. La regla general es indicar la distribución geográfica de amplias regiones de alta o baja velocidad o atenuación y sugerir que una velocidad alta está asociada con depósitos volcánicos más antiguos y consolidados o intrusiones magmáticas, y las zonas de baja velocidad representan zonas parcialmente fundidas o de fluidos o gases. La no-unicidad de las imágenes tomográficas y modelos múltiples, falta de datos y geometrías de fuente-receptor no-ideal no nos permite delinear con se-



guridad cuerpos magmáticos. Hay que tomar en cuenta que existen límites en ilustrar las anomalías observadas por las metodologías empleadas. En el caso de inversión tomográfica de cuerpos magmáticos, las fronteras cortantes no son conocidas; así que la regularización suaviza los resultados de la inversión significativamente. La resolución es una función de dos factores: (1) frecuencia y (2) más importante, la cobertura de rayos. La frecuencia es una función de la fuente, la atenuación a lo largo de la trayectoria y del receptor. La regla es: entre más alta la frecuencia, más detalladas son las estructuras mostradas. La cobertura de las trayectorias de los rayos depende del número de eventos y de las estaciones que registran en la superficie. La tomografía sísmica en regiones volcánicas básicamente involucra la exploración de las variaciones de la velocidad sísmica y en algunos casos atenuación sísmica. Aunque todavía no se ha practicado, la combinación de invertir los cuatro parámetros sísmicos ( $V_P$ ,  $V_S$ ,  $Q_P$  y  $Q_S$ ) simultáneamente, puede ofrecer una posibilidad para mejorar la resolución. Esto se puede alcanzar incluyendo más información del registro sísmico. Finalmente una inversión de toda la forma de onda va a ser necesaria para delinear completamente variaciones del subsuelo en 3D más satisfactoriamente. Sin embargo, falta la evidencia de la existencia de grandes regiones que contengan solamente fusión debajo de los volcanes. Modelos simplificados, postulando eso, ofrecen una forma de representar la 'cámara magmática' como un cuerpo que puede ser cuantificado en términos geométricos para análisis físicos y dinámicos, pero las simplificaciones traen 'peligros'. Es muy probable que la roca fundida presente en la corteza y en el manto superior esté distribuida en un sistema complejo de diques, 'sills' y conductos los cuales no se pueden incorporar en una forma claramente definida. Aunque existen muchas fuentes de errores e incertidumbres, técnicas de 'seismological imaging' aún ofrecen una gran esperanza para determinar la geometría y también el porcentaje de fusión presente.

Utilizando el algoritmo tomográfico (FMTOMO) con ondas de viaje en tres dimensiones de Rawlinson et al. (2006), estimamos la estructura de velocidad debajo del Volcán Popocatepetl para el conjunto de datos registrados en los años 1996 hasta 2006. FMTOMO calcula el problema directo de la predicción de tiempos de viaje usando un método que soluciona la ecuación de Eikonal via diferencias finitas, llamado 'multi-stage fast marching method (FMM)' (Sethian & Popovici, 1999). La velocidad está representada por una malla regular de puntos con 'cubic B-splines' aplicado para definir un continuo. El problema inverso, el ajuste de los parámetros del modelo para satisfacer las observaciones de los datos, se soluciona usando un método de subespacio lo cual minimiza una función de

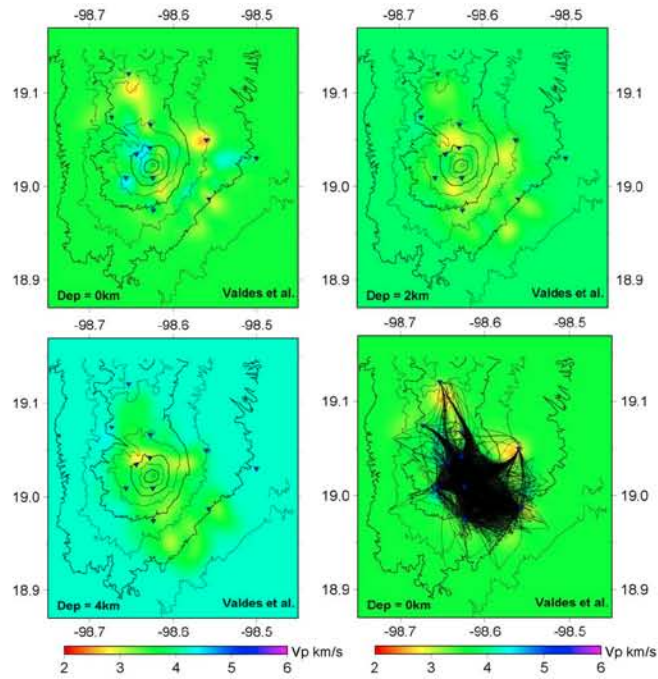


Figura 4.2: Tomografía sísmica del Popocatépetl de la inversión de las **ondas P** con eventos registrados entre 1995 y 2006, aplicando el método de Rawlinson et al. (2006) y el modelo de velocidad inicial de Valdés González & Comité (1994). Dep = profundidad b.n.m..

error simultáneamente en múltiples direcciones de búsqueda. El modelo es iterativamente no-lineal lo que implica que el proceso asuma linealidad local a cada paso. El método de FMM y la inversión se aplican iterativamente para resolver la no-linealidad del problema inverso.

Las Figuras 4.2 y 4.3 muestran los resultados tomográficos de las ondas P (5023 fases) y las ondas S (3516 fases) obtenidos con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Los errores de cada inversión para tres modelos iniciales en 1D diferentes, están mostrados en las tablas Tab. 4.1 para las ondas P y Tab. 4.2 para las ondas S, donde el error que se muestra de la inversión de las ondas S es aproximadamente 50 % más grande que el error, que sale

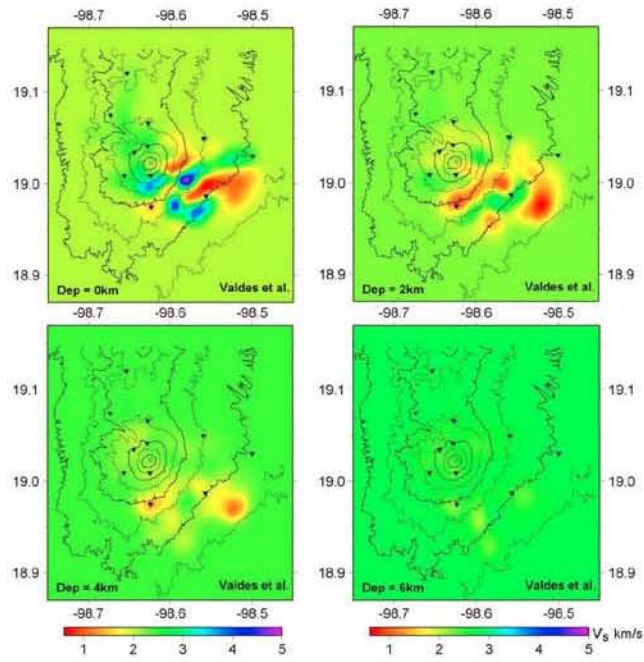


Figura 4.3: Tomografía sísmica del Popocatepetl de la inversión de las **ondas S** con eventos desde 1995 hasta 2006 aplicando el método de Rawlinson et al. (2006) y el modelo de velocidad inicial de Valdés González & Comité (1994). Dep = profundidad b.n.m..

Ondas P								
Valdés			De Barros			Cruz		
RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$
293.74	0.08630	6.42799	312.93	0.09795	5.72280	473.80	0.22453	15.5488
242.67	0.05890	2.29451	253.98	0.06452	2.47353	338.72	0.11476	5.52753
234.45	0.05498	2.01056	245.56	0.06031	2.16374	312.29	0.09754	4.23382
231.40	0.05356	1.92579	238.42	0.05685	2.01134	296.31	0.08781	3.59557
229.46	0.05266	1.88929	235.73	0.05558	1.94375	285.12	0.08131	3.23966
228.53	0.05224	1.86207	233.60	0.05458	1.90529	277.81	0.07719	2.96899
227.52	0.05178	1.84041	231.94	0.05381	1.87689	271.52	0.07374	2.79874
226.65	0.05138	1.82828	231.29	0.05351	1.85382	264.18	0.06980	2.54928

Tabla 4.1: Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en  $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado  $\chi^2$  (adimensional) para las ondas P de los eventos desde 1996 hasta 2006, para los tres modelos de velocidad diferentes de Valdés González & Comité (1994), De Barros et al. (2008), Cruz-Atienza et al. (2001), obtenidos de la inversión tomográfica con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Las Figuras 4.2 y 4.3 enseñan los resultados obtenidos con el modelo inicial de Valdés González & Comité (1994). Los resultados obtenidos con los modelos de De Barros et al. (2008) y Cruz-Atienza et al. (2001) no están mostrados.

de la inversión de las ondas P. El método de tomografía aplicado está basado en el ‘fast marching method’ para calcular los tiempos de viaje (problema directo) y en un método de inversión de subespacio (subspace inversion method).

El código tomográfico de Rawlinson et al. (2006) es adecuado para la realización de tomografía sísmica en volúmenes con una mejor distribución de fuentes-receptores a la existente en el Popocatepetl. La distribución de los eventos y las estaciones en el Popocatepetl es pobre y pide un algoritmo como el de Monteiller et al. (2005) para lograr resultados más confiables (véase Capítulo 5). Pero es importante mostrar los resultados de una inversión tomográfica como la realizada con el código de Rawlinson et al. (2006) aún cuando existan dudas en cuanto a la precisión de los resultados. Como otros algoritmos (e.g., Thurber & Aki, 1987), el algoritmo de Rawlinson et al. (2006) no involucra una regularización de la inversión adecuada para solucionar el problema de la tomografía sísmica bajo condiciones difíciles y aunque los resultados parecen interesantes pueden contener errores, los cuales se disminuan en aplicar otro algoritmo tomográfico más sofisticado (e.g., Monteiller et al., 2005).

Ondas S								
Valdés			DeBarros			Cruz		
RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$	RMS	$\sigma$	$\chi$
1537.08	2.36327	253.71160	1358.82	1.84691	196.02448	1152.60	1.32886	138.21841
771.04	0.59467	58.92152	749.49	0.56189	54.48664	822.64	0.67693	60.59668
561.42	0.31528	28.08627	576.91	0.33292	28.79306	767.85	0.58976	50.13947
478.23	0.22877	19.12967	475.12	0.22580	18.25234	659.92	0.43561	34.46985
471.93	0.22278	18.39881	498.27	0.24835	20.71315	665.22	0.44264	37.00390
452.97	0.20524	16.65811	469.73	0.22071	17.77558	543.23	0.29519	22.68087
457.75	0.20959	16.97149	466.74	0.21790	17.60335	520.25	0.27074	21.01030
430.95	0.18577	14.70729	441.70	0.19515	15.50297	562.28	0.31625	25.21004

Tabla 4.2: Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en  $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado  $\chi^2$  (sin unidad) para las ondas S de los eventos desde 1996 hasta 2006, para los tres modelos de velocidad diferentes de Valdés González & Comité (1994), De Barros et al. (2008), Cruz-Atienza et al. (2001), obtenidos de la inversión tomográfica con el algoritmo de Rawlinson et al. (2006). Las Figuras 4.2 y 4.3 enseñan solamente los resultados obtenidos con el modelo inicial de Valdés González & Comité (1994).

## 4.2. Condiciones para Tomografía en 4D

Una gran variedad de procesos naturales y antropogénicos pueden causar variaciones con el tiempo en las velocidades de las ondas sísmicas en la Tierra. En esta sección se evalúan las condiciones necesarias bajo las cuales una tomografía en 4D es interpretable en términos de variaciones temporales y si estas condiciones existen en el Popocatepetl. Desde finales de 1960, cambios temporales en las velocidades de las ondas sísmicas se han detectado en muchos ambientes geológicos y se han atribuido a una variedad de causas, incluyendo deformación por (De Fazio et al., 1973), variaciones estacionales en la hidrología de aguas subterráneas (Sens-Schoenfelder & Wegler, 2006), el aumento de los esfuerzos tectónicos (Furumoto et al., 2001), los cambios del esfuerzo estático causados por terremotos, sacudimiento dinámico causado por terremotos (Peng & Ben-Zion, 2006; Rubinstein & Beroza, 2004, 2005; Sawazaki et al., 2006; Wu et al., 2009), los daños causados directamente a las rocas por fallas (Li et al., 2007), los cambios del esfuerzo causados por la deformación alrededor de volcanes Nishimura et al. (2000); Ratdomopurbo & Poupinet (1995), migración de fluidos magmáticos que acompañan la actividad volcánica (Foulger et al., 2003; Patanè et al., 2006), dilatación y migración de fluidos antes de terremotos (Aggarwal et al., 1973), secado de minerales de la arcilla originado por la explotación geotér-

mica (Boitnott & Boyd, 1996), inundaciones de  $CO_2$  de los yacimientos de hidrocarburos y disminución de la presión de poro en depósitos geotérmicos explotados (Gunasekera et al., 2003; Julian et al., 1998, , etc.).

Dichas observaciones de las variaciones temporales de velocidades de ondas tienen importantes aplicaciones a campos, tales como la predicción de terremotos, la vigilancia volcánica (Foulger, 2003), la explotación de depósitos geotérmicos, evaluación de depósitos de petróleo y gas, y el secuestro del  $CO_2$ .

Los avances tectónicos, en particular el aumento de la densidad espacial de las redes sísmicas y la transición del sistema de grabación analógico al digital, han puesto a disposición una amplia gama de técnicas de análisis y han aumentado en más de un orden de magnitud la sensibilidad con la que se puede detectar el cambio de la velocidad de onda. Estos métodos incluyen fuentes fijas de vibrador y de explosión (Clymer & McEvelly, 1981), que miden las diferencias de tiempo entre las dos ondas casi-cortantes (ondas cortantes de split) que resultan de la propagación a través de medias anisotrópicas (Crampin et al., 1990), y la comparación de ondas dispersadas en las codas de terremotos locales repetidos que tienen localizaciones y mecanismos similares (por ejemplo, Schaff & Beroza (2004); Taira et al. (2008); Zhao & Peng (2009)). Sin embargo, la mayoría de las técnicas disponibles han limitado la resolución espacial. La única técnica que ofrece una alta resolución espacial es la tomografía sísmica de fuente local.

Hasta ahora, investigaciones tomográficas de los cambios temporales en la estructura de la Tierra han llevado a cabo mediante programas convencionales de tomografía como los de la familia SIMUL (Evans et al., 1994; Thurber, 1993) para invertir separadamente diferentes épocas de 'data sets' de tiempos de arribo de ondas sísmicas, mostrando que las diferencias de los modelos resultantes surgen de variaciones temporales reales. Foulger et al. (2001a), por ejemplo, usaron este método y encontraron disminuciones de cerca de 4% en la relación  $V_P / V_S$ , entre 1991 y 1994 en el depósito geotérmico The Geysers en el norte de California; Gunasekera et al. (2003) confirmaron el cambio mediante estudios de los datos de 1993, 1996 y 1998, y demostraron que el cambio se debió principalmente a una disminución en  $V_P$ , una consecuencia esperada de un aumento en la compresibilidad de líquido de poros causada por disminución de la presión en el depósito. Utilizando el mismo método, Patanè et al. (2006) encontraron que en ciertos lugares en el Monte Etna, la razón  $V_P / V_S$  aumentó de un 4,5% en el tiempo de la erupción 2002-2003.

Sin embargo, es cuestionable la suposición de que las diferencias en los resultados

de las inversiones tomográficas independientes representen verdaderas variaciones temporales. Debido a variaciones en las distribuciones de rayos sísmicos (las localizaciones de los sismos varían naturalmente) y los resultados de experimentos tomográficos repetidos difieren, incluso si la estructura de la Tierra permanece igual. Y aunque los hipocentros *no* cambian (por ejemplo si se utilizan datos de explosiones) y la distribución de los sismómetros se mantiene fija, se esperan diferencias en los modelos derivados debido a errores aleatorios. La realidad de los cambios temporales mencionados anteriormente no está sujeta a serias dudas, debido a su gran magnitud y su correlación con las causas más probables en las formas de explotación intensiva geotérmica y la actividad volcánica. Sin embargo, algunos cambios más débiles reportados, actualmente permanecen abiertos a cuestionamientos. Entre ellos se encuentran posibles cambios en  $V_p / V_s$  entre 1989 y 1997, los cuales están asociados con las emisiones de  $CO_2$  en Mammoth Mountain Caldera de Long Valley, California (Foulger et al., 2003) y los posibles cambios recientes en el área geotérmica Coso, California. Algunos estudios, como el de Foulger et al. (2003) de Valle Largo Caldera, han tratado de manejar este problema de muestreos realizando una serie de inversiones, alternando entre dos épocas. Se utilizó el modelo derivado/obtenido de cada inversión como modelo inicial de la próxima inversión de datos de la otra época. Pero este procedimiento es difícil y costoso en tiempo, y además no ayuda en distinguir entre verdaderas variaciones temporales y los efectos de errores al azar observados. [random observational errors]

En los resultados de Patanè et al. (2006) (mencionado arriba) no es posible distinguir entre la variación de la resolución en tiempo y la variación de la resolución en el medio. Aparte, si al observar la distribución de las estaciones sísmicas, de los eventos y la escala de su volumen tomográfico (una malla de 2 km por 2 km por 1 km), encontramos que la red sísmica no es suficientemente densa en todas las partes del área de estudio. Según la regla empírica un bloque tiene dimensiones laterales igual a la distancia promedio entre las estaciones; sin embargo, un gran número de eventos puede disminuir el tamaño de los bloques adecuado (Aki, 1993). En el caso del estudio de Patanè et al. (2006) esa condición está presente solamente en la parte alrededor del cráter y en el sur, es decir en un área de 10 km por 10 km. Sin embargo ellos interpretan también en zonas fuera de esa área (20 por 20 km), y en el norte del cráter, donde la distancia media entre las estaciones es de 4 a 5 km y donde no esperamos tener buena resolución como ellos lo indican. Julian & Foulger (2010) realizaron tomografía sísmica dependiente del tiempo (time-dependent seismic tomography) (4D) formulan el problema correctamente como un problema de optimización. Sin embar-



go, la idea de minimizar la diferencia entre dos modelos comparados, no es suficiente entre si, para asegurar que no existe un cambio temporal en la resolución. Por ejemplo: si se muestrean dos volúmenes diferentes con dos series (sets) de sismos diferentes, la comparación *no* tendrá valor informativo. Así que una idea básica sería de escalar el cambio de los parámetros de velocidad con el cambio en resolución para este parámetro. (comunicación personal: J.-L. Got, 2010).

#### 4.2.1. Tomografía en 4D para el Popocatepetl

También para el Popocatepetl se realizó un estudio de tomografía de 4D, utilizando el mismo algoritmo que el aplicado en Rawlinson et al. (2006) y § 4.1. Este método está basado en (1) el ‘fast marching method’ para resolver el problema directo y (2) en un método de inversión de subespacio (subspace inversion method).

Realizamos el cómputo para tres ciclos volcánicos diferentes, separados por las dos erupciones más grandes desde 1994 (A: junio 1996 a julio 1997, B: julio 1997 a enero 2001, C: enero 2001 a septiembre 2003) (véase la Tabla 4.3 y las Figuras 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7. Como modelo inicial en 1D se utilizó el modelo de velocidad de Valdés González & Comité (1994). La tabla 4.4 enseña la disminución de las inversiones para cada ciclo.

ID	Volcanic cycle	No. P-wave arrivals
A	29. Jun. 1996 - 30. Jun.1997	1250
B	30. Jul. 1997 - 22. Jan. 2001	1687
C	22. Jan. 2001 - 4. Sept. 2003	983

Tabla 4.3: Descripción de los tres ciclos volcánicos (A, B, C) para los cuales invertimos. Se enseña el tiempo de cada ciclo, numero de ondas P registrados y las estaciones que operaron durante cada ciclo.

Sin embargo la metodología aplicada para realizar tomografía en 4D para el Popocatepetl no era adecuada por las siguientes razones:

- (1) El código de Rawlinson & Sambridge (2005) es aplicable para áreas de interés donde se utilizan eventos activos. Para eventos pasivos en un área de alta heterogeneidad como existe debajo del Volcán Popocatepetl no es recomendable. Una forma adecuada para realizar una regularización óptima, sería utilizar la aproximación probabilística de Tarantola & Valette (1982), véase también Monteiller et al. (2005).
- (2) Al utilizar varios subconjuntos de sismos al aplicar tomografía sísmica en un volumen



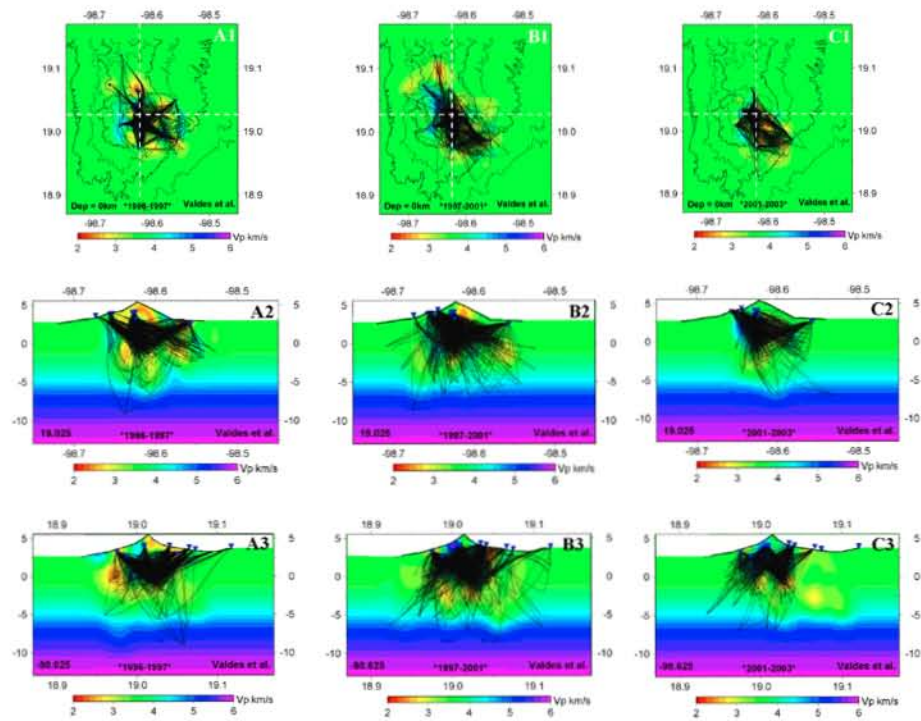
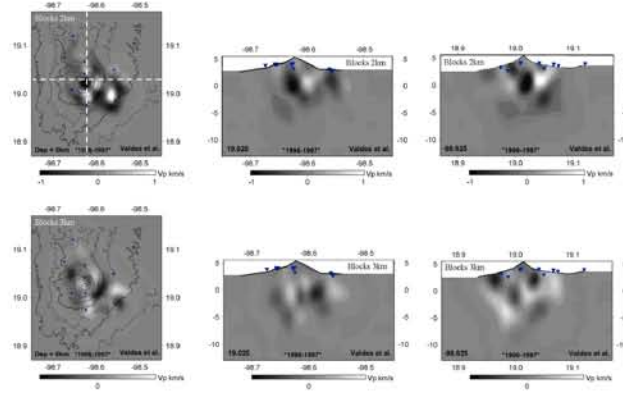
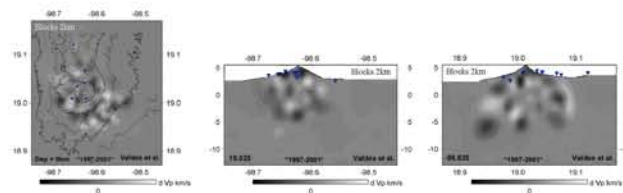


Figura 4.4: Cobertura de rayos para los tres conjuntos de datos A, B, C, tres ciclos volcánicos diferentes, separados por las dos erupciones más grandes desde 1994 (A: junio 1996 a julio 1997, B: julio 1997 a enero 2001, C: enero 2001 a septiembre 2003). Las líneas blancas rayadas en las figuras con vista desde arriba, indican las locaciones de las cortes transversales.

Volcanic cycle A (1996-1997)



Volcanic cycle B (1997-2001)



Volcanic cycle C (2001-2003)

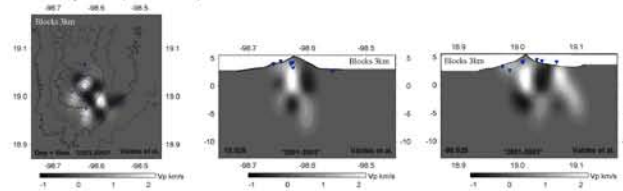


Figura 4.5: La estructura de tablero ['checkerboard'], reconstruida y proyectada en un mapa con vista desde arriba a una profundidad de 0 km b.n.m. y corte transversal pasando por el cráter del volcán. El intervalo de contorno es de 2.5 km/s para las perturbaciones de velocidad. Arriba está indicado el tamaño de los bloques de tablero en km; bloques de 2 km indican una resolución mas alta que bloques de 3 km. Las líneas blancas rayadas en las figuras con vista desde arriba, indican las locaciones de las cortes transversales.

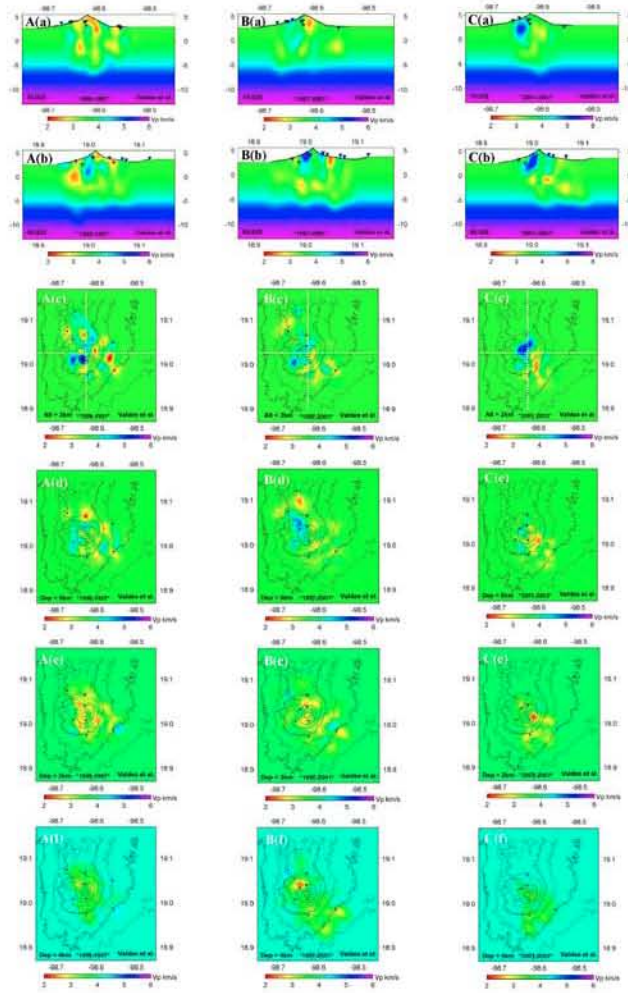


Figura 4.6: Imágenes tomográficas de la velocidad de las ondas P **absoluta** a profundidades de (c) -2 km, (d) 0 km, (e) 2 km, and (f) 4 km para los tres ciclos volcánicos A, B y C (izquierda hacia la derecha). Las líneas blancas rayadas en (c) indican las locaciones de las cortes transversales (a, b).

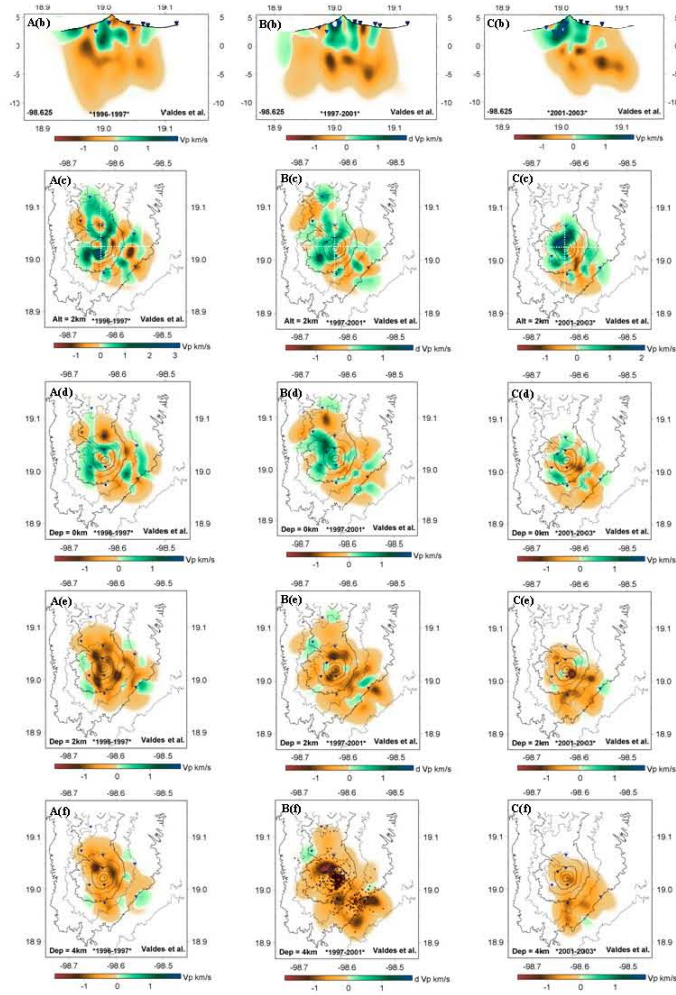


Figura 4.7: Imágenes tomográficas de la velocidad de las ondas P *relativa* a profundidades de (c) -2 km, (d) 0 km, (e) 2 km, and (f) 4 km, para los tres ciclos volcánicos A, B y C (izquierda hacia la derecha). Las líneas blancas rayadas en c) indican las locaciones de las cortes transversales (a, b).

1996	A		1997	1997	B		2001	C		2003
	RMS	$\sigma$			$\chi$	RMS		$\sigma$	$\chi$	
290.88	0.08468	5.13117	270.43	0.07317	6.81054	310.72	0.09665	5.68819		
252.01	0.06356	2.06686	209.16	0.04377	1.89122	261.43	0.06841	2.44782		
245.56	0.06035	1.89846	199.99	0.04002	1.60112	253.92	0.06454	2.18096		
241.04	0.05814	1.76031	196.58	0.03866	1.50763	253.69	0.06443	2.18536		
240.58	0.05792	1.72792	193.03	0.03728	1.45858	250.81	0.06297	2.12638		
238.67	0.05701	1.70631	191.81	0.03681	1.43522	249.94	0.06254	2.13037		
237.71	0.05655	1.69851	189.52	0.03594	1.40471	248.71	0.06192	2.10589		
236.49	0.05597	1.67967	188.92	0.03571	1.39600	248.56	0.06184	2.10746		
18.7 %	33.9 %	63.3 %	30.1 %	51.2 %	79.5 %	20.0 %	36.0 %	62.9 %		

Tabla 4.4: Pasos de interacción con el RMS (en ms), la varianza (en  $s^2$ ), y el error de Chi cuadrado  $\chi^2$  (sin dimension) para los tres ciclos volcanicos (A, B, C). La última línea enseña la reducciones para los tres parametros de estimación del error, adquirido después de los siete pasos de iteración.

dato, genera cambios en la resolución del modelo. Así, lo que se debe evidenciar es mas la variación en tiempo de la resolución del modelo que la variación en tiempo del modelo de velocidad.

(3) Las grandes variaciones en velocidad probablemente se deben a la formación de tubos de rayos. Este fenómeno puede ser evitado al desagrupar (remover enjambres o “clusters”) los datos para minimizar los rayos paralelos. Sin embargo los dos enjambres de eventos presentes (localizados bajo del cráter y en el SE) y la distribución de eventos y estaciones no permite evitar los tubos de rayos. Otra forma de evitar variaciones de velocidad altamente no realistas, es aplicar una buena regularización de la inversion en encontrar el suavizado óptimo.

Existen muchos algoritmos para realizar tomografía sísmica, de los cuales no todos son aplicables en volúmenes heterogéneos con distribuciones de fuentes-receptores insuficientes. Muchos algoritmos son solamente aplicables utilizando fuentes activas con una red densa de estaciones sísmicas. Encontrar el algoritmo adecuado para resolver el problema bajo de condiciones como se encuentran en el Volcán Popocatepetl es muy complicado y más cuando se quiere aplicar tomografía sísmica dependiente del tiempo (4D). El algoritmo adecuado para aplicar tomografía sísmica en el Popocatepetl puede ser el de Monteiller

et al. (2005), el cual es un algoritmo sofisticado y adecuado para volúmenes heterogéneos, bajo de volcanes y está basado en el trabajo de Tarantola & Valette (1982).

Para aplicar tomografía sísmica en 4D en el Popocatepetl, se requeriría lo siguiente:

(1) Aumentar la red sísmica para disminuir la brecha acimutal máxima entre las estaciones sísmicas; además las estaciones se deberían instalar a distancias mayores, para aumentar el área de rayos bajo del volcán (sismos regionales, los cuales serian muy útiles, ya que casi no estan presentes en la region alrededor del Popocatepetl); (2) utilizar todos los eventos volcánicos que se han registrado hasta hoy; y (3) aplicar un algoritmo adecuado con el cual se puede asegurar que los cambios temporales observados, son verdaderamente cambios temporales y no artefactos del cambio de la resolución. Hasta ahora no existe un algoritmo que cumpla estas condiciones, pero investigadores en todo el mundo trabajan para llegar a este objetivo. Mientras tanto se recomienda la aproximación probabilística de Tarantola & Valette (1982), el principio del cual se aplica también en Monteiller et al. (2005).

## **Capítulo 5**

### **Tomografía Sísmica en el Volcán Popocatépetl, Mexico**

*Seismic Tomography at Popocatépetl  
Volcano, Mexico*

**JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND  
GEOTHERMAL RESEARCH**

## 5.1. Resumen

Realizamos la primera tomografía sísmica en el Volcán Popocatepetl, Mexico, con una inversión de los tiempos de arribo de las ondas P de aproximadamente 1500 eventos volcano-tectónicos. Los eventos fueron registrados por un máximo de 11 estaciones sísmicas de la red permanente de CENAPRED-SSN. Utilizamos el algoritmo tomográfico de probabilidad ('bayesian') desarrollado por Monteiller et al. (2005) y basado en trabajos de Tarantola (1987) y Tarantola & Valette (1982). Elegimos cuidadosamente los óptimos 'hyper-parámetros de regularización' (la desviación estándar y la longitud de correlación de cada parámetro. Pruebas de sensibilidad muestran que la inversión es correctamente limitada a profundidades de -1 km a 4 km b.n.m. bajo del volcán. En estas profundidades, el modelo tomográfico óptimo, muestra principalmente volúmenes de baja velocidad, rodeados por volúmenes de velocidad más alta. La heterogeneidad es amplia: la variación de la velocidad de las ondas P puede alcanzar hasta  $\pm 20\%$  del valor medio en una dada profundidad. Volúmenes de baja velocidad están relacionados con estudios anteriores en geología y geofísica.



## 5.2. Introduction

After the initial works of Geiger (1910) and Aki & Lee (1976), earthquake location and tomography have involved a huge quantity of work, mostly devoted to the better understanding of Earth's structure. Since then various algorithms have been developed for solving the tomographic problem at local scale (e.g., Benz et al., 1996; Eberhart-Phillips, 1993; Julian & Foulger, 2010; Michelini, 1994; Monteiller et al., 2005; Rawlinson et al., 2006; Thurber, 1983; Zhang & Thurber, 2003).

Volcanoes have been heavily studied, often by using active and/or passive seismic experiments with dense seismic networks (e.g., Dawson et al., 1999; Foulger et al., 2001b; Husen & Smith, 2004; Onizawa et al., 2007; Patanè et al., 2006; Zandomenighi et al., 2009; Zollo et al., 2002, 1996), less frequently by using data issued from the sparse permanent seismic networks monitored by observatories (e.g., De Shon et al., 2007; Got et al., 2008; Molina et al., 2005; Monteiller et al., 2005; Power et al., 2002; Prôno et al., 2009). Using data from permanent seismic networks is necessary, however, when the seismicity rate is low, which is often the case in andesitic volcanoes, whose activity is often sporadic, even if sometimes catastrophic. Our ability to exploit, as much as possible, data from sparse permanent networks for tomographic purposes may avoid expensive and difficult active experiments. In turn, velocity models are of major importance during volcanic crises, as they are necessary for improving earthquake location, and especially earthquake depth. This knowledge is an important element in determining the eruptive risk. Tomographic models are also of major interest for improving the understanding of volcanic structures and their stability (e.g., Alfaro et al., 2007; Benz et al., 1996; Got et al., 2008; Nercessian et al., 1996; Prôno et al., 2009).

Computing a tomographic model for seismic velocities in a strongly heterogeneous small-scale structure from inaccurate data, recorded from a sparse seismic network and limited earthquake swarms, is a challenging problem, and one which is not completely solved. The model needs not only to use a robust and accurate solution for ray tracing and travel-time computation, but overall to use a stable and optimal solution for the inverse problem - estimating seismic velocities from travel-times. In this paper we follow a strategy which could be used to get optimal tomographic models for a given data set. We then apply it to get the first 3D tomographic model of Popocatepetl volcano.

### 5.3. Geological setting

Popocatepetl volcano (5452 m) (Fig. 5.1) forms part of the Trans-Mexican Volcanic Belt (MVB), which is related to the subduction of the Cocos plate beneath the North American plate. This strato-volcano is one of the most active volcanoes in Mexico, posing a major geological hazard to one of the world's most populated areas, including Mexico City (65 km northwest of the crater). A large Mount St. Helens type eruption 23,000 years before present nearly destroyed the entire former edifice (Siebe et al., 1996). On the northwestern flank, a portion, named Ventorrillo, of the old volcano is still present.

In 1993, the seismic activity of Popocatepetl rose after nearly 70 years of dormancy and explosive reactivation started in December 1994 (De La Cruz-Reyna & Siebe, 2008). Since 1996, several dome emplacement-destruction processes have occurred (Arciniega Ceballos et al., 2000; Wright et al., 2002) and were accompanied by large emissions of gas and ash. Seismicity generally occurs in two clusters (e.g., Arámbula-Mendoza, 2007; Lerma Samaniego et al., 2006), one below the crater and one in a zone to the southeast see Figure 5.2).

Despite the large amount of geological, geochemical and geophysical studies carried out on the volcano (e.g., Atlas et al., 2006; Cabral-Cano et al., 2008; Campillo et al., 1996; Espíndola et al., 2004; Martín Del Pozzo et al., 2002; Schaaf et al., 2005; Shapiro et al., 2000; Valdés et al., 1995) the crustal seismic structure beneath Popocatepetl is not well understood.

Geologic data from the surrounding areas (e.g., Fries, 1965; Meritano Arenas et al., 1998) indicate that Popocatepetl Volcano rests upon a basement of limestones and granodiorites. Isolated outcrops of limestone and metamorphic rocks are found more than 20 km south of Popocatepetl's summit. Principal stress axes inside the volcano seem to be coherent with the principal regional tectonic lineaments in the directions: NE-SW, NW-SE, N-S (Arámbula-Mendoza, 2007; Ego & Ansan, 2002). Based on gravimetric measurements, Espíndola et al. (2004) modeled density contrasts below the volcano and interpreted a negative density contrast of  $25 \text{ km}^3$  at a depth of 7 km below sea level (b.s.l.) as a magma chamber. Studies on fluid inclusions (e.g., Atlas et al., 2006; Roberge et al., 2007) negate the existence of a large magma chamber at depths shallower than 10 km below the crater and propose a dike and sill system instead.

Figure 5.3 shows several 1D P-wave velocity models, obtained for the crust below Popocatepetl

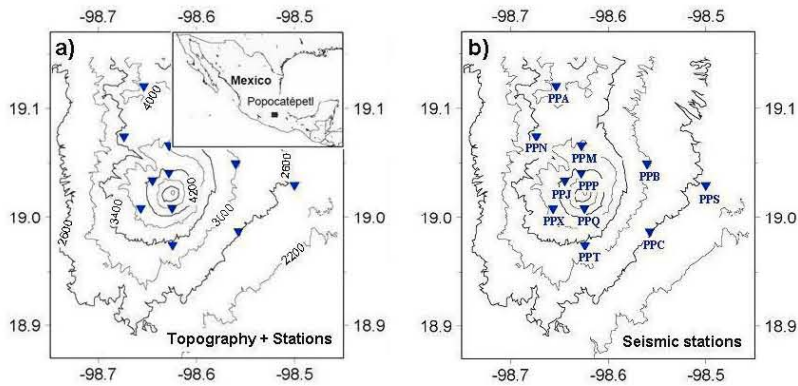


Figura 5.1: a) Location of Popocatepetl volcano, Mexico and contoured topography of Popocatepetl (contour interval is 400 m). b) Seismic stations (solid triangles) installed during 1995-2006. With the exception of station PPS, all stations were employed in this study.

(Cruz-Atienza et al., 2001; De Barros et al., 2008; Valdés González & Comité, 1994) and for different parts of the MVB crust (Campillo et al., 1996; Valdés et al., 1986): The model of Valdés et al. (1986) is based on a seismic refraction study in Oaxaca, while the model from Campillo et al. (1996) inverted the group velocities of local events between the Guerrero Coast and Mexico City. The model from Cruz-Atienza et al. (2001) was obtained by the inversion of receiver functions using four teleseismic events from South America at station PPIG (PPM), located 4 km north of Popocatepetl crater; this model includes a low velocity zone between 6 and 10 km depth (3-7 km b.s.l.). The model proposed by De Barros et al. (2008), which is similar to the MVB crust, was obtained from analysis of Rayleigh waves and a recalculation of the phase velocities corresponding to several former models. The model proposed by Valdés González & Comité (1994) and applied in Arámbula-Mendoza (2007) was used to obtain the first locations of the VT events used in this study.

These contrasting models point out the need to image the structure of Popocatepetl and its underlying crust using modern geophysical methods, in order to improve our knowledge of this complex geological structure.

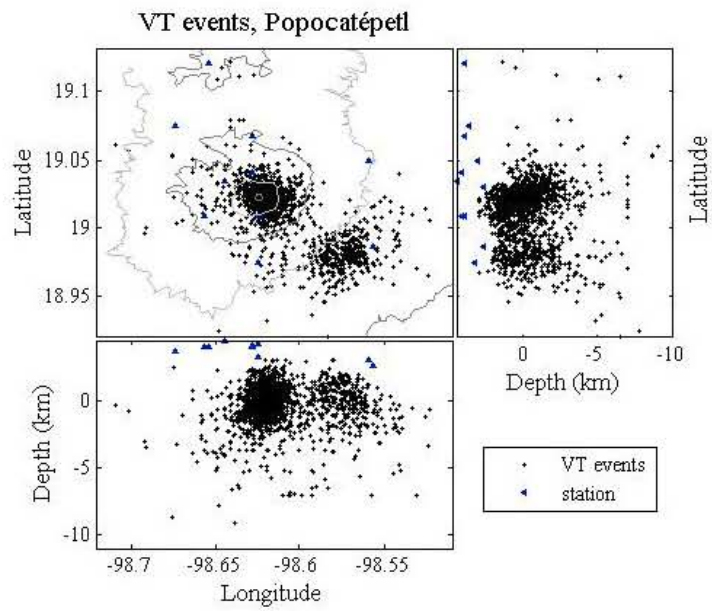


Figura 5.2: 1536 volcano-tectonic events at Popocatépetl recorded between 1995 and 2006.

## 5.4. Data

In January 1995, the initial phase of Popocatépetl's reactivation, the National Seismological Service (SSN) and the National Center for Disaster Prevention, Mexico City (CENAPRED) recorded data from a seismograph network of 7 stations, installed on the volcano flanks at altitudes from 2650 to 4450 m, and distances between 1.5 and 10.5 km from the crater. Five stations were three-component stations (PPM, PPC, PPX, PPQ, PPP) and two were vertical-component stations (PPS, PPB). All seven stations had a 1 Hz natural frequency. In the following years (September 1995, May 1996, November 1997), this network was expanded to include three triaxial stations of 1 Hz natural frequency (PPN, PPT, PPJ). In March 1998, the network was augmented a fourth time when the triaxial broadband station PPA was installed and PPP was upgraded to a broadband station. The array was completed with the upgrade (broadband) of station PPX in July 1998 (Fig. 5.1). Station PPB failed in June and PPN in November 1997; PPA failed in August 1998. For the period from January 1995 to December 2006, nearly 2000 volcano-tectonic (VT) earthquakes were recorded with magnitudes ranging from coda magnitude  $M_C$  1.17 to 3.8. VT-earthquakes are indistinguishable from common double-couple tectonic earthquakes; they are interpreted as the brittle response of volcanic rocks fracturing by remote fluid movements superimposed on the regional stress field (e.g., Chouet, 1996) and act as indicators of stress concentrations within a wide area surrounding magma reservoirs and conduits. Because they originate in abrupt shear motion along faults, the seismograms of VT-events typically show an impulsive onset followed by coda waves, whose spectral peaks are broadly distributed between 3 and 18 Hz. Waveform data from this network were transmitted to CENAPRED, and a central GPS-clock was used to control the internal clock to keep its accuracy within 1 ms.

We manually identified the P and S-wave arrival times on the seismograms from VT-earthquakes. In order to test the reliability of 1D velocity models, we used the largest volcano-tectonic earthquakes, which had clear arrivals that were detected by most of the stations. In this way, we tested several velocity models, and kept the one from Valdés González & Comité (1994) producing the minimum root mean square (RMS) residuals in the time location. Locations for the entire earthquake set were therefore determined using this 1D layered P-wave velocity model. We calculated the average RMS of ~ 800 VT-events located using at least 4 P-phases and available S-phases and obtained a value of 0.12 sec.

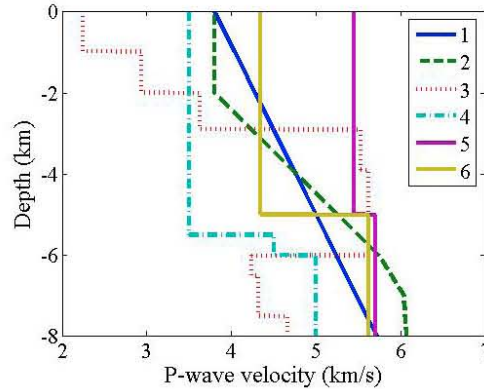


Figura 5.3: Initial 1D P-wave velocity models: (1) the gradient model used in this study, (2) the model proposed by De Barros et al. (2008), (3) the model proposed by Cruz-Atienza et al. (2001) and (4) the model proposed by Valdés González & Comité (1994). For studies on the Mexican Volcanic Belt (MVB), we show the models proposed by (5) Campillo et al. (1996) and (6) Valdés et al. (1986). See text for description.

The average location error is  $\sim 0.5$  km horizontally and  $\sim 1$  km vertically. Seismicity below Popocatepetl occurs over a range of about 15 km in horizontal and vertical dimensions and forms two major clusters: one below the crater and the other southeast of the crater. VT-earthquakes below the crater are thought to be caused by direct volcanic activity (i.e., magma and fluid movements). The events in the SE zone are probably tectonic events, occurring on a NW-SE striking fault, which seem to be activated by the movement of rising magma in the edifice of Popocatepetl (Arámbula-Mendoza, 2007; De Cserna et al., 1988). Earthquake sources are distributed at depths between 3 km above seal level (a.s.l.) and 13 km b.s.l. Most are less than 7 km b.s.l. under the crater region, and down to  $\sim 5$  km b.s.l. in the SE-zone (Fig. 5.2).

To improve the quality of the tomographic inversion, we required at least 6 P-phases for each earthquake location. This reduced the number of the initial events to 1412 and the number of resulting rays from the P-waves to 9624 rays.

## 5.5. Tomographic method

The general steps leading to a tomographic image from seismic data are: (1) Model parameterization, (2) Forward calculation (calculation of travel-times), (3) Inversion (finding a best fitting model  $m$  to the observed data by adjustment of the model parameter values) and (4) Analysis of the solution robustness (may be based on the reconstruction of test models using synthetic datasets or on estimates of covariance and resolution from linear theory).

The first important task for successfully determining the three dimensional velocity structure of the volume of interest is the choice of the appropriate seismic tomography algorithm to apply to the area of interest. This is a crucial task in the case of a heterogeneous medium like a volcano, with low station coverage, as seismic tomography using more or less clustered earthquakes belongs to a class of simultaneously non-linear and ill-posed optimization problems. We choose the probabilistic approach from Monteiller et al. (2005), which utilizes an efficient algorithm for location and tomography in heterogeneous media, especially when data are sparse and inaccurate. Choice of the regularization parameters was made by representing the cost function and the data misfit as a function of these parameters (Figs. 5.4 to 5.7).

### 5.5.1. Forward problem

We use the finite difference travel-time computation of Podvin & Lecomte (1991), to compute the complete first-arrival travel-time field for each station. It is a robust numerical approach to the travel-time computation in heterogeneous media. *A posteriori* ray tracing is performed by computing the travel-time field gradient; accurate travel-time derivatives and travel-times are then computed. This numerical scheme allows one to reach both the robustness and accuracy needed for travel-time tomography in heterogeneous media (e.g., Monteiller et al., 2005).

## 5.5.2. Inverse problem

### Algorithm

Computing a tomographic model  $m$  for seismic velocities in the Earth's crust from earthquake first-arrival time data  $d$  is a non-linear problem. It can be written as

$$g(m) = d \quad (5.1)$$

where the functional  $g$  refers to the computation of the theoretical travel-times. The model is estimated through the fit of these theoretical times to the data. This fit may be first thought to be achieved through the simple minimization of the data misfit

$$\|g(m) - d\|^2 \quad (5.2)$$

which may be written

$$(g(m) - d)^T C_d^{-1} (g(m) - d) \quad (5.3)$$

taking into account the data uncertainty in the data covariance matrix  $C_d$ .

This approach leads to the maximum likelihood estimation of  $m$ . It is not convenient, however, when the problem is ill-posed, that is, under-determined (and finally ill-conditioned) and simultaneously over-determined. In this case the simple minimization of Eq. (5.3) leads to an unstable solution.

In the seismic tomography problem, this instability is amplified by the non-linear character of the problem: poorly data-constrained velocity parameters take erroneous values and induce false computation of the corresponding theoretical travel-times. This error propagates along the seismic rays to other velocity parameters when fitting the travel-time residuals at each iteration. Therefore poorly constrained velocity parameters may introduce noise, instability and high variance throughout the entire tomographic model. Small changes in the data (arrival times and source-station geometry) lead to large changes in the model. Variance in the model may frequently be so strong that unphysical values may be reached. In that case it is usual to merely damp these variations. This is an implicit and informal acknowledgement that some further information exists, giving some reasons to limit these



variations. When damping, the cost function

$$(g(m) - d)^T C_d^{-1} (g(m) - d) + \epsilon I \quad (5.4)$$

is minimized, where  $\epsilon$  is the damping coefficient and  $I$  is the identity matrix. It leads to an iterative scheme

$$\begin{pmatrix} C_d^{-1/2} G_k \\ \epsilon I \end{pmatrix} \delta m_k = \begin{pmatrix} C_d^{-1/2} (d - g(m_k)) \\ 0 \end{pmatrix}. \quad (5.5)$$

Damping applies only to the perturbation  $\delta m_k$ , and not to the perturbation computed from a reference model. Applying a damping process to such a perturbation does not prevent errors from accumulating and propagating along the rays further into the model: accumulation of noisy components into the model may be strong.

The physical information allowing us to limit (by damping, for example) the variation of the model parameters should instead be introduced in the inversion algorithm itself, as knowledge containing some confidence level, and should participate in the optimization of the model parameters. This physical information summarizes the reasonable *a priori* knowledge we have on the model parameters before inversion. In the case of seismic tomography, the *a priori* physical knowledge of the velocity parameters may be described by considering an average seismic velocity (for example, increasing with depth with some constant gradient) and the distribution of its possible fluctuations from this average value. The fact that the parameter values cannot take unphysical values is represented through the probability density function (pdf) assumed for these variations. In our case, we followed Tarantola & Valette (1982) and Tarantola (1987) and assumed that this pdf will take the form of a gaussian function, with mean  $V_p$  and standard deviation  $\sigma_v$ . Similar assumptions are made for the hypocentral parameters. In this case, the model solution will be the one maximizing the posterior pdf:

$$\exp - ((g(m) - d)^T C_d^{-1} (g(m) - d) + (m - m_p)^T C_{m_p}^{-1} (m - m_p)) \quad (5.6)$$

or minimizing the cost function

$$(g(m) - d)^T C_d^{-1} (g(m) - d) + (m - m_p)^T C_{m_p}^{-1} (m - m_p) \quad (5.7)$$

where  $m_p$  is the *a priori* model and  $C_{m_p}$  is the *a priori* covariance matrix on the model parameters.

The first term is the data misfit, and the second term is a penalty function equal to the *a priori* model variance. Their sum is a quadratic form whose minimization may be carried out by a Gauss-Newton algorithm. In that case, the solution may be found by using the iterative algorithm

$$\begin{pmatrix} C_d^{-1/2} G_k \\ C_m^{-1/2} \end{pmatrix} \delta m_k = \begin{pmatrix} C_d^{-1/2} (d - g(m_k)) \\ C_m^{-1/2} (m_p - m_k) \end{pmatrix}, \quad (5.8)$$

This is the maximum *a posteriori* probability (MAP), or Bayesian, estimate of the model parameters; it can be compared to Eq. (5.5).

Considering *a priori* knowledge in the cost function leads to a different optimization algorithm in which the solution cannot walk, through iterate through, to unphysical values. This is especially helpful in seismic tomography; eventually poorly data-constrained parameters are forced to remain in the vicinity of the *a priori* value and do not initiate strong error propagation into the model by inducing false theoretical travel-time computations. Notice that this Bayesian estimator is a biased estimator (the estimation is biased towards the *a priori* model when the data are insufficient). In the Bayesian approach, the lack of information in the data leads the model to its *a priori* value (the lowest level of knowledge). In the classical approach, the lack of information in the data leads to a very large variance. Unfortunately, due to the dependence of the parameters and the non-linear character of the problem, strong variance in one parameter induces outliers in the theoretical travel-time computation and bias in the minimum of the cost function as well as in the further estimation of model parameters. Therefore, the asymptotically unbiased classical model parameter estimation gives false individual realizations. Improving this estimation would require averaging large numbers of such realizations, in the hypothesis where the *a posteriori* model covariance is gaussian and model parameters are independent.

### Regularization

Besides the requirement of having a stable and reasonable reference for poorly data-constrained parameters, Bayesian tomographic estimation provides a powerful means for regularizing the inversion. Regularization is necessary to stabilize the inversion; in the Bayesian approach, it is realized by introducing a penalty function that takes into account

the *a priori* information. Estimation is biased towards the *a priori* model when data are insufficient and *a priori* is strong, but this bias becomes negligible when data information becomes larger than *a priori* information. The amount of *a priori* information therefore controls the bias-variance compromise, that is, the quality and stability of the solution. It is therefore a key issue: due to the existence of parameters that have only a weak contribution to the data misfit (they belong to the null-space), the solution is intrinsically non-unique. This family of solutions is parameterized by regularization hyper-parameters. These hyper-parameters are expressed in the *a priori* model covariance matrix: one is the standard deviation of the parameter pdf, the other expresses the correlation between parameters. In this work we followed the approach of Monteiller et al. (2005) and took this latter hyper-parameter as the correlation length of the model, using a double-exponential covariance kernel

$$Cov(\rho, \rho') = \sigma_v^2 \exp - \frac{|\rho - \rho'|}{\lambda} \quad (5.9)$$

which expresses the covariance between nodes located at distances  $\rho$  and  $\rho'$ , where  $\sigma_v^2$  is the variance of the velocity for the node/cell located at  $\rho$ , and  $\lambda$  is the model correlation length. This operator models the dependence between model parameters. The kernel exhibits very favorable regularity properties and efficiently preserves high wavenumbers, even for large correlation lengths.

Thus the problem of deciding on a tomographic model ultimately resides in adequately choosing regularization hyper-parameters by using a pertinent strategy. In this work we follow Monteiller et al. (2005) and choose  $\sigma_v$  and  $\lambda$  by computing both data misfit and penalty functions in wide intervals of  $\sigma_v$  and  $\lambda$ . This allows finding optimal regularization and bias-variance compromise. The *a priori* standard deviation controls the relative weight of data and *a priori* information. The correlation length controls the cut-off wavenumber of the spatial filtering, given the data used. Sensitivity tests (see § 5.7) show that the null-space components correspond to high-wavenumber noise in parts of the model that are constrained by the data. This noise is filtered out by applying the optimal covariance kernel.

The probabilistic approach also allows the modeling of the average statistical properties of the data. Strong outliers in the data deeply perturb the data misfit and cost functions. They are not taken into account by the gaussian pdf; we thus follow Monteiller et al. (2005) and

instead use the sech pdf, which although a long-tailed pdf, nevertheless correctly fits data with small residuals.

## 5.6. Model description

### 5.6.1. Volume of interest and sampling

In order to describe the velocity model in the tomographic algorithm, we used a 3D grid of regularly spaced nodes on which the P-wave velocity is computed. We computed a P-wave velocity model at the scale of the volcano (10-km scale), which includes all source-station paths. This inversion grid spans 50 km N-S x 50 km E-W and 30 km in depth, with a 1-km horizontal and vertical sampling. Computation of the travel-time field was initially performed using a 500-m horizontal and vertical sampling, then its gradient was calculated using tri-linear interpolation (e.g., Latorre et al., 2004; Monteiller et al., 2005). Ray paths, time derivatives and travel-times were finally computed from this gradient with a relative accuracy of 0.01 %.

### 5.6.2. Regularization

As the solution is being parameterized by the standard deviation  $\sigma_v$  and correlation length  $\lambda$ , the choice of these hyper-parameters is of particular importance. To this end, we performed systematic computations of tomographic models for values of  $\sigma_v$  and  $\lambda$ , sampling large intervals: 500 to 8000 m/s for  $\sigma_v$ , 100 to 8000 m for  $\lambda$ . Choice of the regularization parameters was made by representing the data misfit and the cost function as a function of the velocity standard deviation and correlation length (Figs. 5.4 to 5.7). We choose the parameters which allow us to get the most simple model (that is, the model having the least possible variance and degrees of freedom or independent parameters - the smoothest model) fitting the data. Results of the hyper-parameter space exploration (Figs. 5.4 to 5.7) lead us to choose  $\sigma_v = 8\text{km/s}$  and  $\lambda = 2\text{ km}$  (for the velocity parameters),  $\sigma_h = 10\text{ km}$  and  $\sigma_{T_0} = 0.1\text{ s}$  for the hypocentral position and origin time parameters, respectively.

### 5.6.3. A priori velocity model

*A priori* information on the velocity model is made from its mean value and its standard deviation. We used as *a priori* velocity model standard deviation the standard deviation issued from our regularization analysis. The mean *a priori* velocity model is taken as the minimum information level available from the regional velocity model: the velocity increases with depth. We represent this knowledge by a gradient model whose parameters are constrained by regional studies (Cruz-Atienza et al., 2001; De Barros et al., 2008; Valdés González & Comité, 1994). In our study, we used as the *a priori* model, the best fit constant 1D gradient model (see Fig. 5.3), starting from 3.8 km/s at 0 km depth, with a constant gradient of 240 m/s/km. We set the initial model equal to the *a priori* model.

## 5.7. Sensitivity tests

The resolution matrix and uncertainty for each velocity parameter cannot be calculated directly, as the size of the parameter space is too large. To concisely illustrate how the model may be recovered from the source - station geometry, we carried out checkerboard tests. These tests were performed with the actual source - station geometry (1412 events recorded by a minimum of 6 and a maximum of 10 of 11 stations, giving 9624 rays) and model parameterization. Checkerboards were built from the 10% sinusoidal horizontal and vertical perturbation of the *a priori* model. Synthetic travel-times were computed in this model, using the forward problem solution (see § 5.5.1) used in our tomographic algorithm. Results were reached in 3 iterations. Figure 5.9 shows that a sufficient regularization allows us to find a well-resolved checkerboard (up to 80%) at some depths. It proves that both the source - station geometry and the tomographic algorithm have the ability to compute a resolved tomographic image from -1 to 4 km depth b.s.l. with a characteristic dimension of typically 1-km scale being resolved. Finding the optimal correlation length leads to an interesting observation: under-correlation leads systematically to poorly-resolved checkerboards, showing high-wavenumber perturbations (Fig. 5.8). Correlating with longer correlation lengths (Fig. 5.9) leads to well-resolved checkerboards, illustrating that correlation primarily filters out the high-wavenumber noise and keeps the physical information untouched, while the correlation length remains close to its optimal value. These figures clearly show that in some parts of the tomographic volumes, information contained

in the data may be hidden by a high-wavenumber noise, which can be removed by optimal filtering.

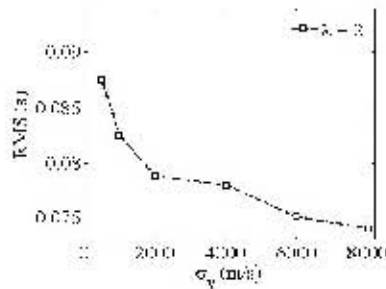


Figure 5.4: Plot of the RMS versus  $\sigma_v$  for values of  $\sigma_v$  between 500 m/s and 8000 m/s and correlation length  $\lambda = 2$  km.

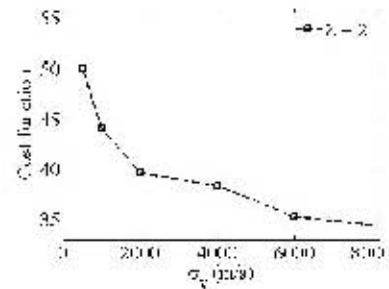


Figure 5.5: Plot of the cost function versus  $\sigma_v$  for values of  $\sigma_v$  between 500 m/s and 8000 m/s and correlation length  $\lambda = 2$  km.

## 5.8. Results

Tomographic computation was performed by using a set of 1412 earthquakes recorded from 1995 to 2006 by more than 6 and less than 10 stations of the 11-station CENAPRED-SSN seismic network installed around the Popocatepelt volcano (Fig. 5.1), providing a total of 9624 P-wave arrival times and rays, sampling a  $50 \times 50 \times 30 \text{ km}^3$  volume containing 75000 nodes (and velocity parameters). *A priori* information was used for regularizing the inversion (see § 5.6.2 and § 5.6.3). Results were reached within 4 iterations, with a final RMS of 0.075 s. This minimum-length norm model allows a reduction greater than 50 % of the location RMS computed in the initial 1D model. Tomographic results obtained in the volume where the checkerboard test is correctly imaged show that most of the volcanic edifice is made from low-velocity bodies (below the summit, north, south and southeast of it), surrounding a limited higher-velocity volume below the southern summital edifice; details are discussed in § 5.9. It is of interest to observe that the spatial wavelengths present in the model are somewhat larger than those imaged in the checkerboard test, using the same

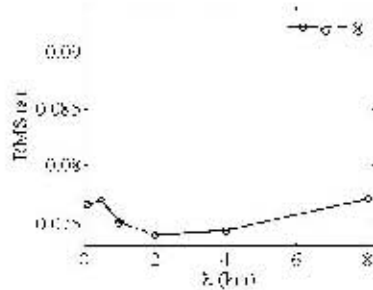


Figure 5.6: Plot of the RMS versus correlation length ( $\lambda$ ) for values of  $\lambda$  between 0.1 and 8 km and  $\sigma_v = 8$  km/s.

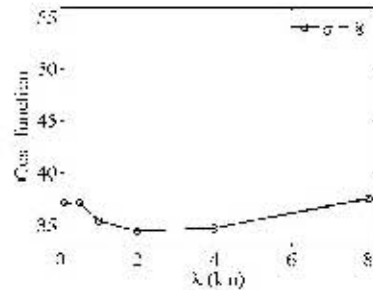


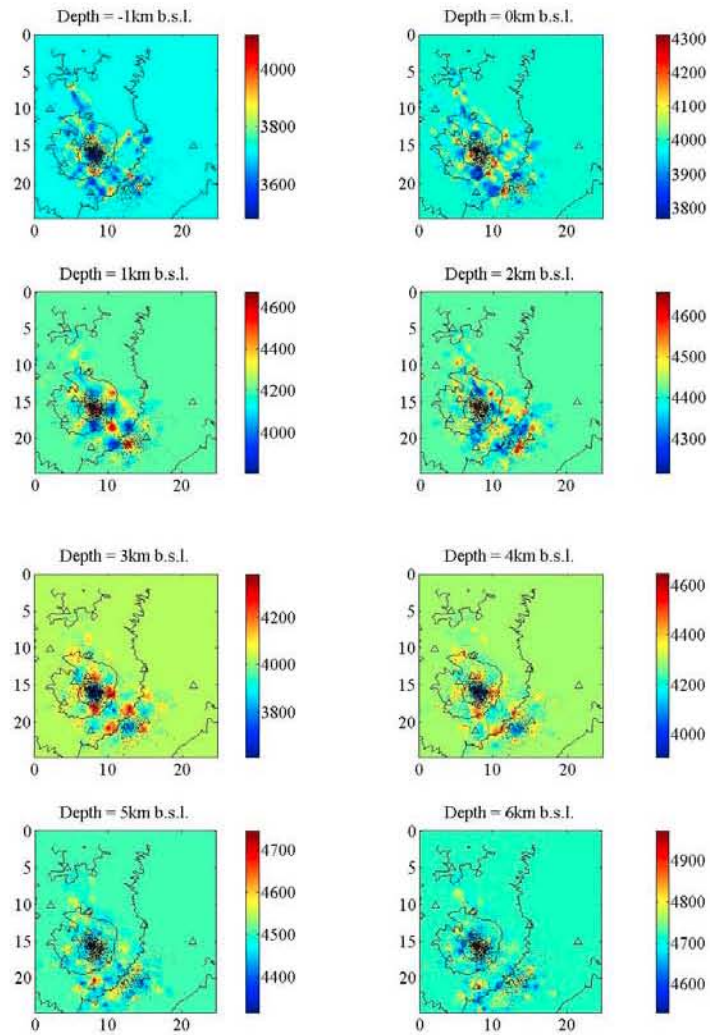
Figure 5.7: Plot of the cost function versus correlation length ( $\lambda$ ) for values of  $\lambda$  between 0.1 and 8 km and  $\sigma_v = 8$  km/s.

source-station geometry and inversion algorithm. This may be a physical characteristics. This may also be explained by taking into account the uncertainty in travel-time data. A travel-time data uncertainty of 0.1 s corresponds to a 20% velocity variation effect on a 2.5 km distance, given an average seismic velocity of 5 km/s. Therefore, significant velocity variations (in intensity and wavelength) may be hidden by data uncertainty, especially when they are short wavelength, even if the source-station geometry and the tomographic algorithm are able to resolve relatively short wavelengths.

In this work, taking into account outliers by using a long-tailed derivable pdf (such as the sech pdf) is a first attempt to diminish the effect of data uncertainty, but the actual data error pdf is unknown and is unlikely to fit exactly a sech pdf. Also notice that using a double-difference tomographic approach with time differences does not lead clearly improved results, as the time difference pdf is more long-tailed than the initial travel-time difference. The unmodeled data error is projected onto a smaller (as compared to the travel-time tomography) subset of model parameters, which does not improve the effective resolution. It may eventually improve an under-regularized tomographic inversion.

## 5.9. Discussion

The initial aim of this work was to produce the first 3D velocity model of Popocatepetl volcano, in order to improve earthquake location accuracy and to reach a location RMS



*Figura 5.8:* Horizontal sections of the checkerboard test computed using an under-regularized tomographic inversion ( $\lambda = 0.5$  km). Black dots indicate the hypocenters, triangles indicate the location of the seismic stations. The units of the x- and y- axes are in km, the unit of the velocity scale is in m/s. Origin is located at 19.3°N, 98.9°W. 88



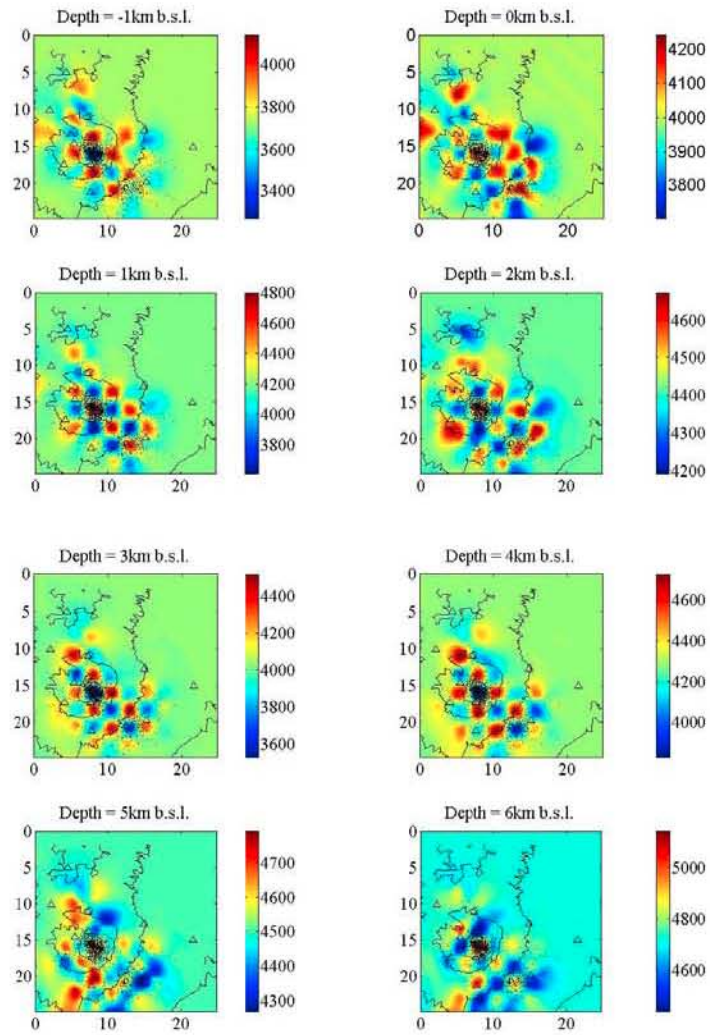


Figure 5.9: Horizontal sections of the checkerboard test with the optimally regularized checkerboard test ( $\lambda = 3$  km). See Figure 5.8 for more details.

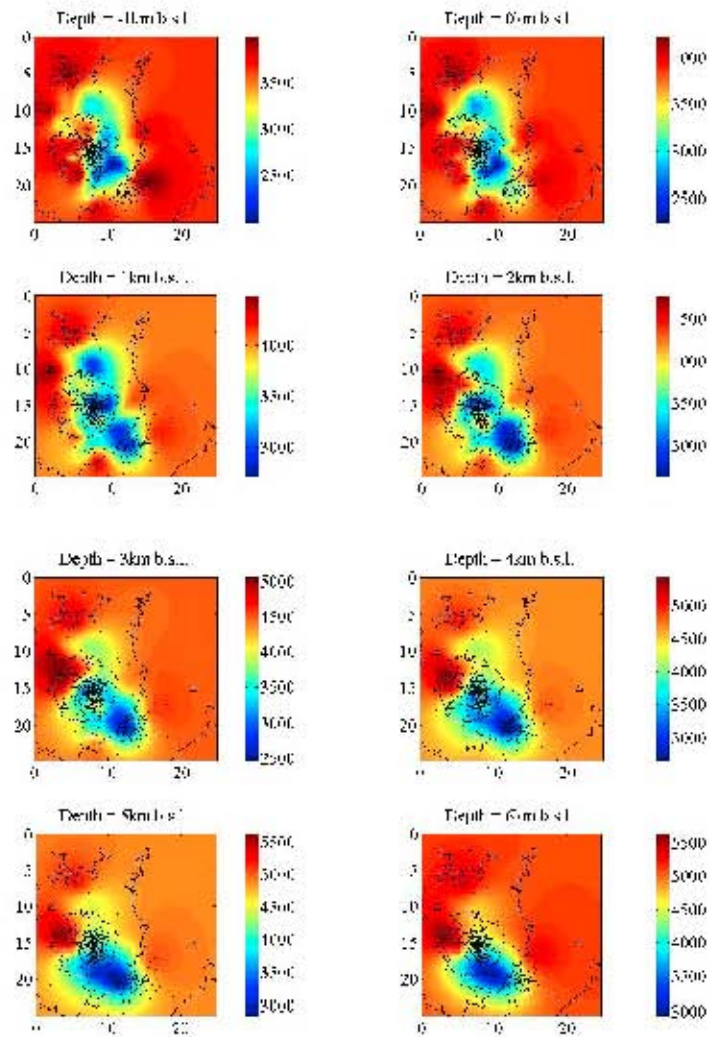


Figure 5.10: Horizontal sections of the P-wave velocity model, extracted every kilometer from 0 km to 5 km b.s.l. Black dots indicate the hypocenters, triangles indicate the location of the seismic stations. The units of the x- and y- axes are in km, the unit of the velocity scale is in m/s. Origin is located at 19.3°N, 98.9°W.

close to the data uncertainty. We succeeded in obtaining a quite stable velocity model with a minimum (optimal) number of degrees of freedom, which models the travel-time data with a RMS error of 0.075 s. The best-resolved interval is -1 to 4 km depth b.s.l.. Due to the lack of deep earthquakes (most of the earthquake depths are less than 6 km), as well as the lower magnitude of the earthquakes and the dimensions of the seismic network, seismic velocities at depths below 6-7 km cannot be reliably imaged. Lateral heterogeneity is strong, as the variation of the P-wave velocity may reach up to +20 % of the average value at a given depth, although the inversion has been carefully regularized. This strong heterogeneity seems therefore to be a real physical characteristics of this volcano. Low velocity volumes are surrounded by higher velocity volumes.

The Popocatépetl region is part of a volcanic complex located in a subduction zone. It has been built during several phases and is today highly active Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006); Siebe et al. (1995, 1996). Heterogeneities found in the velocity model may therefore be related to its various origins. High velocity bodies in volcanic zones are classically interpreted as dense, cooled, undisturbed regions, such as roofs and walls, sufficiently far from magma reservoirs, old dike systems, or parts of ancient volcanic systems. Low velocity bodies are interpreted as highly-fractured zones, volumes where partial melting occurs, or accumulation of decompressed eruptive products. P-wave velocity tomography alone cannot discriminate between these possible origins.

Our results may be compared to those obtained from former studies: Shapiro et al. (2000) estimated the Q (quality factor) value using approximately 60 shear waves from events recorded about 60 km northwest of the volcano, in Mexico City, whose paths passed below the volcano. They found that the amplitudes of seismic waves are diminished by a factor of about one-third at frequencies greater than 1 Hz, as compared to those that do not cross under the volcano and infer a low Q value beneath Popocatépetl volcano. This study coincides with our final tomographic model, which shows wide areas of low velocity below the volcanic edifice.

About 4-7 km north of the crater a low velocity area (3.4 - 3.8 km/s) with a volume of about  $80 \text{ km}^3$  clearly appears at -1 to 4 km b.s.l. in our tomographic images (Fig. 5.10). At this place below Popocatépetl's north flank, Cruz-Atienza et al. (2001) modeled a low velocity zone at 3 to 7 km b.s.l., through the inversion of receiver functions. Therefore they used four teleseismic events from South America at station PPIG (PPM) located 4 km north of Popocatépetl crater; González Pomposo (2004) conducted an attenuation study of regional

seismic events and determined the structure of Popocatepetl using seismic tomography using the method of Roecker (1982, 1993). He interpreted a zone of high attenuation, with a volume of  $28 \text{ km}^3$  below the northern flank of Popocatepetl, as the signature of magmatic material about 2-3 km north of the crater down to 2 km below sea level. The depth estimation, inferred from spectral amplitude ratios of teleseismic events, is however not tightly constrained.

Another low velocity zone (3.5 km/s) of about  $120 \text{ km}^3$ , is imaged 4 to 9 km southeast of the summit region, where various authors (Arámbula-Mendoza, 2007; De Cserna et al., 1988; Lermo Samaniego et al., 2006; Meritano Arenas et al., 1998) mention a fracture zone in the form of a southeast-striking fault. De Cserna et al. (1988) mapped fault zones via a satellite picture (LANDSAT) transversing Popocatepetl in northwest-southeast and northeast-southwest directions, concordant with the regional stress field. A more-detailed morpho-structural map published by Meritano Arenas et al. (1998) largely agrees with the results published by De Cserna et al. (1988). Studies on the state of stress at Popocatepetl by Arámbula-Mendoza (2007) obtained by focal mechanisms solutions of local seismicity confirmed the northwest-southeast striking fault zone southeast of the crater, where a second cluster of VT events occurs (in addition to the main cluster beneath the crater) (see Fig. 5.2). Below the crater, at 1 to 4 km b.s.l., we image a low velocity body (3.4 km/s) with an approximated volume of  $30 \text{ km}^3$ . A gravimetric survey carried out by Mena et al. (1997) exhibits a gravity low of about 30 mGal, roughly centered on the volcano's summit. A preliminary gravity model obtained by Mena (personal communication in Espíndola et al. (2004)) shows several anomalous bodies beneath Popocatepetl. Espíndola et al. (2004, 2003) propose from gravimetric studies a density model from which they infer a magma chamber with a volume of  $25 \text{ km}^3$  at a depth of about 7 km b.s.l., with a density contrast of  $400 \text{ kg/m}^3$ . This body is overlain by a low density, vertical, column-shaped body, at -1 to +6 km b.s.l., with a contrast of  $200 \text{ kg/m}^3$  surrounded by rocks of  $350 \text{ kg/m}^3$ . This is interpreted by the authors as a zone of intense fracturing and faulting due to magma migration in the chamber roof. Our results show a low velocity body down to 4 km b.s.l., corresponding to the volume of the low density body found by Espíndola et al. (2004, 2003). Our data do not allow us to compute a reliable tomographic image below 6 km b.s.l., and so we are unable to make conclusions about the velocity structure where gravity results are interpreted to indicate a large magma chamber. Nevertheless, in accordance to this gravimetric study and other studies (e.g., Atlas et al., 2006; Cabral-Cano et al., 2008; Martín Del Pozzo et al.,

2003; Roberge et al., 2007) we exclude the presence of a large magma chamber in the shallow crust (above 6 km b.s.l.).

High velocity volumes in the tomographic images extend west and southwest of the crater, at depths from -1 km to 1 km b.s.l. and west and northwest downwards from 2 km b.s.l. Those high velocity regions may be interpreted to be still existing parts of the former volcanic edifices, Nexpayantla volcano or Ventorrillo volcano, and which survived the large Mount St. Helens type eruption 23,000 years before present described in Siebe et al. (1995, 1996) and Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006). On the northwestern flank, a portion (named Ventorrillo) of the old volcano is still present. Nevertheless, we cannot exclude the possibility that these shallow high velocity zones, and those imaged at greater depths below 1 km b.s.l., represent more recent, but thermally and mechanically undisturbed, regions neighboring the nowadays active magma storage and transfer system.

## 5.10. Conclusions

We performed a 3D seismic tomography study of the Popocatepetl volcano using 1412 earthquakes recorded by 6 to 10 stations of the CENAPRED-SSN seismic networks between January 1995 and December 2006. We used the Bayesian tomographic approach of Monteiller et al. (2005) and carefully regularized the inversion by choosing the optimal *a priori* velocity, standard deviation and correlation length. Sensitivity tests show that the tomographic inversion was resolvable from -1 to 4 km depth b.s.l.. The final RMS reached was 0.075 s, for a velocity model containing a minimum of degrees of freedom. This model shows low-velocity bodies beneath the volcano, which can be related to former geological and geophysical studies (e.g., Arámbula-Mendoza, 2007; Atlas et al., 2006; Cabral-Cano et al., 2008; Cruz-Atienza et al., 2001; Mena et al., 1997; Roberge et al., 2007; Shapiro et al., 2000; Siebe et al., 1996), we can not confirm a large low velocity volume that could be identified as a magma chamber. High-velocity bodies are marginally imaged in the northern and northwestern part of the resolved volume and are probably related to the old massive volcanic systems present in the area.



## Capítulo 6

### Conclusiones

En este trabajo se realizaron dos estudios principales para ampliar el conocimiento del comportamiento del Volcán Popocatepetl, México, utilizando aproximadamente 1500 sismos volcano-tectónicos registrados entre 1995 y 2006, con un máximo de 11 estaciones sísmicas de la red permanente de CENAPRED-SSN:

- La relocalización de sismos volcano-tectónicos, aplicando métodos de localización absoluta y relativa
- Una tomografía sísmica, utilizando los tiempos de arribo de las ondas P

Los métodos aplicados para realizar las relocalizaciones fueron:

1. Relocalización absoluta, algoritmos genéticos de búsqueda global (DisLoca)
2. Relocalización relativa, método de doble diferencia (HypoDD)

La relocalización con el algoritmo genético (DisLoca), mejora la forma de la distribución de la actividad sísmica comparada con la relocalización con el método de doble diferencia (HypoDD). Debido a eso resumimos solamente los resultados obtenidos con DisLoca. Algunas localizaciones tienden a formar agrupamientos lineales, que concuerdan con el campo de esfuerzos regionales, el cual que tiene una orientación NE-SW, SE-NW y NS, y hacia fuera de las dos agrupaciones principales de eventos sísmicos, bajo la cima del volcán y en la zona al sureste del cráter. La agrupación difusa de eventos, previamente identificada

con una falla en el SE, aparece ahora como un sistema de fallas que consiste de al menos una falla con un rumbo NW-SE, atravesada por otra falla con rumbo NE-SW. Encontramos que la ocurrencia de sismos ha variado con el tiempo y algunas agrupaciones lineales de eventos verifican la ubicación de fallas previamente identificadas por autores como De Cserna et al. (1988) y Meritano Arenas et al. (1998). Otras alineaciones de eventos, sugieren fallas ocultas que se han reactivado por la actividad volcánica como intrusiones de diques, o degasificación de alguna acumulación magmática bajo el Volcán Popocatepetl. Varias zonas libres de eventos sísmicos, podrían ser interpretadas como reservorios magmáticos. Un reservorio magmático grande, podría localizarse a profundidades más someras que los 4 km bajo el nivel del mar. Considerando otros estudios (Arciniega-Ceballos et al., 2003; Atlas et al., 2006; Cabral-Cano et al., 2008; Espíndola et al., 2003; Roberge et al., 2007; Varley & Armienta, 2001) sugerimos un reservorio magmático grande bajo de los 6 km b.n.m. (descrito más adelante); en estas profundidades ocurren pocos sismos, a diferencia de las áreas más someras.

En este estudio se presentan dos resultados de la primera tomografía sísmica llevada a cabo en el Volcán Popocatepetl, realizando una inversión de los tiempos de arribo de las ondas P (Capítulos 4 y 5). En los resultados más exitosos, utilizamos el algoritmo tomográfico de probabilidad ('bayesian') desarrollado por Monteiller et al. (2005) y basado en trabajos de Tarantola (1987); Tarantola & Valette (1982). Este algoritmo cumple con las condiciones que se requieren para realizar tomografía sísmica bajo un volcán con una estructura muy heterogénea y relativamente pocas trayectorias entre fuente-receptor, como el Popocatepetl. Elegimos cuidadosamente los óptimos 'hyper-parámetros de regularización' las cuales están definidos como la desviación estándar y la longitud de correlación de cada parámetro. Pruebas de sensibilidad muestran que la inversión está correctamente restringida a profundidades de -1 km a 4 km b.n.m. bajo del volcán. En estas profundidades, el modelo tomográfico óptimo, muestra principalmente volúmenes de baja velocidad, rodeados por volúmenes de velocidad más alta. La variación de la velocidad de las ondas P puede alcanzar hasta +20% del valor medio en una profundidad dada, lo cual presenta una fuerte heterogeneidad lateral (normalmente la perturbación es de +10% (Lees, 2007)). Encontramos volúmenes de baja velocidad que están relacionadas a estudios geológicos y geofísicos, realizados anteriormente y descritos a continuación.



Las anomalías de baja velocidad de las ondas P pueden ser interpretadas como acumulaciones de magma. Sin embargo, únicamente la razón entre  $V_P$  y  $V_S$  nos puede dar con mayor seguridad la información sobre la estructura del volumen de interés. La variación de las ondas S es diferente a la de las ondas P y puede alcanzar el 100 % pasando material magmático (esto depende de la relación entre el tamaño del cuerpo magmático y la longitud de onda de la señal estudiada). Por otro lado, la variación de las ondas S permanece casi igual pasando zonas de alta saturación de fluidos, mientras la velocidad de las ondas P sube (Lees, 2007). Eso resulta en razones altas de  $V_P / V_S$  para zonas de alta saturación y en razones  $V_P / V_S$  bajas en el caso de acumulaciones de magma.

Las Figuras 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4 muestran estudios geoquímicos, volcanológicos y geofísicos realizados en el Popocatepetl, incluyendo los presentados en este trabajo. Varios estudios proponen o sugieren una cámara magmática debajo del Popocatepetl, la cual se encuentra probablemente abajo de 6 km b.n.m. (dibujada como un cuerpo gris con signo de interrogación), incluyendo a Arciniega-Ceballos et al. (2003); Atlas et al. (2006); Cabral-Cano et al. (2008); Espíndola et al. (2003); Roberge et al. (2007); Varley & Armiента (2001), estudios descritos en más detalle en el Capítulo 1. La geología del basamento debajo del Popocatepetl (calizas y metamórficas) se basa en trabajos de Fries (1965), Meritano Arenas et al. (1998) y Espinasa Perena & Martín Del Pozzo (2006) (véase las Figuras 6.1 y 6.2).

En nuestro estudio tomográfico en el cual la inversión es correctamente restringida a profundidades de -1 km a 4 km b.n.m. debajo del volcán, no encontramos ningún conjunto grande que se puede identificar como una cámara magmática. Suponemos que el almacenamiento parcial del magma, su transporte, y el ascenso del magma se realiza por un sistema de conductos/dikes que se extiende de profundidades altas (>6 km b.n.m) hasta la cumbre del cráter.

Utilizando el algoritmo tomográfico bayesiano, presentado en Capítulo 5, modelamos varias zonas de baja velocidad (LVZ) (~ 2.5-3.5 km/s), que rodean zonas de velocidad relativamente alta (~ 4 km/s).

En las Figuras 6.1 y 6.2 están graficadas cinco zonas de baja velocidad (corte S-N). LVZ I, en el sur y el sureste del cráter, fue obtenido también con el algoritmo de tomografía FMtomo (Capítulo 4) para las ondas P y S. Suponemos que LVZ I presenta una zona de

fusión parcial. Se ignora hasta que profundidad llega y puede ser un gran reservorio de magma.

La zona de baja velocidad en el norte del cráter, *LVZ II*, encontrado en este estudio con el código de Monteiller et al. (2005) (Capítulo 5) apoya los estudios de González Pomposo (2004) quien encontró una zona de mayor atenuación en el flanco norte y noreste del volcán y de Cruz-Atienza et al. (2001) quienes propusieron una zona de baja velocidad en su modelo de velocidad, determinado por telesismos registrado en una estación sísmica a 4 km al norte del cráter (véase § 1.2). *LVZ II* es también obtenido con FMTomo para las ondas P y S.

La zona en el sureste del cráter está dominada por una zona de baja velocidad (*LVZ III*) y puede estar interpretada como una zona de alto fracturamiento y/o de fusión parcial. La interpretación como zona de fracturamiento está basada en nuestros estudios de relocalización § 3 y en los trabajos de Zúñiga Dávila-Madrid & Valdés González (2007) y Arámbula Mendoza et al. (2010) quienes proponen una zona de fracturamiento y fallas. No podemos excluir que la *LVZ III* representa una zona de fusión parcial por el simple hecho de que los sismos VT están localizados arriba de la *LVZ III*, y lo cual sugiere un reservorio magmático ya que en el techo se acumula el esfuerzo. *LVZ III* fue obtenido también con el algoritmo FMTomo para las ondas P (§4.1).

Para la zona *LVZ IV*, bajo del cráter y del flanco norte (también ligeramente sugerida por FMTomo para las ondas P y S), suponemos una zona de fracturamiento o de bolsillos de magma. Arciniega-Ceballos et al. (1999) estiman por medio de señales VLP, asociadas a explosiones volcánicas, que la cámara magmática se debe encontrar por debajo de 2.8 km bajo del cráter. La zona de *LVZ IV* puede confirmar las ideas de Arciniega-Ceballos et al. (1999), aunque nosotros no la interpretamos como una cámara magmática sino como una zona de una pequeña acumulación de magma.

Más somero y bajo del cráter donde se encuentra la zona *LVZ V*, suponemos es una zona de fracturamiento/fallas. *LVZ V* fue obtenido también con el algoritmo FMTomo que muestra velocidades de las ondas S altas y de las ondas P invariable-altas.

*LVZ VI* se encuentra en el norte del cráter. La asociamos a una zona de acumulación de magma, sugerida por González Pomposo (2004) o a una zona de fracturamiento.

*LVZ III, IV* y *V* pueden ser conectados. *LVZ I, II, III* y *IV* rodean una zona de velocidad relativamente alta (~ 4 km/s) (marcado en gris oscuro entre *LVZ III* y *LVZ IV*) en el ~ 4 km hacia el sur del cráter.

En las Figuras 6.3 y 6.4 están graficadas cuatro zonas de baja velocidad (corte W-E). *LVZ Ia* en el sur y sureste del cráter, también obtenido con el algoritmo de tomografía FMtomo para las ondas P y S. Supongamos que presenta fusión parcial. *LVZ IIa* se encuentra bajo del cráter y bajo del flanco norte del volcán. Fue también obtenido con el algoritmo de tomografía FMtomo para las ondas P y S (§4.1) y González Pomposo (2004), quien encontró una zona de mayor atenuación en el flanco norte y noreste del volcán (véase §1.2). *LVZ IIIa*: SE del cráter confirmada con FMtomo para las ondas P (§4.1). Por los estudios de Arámbula Mendoza et al. (2010); Zúñiga Dávila-Madrid & Valdés Gonzáles (2007) y nuestros estudios de relocalización (§3), se puede interpretar una zona de alto fracturamiento o de bolsillos de magma. Bajo del cráter se encuentra la zona de baja velocidad *LVZ IVa* que también es ligeramente sugerida por FMtomo para las ondas P y S, la consideramos con una zona de fracturamiento o de fusión parcial. *LVZ Ia, IIa, IIIa y IVa* rodean una zona de velocidad relativamente alta (~ 4 km/s) (marcado en gris oscuro entre *LVZ IIa* y *LVZ IIIa*) en el flanco sur y pueden estar conectados.

Aparte de los datos utilizados en este trabajo, se pueden incluir datos de tiempos más recientes y de redes sísmicas instaladas por otros grupos de investigación. Un amplio conjunto de datos fue registrado por ejemplo durante un experimento sísmico de banda ancha que se llevó a cabo entre noviembre 1999 y septiembre 2000, por las instituciones de Geoforschungszentrum Potsdam (Alemania), U.S. Geological Survey en Menlo Park, California (USA) y el Instituto de Geofísica en la UNAM, Ciudad de México (México). En el tiempo asignado, ellos manejaron hasta 22 estaciones sísmicas de banda ancha, alrededor del volcán (Arcienega-Ceballos, 2002) que utilizaron para un análisis de sismos LP (long period) y VLP (very long period).

Quezada Reyes (2003) utilizó para sus estudios, sismos regionales, los cuales se pueden incluir además de sismos locales para un futuro estudio de la estructura interna del Volcán Popocatepetl.

En resumen, existen varias posibilidades para continuar con las investigaciones que se presentan en este trabajo: futuros estudios pueden incluir todos los datos que se han obtenido

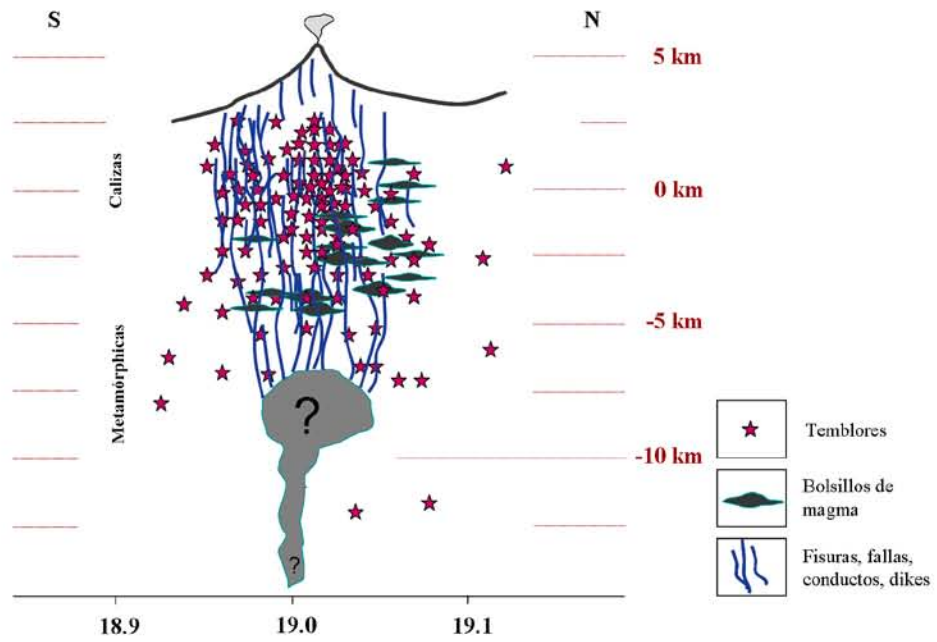


Figura 6.1: Corte Sur-Norte (S-N) del modelo interpretado de la estructura del Popocatepetl, incluyendo su geología, y su sistema magmático que probablemente representa un sistema de conductos y dikes. Se unieron varios estudios vulcanológicos, geoquímicos y geofísicos. En el lado izquierdo del croquis se muestra el nivel del basamento de calizas y granodioritas. Véase Figura 6.2 para la descripción de las zonas de baja velocidad.

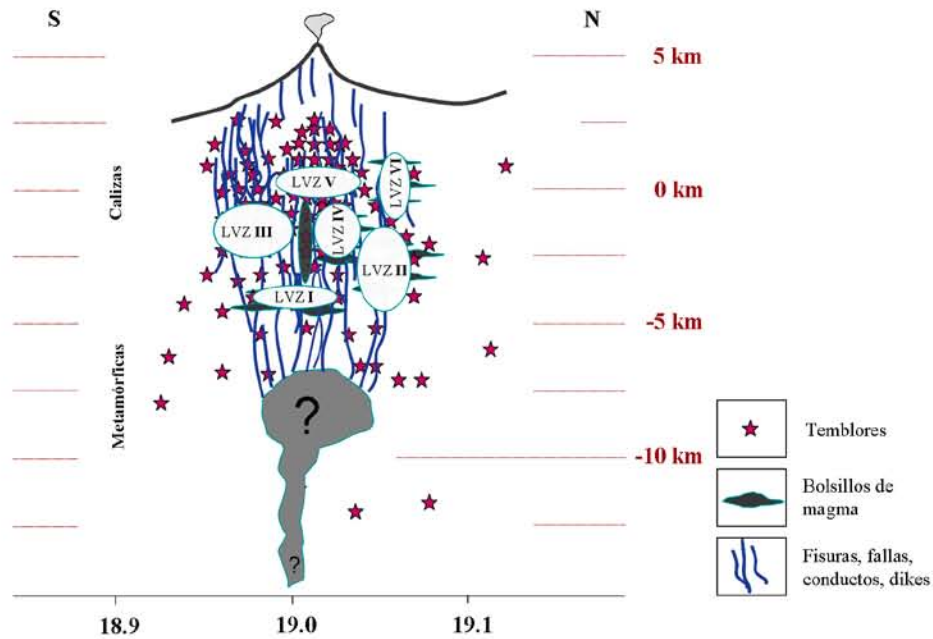


Figura 6.2: Corte Sur-Norte (S-N) del modelo interpretado de la estructura del Popocatepetl. Mismo Figura que Fig. 6.1, pero con zonas de baja velocidad (LVZ), obtenidos utilizando el algoritmo de Monteiller et al. (2005). **LVZ I**: S y SE del cráter. **LVZ II**: N del cráter. **LVZ III**: SE del cráter, se puede interpretar una zona de alto fracturamiento o de fusión parcial. **LVZ IV**: Bajo del cráter (ligeramente sugerida por FMTomo para las ondas P y S), supongamos zona de fracturamiento o de bolsillos de magma. **LVZ V**: Bajo del cráter; supongamos una zona de fracturamiento/fallas. **LVZ VI**: N del cráter. La asociamos a una zona de acumulación de magma o a una zona de fracturamiento. **LVZ III, IV y V** pueden ser conectados. **LVZ I, II, III y IV** rodean una zona de velocidad relativamente alta ( $\sim 4$  km/s) (marcado en gris oscuro entre LVZ III y LVZ IV)  $\sim 4$  km hacia el sur del cráter.

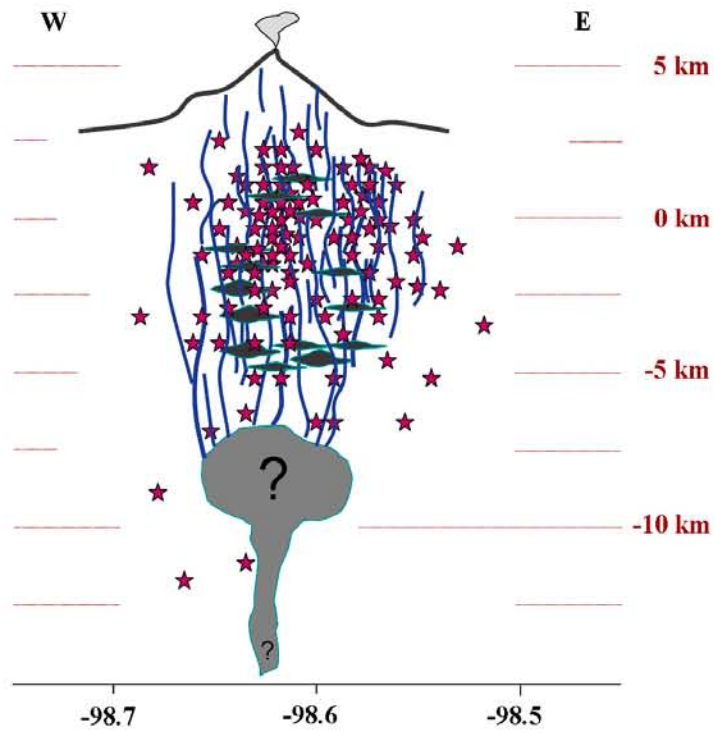


Figura 6.3: Corte Oeste-Este (W-E) del modelo interpretado de la estructura del Popocatepetl, incluyendo su geología, y su sistema magmático que probablemente representa un sistema de conductos y diques. Se unieron estudios geoquímicos y geofísicos. Leyenda es la misma como mostrado en la Figura 6.2. Véase Figura 6.4 por la descripción de las zonas de baja velocidad.



del Volcán Popocatépetl desde su reactivación hasta hoy, incluyendo las ondas S, sismos regionales y datos de otras redes independientes de la red permanente del SSN-CENAPRED, para luego comparar los resultados obtenidos con los presentados en este trabajo. Obviamente un arreglo con fuentes activas sería lo óptimo, ya que de esta manera serían excluidos los errores de localización de sismos.



## Bibliografía

- Aggarwal, Y., Sykes, L., Armbruster, J., & Sbar, M. (1973). Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. *Nature*, *241*, 101–104.
- Aki, K. (1993). Seismic Tomography: Theory and practice. chapter Overview. (pp. 1–8). London: Chapman and Hall.
- Aki, K., Christofferson, A., Husbye, E. S., & C, P. (1974). Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper mantle under the U.S.G.S., California seismic array. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, *56*, 1145.
- Aki, K., & Lee, W. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *81*, 4381–4399.
- Alfaro, R., Brandsdóttir, B., Rowlands, D., White, R., & Gudmundsson, M. (2007). Structure of the Grímsvtn central volcano under the Vatnajkull icecap, Iceland. *Geophysical Journal International*, *168*, 863–876.
- Arámbula-Mendoza, R. (2007). *Estado de esfuerzos en el volcán Popocatepetl obtenidos con mecanismos focales en el periodo de actividad de 1996 a 2003*. Tesis de maestría Instituto de Geofísica, UNAM México.
- Arámbula Mendoza, R., Valdés González, C., & Martínez Bringas, A. (2010). Temporal and spatial variation of the stress state of popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *196*, 156–168.
- Arcieniega-Ceballos, M. A. (2002). *Análisis de datos sísmicos de banda ancha registrados en el volcán Popocatepetl, México*. Tesis de doctorado Instituto de Geofísica, UNAM México.

- Arciniega-Ceballos, M. A., Chouet, B., & Dawson, P. (2003). Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994-2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*, *65*, 124–135.
- Arciniega-Ceballos, M. A., Chouet, B. A., & Dawson, P. (1999). Very long period signals associated with vulcanian explosions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*, *26*, 3013–3016.
- Arciniega Ceballos, M. A., González, C. V., & Dawson, P. (2000). Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *102*, 207–216.
- Atlas, Z. D., Dixon, J. E., Sen, G., Finnya, M., & Martín del Pozzo, A. L. (2006). Melt inclusions from Volcán Popocatepetl and Volcán de Colima, Mexico: Melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *153*, 221–240. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.06.010.
- Benz, H., Chouet, B., Dawson, P., Lahr, J., Page, R., & Hole, J. (1996). Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, *101*, 8111–8128.
- Bichkar, R., Singh, S., & Ray, A. (1997). Genetic algorithmic approach to the detection of subsurface voids in cross-hole seismic tomography. *Pattern Recognition Letters*, *19*, 527–536.
- Boitnott, G., & Boyd, P. (1996). *Permeability, electrical impedance, and acoustic velocities of reservoir rocks from The Geysers geothermal field, in Twenty-first Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Technical Report Stanford California, Stanford University.
- Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., & Meertens, C. (2008). Deformation of Popocatepetl volcano using GPS: Regional geodynamic context and constraints on its magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *170*, 24–34. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.09.008.

- Campillo, M., Singh, S., Shapiro, N., Pacheco, J., & Herrmann, R. (1996). Crustal structure South of the Mexican Volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica International*, 35, 361–370.
- Carrasco, G., Mora, S., Delgado, H., & Urrutia, J. (1986). *Geología y paleomagnetismo del Popocatépetl*. Serie de Investigación Instituto de Geofísica, UNAM.
- Chavacán, M., Lermo, J., & Quintanar, L. (2004). Determinación de una escala de magnitud para temblores corticales en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano. In *I Conf. Int. Peligrosidad e Ingeniería Sísmica*. Santiago de Cuba, Cuba: Universidad de Oriente. CD.ROM.
- Chouet, B., Dawson, P., & Arcieniega-Ceballos, A. (2005). Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatépetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *Journal of Geophysical Research*, 110. Doi:10.1029/2004JB003524.
- Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380, 309–316.
- Clymer, R., & McEvelly, T. (1981). Travel-time monitoring with vibroseis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 1903–1927.
- Crampin, S., Booth, D., Evans, R., Peacock, S., & Fletcher, J. (1990). Changes in shear-wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs earthquake. *Journal Geophysical Research*, 95, 11,197–11,212.
- Cruz-Atienza, V., Pacheco, J., Singh, S., Shapiro, N., Valdés, C., & Iglesias, A. (2001). Size of Popocatépetl volcano explosions (1997–2001) from waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 28, 4027–4030.
- Dawson, P., Chouet, B., Okubo, P., Villasenor, A., & Benz, H. (1999). Three-dimensional velocity structure of the Kilauea Caldera, Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 26, 2805–2808. Doi:10.1029/1999GL005379.
- De Barros, L., Pederson, H., Métaxian, J., Valdés-González, C., & Lesage, P. (2008). Crustal structure below Popocatépetl Volcano (Mexico) from analysis of Rayleigh waves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 5–11.

- De Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Trial, L., Miltre-Salazar, L. M., & Mota-Palomino, R. (1988). *Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones geotectónicas regionales de la cuenca de México*. Instituto de Geología, UNAM. Boletín 104.
- De Fazio, T., Aki, K., & Alba, J. (1973). Solid Earth tide and observed change in the in situ seismic velocity. *Journal of Geophysical Research*, 78, 1319–1322.
- De La Cruz-Reyna, S., & Siebe, C. (2008). Volcanology: The giant Popocatépetl stirs. *Nature*, 388, 227.
- De La Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Bringas, A. M., & Ramos, E. (2008a). Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatépetl Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 70, 753–767. Doi:10.1007/s00445-008-0195-0.
- De La Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Bringas, A. M., & Ramos, E. (2008b). Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatépetl Volcano, Mexico: importance of an effective hazards-warning system. *JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH*, 170, 121–134. 10.1016/j.jvolgeores.2007.09.002.
- De Shon, H., Thurber, C., & Rowe, C. (2007). High precision earthquake location and three-dimensional P-wave velocity determination at Redoubt Volcano, Alaska. *J. Geophysical Research*, 112. Doi:10.1029/2006JB004751.
- Eberhart-Phillips, D. (1993). Seismic Tomography: Theory and Practice. chapter Local earthquake tomography: Earthquake source region. (pp. 613–643). London: Chapman and Hall.
- Ego, F., & Ansan, V. (2002). Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102-99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, 359, 189–208.
- Espinasa Perena, R., & Martín Del Pozzo, A. L. (2006). Morphostratigraphic evolution of Popocatépetl volcano, México. *GSA Special Papers*, 402, 115–137. Doi:10.1130/2006.2402(05).
- Espíndola, J. M., Godínez, M. D. L., & Espíndola, V. H. (2004). Models of ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatépetl Volcano, Central Mexico. *Natural Hazards*, 31, 191–207.

- Espíndola, J. M., Macías, J. L., & Godínez, M. L. (2003). Un modelo físico de cámara magmática para la estimación de los cambios premonitorios en sismicidad y deformación esperados en volcanes activos. *Geos*, *14*, 356.
- Evans, J., Eberhart-Phillips, D., & Thurber, C. (1994). User's manual for SIMULPS12 for imaging  $V_P$  and  $V_P / V_S$ , a derivative of the Thurber tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions. *U.S. Geological Survey Open File Report*, (p. 142).
- Foulger, G. (2003). Toward 'supervolcano' technology. *Science*, *313*, 768–769.
- Foulger, G., Grant, C., Ross, A., & Julian, B. (2001a). Industrially induced changes in Earth structure at The Geysers geothermal area, California. *Geophysical Research Letters*, *24*, 135–137.
- Foulger, G., Julian, B., Pitt, A., Hill, D., Malin, P., & Shalev, E. (2003). Three-dimensional crustal structure of Long Valley caldera, California, and evidence for the migration of  $CO_2$  under Mammoth Mountain. *Journal of Geophysical Research*, *108*, 2147. Doi:2110.1029/2000JB000041.
- Foulger, G., Pritchard, M., Julian, B., Evans, J., Allen, R., Nolet, G., Morgan, W., Bergsson, B., Erlendsson, P., Jakobsdottir, S., Ragnarsson, S., Stefansson, R., & Vogfjord, K. (2001b). Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to the upper mantle. *Geophysical Journal International*, *146*, 504–530.
- Fréchet, J. (1985). *Sismogenèse et doublets sismiques*. Thèse d'état Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Fries, C., Jr. (1965). *Geología de la Hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla*. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Carta Geológica de México, scale 1:100 000.
- Furumoto, M., Ichimori, Y., Hayashi, N., Hiramatsu, Y., & Satoh, T. (2001). Seismic wave velocity changes and stress build-up in the crust of the Kanto-Tokai region. *Geophysical Research Letters*, *28*, 3737–3740.
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *Koenigliche Gesellschaft der Wissenschaften zu Goettingen*, *4*, 331–349.

- González Pomposo, G. (2004). *Análisis de la sismicidad asociada a la actividad de volcán Popocatepetl y determinación de su estructura por medio de tomografía sísmica*. Tesis doctoral Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Got, J.-L., & Fréchet, J. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the southflank of Kilauea. *Journal of Geophysical Research*, *99*, 15,375–15,386.
- Got, J.-L., Monteiller, V., Monteux, J., Hassani, R., & Okubo, P. (2008). Deformation and rupture of the oceanic crust may control growth of Hawaiian volcanoes. *Nature*, *451*, 453–456. Doi:10.1038/nature06481.
- Gunasekera, R., Foulger, G., & Julian, B. (2003). Reservoir depletion at the geysers geothermal area, California, shown by four-dimensional seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, *108*, 2134. Doi:10.1029/2001JB000638.
- Havskov, O. L., J. (2003). *SEISAN: The earthquake analysis software, version 8.0*. Department of Earth Science, University of Bergen (ed.), 250 p. Bergen, Norway.
- Husen, S., & Smith, R. B. (2004). Probabilistic earthquake relocation in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*, 880–896.
- Ito, A. (1985). High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method. *Journal of Physics of the Earth*, *33*, 279–294.
- Iyer, H., & Dawson, P. (1993). *Seismic Tomography Theory and Practice*. chapter Imaging in volcanoes using teleseismic tomography. (pp. 466–490). London, United Kingdom: Chapman and Hall.
- Jordan, T. H., & Sverdrup, K. A. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *71*, 1105–1130.
- Julian, B., & Foulger, G. (2010). Time-dependent seismic tomography. *Geophysical Journal International*, *182*, 1327–1338. Doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04668.x.

- Julian, B., Pitt, A., & Foulger, G. (1998). Seismic image of a  $CO_2$  reservoir beneath a seismically active volcano. *Geophysical Journal International*, 133, F7–F10.
- Karpin, T., & Thurber, C. (1987). The relationship between earthquake swarms and magma transport: Kilauea Volcano, Hawaii. *Pure and Applied Geophysics*, 125, 971–991.
- Klein, F. W. (1985). *User's Guide to HYPOINVERSE, a Program for VAX and Professional 350 Computers to Solve for Earthquake Locations*. Open-File Report 85-515 U.S. Geological Survey.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L., & Lyon-Caen, H. (2004). A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set. *Geophysical Journal International*, 159. Doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02412.x.
- Latter, J. (1979). Volcanological observations at Tongariro National Park, 2. Types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978. *New Zealand, Department of Scientific and Industrial Research, Geophysics Division Rep.*, 150, 60.
- Lee, W., & Lahr, J. (1972). *HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes*. U.S. Geological Survey. Open File Report.
- Lee, W., Lahr, J., & Valdés, C. (2003). The HYPO71 Earthquake Location Program. chapter 85.17. Academic Press. IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology.
- Lees, J. M. (2007). Tomography of cristal magma bodies: Implication for Magmatic Systems. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 167, 37–56.
- Lermo Samaniego, J., Antayhua Vera, Y., & Chaván Avila, M. (2006). Análisis de la actividad en el volcán Popocatépetl (México) durante el periodo 1994-1997. *Boletín de la Sociedad Geológica de México*, (pp. 253–257).
- Li, Y., Chen, P., Cochran, E., & Vidale, J. (2007). Seismic velocity variations on the San Andreas fault caused by the 2004 M6 Parkfield Earthquake and their implications. *Earth Planets Space*, (pp. 21–31).

- Lienert, B. (1994). *HYPOCENTER 3.2 Manual*. Honolulu: HIGP.
- Lienert, B., Berg, E., & Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *76*, 771–783.
- Lienert, B., & Havskov, J. (1995). Computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, *66*, 26–36.
- Lomax, A., Zollo, A., Capuano, P., & Virieux, J. (2001). Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new three-dimensional velocity model. *Geophysical Journal International*, *146*, 313–331.
- Lomnitz, C. (2006). Three Theorems of Earthquake Location. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*, 306–312. Doi:10.1785/0120050039.
- López Ramos, E. (1983). *Geología de México*. (3rd ed.). Mexico, D.F.: Editorial México.
- Macías, J., & Siebe, C. (2005). Popocatepetl crater filled to the brim: significance for hazard evaluation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *141*, 327–330.
- Malone, S. D., Boyko, C., & Weaver, C. S. (1983). Seismic precursors to the Mount St. Helens eruptions in 1981 and 1982. *Science*, *221*, 1376–1378. Doi:10.1126/science.221.4618.1376.
- Martín Del Pozzo, A. L., Cifuentes, G., González, E., Cabral-Cano, E., Bonifaz, R., Correa, F., & Mendiola, I. (2003). Timing magma ascent at popocatepetl volcano, Mexico, 2000–2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *125*, 107–120.
- Martín Del Pozzo, A. L., Cifuentes, G., González, E., Martínez, A., & Mendiola, F. (2008). Magnetic signatures associated with magma ascent and stagnation at popocatepetl volcano, Mexico, during 2006. *Geological Society, London, Special Publications*, *304*, 117–131. Doi: 10.1144/SP304.6.
- Martín Del Pozzo, A. L., Cifuentes-Nava, G., Cabral-Cano, E., Sánchez-Rubio, G., Reyes, M., Martínez-Bringas, A., García, E., & Arango-Galvan, C. (2002). Volcanomagnetic signals during the recent Popocatepetl (México) eruptions and their relation to



- eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 415–428. Doi:10.1016/S0377-0273(01)00275-X.
- McNutt, S. R. (1996). Monitoring and mitigation of volcano hazards. chapter Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state of the art and case histories. (pp. 99–146). Berlin Heidelberg: Springer Verlag.
- Mena, M., Espíndola, J., Singh, S., & López, G. (1997). Recent advances in the gravimetric study of Popocatepetl volcano, central Mexico. In *General Assembly* (p. 91). Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico: IAVCEL.
- Menke, W. (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. (2nd ed.). San Diego, California: Academic Press.
- Meritano Arenas, J. D., Rosales Gómez, J., & Conde Asiain, A. (1998). *Carta Geológica y Carta Morfoestructural del Popocatepetl*. Consejo de Recursos Minerales Ministry of Commerce and Industry (Secretaría de Comercio y Fomento Industrial) (SECOFI).
- Michellini, A. (1994). An adaptive-grid formalism for travelttime tomography. *Geophysical Journal International*, 121, 489–510. Doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb05728.x.
- Minakami, T. (1974). *Seismology of Volcanoes in Japan: Physical Volcanology*. Amsterdam: Elsevier.
- Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J.-L., & Hall, M. (2005). Three-dimensional P-wave structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 144–156.
- Monteiller, V., Got, J.-L., Virieux, J., & Okubo, P. G. (2005). An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–22. Doi:10.1029/2004JB003466.
- Moran, S. C., Zimbelman, D. R., & Malone, S. D. (2000). A model for the magmatic hydrothermal system at Mount Rainier, Washington, from seismic and geochemical observations. *Bulletin of Volcanology*, 61, 425–436.

- Mullineaux, D., & Crandell, D. (1981). The 1980 eruptions of mount st. helens, washington. chapter The Eruptive History of Mount St. Helens. (p. 844). U.S. Geological Survey Professional Paper 1250.
- Nava, A. F. (2010). A Local Earthquake Location Method, based on time difference fitting through Genetic Search, for Tectonic and Volcanological Applications. *Comunicaciones Academicas (Open-file report) CICESE*, 8, 195–209.
- Nercessian, A., Hirn, L. J.-C., A., & Sapin, M. (1996). Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 123–143.
- Nishimura, T., Uchida, N., Sato, H., Ohtake, M., Tanaka, S., & Hamaguchi, H. (2000). Temporal changes of the crustal structure associated with the M 6.1 earthquake on September 3, 1998, and the volcanic activity of Mount Iwate, Japan. *Geophysical Research Letters*, 27, 269–272.
- Novelo Casanova, D. A., Valdés González, C., & Ramírez Olvera, G. (2007). A numerical model for the mechanical behavior of Popocatepetl volcano (Central Mexico). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 162, 99–110. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.03.001.
- Onizawa, S., Oshima, H., Aoyama, H., Mori, H., Maekawa, T., Suzuki, A., Tsutsui, T., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Yamamoto, K., Mori, T., Taira, T., Miyamachi, H., & Okada, H. (2007). P-wave velocity structure of Usu volcano: Implication to the structural controls on magma movements and eruption locations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 175–194. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.10.005.
- Patanè, D., Barberi, G., Cocina, O., De Gori, P., & Chiarabba, C. (2006). Time-Resolved Seismic Tomography Detects Magma Intrusions at Mount Etna. *Science*, 313, 821–823. Doi:10.1126/science.1127724.
- Peng, Z., & Ben-Zion, Y. (2006). Temporal changes of shallow seismic velocity around the Karadere-Duzce branch of the north Anatolian fault and strong ground motion. *Pure Applied Geophysics*, 163, 567–600.

- Podvin, P., & Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, *105*, 271–295.
- Poupinet, G., Ellsworth, W., & Fréchet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California. *Journal of Physics of the Earth*, *89*, 719–731.
- Power, J., Jolly, A., Nye, C., & Harbin, M. (2002). A conceptual model of the Mount Spurr magmatic system from seismic and geochemical observations of the 1992 Crater Peak eruption sequence. *Bulletin of Volcanology*, *64*, 206–218. Doi:10.1007/s00445-002-0201-x.
- Power, J., Jolly, A., Page, R., & McNutt, S. (1995). The 1992 Eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr Volcano, Alaska. chapter Seismicity and forecasting of the 1992 eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr Volcano, Alaska: An Overview. (pp. 149–159). Springer Berlin / Heidelberg volume 2139.
- Prôno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L., & Ferrazzini, V. (2009). P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *184*, 49–62.
- Quezada Reyes, A. (2003). *Análisis de las etapas del Volcán Popocatepetl utilizando tiempos de viaje de eventos sísmicos regionales y lejanos de 1996-2001*. Tesis de licenciatura Fac. Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México Mexico.
- Ramirez Olvera, G. (2003). *Mallado tridimensional para elemento finito del Volcán Popocatepetl, correlacionado con la sismicidad*. Bachelor's thesis Universidad Autónoma Nacional de México.
- Ratdomopurbo, A., & Poupinet, G. (1995). Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano-application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical Research Letters*, *22*, 775–778.
- Rawlinson, N., Reading, A., & Kennett, B. (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, *111*. Doi:10.1029/2005JB003803.

- Rawlinson, N., & Sambridge, M. (2005). The fast marching method: an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, 36, 341–351.
- Roberge, J., Delgado Granados, H., & Wallace, P. J. (2007). Determination of the degassing depth at Popocatepetl volcano (Mexico) using data from olivine-hosted melt inclusions. In *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007*. San Francisco. Abstract No. V42B-05.
- Robin, C., & Boudal, C. (1987). A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl. *Journal of Geology and Geothermal Research*, (pp. 115–130).
- Rodríguez Pérez, Q. (2004). *Modelo conceptual de los procesos desarrollados en una etapa eruptiva de 13 horas en el volcán Popocatepetl mediante el análisis de senales sísmicas del 16 de abril del 2001*. Master's thesis Facultad de Ingeniería, UNAM, México. Tesis Licenciatura.
- Roecker, S. (1982). Velocity structure of the Pamir-Hindukush region: possible evidence of subducted crust. *Journal of Geophysical Research*, 87, 945–959.
- Roecker, S. W. (1993). Seismic tomography theory and practice. chapter Tomography in zones of collision; practical considerations and example in Seismic Tomography; Theory and Practice. (pp. 584–612). London, United Kingdom: Chapman and Hall.
- Rubin, A., Gillard, D., & Got, J.-L. (1998). A re-examination of seismicity associated with the January 1983 dike intrusion at Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 103, 10,003–10,015.
- Rubinstein, J., & Beroza, G. (2004). Evidence for widespread nonlinear strong ground motion in the  $M_w$  6.9 Loma Prieta earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1595–1608.
- Rubinstein, J., & Beroza, G. (2005). Depth constraints on nonlinear strong ground motion from the 2004 Parkfield earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32. Doi:10.1029/2005GL023189.

- Sambridge, M., Braun, J., & McQueen, H. (1995). Geophysical parametrization and interpolation of irregular data using natural neighbours. *Geophysical Journal International*, 122, 837–857. Doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb06841.x.
- Sambridge, M., & Gudmundsson, O. (1998). Tomographic systems of equations with irregular cells. *Journal Of Geophysical Research*, 103, 773–781. Doi:10.1029/97JB02602.
- Sawazaki, K., Sato, H., Nakagata, H., & Nishimura, T. (2006). Temporal change in site response caused by earthquake strong motion as revealed from coda spectral ratio measurement. *Geophysical Research Letters*, 33. Doi:10.1029/2006GL027938.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., & Macías, J. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, 46, 1243–1282.
- Schaff, D., & Beroza, G. (2004). Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 109. Doi:10.1029/2004JB003011.
- Sens-Schoenfelder, C., & Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33, 229–236.
- Sethian, J., & Popovici, M. (1999). Fast marching methods applied to computation of seismic travel times. *Geophysics*, 64, 2.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S., Jongmans, D., & Sanchez-Sesma, F. (1997). Surface wave propagation across the Mexican volcanic belt and the origin of the long period seismic wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophysical Journal International*, 128, 151–166.
- Shapiro, N. M., Singh, S., Iglesias-Mendoza, A., Cruz-Atienza, V., & Pacheco, J. (2000). Evidence of low Q below Popocatepetl volcano, and its implication to seismic hazard in Mexico City. *Geophysical Research Letters*, 27, 2753–2756.
- Shearer, P. (1997). Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross-correlation: Application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research*, 102, 8269–8283.

- Siebe, C., Abrams, M., & Macías, J. L. (1995). Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. chapter Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual como del volcán Popocatepetl. (pp. 195–220). Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM); México. Secretaria de Gobernación; México. Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., & Obenholzner, J. (1996). Repeated volcanic disaster in prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Past key to the future? *Geology*, *24*, 399–402.
- Siebe, C., & Macías, J. (1997). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field. *Field Trip Guidebook, Geological Society of America*, *1*, 77.
- Slunga, R., Roegvaldsson, S., & Boedvarsson, R. (1995). Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in southern Iceland. *Geophysical Journal International*, *123*, 409–419.
- Spakman, W. (1991). Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor. *Geophysical Journal International*, *107*, 309–332.
- Straub, S. M., & Martín-Del Pozzo, A. L. (2001). The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions of Popocatepetl Stratovolcano (central Mexico): Contributions to Mineralogy and Petrology. *Geophysical Journal International*, *140*, 487–510.
- Taira, T., Silver, P., Niu, F., & Nadeau, R. (2008). Detecting seismogenic stress evolution and constraining fault zone rheology in the San Andreas Fault following the 2004 Parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research*, *113*. Doi:10.1029/2007JB005151.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory*. Elsevier, New York.
- Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least-squares criterion. *Reviews of Geophysics*, *20*, 219–232.
- Thurber, C. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *Journal of Geophysical Research*, *88*, 8226–8236.

- Thurber, C. (1993). Seismic Tomography: Theory and Practice. chapter Local earthquake tomography: velocities and  $V_P/V_S$  theory. (pp. 563–583). London: Chapman and Hall.
- Thurber, C. H., & Aki, K. (1987). Three-Dimensional Seismic Imaging. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 115–139. Doi:10.1146/annurev.ea.15.050187.000555.
- Valdés, C., González, G., Arcieniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C., & Santoyo, M. (1995). Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. chapter Sismicidad del Volcán Popocatepetl a partir del 21 de Diciembre de 1994 al 30 de Marzo de 1995. (pp. 129–138). Mexico, D.F.: CENAPRED-UNAM (ed.).
- Valdés, C. M., Mooney, W., Singh, S., Meyer, R., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Hesley, B., Lewis, B., & Mena, M. (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 547–564.
- Valdés González, C. (1996). *RAY 3D*. Preprint.
- Valdés González, C. M., & Comité, C. d. V. P. (1994). P-wave 1D velocity model, Popocatepetl, Mexico.
- Varley, N. R., & Armienta, A. (2001). The absence of diffuse degassing at Popocatepetl volcano (Mexico). *Chemical Geology*, 177, 157–173.
- Waldhauser, F. (2001). HypoDD - A program to compute Double-Difference hypocenter locations. *U.S. Geol. Survey Open File Report, 1-113*, 1–25.
- Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). Double difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353–1368.
- Wiemer, S. (1996). *Analysis of seismicity: New techniques and case studies*. Dissertation thesis University of Alaska, Fairbanks Alaska.
- Wolfe, C. J. (2002). On the mathematics of using difference operators to relocate earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 2879–2892.

- Wright, R., De La Cruz-Reyna, S., Harris, A., Flynn, L., & Gómez-Palacios, J. (2002). Infrared satellite monitoring at Popocatepetl: explosions, exhalations, and cycle of dome growth. *Journal of Geophysical Research*, *107* B8, 1029–1045.
- Wu, C., Peng, Z., & Ben-Zion, Y. (2009). Non-linearity and temporal changes of fault zone site response associated with strong ground motion. *Geophysical Journal International*, *176*, 265–278.
- Zandomenighi, D., Barclay, A., Almendros, J., Ibanez Godoy, J. M., Wilcock, W. S. D., & Tami, B.-Z. (2009). Crustal structure of Deception Island volcano from P-wave seismic tomography: Tectonic and volcanic implications. *American Geophysical Union*, *114*.
- Zhang, H., & Thurber, C. (2003). Double difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *93*, 1875–1889.
- Zhao, P., & Peng, Z. (2009). Depth extent of damage zones around the central Calaveras fault from waveform analysis of repeating earthquakes. *Geophysical Journal International*, *179*, 1817–1830.
- Zhou, H.-W., & Clayton, R. W. (1990). P and S wave travel time inversions for subducting slab under the Island Arcs of the northwest Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *95*, 6829–6851.
- Zollo, A., D'Auria, L., De Matteis, R., Herrero, A., & Gasparini, P. (2002). Bayesian estimation of 2D P-velocity models from active seismic arrival time data: imaging of the shallow structure of Mt. Vesuvius (Southern Italy). *Geophysical Journal International*, *151*, 566–582.
- Zollo, A., Gasparini, P., Virieux, J., De Natale, G., Biella, G., Capuano, P., De Franco, R., Dell'Aversana, P., De Matteis, R., Guerra, I., Le Meur, H., Mirabile, L., Nardi, A., & Vilardo, G. (1996). Seismic evidence for a low velocity zone (magma body) in the upper crust underneath Mt. Vesuvius. *Science*, *274*, 592–594.
- Zúñiga Dávila-Madrid, F. R., & Valdés Gonzáles, C. (2007). ¿Se está formando una segunda cámara magmática en el Popocatepetl? Análisis de la variación espacial de los valores b bajo el edificio volcánico. *Geos*, *27*, 133.