

TESIS DOCTORAL

FÍSICA

**ESTUDIO DE HETEROGENEIDADES  
LATERALES DE VOLCANES ACTIVOS:  
TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ALTA  
RESOLUCIÓN DE LA ISLA DE TENERIFE,  
ANOMALÍAS DE PROPAGACIÓN DE ONDAS  
SÍSMICAS DE LA ISLA DE DECEPCIÓN Y OTROS  
EFECTOS**



**Universidad de Granada**

María Araceli García Yeguas

AÑO 2010

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: María Araceli García Yeguas  
D.L.: GR 4265-2010  
ISBN: 978-84-693-5992-1

TESIS DOCTORAL

**ESTUDIO DE HETEROGENEIDADES LATERALES DE  
VOLCANES ACTIVOS: TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ALTA  
RESOLUCIÓN DE LA ISLA DE TENERIFE, ANOMALÍAS  
DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS DE LA ISLA  
DECEPCIÓN Y OTROS EFECTOS**

REALIZADO POR:

María Araceli García Yeguas

DIRECTOR DE LA TESIS:

Dr. Jesús Miguel Ibáñez Godoy

Departamento de Física Teórica y del Cosmos

Instituto Andaluz de Geofísica

...2010

**ESTUDIO DE HETEROGENEIDADES  
LATERALES DE VOLCANES ACTIVOS:  
TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE ALTA  
RESOLUCIÓN DE LA ISLA DE TENERIFE,  
ANOMALÍAS DE PROPAGACIÓN DE ONDAS  
SÍSMICAS DE LA ISLA DE CEPCIÓN Y OTROS  
EFECTOS**

María Araceli García Yeguas

**PALABRAS CLAVE:** Tomografía, sísmica activa, heterogeneidad lateral, anomalías

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>2</b>
<b>Prólogo</b>	<b>4</b>
<b>Abstract extendido</b>	<b>6</b>
<b>Extended abstract</b>	<b>36</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>62</b>
1.1. Tomografía sísmica . . . . .	62
1.2. Tomografía sísmica en volcanes . . . . .	76
1.2.1. Interpretación de las anomalías de velocidad de las ondas sísmicas	77
1.2.2. Ejemplos de tomografía sísmica en áreas volcánicas . . . . .	79
1.3. Efectos de las heterogeneidades laterales en volcanes . . . . .	83

1.4. Objetivos . . . . .	91
<b>2. Marco geodinámico y geológico de la Isla de Tenerife (Islas Canarias, España)</b>	<b>96</b>
2.1. Las Islas Canarias . . . . .	96
2.1.1. Origen de las Islas Canarias . . . . .	103
2.2. La Isla de Tenerife . . . . .	108
2.2.1. Marco geológico de la isla de Tenerife . . . . .	108
2.2.2. Complejo central de la Isla de Tenerife: Edificio y caldera de Las Cañadas . . . . .	113
2.2.3. Erupciones históricas de la Isla de Tenerife . . . . .	121
2.3. Estudios geofísicos realizados en la Isla de Tenerife . . . . .	121
2.3.1. Estudios gravimétricos y magnéticos . . . . .	122
2.3.2. Estudios de geodesia . . . . .	132
2.3.3. Estudios de magnetotelúrica . . . . .	132
2.3.4. Estado del arte en sismología . . . . .	137
2.4. Peligros potenciales en la Isla de Tenerife . . . . .	143
2.4.1. Zonación de los peligros volcánicos (coladas de lava y caída de ceniza)	143

---

<b>3. Metodología: Tomografía sísmica</b>	<b>146</b>
3.1. Tratamiento matemático . . . . .	147
3.1.1. Parametrización del modelo . . . . .	150
3.1.2. Trazado del rayo: Técnica del doblamiento y técnica de las diferencias finitas . . . . .	155
3.1.3. Inversión de tiempos de llegada . . . . .	180
3.1.4. Análisis de la calidad de la solución . . . . .	191
<b>4. Experimento: TOM-TEIDEVS y datos utilizados</b>	<b>198</b>
4.1. Experimento TOM-TEIDEVS . . . . .	198
4.1.1. Necesidad del experimento . . . . .	199
4.1.2. Diseño del experimento . . . . .	201
4.1.3. Experimento . . . . .	208
4.1.4. Características de los equipos . . . . .	212
4.2. Datos y procesamiento . . . . .	218
<b>5. Análisis de datos</b>	<b>236</b>
5.1. Modelo inicial . . . . .	237
5.2. Algoritmos de modelado . . . . .	240

5.2.1.	ATOM-3D: Active TOMography in 3D . . . . .	241
5.2.2.	Tests de resolución de ATOM-3D . . . . .	247
5.2.3.	FAST: First Arrival Seismic Tomography . . . . .	256
5.2.4.	Tests de resolución de FAST . . . . .	261
5.2.5.	ATOM-3D versus FAST . . . . .	266
<b>6.</b>	<b>Resultados e interpretación</b>	<b>272</b>
6.1.	Resultados . . . . .	272
6.1.1.	Imágenes de velocidad absoluta y secciones verticales . . . . .	272
6.1.2.	Análisis de las imágenes del modelo tomográfico . . . . .	279
6.1.3.	Zona de Teno . . . . .	292
6.1.4.	Norte de Tenerife . . . . .	300
6.1.5.	Zona sur (Roque del Conde) . . . . .	308
6.1.6.	Dorsal de Santiago del Teide (Noroeste) . . . . .	316
6.1.7.	Las Cañadas . . . . .	324
6.2.	Interpretación . . . . .	334
6.2.1.	Anomalías de las secciones verticales de la Isla de Tenerife . . . . .	337

---

6.2.2.	Anomalías de velocidad en diferentes áreas de Tenerife . . . . .	337
6.3.	Comparación de los resultados con otros estudios geofísicos . . . . .	341
6.4.	Conclusiones . . . . .	350
<b>7.</b>	<b>Effects of the lateral heterogeneities on the seismic waves propagation in volcanic areas (Deception Island and TAG (Trans-Atlantic Geotraverse (Mid-Atlantic Ridge)))</b>	<b>352</b>
7.1.	Introduction . . . . .	352
7.2.	Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antarctica) using seismic arrays . . . . .	361
7.2.1.	Geological and geophysical setting . . . . .	361
7.2.2.	Instruments and data . . . . .	364
7.2.3.	Method and data processing . . . . .	367
7.2.4.	Results . . . . .	370
7.2.5.	Discussion . . . . .	375
7.3.	Relocation of hypocenters from microearthquakes using a 3D tomography model at Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) in the Mid-Atlantic Ridge .	387
7.3.1.	Introduction . . . . .	387
7.3.2.	Previous studies . . . . .	388

---

7.3.3. Relocation of hypocenters from microearthquakes using a 3D tomography model at Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) in the Mid-Atlantic Ridge . . . . .	390
7.3.4. Conclusions . . . . .	395
<b>8. Conclusions</b>	<b>396</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>421</b>

# Agradecimientos

Las campañas sísmicas han sido financiadas por el proyecto *Sismicidad volcánica del Teide: Tomografía de alta resolución usando datos sísmicos activos y pasivos*. TOM-TEIDEVS, CGL2004-05744-C04-01; AYU-TOMODEC: *Solicitud de dotación adicional al proyecto TOMODEC para la realización de una campaña antártica*. CGL2004-2002-E; *Modelos Sísmicos De Alta Resolución De Volúmenes Sismogénéticos De Volcanes Activos, Islas De Tenerife Y Decepción, Y Su Impacto En La Valoración Del Peligro Volcánico*. HISS. CGL2008-01660, del Ministerio de Educación; "Volcanoes: Understanding subsurface mass movement; VOLUME, de la Unión Europea , FP6-2004-Global-3-018471. Las estancias realizadas en Earth and Oceans Science, Universidad de Liverpool (Reino Unido). Del 11 de abril al 12 de julio de 2007; Centro Mediterráneo de Investigaciones Marinas y Ambientales. (CSIC) Barcelona. Del 8 octubre al 12 diciembre de 2008; y Woods Hole Oceanographic Institution (Estados Unidos). Del 14 de septiembre al 24 de diciembre de 2009 han sido financiadas por la beca FPI del MINNIC BES-2006-12768 asociada al proyecto CGL2005-07589-C03-02.



# Prólogo

El objetivo fundamental de esta tesis es el estudio de la estructura en velocidad de ondas P en 3D de la isla de Tenerife y su interpretación en términos de las características geológicas y volcanológicas.

La presencia de heterogeneidades laterales en una determinada región es un factor determinante en la propagación de las ondas sísmicas. De esta manera la hipótesis de un rayo sísmico rectilíneo se aleja de la realidad en estos medios. Las regiones volcánicas, por su naturaleza, son medio altamente heterogéneos y, por tanto, tienen una significativa influencia en la propagación de las ondas sísmicas. Por ello, en esta tesis, una vez representado y analizado cómo de heterogéneo es el medio volcánico de la Isla de Tenerife, estudiaremos la influencia que ejercen los medios sobre algunos parámetros sísmicos. Partiremos de medios ya conocidos y pondremos en evidencia su influencia en la propagación de las ondas sísmicas, así como la localización de las fuentes. En concreto, analizaremos cómo el medio heterogéneo de la isla volcánica Decepción afecta en las observaciones realizadas con antenas sísmicas. Finalmente, para el campo hidrotermal Transatlántico (Trans-Atlantic Geotraverse (TAG)) en la dorsal Medio Atlántica, veremos cómo la introducción de un modelo tomográfico de velocidad de ondas P cambia sistemáticamente la posición de los hipocentros de los terremotos locales registrados en la región. Este cambio lleva asociado una mejor interpretación de la dinámica de la fuente sísmica.

Estas dos aplicaciones son una manifestación de la importancia de conocer la verdadera estructura de una región.

Los datos usados para realizar la tomografía fueron obtenidos en un experimento de

---

sísmica activa (TOM-TEIDEVS) realizado en la Isla de Tenerife en el año 2007. En este experimento se realizaron explosiones en el mar y se registraron en estaciones sísmicas desplegadas sobre la Isla de Tenerife.

Las técnicas usadas para realizar la tomografía han sido dos. Ambas técnicas tienen en cuenta la interfase agua-tierra. Los resultados finales han sido obtenidos mediante ATOM-3D (Koulakov (2009)). No obstante, hemos aplicado una técnica más, FAST (Zelt and Barton (1998)) para corroborar los resultados.

Para el estudio de los efectos del medio sobre la propagación de las ondas sísmicas los datos pertenecen a una campaña de sísmica activa (TOMODEC) realizada en el volcán Isla Decepción en el año 2005. Éstos fueron registrados en siete antenas sísmicas desplegadas sobre la isla.

Los parámetros de rayo (azimut y lentitud aparente) han sido calculados mediante la técnica de antenas sísmicas de las Correlaciones Cruzadas (Zero Lag Cross Correlation).

Los microterremotos relocalizados pertenecen a un experimento realizado en el campo hidrotermal Transatlántico (Trans-Atlantic Geotraverse (TAG)) en la dorsal Medio Atlántica, en cual se registró la actividad sísmica durante 8 meses en un área de 7 x 7 km en 13 estaciones desplegadas sobre el fondo oceánico (Ocean Bottom Seismometer (OBS)).

# Abstract extendido

El objetivo fundamental de esta tesis es el estudio de la estructura en velocidad de ondas P en 3D de la isla de Tenerife y su interpretación en términos de las características geológicas y volcanológicas. Por otro lado, hemos estudiado los efectos que tiene el medio sobre la propagación de las ondas sísmicas. Para ello hemos analizado la influencia del medio en los parámetros de rayo, azimut y lentitud aparente, calculados para las ondas sísmicas registradas en antenas sísmicas, procedentes de disparos realizados en el mar en Isla Decepción (Antártida). En un segundo paso hemos relocalizado los hipocentros calculados para microterremotos, registrados en estaciones desplegadas sobre el fondo oceánico (Ocean Bottom Seismometer) en el campo hidrotermal Transatlántico (Trans-Atlantic Geotraverse (TAG)) en la dorsal Medio Atlántica, usando el modelo en 3D de estructura en velocidad de esta zona.

La tesis está dividida en ocho capítulos: **1.** *Introducción*; **2.** *Marco geodinámico y geológico de la Isla de Tenerife (Islas Canarias, España)*; **3.** *Metodología: Tomografía sísmica*; **4.** *Experimento: TOM-TEIDEVS y datos utilizados*; **5.** *Análisis de datos*; **6.** *Resultados e interpretación*; **7.** *Effects of the lateral heterogeneities on the seismic waves propagation in volcanic areas (Deception Island and TAG (Trans-atlantic geotraverse (Mid-Atlantic Ridge))) (Efectos de las heterogeneidades laterales sobre la propagación de las ondas sísmicas en áreas volcánicas (Isla Decepción (Antártida) y TAG (campo hidrotermal Transatlántico (Dorsal Medioatlántica)))*; **8.** *Conclusions (Conclusiones)*.

---

## Capítulo 1. Introducción

¿Qué es la tomografía sísmica? La tomografía sísmica (de  $\tau\acute{o}\mu\omicron\zeta$  = 'rodaja' y  $\sigma\epsilon\iota\sigma\mu\acute{o}\zeta$  = terremoto) es una potente herramienta que permite representar la estructura interna de la Tierra en base a sus propiedades, tanto en 2D como 3D, usando datos procedentes de ondas sísmicas.

La tomografía sísmica comenzó a desarrollarse en los años 70, siendo Aki el pionero (Aki et al. (1974)). Esta técnica ha evolucionado a lo largo del tiempo usando diferentes propiedades para representar la estructura interna de la Tierra y distintos tipos de datos y señales. Dependiendo del tipo de experimento y los datos obtenidos, se han realizado tomografías sísmicas que pueden ir desde unos cientos de metro (por ejemplo, estudios arqueológicos), hasta tomografía globales de la Tierra, que van desde la corteza hasta el núcleo.

Las áreas volcánicas se caracterizan por ser altamente heterogéneas, sobretodo, en la parte más superficial. La primera tomografía realizada en una zona volcánica fue realizada por Thurber (1984) en el área volcánica de Hawai. Por primera vez se pudo observar una anomalía de baja velocidad, asociada a material fundido.

En este sentido, cabe preguntarse cómo interpretar las anomalías (resultado de la diferencia entre el modelo inicial y el modelo resultante de la tomografía sísmica) encontradas en los resultados obtenidos de los modelos tomográficos. Para ello se han realizado distintos trabajos de laboratorio y estudios geológicos y geofísicos en los que se han intentado relacionar las propiedades del medio con el tipo de material. Es importante tener en cuenta que cada región es única y su interpretación ha de hacerse en base a los características singulares de la misma, teniendo en cuenta toda la información existente de los estudios realizados. No obstante, en el caso de las ondas P, las áreas de anomalías negativas (velocidad menor al modelo inicial) han sido asociadas a áreas con material fundido, fracturado, poroso, entre otras características. Las anomalías positivas (velocidad superior al modelo inicial) han sido asociadas a materiales más densos. No hay que olvidar la influencia que tienen la presión y la temperatura. Un aumento de presión puede provocar un aumento en la velocidad de las ondas P, mientras un aumento en la temperatura puede generar una disminución en las mismas.

Algunos ejemplos de tomografía realizadas en regiones volcánicas son: Etna (Aloisi et al. (2002), Patane et al. (2002), Villaseñor et al. (1998)). Asama (Aoki et al. (2009)), Bandai (Yamawaki et al. (2004)), Campi Flegrei (Judenherc and Zollo (2004), Vanorio et al. (2005), Zollo et al. (2002)), Isla Ascensión (Fig.6) (Evangelidis et al. (2004)), Isla Montserrat (Paulatto et al. (2010)), Piton de la Fournaise (Nercessian et al. (1996)), Rabaul (Finlayson et al. (2003)), São Miguel (Azores) (Zandomeneghi et al. (2008)), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), Tungurahua (Molina et al. (2005)), Unzen (Ohmi and Lees (1995)), Vesubio (Natale et al. (2004), Scarpa et al. (2002)).

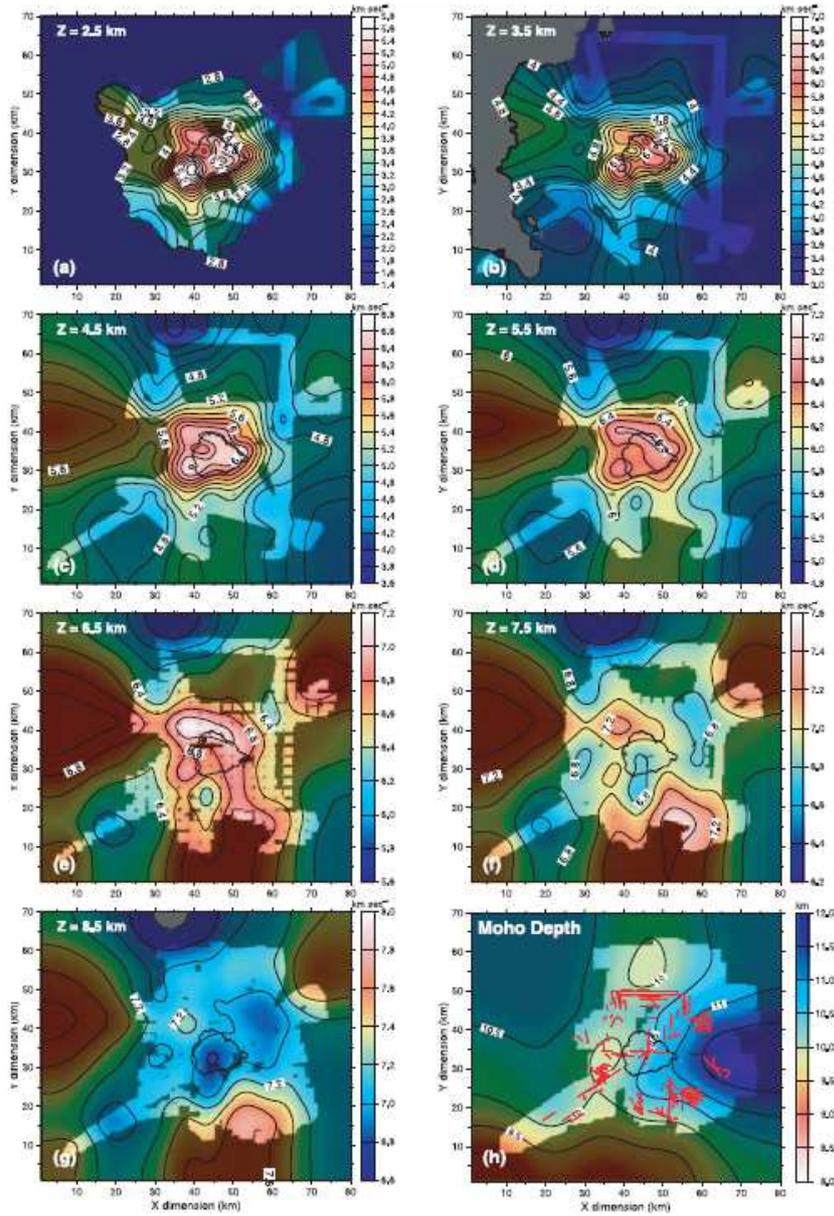


Figura 1: Secciones horizontales del modelo 3D a diferentes profundidades. Hasta 6.5 km de profundidad en la isla predominan las altas velocidades. En la sección h se muestra la Moho (Finlayson et al. (2003)).

Ante el interés por conocer la estructura interna y la dinámica de la zona volcánica de la Isla de Tenerife, hemos realizado un experimento de sismica activa. El resultado ha sido una gran base de datos que ha proporcionado una cantidad suficiente de tiempos de viaje de ondas P para realizar la tomografía sísmica en velocidad de ondas P de alta resolución de esta región.

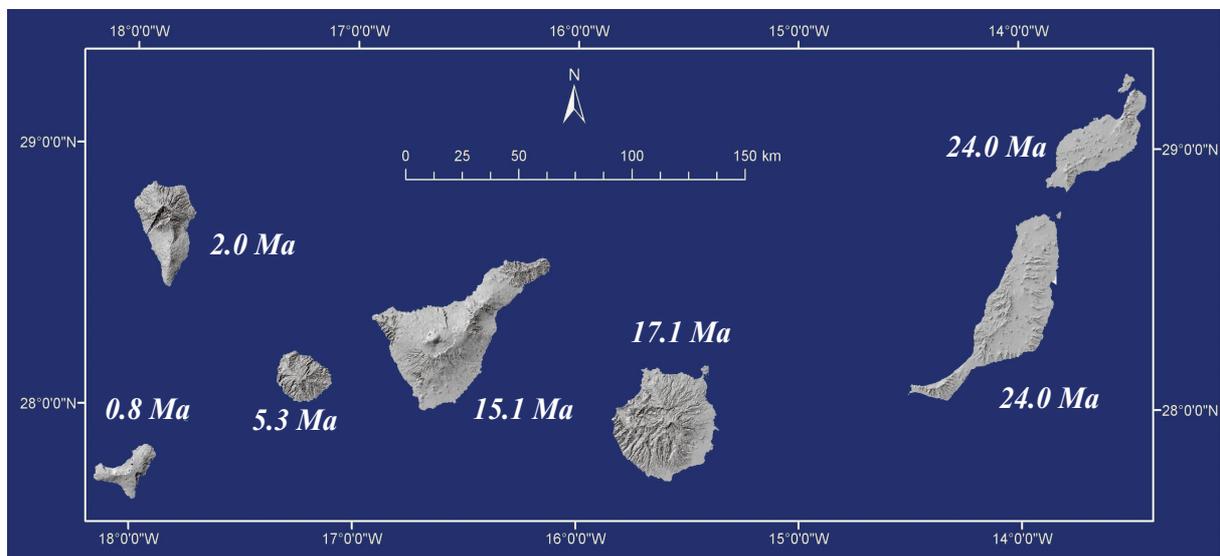
El medio afecta a la propagación de las ondas sísmicas y es de gran interés conocer esta influencia en regiones tan heterogéneas como son los medios volcánicos. Con este objetivo hemos analizado el efecto que ejerce la estructura más superficial de la región volcánica de Isla Decepción (Antártida) sobre los parámetros de rayo (azimut y lentitud aparente) de las ondas sísmicas. Las ondas sísmicas fueron registradas en ocho antenas sísmicas desplegadas en Isla Decepción (Antártida) en un experimento de sismica activa, con disparos realizados en el mar. Este tipo de experimentos nos permite conocer con precisión la posición de la fuente, siendo posible calcular los valores de los parámetros de rayo en caso de un modelo homogéneo 1D. Comparando los resultados obtenidos mediante técnicas de antenas (Correlaciones Cruzadas, en este caso) y los calculados teóricamente, podemos observar las variaciones producidas en los mismos. Además, en Isla Decepción contamos con un modelo tomográfico en 3D (Zandomenighi et al. (2009)), que nos ayuda, junto con la topografía, a interpretar las posibles fuentes que afectan a la propagación de las ondas sísmicas.

Para localizar las fuentes de los eventos sísmicos, en caso de no existir un modelo tomográfico en 3D, se usa uno modelo 1D de gradiente o estratificado en capas, que aumentan su velocidad con la profundidad. En un experimento realizado en el campo hidrotermal Transatlántico (Dorsal Medioatlántica), se registraron microterremotos durante ocho meses en 13 receptores desplegados en el fondo oceánico (Ocean Bottom Seismometers). Los hipocentros de estos eventos fueron localizados usando un modelo 1D (deMartin et al. (2007)). Posteriormente, se obtuvo un modelo tomográfico 3D en velocidad de ondas P, para esta región. Usando el modelo 3D de esta zona volcánica, hemos relocalizado por hipocentros, para estudiar la influencia que tiene la estructura interna en la localización de las fuentes.

## Capítulo 2. Marco geodinámico y geológico de la Isla de Tenerife (Islas Canarias, España)

### Las Islas Canarias

La Isla de Tenerife pertenece al archipiélago de las Islas Canarias. Las Islas Canarias son un archipiélago español situado en el océano Atlántico, al oeste del continente africano. Está compuesto por siete islas principales y algunos islotes. Las islas están divididas en dos grupos, las orientales son: Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria; mientras las occidentales están compuestas por: El Hierro, La Gomera, La Palma y Tenerife (Fig. 7). Algunos de los islotes que pertenecen al archipiélago son: La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Roque del Este, Roque del Oeste y la Isla de Lobos.



**Figura 2:** Islas Canarias. De izquierda a derecha y de abajo a arriba tenemos: El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote, junto con sus edades geológicas.

Como la mayoría de las islas volcánicas oceánicas, éstas se han formado en tres etapas principales, en las que se concentra la actividad magmática: Complejos basales (Pre-Mioceno), Series Basálticas Antiguas (mayoritariamente en el Mioceno) y series Recientes (Post-Mioceno) (Araña (1996)).

Para explicar el origen de las Islas Canarias, se han aplicado diversas teorías. Entre ellas ha sido aplicada la hipótesis de la pluma mantélica (Morgan (1971)). Ésta se basa en el concepto de punto caliente de Wilson (1963). También en la década de los 70 surgieron otras hipótesis como la de propagación de fracturas (Anguita and Hernán (1975)), o como una extensión local de una cadena (Fúster (1975)) u otra más reciente como la de un conjunto de bloques levantados (Araña and Ortiz (1986)). La única hipótesis que ha sido tenida en cuenta de nuevo y analizada con distintos estudios es la de pluma (Holik et al. (1991); Hoernle and Schmincke (1993); Hoernle et al. (1995); Carracedo et al. (1998)). Sin embargo, no está claro que se trate de una pluma mantélica. Por ello se ha propuesto la existencia de varias plumas mantélicas, pero las inconsistencias con la geología regional y local de la zona dejan el origen de Las Canarias aún en incógnita.

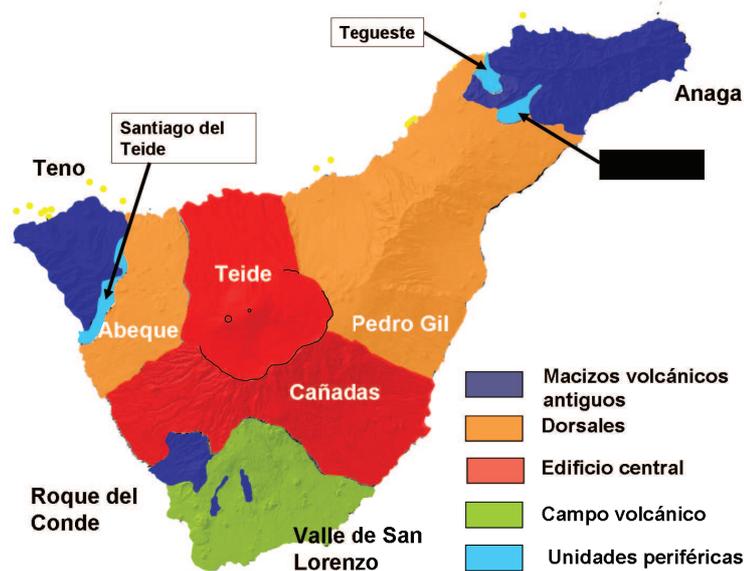
Destacar las tendencias tectónicas que se dan en la Islas Canarias. La que sigue la dirección de las fallas transformantes de la Dorsal Atlántica (SE-NO) y la marcada por el rift africano (SO-NE).

## La Isla de Tenerife

Tenerife es la isla de mayor tamaño del archipiélago, con una superficie de 2.034 km<sup>2</sup>. Está situada entre los paralelos 28° y 29° N y entre los meridianos 16° y 17° O. Es una isla volcánica activa donde la última erupción tuvo lugar en 1909, el Chinyero.

La Isla de Tenerife se formó en tres etapas. La primera etapa es submarina y formó el complejo basal, la segunda es la etapa de formación del escudo subaéreo, que dio lugar a lo que se conoce como Series Basálticas Antiguas (Anaga, Teno y Roque del Conde, hace 6.5 Ma (aunque se han datado coladas más antiguas en estos edificios)) (Fig.8). Tras un tiempo de reposo y erosión de los edificios, tuvo lugar una tercera etapa que generó las Series Basálticas Recientes (dorsal de Santiago del Teide (NO), la Dorsal (NE)

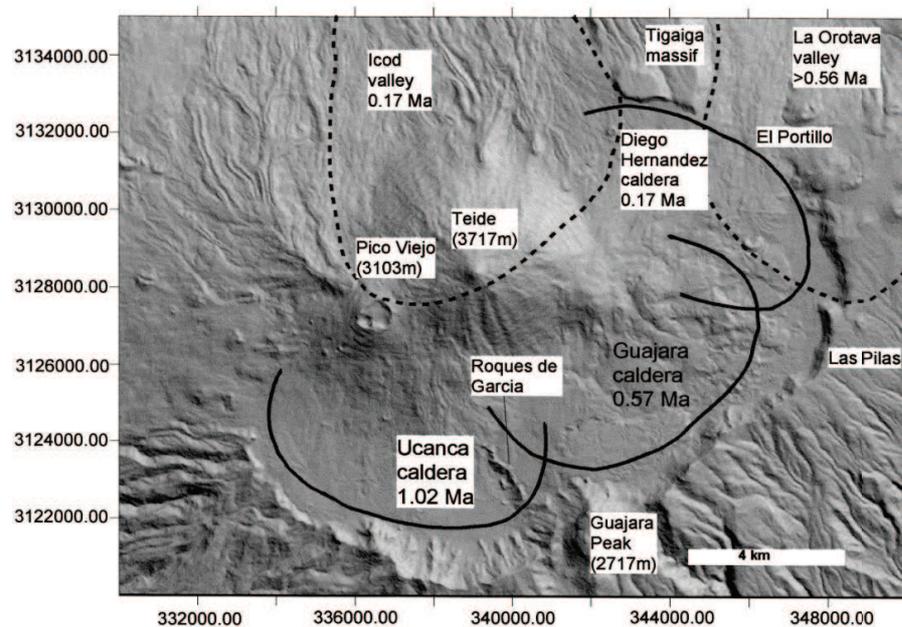
y Las Cañadas (hace 3.6 Ma)). Por otro lado, en Tenerife se dan dos tipos de volcanismo, explosivo y efusivo. En el caso del volcanismo efusivo, las erupciones son basálticas en las que el magma procede del manto, sin madurar en cámaras magmáticas. El magma viaja hasta el exterior a través de fracturas, manifestándose en superficie como una erupción fisural. Cuando la producción de magma es pequeña estas erupciones dan lugar a conos monogénicos, de los que se han contado 297 en toda la isla (véase para estudio y discusión sobre los volcanes monogénicos de Páez (2009)). En volcanismo explosivo es el que ha tenido lugar en la zona de Las Cañadas, cuya última erupción data de hace 2020 años en Montaña Blanca (flanco NE del Teide).



**Figura 3:** Mapa geológico de la Isla de Tenerife. Los asteriscos de color amarillo indican los centros de emisión.

El edificio de Las Cañadas es el complejo más importante debido a que ha presentado actividad explosiva, además de efusiva, lo que entraña un mayor peligro. Por otro lado, en él se sitúan los estratovolcanes Pico Viejo y Teide, siendo el Teide un volcán activo. Está situado en la parte central de la isla y forman parte de él Las pendientes del sur de

Tenerife y el macizo de Tigaiga, en el norte de la isla. Es una estructura en escudo que culmina en las paredes de una gran depresión, conocida como la caldera de Las Cañadas. La caldera tiene forma elíptica y una altitud de 2000 m, con unas medidas de 16 x 9 km y una profundidad máxima de 600 m, bajo la parte más alta de las paredes, Guajara (2.717 m) (Martí et al. (1995)). La caldera tiene varias paredes de forma ondulada. Los Roques de García dividen la caldera en dos partes, siendo la depresión situada al oeste 150 m más profunda que la este. El muro de la caldera es visible a 27 km a lo largo de los sectores SO, SE, E y NE, estando parcialmente abierta al Norte (El Portillo). Esta depresión se ha llenado de manera parcial por los productos procedentes de los estratovolcanes Teide-Pico Viejo, siendo El Teide el pico más alto de la isla con su cráter situado a 3718 m (Fig.9).



**Figura 4:** Mapa de la caldera de Las Cañadas con las edades de los distintos edificios que lo conforman (Martí and Gudmundsson (2000)).

El origen de la caldera de Las Cañadas está aún por determinar. A lo largo del

---

tiempo se han generado diversas teorías. En la actualidad están a debate la teoría que apoya posibles deslizamientos para su formación (Ancochea et al. (1999)) o por colapso vertical (Martí and Gudmundsson (2000)) y Hürlimann et al. (2001)).

## **Erupciones históricas de la Isla de Tenerife**

Las erupciones históricas de la Isla de Tenerife han sido fisurales. Estas erupciones han sido: erupción de Siete Fuentes (1704), erupción de Fasnia (1705), erupción del Volcán de Arafo (1705), erupción de Garachico-Montaña Negra (1706), erupción de la Chahorra (1798), erupción del Chinyero (1909) y Arenas Negras (1705) o la erupción de 1430 (?) en el valle de la Orotava. La erupción más larga tuvo lugar en Chahorra (1798), duró 98 días y produjo un gran volumen de lava, aunque no causó daños, ya que la lava se acumuló en la depresión de Las Cañadas. La erupción más corta fue la del Chinyero en 1909 (?), solamente duró 8 días. La última erupción explosiva, aunque no se tiene conocimiento escrito de ella, es la de Montaña Blanca, datada hace 2020 años, de carácter subpliniano (Fig.2.9).

## **Estudios geofísicos realizados en la Isla de Tenerife**

En la Isla de Tenerife han sido realizados diversos estudios geofísicos para investigar la estructura volcánica y la dinámica del volcán. Entre los estudios de gravimetría y magnetismo destacan: Ablay and Kearey (2000), Araña et al. (2000), Blanco (1997), García et al. (2007), Gottsmann et al. (2008), Watts (1994); en geodesia: Fernández et al. (2003), Sevilla and Romero (1991), Yu et al. (2000); análisis geoquímicos: Andújar et al. (2008), Andújar et al. (2009), (Hernández et al. (2000), Hernández et al. (2004), Pérez et al. (1996); magnetotelúrica: Coppo et al. (2008), Ortiz et al. (1986), Pous et al. (2002); sismología: Almendros et al. (2000), Almendros et al. (2007), Ugalde et al. (1998), Canales et al. (2000), Pezzo et al. (1997), Mezcua et al. (1992), Ibañez et al. (2008).

## Capítulo 3. Metodología: Tomografía sísmica

La tomografía sísmica de tiempos de viaje es un método sísmico que se usa para visualizar la estructura interna de la Tierra. La palabra tomografía proviene del griego y significa literalmente 'rodaja (tomo)'. Inicialmente este término fue utilizado en el campo de la medicina para referirse a las imágenes de las propiedades internas del cuerpo humano, como la densidad, mediante rayos X (Lee et al. (1993)). Más tarde este término fue acuñado por la comunidad científica dedicada a la sismología para describir procesos similares usando ondas sísmicas para obtener mapas de velocidades del interior de la Tierra. La primera tomografía sísmica de tiempos de viaje fue realizada a mediados de los 70 (Aki et al. (1974)).

Los pasos requeridos para realizar una imagen tomográfica a partir de datos sísmicos pueden resumirse en los siguientes:

1. Parametrización del modelo: La visualización de la estructura interna de la región de estudio necesita una serie de parámetros iniciales. Para ello es necesaria la estimación de un modelo inicial de velocidades, así como la determinación de los tiempos de los tiempos de viaje observados y la geometría de adquisición de nuestros experimento.
2. Problema directo: Dada la parametrización del modelo inicial (modelo inicial de velocidades y su geometría), se procede a calcular los tiempos de viaje teóricos.
3. Inversión: Ajuste del modelo de velocidad inicial para conseguir que la diferencia entre los tiempos de viaje teóricos y observados sea mínima.
4. Análisis de la robustez de la solución: Estimación de la covarianza y la resolución de la teoría lineal o reconstrucción de modelos de prueba usando bases de datos sintéticos.

La base del método tomográfico se encuentra en la expresión  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$  que nos relaciona una serie de parámetros propios del sistema,  $\mathbf{d}$ , y las propiedades del medio  $\mathbf{m}$ . En nuestro caso (en el caso de la tomografía sísmica) los parámetros son los tiempos de llegada entre el par fuente-receptor a través de un medio continuo:

---

$$t = \int_{L(x)} \frac{1}{v(x)} dl \quad (1)$$

donde  $\mathbf{v}(\mathbf{x})$  es la velocidad del medio y  $L$  la trayectoria del rayo.

## Parametrización del modelo

Los tiempos de viaje de las ondas sísmicas, entre la fuente y el receptor, dependen solamente de la velocidad de propagación a través del medio por el que viajan. Por lo tanto, la estructura interna de la Tierra se representa en función de las variaciones de velocidad de las ondas P o S (o lentitud aparente). Las variaciones de velocidad pueden estar definidas por un conjunto de interfases cuya geometría varía en función de los datos. La parametrización se puede definir en función de bloques de velocidad constante, nodos (entre otras representaciones), para los que se define una función específica de interpolación entre ellos o una combinación de parámetros de velocidad e interfases. La elección más apropiada dependerá de la información que se tenga a priori (fallas conocidas, otras interfases), si los datos indican o no la presencia de interfases (por ejemplo reflexiones, conversiones de una fase a otra), la cobertura de los datos y la capacidad de la rutina de inversión. En este estudio hemos parametrizado el modelo usando nodos.

## Trazado del rayo

En tomografía de tiempos de viaje (de primeras llegadas), es necesario calcular los tiempos de viaje en el modelo resultante de la tomografía sísmica, que serán usados en la inversión. Para ello se realiza el trazado del rayo a través del modelo. Existen diversas técnicas. En esta tesis hemos usado dos técnicas distintas, "doblamiento" (Koulakov (2009) y Um and Thurber (1987)) que ajusta la geometría de una trayectoria inicial arbitraria, que une fuente y receptor, hasta que llega a ser el camino más certero, es decir, el que satisface el principio de Fermat. La segunda técnica utilizada es una modificación del método de diferencias finitas de Vidale (1988) y Vidale (1990) (Hole and Zelt (1995)).

A diferencia de la técnica de doblamiento, que traza los rayos para calcular los tiempos de viaje punto a punto en el medio, las diferencias finitas calculan la trayectoria seguida por el frente de onda completo. Ésta se emplea para solucionar la ecuación eikonal en una malla regular con el fin de calcular el campo de los tiempos de viaje de primeras llegadas.

## Inversión de tiempos de viaje

En el paso de la inversión el objetivo es conseguir que los parámetros del modelo  $\mathbf{m}$  se ajusten a los datos observados  $d_{obs}$  con un error mínimo. Para ello se parte de la relación conocida  $\mathbf{d} = g(\mathbf{m})$ . La inversión se puede realizar de distintas maneras. En la tomografía de tiempos de viaje, el funcional  $g$  no es lineal debido a que la trayectoria del rayo depende de la estructura de velocidad. Idealmente, el esquema de inversión debería contar con la no-linealidad del problema. La aproximación usada para realizar la inversión, tanto con por Zelt and Barton (1998) (FAST) y como por Koulakov (2009) (ATOM-3D), son los métodos del gradiente. En este caso, el problema inverso en tomografía sísmica se formula como la minimización de la función objetivo que consiste en el término de los residuos de los datos y uno o más términos de regularización. Existen más aproximaciones como la retroproyección y técnicas de optimización global que realizan la misma tarea.

## Análisis de la calidad de la solución

La obtención de la solución que minimiza la función objetivo (que satisface los datos y condiciones '*a priori*') no asegura que esta sea la solución única a nuestro problema. Para asegurar la robustez y unicidad de la solución es necesario estimar la calidad de los resultados. Comúnmente se usan dos aproximaciones para evaluar la robustez de los tiempos de viaje. La primera aproximación asume linealidad local para estimar la covarianza del modelo y la resolución; el segundo test de resolución consiste en reconstruir un modelo sintético usando la misma geometría que el experimento real. Además se pueden realizar otros tests como '*jackknife*' en el que se elimina un porcentaje de estaciones de forma aleatoria y se comprueba la capacidad de reproducir el mismo resultado. De este

---

modo nos aseguramos de que la influencia del ruido en los datos es mínima.

## Capítulo 4. Experimento: TOM-TEIDEVS y datos utilizados

### Experimento: TOM-TEIDEVS

La Isla de Tenerife es una volcánica activa. Está habitada por unas 800000 personas y recibe la visita de millones de turistas.

En 2004 se produjo una crisis sísmica, lo que provocó la necesidad de un modelo para realizar una interpretación adecuada de la actividad producida en la Isla de Tenerife. En este marco, se planteó la realización de una tomografía sísmica de la Isla de Tenerife. Debido a la falta de una red sísmica densa y actividad sísmica natural, se propuso un experimento de sísmica activa (TOM-TEIDEVS), usando una red densa de estaciones sísmicas en tierra y disparos con cañones de aire comprimido en el mar. El grupo de la Universidad de Granada, que planteó y lideró el experimento, había participado en campañas de sísmica mediante el uso de antenas sísmicas en la Isla de Tenerife en varias campañas (Almendros et al. (2000), Almendros et al. (2007), Pezzo et al. (1997)), incluida la crisis del 2004 (Almendros et al. (2007)). Por otro lado, contaba con la experiencia de la realización de otra tomografía de sísmica activa en Isla Decepción (Antártida) (Zandomenighi et al. (2009)).

### Diseño del experimento

Antes de realizar la campaña se procedió a realizar la preparación del experimento. La configuración del mismo fue llevada a cabo en base a una distribución densa y homogénea de estaciones sísmicas y disparos dentro y fuera de la isla. Una vez realizado un estudio preliminar no fue posible el uso de OBSs (Ocean Bottom Seismometer) en el mar, así como disparos en tierra (estos últimos debido a las características especiales de

espacio protegido de la isla). El diseño final constaba de casi 200 puntos para emplazar las estaciones en tierra y malla de disparos en el mar alrededor de la isla, separados una distancia de 500 m entre línea y línea y con tres alineaciones transversales a los mismos, con el objetivo de hacer tres perfiles en 2D, N-S, E-O y NO-SE. Para ello hicimos varias campañas de campo en la isla, previas a la ejecución del experimento.

## Experimento

En enero de 2007, se realizó el experimento TOM-TEIDEVS (Ibañez et al. (2008)). El objetivo del experimento era el estudio de la estructura interna de la isla de Tenerife mediante tomografía sísmica y la realización de perfiles de reflexión N-S, E-O y NO-SE, como hemos visto anteriormente.

El experimento fue dividido en dos fases. En la primera se procedió al despliegue de 100 estaciones por toda la isla. Para ello se contó con varios grupos con la participación de investigadores de diferentes centros de investigación y países. Con ayuda del BIO-Hespérides se realizaron 2576 disparos alrededor de la isla. En la segunda fase se cambió la posición de algunas estaciones y se volvieron a generar señales usando los cañones de aire comprimido, haciendo un total de 3883. Finalmente el número de localizaciones fue de 137 y 6458 señales generadas.

Los sensores sísmicos desplegados corresponden al modelo Guralp CMG-6TD con frecuencia natural de 30s. El sistema de adquisición tiene una frecuencia de muestreo de 200 sps y cuenta con un convertidor A/D de 24-bit. Los datos se almacenaban en un disco duro interno. El tiempo era obtenido usando un receptor GPS.

## Datos y procesamiento

Los datos fueron extraídos y guardados en formato *.segy* (formato estándar en los estudios de sísmica, por la sencillez a la hora de tratar los datos, especialmente para realizar la selección de los tiempos de viaje). Se recogieron más de 70 Gb de datos en la

---

campana TOM-TEIDEVS, con un total de 511599 trazas.

Los datos fueron procesados con el paquete de programas de libre uso Seismix Unix (para su descarga y más detalles: <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>). Los datos, inicialmente, estaban divididos en ficheros de 12 horas, por lo que procedimos a fraccionarlos en otros más pequeños de una, con el fin de facilitar su visualización a la hora de seleccionar los tiempos de viaje. Además, les sustrajimos la media y les aplicamos un filtro paso-banda con función de transferencia seno adaptada a una ventana de frecuencias cuadrada y desfase cero. Las señales fueron filtradas entre 4 y 8 Hz.

Una vez procesados los datos procedimos a realizar la selección de los tiempos de viaje de las primeras llegadas de ondas P, proceso que duró varios meses. Para ello usamos el paquete de programas de libre uso *Plotsec* (para más detalles: <http://www.eos.ubc.ca/personal/amor/plotsec/plotsec.html>). A cada hora de señales les adjudicamos lo que denominamos factor de calidad. Éste varía desde 1 (mejor relación señal/ruido), a 4 (no es posible distinguir las primeras llegadas). Finalmente los tiempos de viaje seleccionados son los que tienen factor de calidad 1 y 2. En el caso de factor de calidad 3, debido a la gran incertidumbre asociada a los tiempos de viaje, decidimos no hacer uso de ellos.

## Capítulo 5. Análisis de datos

Una vez obtenidos los datos, es necesario aplicar técnicas tomográficas para realizar el trazado del rayo y la inversión, con el fin de ajustar los datos y obtener un modelo tomográfico.

Los datos que vamos a usar son tiempos de viaje de primeras llegadas de ondas P. Por otro lado, en la elección de las técnicas a usar, hemos tenido en cuenta la posibilidad de incluir la capa de agua, puesto que este experimento tiene sus fuentes en el mar. Hemos aplicado dos códigos que se ajustan a estos requisitos: Koulakov (2009) (ATOM-3D (Para más información: <http://www.ivan-art.com/science/>)) y Zelt and Barton (1998) (FAST (Para más información: <http://www.geophysics.rice.edu/department/>))

*faculty/zelt/fast.html*). En ambos es posible usar primeras llegadas de ondas P y además incluir la capa de agua en el modelo inicial. Cabe pensar que el uso de un solo código hubiese sido suficiente para obtener el modelo tomográfico. Sin embargo, hemos querido usar otro código más para corroborar nuestros resultados comparando imágenes obtenidas con ambos.

## Modelo inicial

En este apartado vamos a estimar un modelo de velocidades 1D. Este modelo representará el punto de partida para la inversión tomográfica. El resultado es un valor medio del ajuste de las mejores lecturas de tiempos de viaje.

Para obtener el modelo inicial hemos ajustado los tiempos de viaje con calidad 1 y 2 mediante una regresión. La recta obtenida mediante la regresión lineal fue discretizada tomando 124 muestras para todo el rango de tiempos de viaje y distancias. Usando estos datos hemos obtenido un modelo 1D de gradiente, para ondas P, usando el código RAYINVR (Song and ten Brink (2004), Zelt and Smith (1992)).

## Algoritmos de modelado

El procedimiento de la tomografía sísmica consiste en, a partir de un conjunto de lecturas de tiempos de viaje y de un modelo de velocidad, en este caso, inicial, determinar la estructura de velocidad que mejor presenta la menor diferencia entre los datos reales de lectura y los teóricos calculados para dicho modelo. Los códigos que hemos elegido, por considerarlos los más adecuados para este estudio, para realizar la inversión son ATOM-3D (Koulakov (2009)) y FAST (Zelt and Barton (1998)), como vimos anteriormente.

---

## ATOM-3D: Active TOMography in 3D

ATOM-3D (Active TOMography in 3D) (Koulakov (2009)) está diseñado para usar los tiempos de viaje de primeras llegadas de ondas P de fuentes activas.

Los datos de entrada consisten en las tres coordenadas de las fuentes, de los receptores, los tiempos de viaje observados (fuente-receptor) y la topografía/batimetría (en el caso de fuentes marinas, como este estudio). El número de datos utilizados ha sido de 103750 tiempos de viaje, registrados en 125 estaciones. Para parametrizar el modelo se han usado nodos, definiendo en cada punto un valor para la velocidad. La técnica utilizada para el trazado del rayo es la del doblamiento modificada (Um and Thurber (1987)). La inversión de la matriz poco densa se realiza mediante la técnica iterativa LSQR (Sparse Equations and Least Squares) (Paige and Saunders (1982) y der Sluis and der Vorst (1987)), siendo necesaria la selección de dos parámetros: amortiguamiento y suavizado.

Para obtener robustez y fiabilidad en el modelo resultante y estimar los valores óptimos de los parámetros de inversión hemos realizados docenas de inversiones con diferentes modelos iniciales, suavizado, amortiguamiento, espaciado de la malla y otros parámetros. El modelo es robusto para grandes cambios de los parámetros mencionados. Uno de los parámetros más importantes son los coeficientes de suavizado/amortiguamiento que controlan la amplitud y el suavizado del patrón recuperado. Estos parámetros se acoplan con el número de iteraciones: se puede obtener una solución similar en una iteración con un amortiguamiento bajo que realizando muchas iteraciones y usando un amortiguamiento fuerte. En la mayoría de los intentos fijamos el número de iteraciones a cinco, aceptando el compromiso entre el tiempo de procesado y la calidad de la solución. Los coeficientes de suavizado/amortiguamiento fueron estimados de varios tests usando los datos reales y observando la imagen que proveía mejor información y un valor de RMS menor.

Los valores seleccionados:

**Número de iteraciones:** 5.

**Distancia de celda:** 500 m.

**Amortiguamiento:** 0.4.

**Suavizado:** 0.5.

**RMS<sub>final</sub>:** 187.5 ms.

Además realizamos varias inversiones usando modelos 1D diferentes, partiendo del obtenido con el código RAYINV. Finalmente hemos seleccionado el que se muestra en la siguiente tabla:

	Prof.(km)	Modelo final (km/s)
	-3.0	4.1
	2.6	5.5
	6.6	6.5
	11.4	7.2
	16.4	8.0
	30.0	8.2
RMS inicial (ms)		699.0
RMS final (ms)		187.8

**Tabla 1:** *Modelo velocidad seleccionado.*

### Tests de resolución para ATOM-3D

Para estudiar la capacidad de resolución de la inversión tomográfica provista por la base de datos existente hemos realizado varios tests sintéticos, incluyendo reconstrucciones de tablero de ajedrez y diferentes modelos con formas libres. Además, el efecto del ruido lo hemos estudiado usando subconjuntos de estaciones independientes, mediante el test del *jackknifing*.

Los tests del tablero de ajedrez y formas libres han mostrado una buena resolución

---

en horizontal y en profundidad, hasta 4-5 km. Por otro lado, el test del *jackknifing* ha mostrado que la gran densidad de datos provee soluciones de calidad, incluso si realizamos la inversión con el 40 % de las estaciones.

### **FAST: First Arrival Seismic Tomography**

El segundo código que hemos usado ha sido FAST (First Arrival Seismic Tomography) (Zelt and Barton (1998)). Es un código para tomografía de tiempos de viaje de primeras llegadas de ondas P. Ha sido aplicado en gran cantidad de zonas del mundo (Bräuer and Ryberg (2007), Flecha et al. (2004), Kashubin et al. (2009), Rodríguez-Tablante et al. (2006), Zelt et al. (2006)).

Los datos de entrada consisten en las tres coordenadas de las fuentes, de los receptores, los tiempos de viaje observados (fuente-receptor) y la topografía/batimetría (en el caso de fuentes marinas, como este estudio). El número de datos utilizado ha sido de 63972, para 99 estaciones, ya que inicialmente el código viene preparado para esta cantidad de receptores y lo hemos considerado adecuado para nuestro propósito. Para parametrizar el modelo se han usado nodos, definiendo en cada punto un valor para la velocidad. La técnica utilizada para el trazado del rayo es la de las diferencias finitas (Hole and Zelt (1995), Vidale (1988), Vidale (1990)). La inversión de la matriz poco densa se realiza mediante la técnica iterativa LSQR (Sparse Equations and Least Squares) (Paige and Saunders (1982) y der Sluis and der Vorst (1987)), siendo necesaria la selección de dos parámetros: amortiguamiento y suavizado.

Para obtener robustez y fiabilidad en el modelo resultante y estimar los valores óptimos de los parámetros de inversión hemos realizado inversiones con diferentes modelos valores de suavizado horizontal/vertical y parámetro de acuerdo entre la *aspereza* horizontal y vertical ( $sz$  y  $\lambda$ ). El modelo es robusto para grandes cambios de los parámetros mencionados. En la mayoría de los intentos fijamos el número de iteraciones a cinco, aceptando el compromiso entre el tiempo de procesado y la calidad de la solución. Los coeficientes de suavizado/aspereza fueron estimados de varios tests usando los datos reales y observando la imagen que proveía mejor información y un valor de RMS menor.

Los valores seleccionados:

**Número de iteraciones:** 5.

**Distancia de celda:** 600 m.

**sz:** 0.2.

$\lambda$ : 3.

**RMS<sub>final</sub>:** 228.99 ms.

### **Tests de resolución para FAST**

Para estudiar la capacidad de resolución de la inversión tomográfica provista por la base de datos existente hemos realizado el test del tablero de ajedrez. Además, hemos utilizado la técnica de Montecarlo para dar una estimación del error de propagación del modelo.

Los resultados provistos por el tests de resolución del tablero de ajedrez muestran una buena resolución para profundidades entre 4-5km. En el caso del test de Monte Carlo, los resultados muestran mayor incertidumbre, a medida que aumenta la profundidad y nos alejamos del centro de la isla.

### **ATOM-3D versus FAST**

De la comparación de los modelos tomográficos obtenidos con ambos códigos hemos observado que muestran similitudes y también diferencias, si bien ambos muestran las mismas anomalías en las regiones mejor definidas. La escala para el porcentaje de anomalías en velocidad es similar y varía de -40 a 40%, lo que conlleva contrastes de velocidad muy grandes entre las zonas de baja y alta velocidad. Observamos que las anomalías de alta velocidad en los imágenes obtenidas con FAST son menos fuertes, pero

---

aparecen en la zona central, al igual que en los resultados con ATOM-3D. El resultado obtenido con FAST muestra anomalías de pequeño tamaño que no son interpretables, mientras ATOM-3D muestra un resultado más suavizado, que es más creíble.

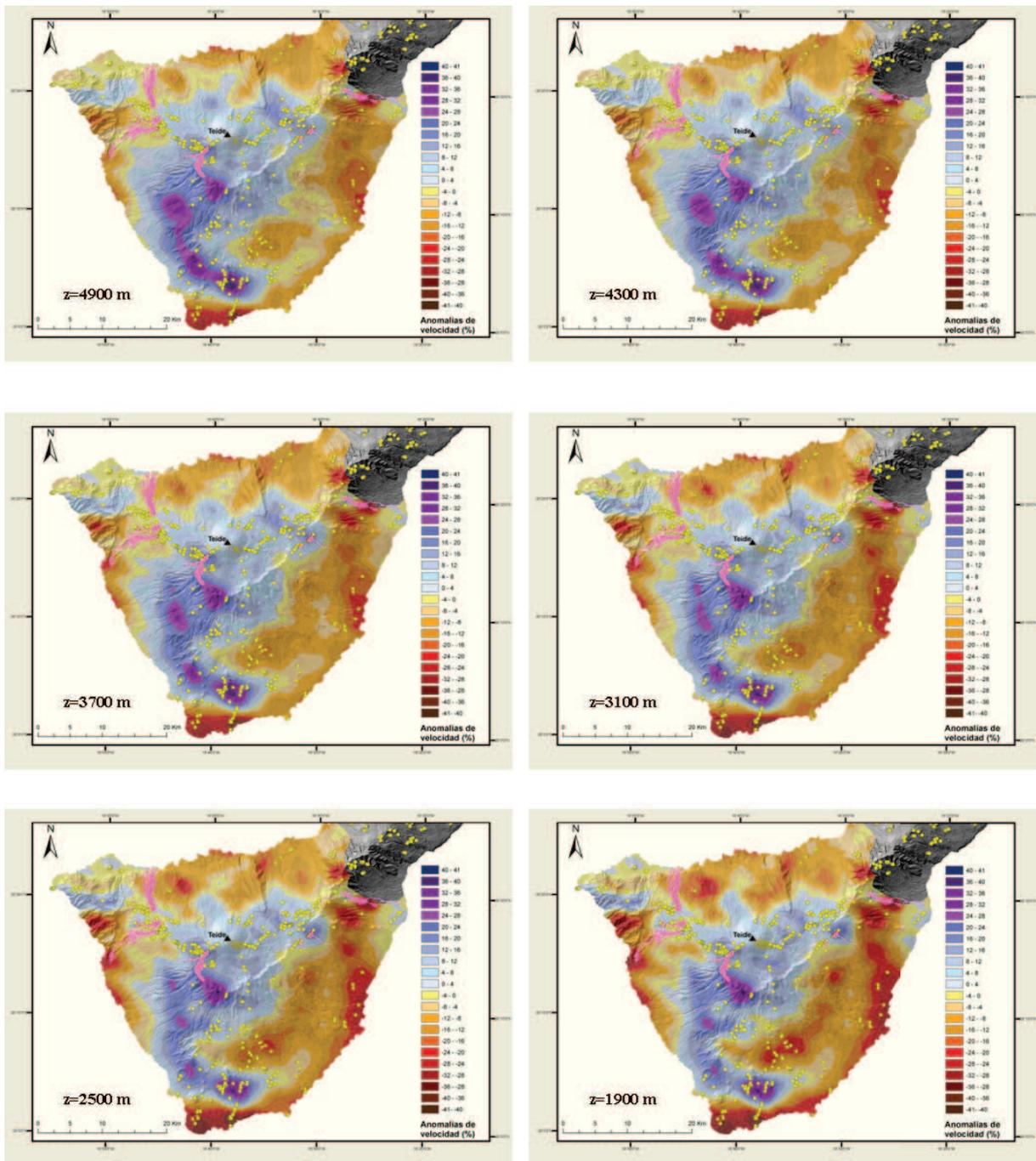
En contrapartida, ATOM-3D no trabaja en linux y los resultados están dados en un formato específico que los hace más complicados a la hora de trabajar con otros programas.

En conclusión, finalmente hemos elegido ATOM-3D para presentar los resultados finales, ya que provee modelos más creíbles y una mejor resolución.

## Capítulo 6. Resultados

Los resultados que vamos a analizar pertenecen a secciones horizontales de las anomalías de velocidad (velocidad absoluta del modelo final menos el modelo inicial) a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, 1300 m, 700 m, (b.n.m), nivel del mar, 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m (s.n.m) (Fig.10). También hemos presentado secciones de modelos de velocidad absoluta. Además, hemos realizado cuatro secciones verticales, sin embargo, hemos centrado nuestro análisis en las horizontales, debido a que tienen mayor resolución.

En las imágenes de velocidad absoluta observamos la alta velocidad que presenta la zona de Las Cañadas y la zona sur, Roque del Conde. Los valores llegan a 7 km/s. Estas anomalías pueden ser debidas a intrusiones magmáticas enfriadas, bien complejos de diques, cuerpo plutónicos o similares.



**Figura 5:** Secciones horizontales del modelo final de tomografía sísmica a las profundidades de: 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, (b.n.m.). Las anomalías están en porcentajes. Los centros de emisión están indicados en amarillo y las erupciones históricas en rosa (últimos 500 años).

---

Dividiremos en análisis en áreas con anomalías negativas (velocidad inferior al modelo inicial) y anomalías positivas (velocidad superior al modelo inicial).

## Áreas de anomalías negativas

Las áreas con anomalías negativas se presentan rodeando a un cuerpo de alta velocidad que se extiende desde el centro (Las Cañadas) hasta el sur de la isla. Los valores llegan a ser del -20 %. Al disminuir la profundidad las anomalías aumentan su valor, llegando a valores del -30 % en el sur. Bajo el flanco este del Teide aparece otra anomalía de baja velocidad a 3100 m (b.n.m.), con un valor que varía del -8 al -12 %.

Las anomalías de baja velocidad están asociadas a materiales fracturados, porosos, fluidos. En nuestro caso las anomalías que aparecen rodeando al cuerpo de alta velocidad las asociamos a materiales fracturados, porosos, que se pueden haber generado en la formación de la isla. Por otro lado, podríamos asociar la anomalía existente bajo Montaña Blanca a material fundido o a altas temperaturas. Sin embargo, interpretar esta anomalía como presencia de material parcialmente fundido no es exclusivo de esta zona. La incertidumbre que presenta el uso exclusivo de ondas P puede permitir que esta misma interpretación pueda extenderse a otras anomalías de baja velocidad encontradas en la isla a igual o mayor profundidad.

## Áreas de anomalías positivas

En el centro de la isla aparece un cuerpo de alta velocidad que se extiende hacia el sur. Los máximos aparecen situados en Boca Tauce, suroeste de Boca Tauce, Roque del Conde y Roque de Jama (con valores del 30 %). No obstante esta anomalía cambia, sobretodo los máximos, al variar la profundidad. Otras anomalías de menor tamaño aparecen en la zona de Teno (con valores entre el 8 y 12 %), a partir de 3000 m y disminuyendo la profundidad, aparece otra en la dorsal del Santiago del Teide (con valores del 20 %), asociada a tres erupciones históricas, entre ellas la del Chinyero (1909). Otra anomalía aparece asociada al estratovolcán de Pedro Gil (erupción histórica del Arafo) y la que

aparece en Izaña (valores 20 % aprox.).

Estas anomalías cambian sus valores y situación al ir variando la profundidad. Las asociamos a intrusiones de magma, complejos de diques, cuerpos plutónicos.

## Comparación con otros estudios geofísicos

En la Isla de Tenerife se han realizado diversos estudios geofísicos. Cabe destacar los estudios de gravimetría realizados por Araña et al. (2000) y Gottsmann et al. (2008). El trabajo de Gottsmann et al. (2008) presenta una resolución mayor que el de Araña et al. (2000).

Si comparamos con ambos, observamos cómo el cuerpo central de alta velocidad coincide con los resultados obtenidos en ambos trabajos. En ambos estas anomalías, de alta densidad en gravimetría y alta velocidad en tomografía sísmica, han sido interpretadas como cuerpos densos, intrusiones magmáticas o cuerpos plutónicos.

Las anomalías de baja velocidad o de baja densidad (gravimetría) han sido interpretadas como materiales menos densos, por tanto más fracturados o porosos. En el caso de la anomalía que aparece bajo el Teide, en nuestro modelo bajo Montaña Blanca, ha sido asociada a la alteración hidrotermal, ya que existen fumarolas en el cráter del Teide que evidencian la posible alteración. Sin embargo, nosotros no eliminamos la posibilidad de que estas anomalías puedan estar asociadas a materiales con una temperatura más alta o fundidos.

---

## **Capítulo 7. Efectos de las heterogeneidades laterales sobre la propagación de las ondas sísmicas en áreas volcánicas (Isla Decepción (Antártida) y TAG (campo hidrotermal Transatlántico (Dorsal Medioatlántica)))**

Los medios volcánicos son muy heterogéneos. La alta heterogeneidad del medio afecta a la propagación de las ondas sísmicas. Para comprobarlo hemos analizado la influencia que ejerce sobre los parámetros de rayo calculados para las ondas sísmicas registradas en ocho antenas sísmicas, de disparos realizados en el mar. Por otro lado, hemos relocalizado los hipocentros de microterremotos 3D registrados en trece estaciones sísmicas (Ocean Bottom Seismometers) desplegados en el fondo marino en la zona usando un modelo tomográfico en el campo hidrotermal Transatlántico (Dorsal Medioatlántica).

### **Efectos de las heterogeneidades laterales sobre la propagación de las ondas sísmicas en áreas volcánicas (Isla Decepción (Antártida))**

Hemos analizado los datos de disparos registrados en ocho antenas sísmicas durante una campaña de sísmica activa llevada a cabo en Isla Decepción (Antártida) en enero de 2005. Para cada fuente hemos estimado la lentitud aparente (inversa de la velocidad aparente) y el azimut de propagación de las primeras llegadas. Ya que las posiciones del receptor y la fuente son conocidas, hemos podido interpretar los resultados en términos del efecto de las heterogeneidades laterales del medio a través del que se propagan las ondas sísmicas.

Los resultados muestran la presencia de anomalías de propagación significativas. Los disparos cercanos producen grandes valores de lentitud aparente, sobre 0.6 s/km, mientras los disparos más lejanos producen valores pequeños, en torno a 0.15-0.20 s/km. Estos valores son diferentes para cada antena, lo que muestra la importancia de la estructura local bajo el receptor. Las distribuciones espaciales de la lentitud aparente no son radia-

les como cabría esperar en un medio estratificado en capas, siendo de nuevo diferentes para cada antena. Las anomalías en azimut están definidas como la diferencia entre la estimación empírica (usando la técnica de antenas de las Correlaciones Cruzadas) y los valores esperados para un modelo 1D (las direcciones fuente-receptor) que sugieren grandes distorsiones en el frente de ondas. Hemos detectado anomalías positivas y negativas. En algunas geometrías disparo-antena, las anomalías en azimut son superiores a  $60^\circ$ . La distribución de las anomalías depende de la posición de la antena.

Algunas características han sido interpretadas en términos de una cámara magmática superficial y cuerpos rígidos superficiales también, representados en un estudio de tomografía sísmica de la zona. Sin embargo, hay detalles que no ha podido ser explicados. Es necesaria la realización de un trabajo futuro que incluya el modelado de campos de ondas sintéticos usando modelos realísticos de la Isla Decepción y/o tomografía de vectores de lentitud aparente.

## **Relocalización de los hipocentros de microterremotos usando un modelo tomográfico 3D en el campo hidrotermal Transatlántico (Dorsal Medioatlántica)**

Hemos realizado la relocalización de microterremotos registrados en trece estaciones sísmicas desplegadas en el fondo del mar durante ocho meses en el campo hidrotermal Transatlántico (Dorsal Medioatlántica). El número total de eventos relocalizados ha sido de 14790 eventos, de un conjunto de 19232, ya que para nuestro estudio sólo hemos usado los que presentaban un RMS inferior a 120 ms.

Es un estudio previo (deMartin et al. (2007)) localizó los hipocentros de los microsismos usando un modelo 1D. Al comparar los resultados obtenidos en este estudio con las nuevas localizaciones, observamos cómo los hipocentros se desplazan sistemáticamente alejándose de la zona de alta velocidad del modelo tomográfico. Por otro lado, indicaban la posición de una falla normal con un buzamiento superior a  $80^\circ$ . Los nuevos resultados indican un ángulo de buzamiento inferior, que es un resultado más realista.

---

El conocimiento de la estructura interna nos ayuda a realizar una mejor interpretación de los parámetros, así como la localización de eventos, permitiendo un entendimiento mejor de la dinámica tectónica del área.

## Capítulo 8. Conclusiones

En este capítulo vamos a resumir las conclusiones principales.

- Se han aplicado dos técnicas tomográficas para obtener la imagen de alta resolución de la Isla de Tenerife usando sismica activa. Los resultados muestran que, independientemente, del método utilizado para la inversión tomográfica, si los datos son de elevada calidad y la cobertura espacial es la adecuada, los dos métodos proveen imágenes similares. Por tanto, la elección de un método u otro para la inversión dependerá, fundamentalmente, de la capacidad de cálculo, la facilidad de manejo e incluso la flexibilidad de los paquetes de programas para la adaptación a las condiciones geomorfológicas del medio.
- La imagen tomográfica en 3D en velocidad de alta resolución de la isla de Tenerife, refleja su alta complejidad estructural. Se observan grandes contrastes de velocidad, superiores al 40 % del valor modelo inicial, tanto positivos como negativos. Al menos en el volumen muestreado no hay evidencias claras de ningún reservorio de magma. Las anomalías positivas de velocidad se interpretan como la presencia de materiales muy consolidados asociados tanto a estructuras antiguas, como a magma enfriado proveniente de intrusiones. Las bajas velocidades se pueden asociar tanto a alteraciones hidrotermales como a material altamente fracturado o potentes depósitos volcanoclásticos.
- Se ha comprobado que la existencia de fuertes contrastes de velocidad en una región volcánica afecta a la trayectoria del rayo sísmico, produciendo doblamiento de la misma. Esta comprobación se ha realizado para la Isla Decepción usando datos de sismica activa registrados en antenas sísmicas. La presencia de un cuerpo magmático en el interior de la isla y los fuertes contrastes orográficos y estructurales, producen una desviación del rayo frente al camino recto esperado (en su proyección por la

superficie), de más de  $40^\circ$ . Conocer esta desviación del rayo es fundamental para poder realizar localizaciones sísmicas veraces.

- Cuando se tiene en cuenta la estructura 3D en velocidad de una región en los procesos de localización hipocentral, los resultados obtenidos están más en acuerdo con el marco geodinámico de la zona y por tanto, pueden ser usados para un mejor entendimiento de la dinámica de la región. Esta observación se ha realizado, aplicando el proceso de localización no-lineal, usando un modelo de tierra tomográfico 3D para la región del campo geotermal Trans-Atlántico (Dorsal Medio Atlántica). En esta región la aplicación del método ha llevado desde tener una concentración inicial de los hipocentros, indicando unas características concretas del área, a una nueva disposición que permite entender mejor la tectónica de la zona.



# Extended abstract

The main goal of this thesis is the study of the P waves velocity structure in 3D of Tenerife Island and its interpretation in terms of the geological and volcanological features. On the other hand, we have studied the medium effects on the seismic waves propagation. For that, we have analyzed the influence of the medium in the ray parameters, azimuth and apparent slowness. They have been calculated for seismic waves of shots fired in the sea registered in seismic arrays at Deception Island (Antarctica). In a second step, we have relocalized microearthquakes events recorded in Ocean Bottom Seismometers deployed on the seafloor at Trans-Atlantic Geothermal field (TAG), Mid-Atlantic Ridge, using a 3D seismic tomography model.

This thesis is divided in eight chapters: **1. Introduction**; **2. Geodynamical and geological settings of Tenerife Island (Canary Island, Spain)**; **3. Methodology: Seismic tomography**; **4. Experiment: TOM-TEIDEVS and data**; **5. Data analysis**; **6. Results and interpretation**; **7. Effects of the lateral heterogeneities on the seismic waves propagation in volcanic areas (Deception Island and TAG (Trans-atlantic geotraverse (Mid-Atlantic Ridge)))**; **8. Conclusions**.

## Chapter 1: Introduction

How can we define Seismic Tomography? The seismic tomography (from τόμος = 'slice' and σεισμός = earthquake) is a powerful tool. It allows image the Earth internal structure in base of its properties, in 2D and 3D, using seismic waves data.

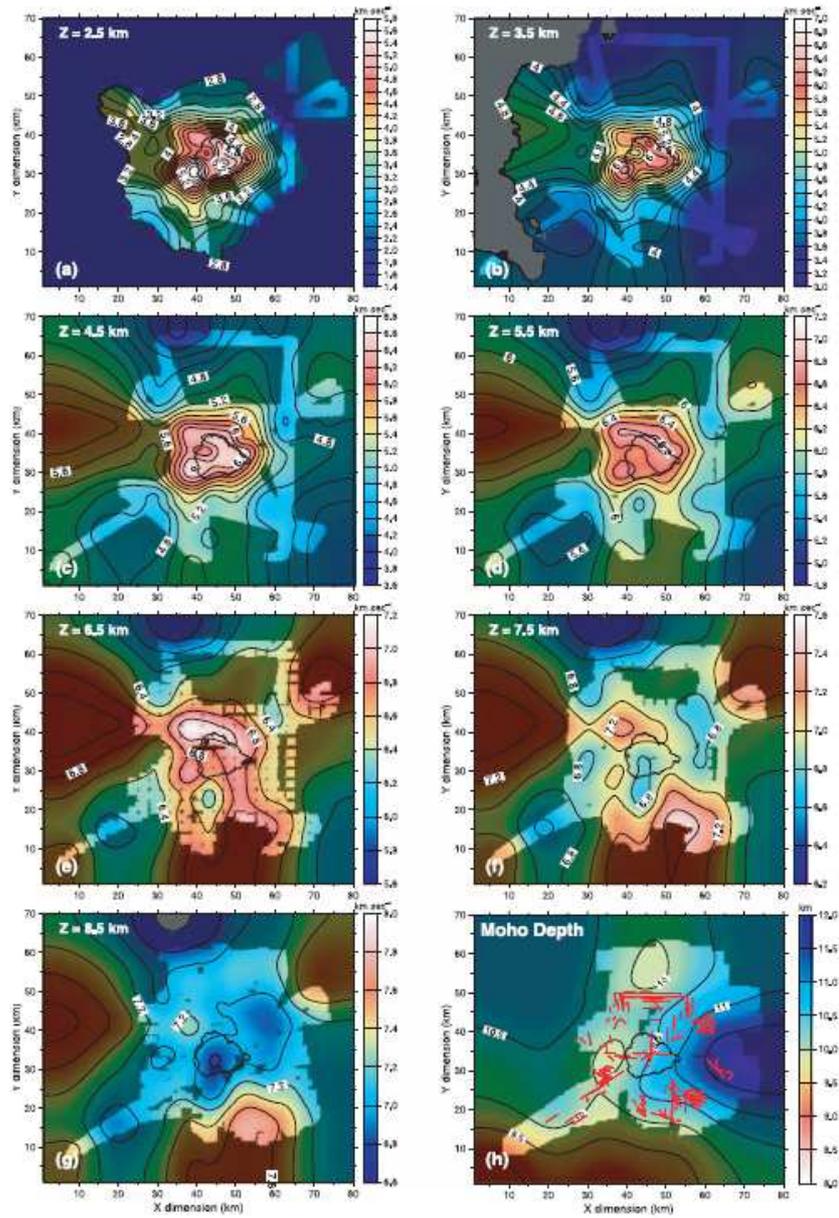
---

The first seismic tomography studies were made in the 70s. Aki (Aki et al. (1974)) was the first research that performed a seismic tomography. This technique have evolved along the time using different properties to image the Earth internal structure from different kind of data and signals. It depends on the kind of experiment and the data registered, the seismic tomographies varies from hundreds of meter (i.e. archeological studies) to global tomography of the Earth.

The volcanic areas are very heterogeneous, especially, in the shallower part of the crustal. The first seismic tomography performed in a volcanic zone was made by Thurber (1984) in Hawaii. For first time, a low velocity anomaly was interpreted like magma.

In this sense, we can wonder how we interpret the seismic tomography anomalies (difference between final model and initial model). For that, several laboratory works and geological and geophysical studies have been performed. These works have tried to relate the medium properties with the kind of material. Each region in unique and its interpretation should be done in base to the single features of it, taking into account all the previous studies information. Nevertheless, in the case of P waves, the negative anomalies (final model velocity is lower than the initial model velocity) are related to melted material, fractured and porous material. The positive anomalies (final model velocity is higher than the initial model velocity) have been associated with rigid and dense materials. The pressure and temperature affects to the seismic waves velocity. If the pressure goes up the P waves velocity can increase. If the temperature increase the P waves velocity can decrease.

Some examples of seismic tomography performed at volcanic regions are: Etna (Aloisi et al. (2002), Patane et al. (2002), Villaseñor et al. (1998)). Asama (Aoki et al. (2009)), Bandai (Yamawaki et al. (2004)), Campi Flegrei (Judenherc and Zollo (2004), Vanorio et al. (2005), Zollo et al. (2002)), Ascension Island (Fig.6) (Evangelidis et al. (2004)), Montserrat Island (Paulatto et al. (2010)), Piton de la Fournaise (Nercessian et al. (1996)), Rabaul (Finlayson et al. (2003)), São Miguel (Azores) (Zandomeneghi et al. (2008)), volcanic area of Taupo (Sherburn et al. (2003)), Tungurahua (Molina et al. (2005)), Unzen (Ohmi and Lees (1995)), Vesubio (Natale et al. (2004), Scarpa et al. (2002)).



**Figura 6:** Horizontal sections of the 3D model to several depths of Ascension Island. Until 6.5 km of depth the high velocities areas are predominant. In the section h the Moho is showed (Taking of Finlayson et al. (2003)).

---

There is a great interest on the knowledge of the internal structure and dynamic of the volcanic area of Tenerife Island. In this frame, an active seismic experiment was carried out. The results of it have been a huge data base, providing a amount of P waves first arrivals traveltimes enough to perform a high resolution seismic tomography of this region.

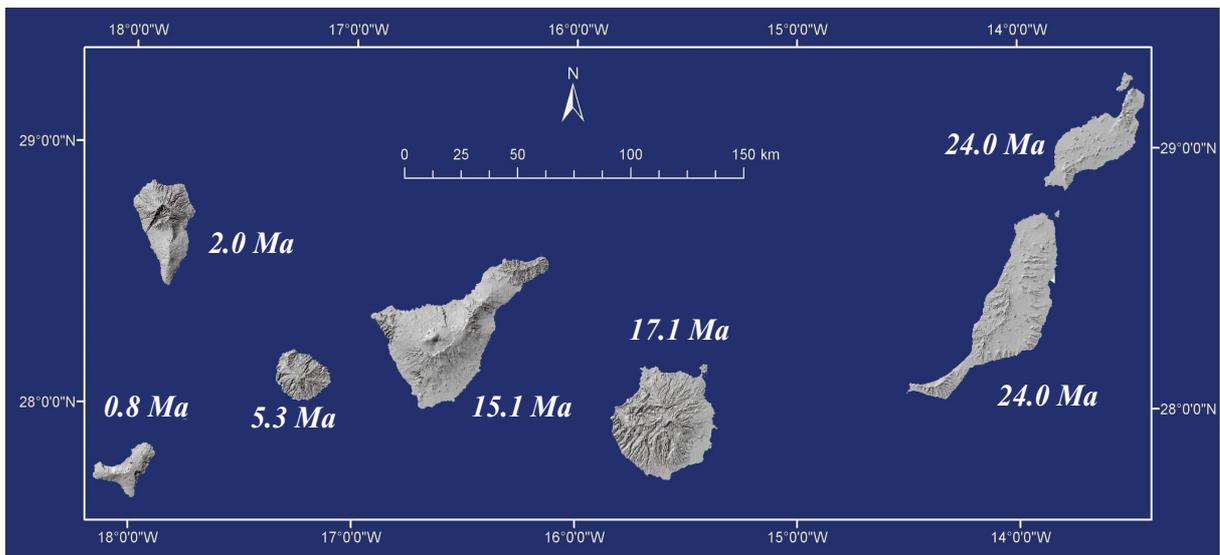
On the other hand, the medium affects to the seismic waves propagation and it is very important to know the influence of it in such heterogeneous region like the volcanic areas. With this goal we have analyzed the effect of the shallower structure of the volcanic island Deception Island (Antarctica) on the seismic waves ray parameters (azimuth and apparent slowness). The seismic waves were recorded at eight seismic antennas deployed at Deception Island (Antarctica) in an active seismic experiment, using shots fired on the sea. The kind of experiments allow to know the source position and we can calculate the ray parameters for a layered 1D model. If we compared the results get by antennas techniques (Zero Lag Cross Correlation in this case) with the theoretic ray parameters, we can observed the differences between them. Moreover, there is a Deception Island seismic tomography model in 3D (Zandomenighi et al. (2009)), which help us to interpret the influence of the medium on the seismic waves propagation.

To localize the seismic events sources, when a 3D seismic tomography does not exist, a gradient or layered 1D model is used. In an experiment carried out at Trans-Atlantic Geothermal field (Mid-Atlantic Ridge), microearthquakes were recorded during eight months in 13 Ocean Bottom Seismometers deployed on the seafloor. The hipocenters of these events were located using 1D model (deMartin et al. (2007)). Later, a 3D seismic tomography model was obtained, using P waves, for this region. We have relocated the hipocenters events using the 3D model to analyze the influence of the structure on the microearthquakes positions.

## Chapter 2: Geodynamical and geological settings of Tenerife Island (Canary Island, Spain)

### Canary Islands

Tenerife Island belongs to Canary Islands archipelago. Canary Islands are a Spanish archipelago situated in the Atlantic Ocean, West of African continent. It is divided in two groups: Eastern: Fuerteventura, Lanzarote and Gran Canaria; Western: El Hierro, La Gomera, La Palma and Tenerife (Fig.7). Some rocky islands of Canary archipelago are: La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Roque del Este, Roque del Oeste and la Isla de Lobos.



**Figura 7:** *Canary Islands. From left to right: El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote. The numbers indicated the geological age of each island.*

Like the most of the volcanic islands, they have formed in three stages: basal complex

---

(Pre-Mioceno), Old Basaltic Series (Mioceno) and Recent Series (Post-Mioceno) (Araña (1996)).

The origin of the Canary Islands is unknown. Several theories have been applied. One of these is the mantle plume hypothesis (Morgan (1971)). It is based on the hot spot theory Wilson (1963). In the 70s other hypothesis like fracture propagation (Anguita and Hernán (1975)), local extension of a chain (Fúster (1975)) or uplifted blocks (Araña and Ortiz (1986)) have appeared. The only one hypothesis that has been analyzed again with several studies have been the mantle plume theory (Holik et al. (1991), Hoernle and Schmincke (1993), Hoernle et al. (1995), however it stays unresolved. In that way, a new theory propose the existence of various mantle plumes, but for now any theory can be applied.

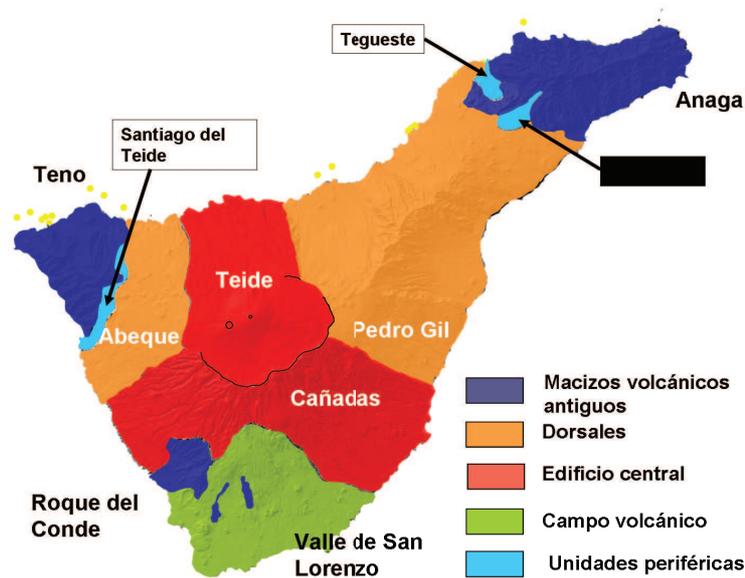
The tectonic tendencies at Canary Islands are SE-NW, marked by the transform faults of the Atlantic Ridge and SW-NE, marked by the African rift.

## Tenerife Island

Tenerife is the biggest island of the Canary archipelago, with area of 2.034 km<sup>2</sup>. It is situated between the paralels 28° and 29° N and between the meridians 16° and 17° W. It is an active volcanic island and the last eruption happened in 1909, Chinyero eruption.

Tenerife Island formed in three stages. The first stage was submarine and it formed the basal complex. The second one is the stage of the subaerial shield formation, it produced the Old Basaltic Series (Anaga, Teno and Roque del Conde, 6.5 My ago (although there is older lava flows in these formations)) (Fig.8). During the quiescence time the buildings were eroded and after that the third stage came and it formed the Recent Basaltic Series (Santiago del Teide dorsal (NW), La Dorsal (NE) and Las Cañadas (3.6 My ago). On the other hand, in Tenerife two kind of volcanism exist, explosive en effusive. The effusive volcanism the magma goes up directly from the mantle. It travel along the fractures and at the surface it produces a fissural eruption. We the production of magma is small these eruptions form monogenetic cones, a amount of 297 has been found on the island (Páez (2009)). The explosive volcanism has been produce in Las Cañadas Edifice,

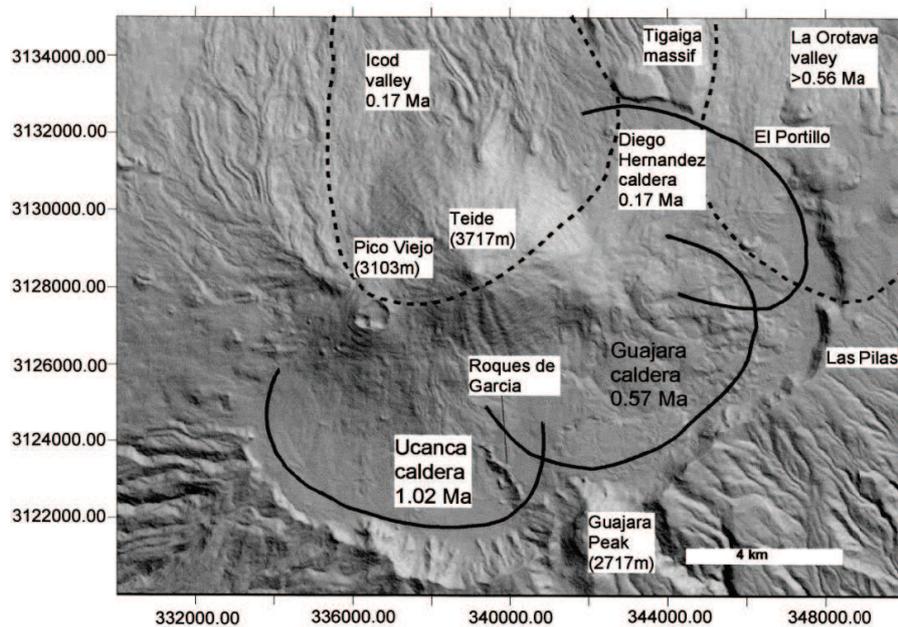
where the last explosive eruption, Montaña Blanca (NE flank of Teide), occurred 2020 years ago.



**Figura 8:** *Tenerife Island geological map. The yellow asterisks indicate the emission centers.*

Las Cañadas Edifice is the most important complex at Tenerife Island. It presents explosive activity, also effusive, which is very dangerous. On the other hand, the stratovolcanoes Pico Viejo and Teide are situated on it, being Teide peak an active volcano. Las Cañadas is located in the center of the island and the South slopes of Tenerife and Tigaiga massif, in the North of the island, belong to it. This shield structure concludes in a great depression walls, it is known like Las Cañadas caldera. Las Cañadas caldera has elliptic shape, 16 x 9 km, an altitude of 2000 m and a maximum depth of 600 m, below Guajara (2.717 m) (Martí et al. (1995)). Roques de García separate the caldera in two parts, with the depression located at West deeper than the one located at East. The caldera wall is visible at 27 km along the sectors SO, SE, E and NE. It is partially opened at the North (El Portillo). This depression has been filling partially with the stratovolcanoes Pico Viejo and Teide products. Teide is the highest peak, its crater is situated at 3718 m (a.s.l.)

(Fig.9).



**Figura 9:** *Las Cañadas caldera map. The ages of the different edifices are indicated (Martí and Gudmundsson (2000)).*

The origin of Las Cañadas caldera is unknown. Along the time different theories have been elaborated. Nowadays, two theories are being discussion, the landslides theory ((Ancochea et al. (1999))) o the vertical collapse theory (Martí and Gudmundsson (2000)) y Hürlimann et al. (2001)).

## Historical eruptions at Tenerife Island

The historical eruptions in Tenerife Island have been produced at the las 500 years. Before this time there are not documents about them. These eruptions have been fissural.

They are: Siete Fuentes eruption (1704), Fasnía eruption (1705), Volcán de Arafo eruption (1705), Arenas Negras eruption (1705), Garachico-Montaña Negra eruption (1706), la Chahorra eruption (1798), el Chinyero eruption (1909). The longest eruption happened in la Chahorra (1798). It was in eruption for 98 days and produced a big volume of magma. It did not cause damage and the lava accumulate in Las Cañadas. The shortest eruption was el Chinyero in 1909 (?), it continued for eight days. The last explosive eruption was Montaña Blanca, it is not historical. It happened 2020 years ago and it was catalogued like subplinian (Fig.2.9).

## Geophysical studies carried out at Tenerife Island

Several geophysical studies have been performed on Tenerife Island to investigate the volcanic structure and the dynamic of the volcano. Some of these studies are: Gravimetry and Magnetism: Ablay and Kearey (2000), Araña et al. (2000), Blanco (1997), García et al. (2007), Gottsmann et al. (2008), Watts (1994); Geodesy: Fernández et al. (2003), Sevilla and Romero (1991), Yu et al. (2000); Geochemical analysis: Andújar et al. (2008), Andújar et al. (2009), (Hernández et al. (2000), Hernández et al. (2004), Pérez et al. (1996); Magnetotelluric: Coppo et al. (2008), Ortiz et al. (1986), Pous et al. (2002); Seismology: cite[ALM00], Almendros et al. (2007), Ugalde et al. (1998), Canales et al. (2000), Pezzo et al. (1997), Mezcuca et al. (1992), Ibañez et al. (2008).

## Chapter 3. Methodology: Seismic Tomography

Traveltime seismic tomography is a seismic method which is used to image the internal structure of the Earth. The word tomography proceed from the Greek and it means slice ('tomo'). Initially this term was used in medicine to refer the internal properties images of the human body, like the density (Lee et al. (1993)). Later this term was used by the seismological scientific community to describe similar processes like in medicine, but using seismic waves. In the case, the property is the velocity of the seismic waves. The first traveltime seismic tomography was performed by Aki (Aki et al. (1974)) in the 70s.

---

The steps required to realize a seismic tomography images using seismic data are:

1. Model parametrization: The visualization on the internal structure of a region needs initial parameters. For that, it is necessary to estimate a initial velocity model, and it will be the property used to parametrizate the model.
2. Forward modeling: Using the paremetrized initial model, the traveltimes will be calculated on it.
3. Inversion: Fit the the initial model to get the minimum difference between the theoretical and observed traveltimes.
4. Analysis of the resolution and robustness of the solution: Covariance estimation and resolution of the solutions and reconstruction of theoretical models using synthetic data base.

The base of the tomographic model is given for the expression  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$ , which relates several parameters,  $\mathbf{d}$ , and the medium properties  $\mathbf{m}$ . In our case, these parameters are the traveltimes between the source and receptor along a continuous medium:

$$t = \int_{L(x)} \frac{1}{v(x)} dl \quad (2)$$

where  $\mathbf{v}(\mathbf{x})$  is the medium velocity and  $L$  the ray path.

## Model parametrization

The seismic waves traveltimes, between the source and the receiver, only depend on velocity propagation along the medium. In this way, the internal structure of the Earth is represented in base of the P or S waves velocity variations P o S (or slowness). The velocity variations can be defined by a set of interfaces, the geometry of them varies depending on the data. The parametrization can be done using constan velocity blocks, nodes or other. For them it is necessary to define an interpolation function or a combination of velocity

parameters or interfaces. The adequate selection will depend on the a priori information (faults, other interfaces), data coverage and the capacity of the inversion routine. In this case the parametrization have been done using nodes.

## Ray tracing

In traveltimes tomography it is necessary to calculate the traveltimes in the model calculate using seismic tomography. These traveltimes will be used in the inversion step. This step is called ray tracing. In this work two different techniques have been used, *bending* (Koulakov (2009) y Um and Thurber (1987))m which fit the arbitrary initial path until it satisfies the Fermat Principle. The second technique has been finite difference, it is a modification of the Vidale (1988) y Vidale (1990) method (Hole and Zelt (1995)). This method calculates the seismic wavefront.

## Traveltimes inversion

In the inversion step the goal is fit the model parameters,  $\mathbf{m}$ , to get a minimum error between the observed,  $d_{obs}$ , and theoretical traveltimes. For that, it start from the known relation  $\mathbf{d} = g(\mathbf{m})$ . The inversion can be perform using different techniques. In the traveltimes seismic tomography, the functional  $g$  is not lineal due to the ray path is dependent of the velocity structure. Ideally, the inversion scheme should take into account the no-linearity of the problem. The technique used to perform the inversion in this work is LSQR (Paige and Saunders (1982)), and the numerical method is the gradient method. In this case, el inverse problem is formulated in base to minimize the objective function in term of the data residuals and one or more regularization parameters.

---

## Analysis of the quality solution

The solution that minimizes the objective function (it satisfies the data and *a priori* conditions) do not make sure that it is the only one solution. To ensure the robustness and uniqueness of the solution it is necessary to estimate the quality of the results. Usually, two approach are used to evaluate the robustness of the traveltimes. The first approach asume the local linearity to estimate the model covariance and resolution; the second test reconstruct a synthetic model using the same geometry that the real experiment. Moreover, other tests like '*jackknifng*', in which an aleatory set of data are rejected and try to recover the same result that the whole data base, can be used.

## Chapter 4. Experiment: TOM-TEIDEVS y data

### Experiment: TOM-TEIDEVS

Tenerife Island is an active volcanic island. A population of 8000000 inhabitants are living there and some millions of tourist visit it during the year.

In 2004 a seismic crises happened, it caused the necessity of know the velocity structure to make an adequate interpretation about the activity produced in Tenerife. In this frame, to perform a seismic tomography was proposed. Due to the lack of a dense seismic network and natural seismicity, it made necessary to carry out an active seismic experiment (TOM-TEIDEVS). For that, a dense seismic network would be used and shots fire on the sea with airguns. University of Granada group carried out the experiment, they had experience at Tenerife Island, deployment seismic arrays Almendros et al. (2000), Almendros et al. (2007), Pezzo et al. (1997)), including 2004 crises (Almendros et al. (2007)). On the other hand, two years before they carried out an active seismic experiments, with similar characteristics, at Deception Island (Antarctica) (Zandomeneghi et al. (2009)).

## Design of the experiment

Before the experiment University of Granada group prepared it. The configuration was based in a dense and homogeneous distribution of seismic stations on the island and on the seafloor around it and shots on and out the island. Finally, it was not possible to use OBSs (Ocean Bottom Seismometers) and shots on land, (fire shots on land was not possible even though it is a protege medium). The final design was constitute with 200 locations for land stations and a dense grid of shots fired around the island. The shots were separated 500 m. Also three transversal lines cross the island to perform three 2D profiles N-S, E-W y NW-SE. Previous the experiment it was necessary visit the island to prepare it.

## Experiment

On January 2007, TOM-TEIDEVS was carried out on Tenerife Island (Ibañez et al. (2008)). The main goal of this experiment was to study the internal structure of Tenerife island using the seismic tomography technique.

The experiment was divided in two legs. In the first leg 100 seismic stations were deployed over the island. For that several groups with researches from different research centers and countries participated. Using BIO-Hespérides vessel 2576 were fired around the island, with airguns. In the second legs some stations were changed of position, getting a set of 137 stations locations. Again 3883 shots were fired. Finally a total of 6458 signals were generated.

The seismic stations correspond to Guralp CMG-6TD model with natural frequency of 30s. The acquisition system have a frequency sample of 200 sps and it has a conversor A/d with 24 bits. The data were stored in a internal hard disk. The timing was get with a GPS receptor.

---

## Data and processing

The data were extracted and kept in *.seggy* format. More than 70 Gb of data were recorded with a total of 511599 traces.

The data were processed with the free software Seismix Unix (more details: <http://www.cwp.mines.edu/c>). Initially, the data were divided in 12 hours files, we fractionated in one hour files, to make easier the visualization of the traces to select the traveltimes. Moreover we filtered the data using a pass-band filter, between 4 and 8 Hz, with sino transference function adapted to a window with square frequencies and zero gap.

Once the data were processed, we selected the traveltimes for the first P waves arrivals during several months. For that we used the free software *Plotsec* (more details: <http://www.eos.ubc.ca/personal/amor/plotsec/plotsec.html>). To each hour we gave a quality factor. It varies between 1 (best signal/noise ratio) to 4 (it is not possible to distinguish any signal). Finally the selected traveltimes to perform the seismic tomography have quality factor 1 and 2. In the case of quality factor 3, we decided to do not used because they have a very big uncertainty associated, which blur the tomography images.

## Chapter 5. Data analysis

Once we have the traveltimes, it is necessary to apply tomographic techniques to perform the ray tracing and the inversion, to adjust the observed data and get a velocity structure model.

We are going to use traveltimes of P waves first arrivals. We have chosen two tomography codes, which are adequate to our problem. They have to allow include the water layer, even though the sources are situated on the sea. These codes are: Koulakov (2009) (ATOM-3D (More information: <http://www.ivan-art.com/science/>)) and Zelt and Barton (1998) (FAST (More information: <http://www.geophysics.rice.edu/departement/faculty/zelt/fast.html>)). In both it is possible to include the water layer and use traveltimes from P waves first arrivals. We have used two codes to check that our results are

correct, comparing the results of both.

## **Initial Model**

We have estimate 1D velocity model, which represent the starting point for the tomographic inversion. The result is an average value of the traveltimes with 1 and 2 quality factor.

To obtain the initial model we have fit the traveltimes using a regression. The straight line got with lineal regression was discretized and we took 124 samples in all traveltimes and distances range. Using these data we have obtain a 1D gradient model, for P waves, with RAYINVR code (Song and ten Brink (2004), Zelt and Smith (1992)).

## **Modeling algorithms**

We are going to describe the two codes used to perform the seismic tomography: ATOM-3D (Koulakov (2009)) and FAST (Zelt and Barton (1998)).

### **ATOM-3D: Active TOMography in 3D**

ATOM-3D (Active TOMography in 3D) (Koulakov (2009)) is design to use first arrivals P waves from active sources.

The input data consist in the three source coordinates, receiver coordinates and observed traveltimes (source-receiver) and the topography/gravimetry (in case of marine sources, like this study). The number of data used has been 103750 traveltimes, registered in 125 seismic stations. To parameterize the model we have used nodes, defining in each node a value for the velocity. The ray tracing technique is a modification of bending method (Um and Thurber (1987)). The sparse matrix inversion was resolved with LSQR

---

technique (Sparse Equations and Least Squares) (Paige and Saunders (1982) y der Sluis and der Vorst (1987)), making necessary tune two parameters: damping and smoothness.

To study the robustness and reliability of the final model and estimate the optimum values of the inversion parameters, we have made dozens of inversions with different initials models, smoothing and damping parameters, grid size between nodes and other parameters. The results of these inversions show that the model is robust for big changes in these parameters, mentioned before. One of the most important parameters are the coefficients smoothing/damping, which control the amplitude and smoothness of the recovered pattern. These parameters couple with the number of iterations: we can obtain a similar solution in one iteration with a low damping value than several iterations, using a bigger damping value. We fix the number of iterations to five, accepting the compromise between the processing time and the solution quality. The coefficients of smoothing/damping were estimated from several test using real data and observing the image which give us better information and lower RMS.

The selected values are:

**Number of iterations:** 5.

**Cell size:** 500 m.

**Damping:** 0.4.

**Smoothing:** 0.5.

**RMS<sub>final</sub>:** 187.5 ms.

Moreover, we performed several inversions using different 1D models, starting for the one obtain with RAYINVR. Finally, we select the one shows in the next table:

	Depth (km)	Final Model (km/s)
	-3.0	4.1
	2.6	5.5
	6.6	6.5
	11.4	7.2
	16.4	8.0
	30.0	8.2
Initial RMS (ms)		699.0
Final RMS (ms)		187.8

**Tabla 2:** *Chosen velocity model.*

### ATOM-3D resolution tests

To study the resolution capability of the tomographic inversion supplied by our data base, we have done several synthetic tests, including the checkerboard test and free shapes models. Besides, we have studied the effect of the noise using subsets of independent stations, *jackknifing* test.

Checkerboard free shapes tests have shown a good resolution in horizontal and vertical directions. In vertical direction, it has a good resolution until 4-5 km. On the other hand, *jackknifing* test have shown that the high density of data provides good solutions, even if we reject the 60 % of stations.

### FAST: First Arrival Seismic Tomography

The second code that we have used is FAST (First Arrival Seismic Tomography) (Zelt and Barton (1998)). It is a code for traveltimes seismic tomography for P waves first arrivals. It has been used in several areas (Bräuer and Ryberg (2007), Flecha et al. (2004), Kashubin et al. (2009), Rodríguez-Tablante et al. (2006), Zelt et al. (2006)).

The input data consist in the sources three coordinates, receptors coordinates, ob-

---

served traveltimes (source-receiver) and topography/bathymetry (in the case of marine sources, like this study). The number of data that we have used to perform the inversion has been 63972, recorded in 99 stations, even though, initially, the code is prepared for 99 stations and we have consider it enough for our proposed. To parameterize the model we have used nodes, defining a velocity value in each point. The ray tracing technique has been a modification of finite difference method of Vidale (1988), Vidale (1990) (Hole and Zelt (1995)). The sparse matrix inversion have been processed with the iterative technique of LSQR (Sparse Equations and Least Squares) (Paige and Saunders (1982) y der Sluis and der Vorst (1987)). It made necessary select two parameters  $\sigma_z$  (horizontal/vertical smoothing) and  $\lambda$  (trade-off between the horizontal/vertical roughness).

To study the robustness and reliability of the final model and estimate the optimum values of the inversion parameters we have perform several inversions for different values of  $\sigma_z$  and  $\lambda$ . We fix the number of iterations to five, it supply a good solution in a razonable time. Below the parameters values chosen for this code are shown.

Los valores seleccionados:

**Número de iteraciones:** 5.

**Distancia de celda:** 600 m.

**$\sigma_z$ :** 0.2.

**$\lambda$ :** 3.

**RMS<sub>final</sub>:** 228.99 ms.

### **FAST resolution tests**

To study the capability of resolution of the tomographic inversion supply for the data base we have performed the checkerboard test. Moreover, we have used Monte Carlo techniques to estimate the error associated with the velocity propagation of the model.

The checkerboard results show a good resolution for the depth between 4-5 km. In the case of Monte Carlo test, the results show a higher uncertainty we move away of the city center or increase the depth.

## **ATOM-3D versus FAST**

The comparison between the final models obtained with both codes we have observed that they show similarities and also differences. Both models show the same anomalies in the region better define in the resolution test (big high velocity in the center-south of the island). The color scale varies from -40 to 40 %, because the results show big contrast of velocities between high and low velocity areas. FAST results show weaker anomalies than ATOM-3D results. Some small anomalies that appear in FAST results, do not appear in ATOM-3D image, because it is smoother than FAST image. In our opinion it supplies more credible results.

In counterpart, ATOM-3D does not work in Linux and the results are giving in a specific format for a specific software, which makes more complicated working with them.

In conclusion, we have chosen ATOM-3D to image the final results because it provide more credible results and better resolution than FAST.

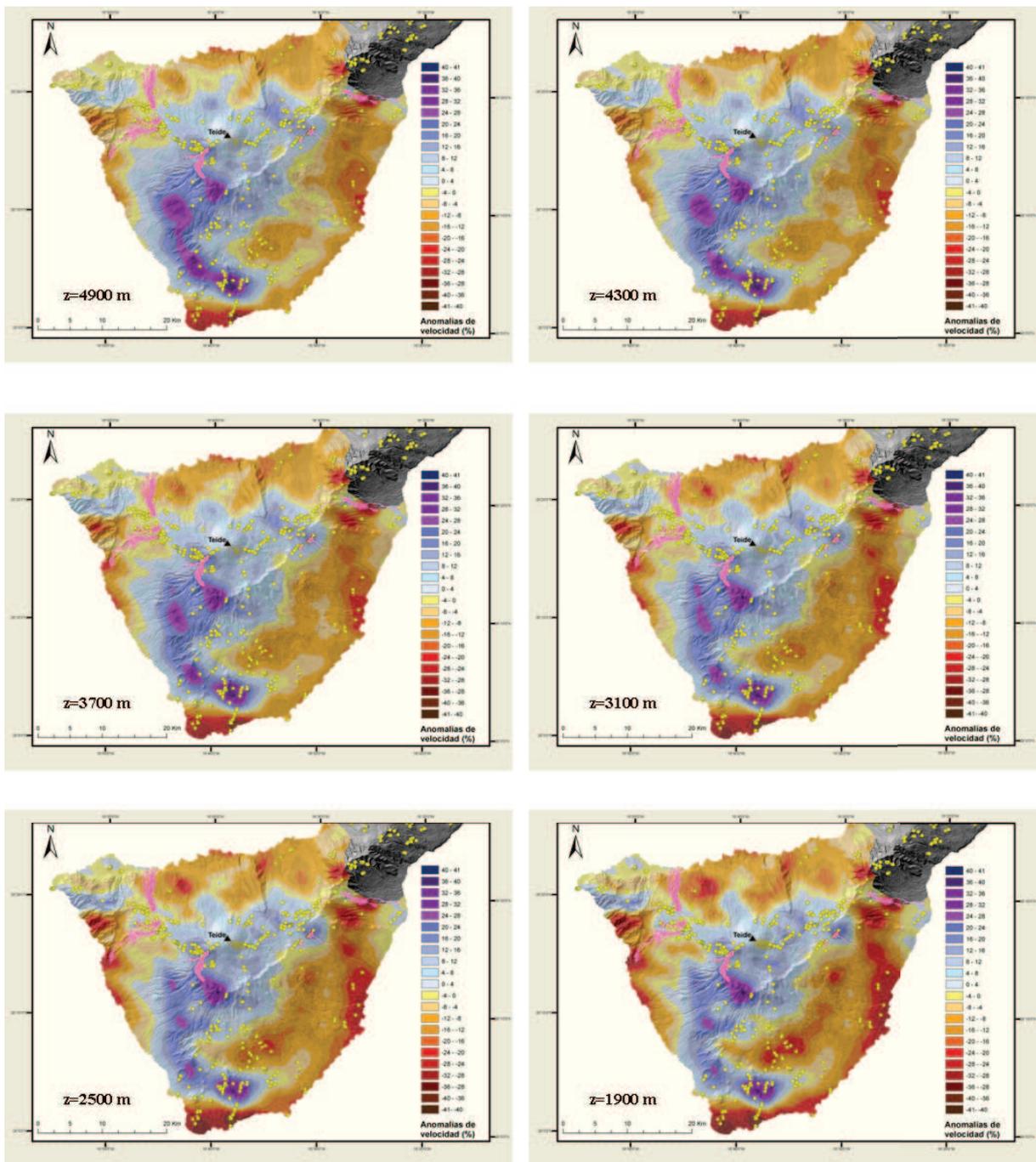
## **Chapter 6. Results**

We are going to analyze the results of the horizontal sections at depths: 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, 1300 m, 700 m, (b.s.l), sea level, 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m (a.s.l) (Fig.10). The images are represent the velocity anomalies (final model velocity minus initial model velocity). Moreover, we have present vertical sections and absolute velocity sections, but we are going analyzed the horizontal section, due to they have better resolution.

---

In the absolute velocity images we have observed a high velocity in Las Cañadas, South and Roque del Conde area. The values reach 7 km/s. We have associated this high velocity with frozen magmatic intrusions, dikes complex or plutonic bodies.

We have divided the analysis in areas with negative anomalies (velocity final model lower than velocity initial model) and positive anomalies (velocity final model bigger than velocity initial model).



**Figura 10:** Horizontal sections of the final model from the seismic tomography at depths: 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, (b.s.l.). The anomalies map is in percent. The emission centers are indicated in green and the historical eruptions are in pink (during the last 500 years).

---

## Areas with negative anomalies

The areas with negative anomalies are around a high velocity body which extend from the center (Las Cañadas) to the South of the island (Roque del Conde), the values reach around -20 %. When the depth decreases the anomalies increase the values, reaching values of -30 % in the South part. Below the Teide east flank appears a low velocity anomaly with values between -8 % to -12 % at 3100 m of depth (Fig.10).

The low velocity anomalies are associated to fracture, porous and fluid materials. In our case the low velocity anomalies that appears around the high velocity body we related them with fracture, porous materiales, which can be generated during the formation of the island. The low velocity anomaly below Montaña Blanca could be related to melted material, at high temperature material or hydrothermally altered. The existence of fumaroles on Teide crater point to the presence of hydrothermally altered products. However, if we interpreted this anomaly like melted material, we can associated to this kind of material other anomalies. Due to the uncertainty because of the only use of P waves, this interpretation could be extended to other areas found at the same depth even deeper.

## Areas with positive anomalies

In the center of the island appear a high velocity body, which extends toward the South (Fig.10). The maxima appear in Boca Tauce, Southwest of Boca Tauce, Roque del Conde and Roque de Jama (values around 30 %). This anomaly changes with the depth, especially the maxima. Other anomalies with smaller size appear in Teno (values around 8 and 12 %), at 3000 m and upper levels another high velocity appears at Santiago del Teide dorsal (NW) (values around 20 %). This anomaly appears in the place in which three historical eruptions happened, even the last eruption (Chinyero, 1909). Another anomaly appear related to the Pedro Gil stratovolcan, at the Dorsal (NE) and at Izaña (values around 20 %).

The anomalies values and situation change wit the depth. We have related these

anomalies to frozen magma, dikes complexes, plutonic bodies.

## **Comparison with other geophysical studies**

At Tenerife Island several geophysical studies have been performed. We emphasize the gravimetry studies performed by Araña et al. (2000) y Gottsmann et al. (2008). Gottsmann et al. (2008) work presents a higher resolution than Araña et al. (2000) work.

If we compared Gottsmann et al. (2008) with the tomography results (Fig.10), we observe how the high velocity anomaly situated in Las Cañadas is similar to the high density anomaly of Gottsmann et al. (2008). This anomaly have been interpreted like dense bodies, frozen magmatics intrusions or plutonic bodies.

The low velocity anomalies at tomography work (Fig.10) or low density (gravimetry (Gottsmann et al. (2008))) appear around the high velocity body. They have been interpreted like low density material, fractured or porous. In the case of the anomaly below Teide (Montaña Blanca in the tomography work) has been interpreted like hydrothermally altered materials. The existence of fumaroles on Teide crater points to it. However, we do not eliminate the possibility that this anomaly could related to high temperature o melted products.

## **Chapter 7. Effects of the lateral heterogeneities on the seismic waves propagation in volcanic areas (Deception Island and TAG (Trans-Atlantic Geotraverse (Mid-Atlantic Ridge)))**

The volcanic media are very heterogeneous. The high heterogeneity affects to the seismic waves propagation. To study it we have analyzed the influence of the medium

---

on the ray parameters calculated for the seismic waves recorded at eight seismic arrays, using shots fired on the sea like sources. On the other hand, we have relocated the a set of microearthquakes hypocenters using a 3D model registered in 13 Ocean Bottom Seismometers at Trans-Atlantic Geothermal field, at the Mid-Atlantic Ridge.

## **Efectos de las heterogeneidades laterales sobre la propagación de las ondas sísmicas en áreas volcánicas (Isla Decepción (Antártida))**

We analyze shot data recorded by eight seismic arrays during an active-source seismic experiment carried out at Deception Island (Antarctica) in January 2005. For each source we estimate the apparent slowness and propagation azimuth of the first wave arrival. Since both source and receiver positions are accurately known, we are able to interpret the results in terms of the effect of the heterogeneities of the medium on wave propagation.

The results show the presence of significant propagation anomalies. Nearby shots produce large apparent slowness values above 0.6 s/km, while distant shots produce small values, down to about 0.15-0.20 s/km. These values are different for each array, which shows the importance of the local structure under the receiver. The spatial distributions of apparent slowness are not radial as we would expect in a flat-layered medium. And again, these distributions are different for each array. The azimuth anomalies defined as the difference between the empirical estimates and the values expected in a 1D model (i.e. the source-array directions) suggest ubiquitous wavefront distortions. We have detected both positive and negative anomalies. For some shot-array geometries, azimuth anomalies are quite large with values up to 60°. The distribution of the anomalies depends on the position of the array.

Some of these features can be interpreted in terms of a shallow magma chamber and shallow rigid bodies imaged by high-resolution seismic tomography. However several details remain unexplained. Further work is required, including modeling of synthetic wavefields on realistic models of Deception Island and/or apparent slowness vector tomography.

## Relocation of the microearthquakes hypocenters using a 3D tomographic model at Trans-Atlantic Geothermal field (Mid-Atlantic Ridge)

We have relocated microearthquakes registered in 13 Ocean Bottom Seismometers deployed on the seafloor during eight months at Trans-Atlantic Geothermal field (Mid-Atlantic Ridge). A total of 14790 of a set of 19232 events have been relocated, with a RMS lower than 120 ms.

In a previous study, deMartin et al. (2007) located the microevents hypocenters using 1D model. If we compare the results obtained with both models, we observe that the new locations move away the high velocity area systematically. On the other hand, the old locations indicated the position of a normal fault with a dip of  $80^\circ$ . The new results show a dip angle lower than  $80^\circ$ , which is a more realistic result.

The knowledge of the internal structure help us to make better interpretations of the ray parameters, locations of the events, allowing a better understanding of the dynamic and evolution of the area.

## Chapter 8. Conclusions

In this chapter we are going to summarize the principle conclusions.

- Two different tomographic techniques have been applied to get the high resolution image of Tenerife Island, using active seismic experiment data. The results show that, independently of the method used to perform the tomography, if the data have high quality and the spatial coverage is adequate, both methods provide similar images. Thus, the selection one concrete method depend on, fundamentally, the processing capability and how friendly is to manege, even the flexibility to adapt the program to the geomorphological conditions of the medium.

- 
- The 3D high resolution tomographic velocity image of Tenerife Island shows a high structural complexity. A big velocity contrast are observed, the anomalies values reach  $\pm 40\%$ , respect the initial model. At least in the sampled volumen, we do not observe clear evidences of magma reservoir. These contrasts are interpreted like the presence of consolidated materials related to magma cooling, plutonic intrusions. The low velocity can be associated to hydrothermally altered material, fracture products or high volcanoclastic deposits.
  - It have been check that the presence of high velocity contrast in a volcanic media affects the ray path. It produces its bending. This checking was performed at Deception Island, using active seismic data recorded at seismic antennas. The presence of a magmatic body in the inner of the island and the high orographic and structural contrast, produce ray deviation in contrast with the straight path expected (if we analyze the azimuth) reaching values of  $60^\circ$ . To know the ray deviation is fundamental to realize truly seismic locations.
  - If we know the 3D structure of a region when we locate the hypocenters events, the results are more in agreement with the geodynamical framework, thus these locations can be used to get a better understanding of this framework. This observation have been done relocating hypocenters of microearthquakes registered at Trans-Atlantic Geothermal field (TAG) (Mid-Atlantic Ridge), using a 3D seismic tomography model. In this region the application of the method has allowed to perform a better interpretation of the tectonic dynamic of the region.

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Tomografía sísmica

¿Qué es la tomografía sísmica? La tomografía sísmica (de  $\tau\acute{o}\mu\omicron\zeta$  = 'rodaja' y  $\sigma\epsilon\iota\sigma\mu\acute{o}\zeta$  = terremoto) es una potente herramienta que permite representar la estructura interna de la Tierra en base a sus propiedades, tanto en 2D como 3D, usando datos procedentes de ondas sísmicas. Estas propiedades suelen ser velocidades de ondas (P, S o superficiales) o atenuación, usando el factor de calidad Q. La tomografía está formulada como un problema inverso. Por ejemplo, si vamos a realizar tomografía sísmica usando tiempos de viaje tendremos que la relación de estos con la velocidad en un medio continuo será:

$$t = \int_L \frac{1}{v(\mathbf{x})} dl \quad (1.1)$$

Para determinar la estructura en velocidad deberemos de realizar la operación inversa, donde nuestra incógnita será la velocidad (o lentitud, inversa de la velocidad). En este paso los parámetros del modelo se modifican para que los datos del modelo y los datos observados se ajusten.

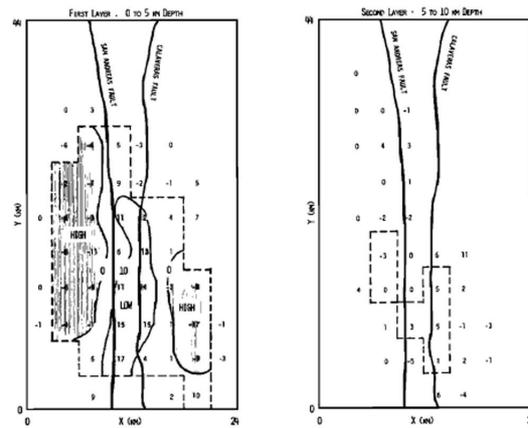
---

La tomografía sísmica se puede aplicar también fuera de la Tierra, si se tienen señales sísmicas. Zhao et al. (2008) han estimado la estructura en velocidad para ondas P y S y la razón de Poisson en la corteza y el manto de la Luna. Esta técnica está siendo incluso aplicada al Sol, en lo que se denomina Heliosismología Nolet (2008).

La tomografía sísmica se empieza a desarrollar en la década de los 70. Fue entonces cuando se dieron cuenta de que el conocimiento de la estructura interna en 3D de la Tierra, podría explicar las variaciones sufridas por los tiempos de viaje, que no se correspondían con un modelo de capas, donde la velocidad aumenta en forma de gradiente con la profundidad. El punto de inicio de la tomografía sísmica moderna fue, probablemente, la presentación en la AGU de 1974 realizada por el investigador del MIT (Massachusetts Institute of Technology) Keiti Aki et al. (1974). En esta presentación, los tiempos de viaje de las ondas P se interpretaban, por primera vez de un modo formal, en términos de una 'imagen' como oposición a un simple gráfico en una dimensión, en el que se representaba la velocidad sísmica respecto a la profundidad. Los coautores de Aki pertenecían al centro de NORSAR (Antena Noruega para monitorizar las pruebas nucleares que habían sido prohibidas) y esta colaboración se produjo por un capricho de la historia.

Aki tenía originalmente planeado realizar un sabático en Chile, pero con el golpe militar al estado y la derrota del gobierno de Allende en 1973, Aki tuvo que cambiar sus planes. Finalmente, aceptó una invitación de su antiguo estudiante del MIT Eystein Husebye. Esta invitación consistía en realizar un sabático corto en NORSAR, centro equipado con una red sísmica digital e instalaciones suficientes para el procesamiento de datos.

Usando datos que habían registrado y sus procesadores realizó la que se podría decir que fue la primera tomografía sísmica (Aki et al. (1974)). En la actualidad seguramente sea difícil imaginar los esfuerzos que realizaban los primeros tomógrafos, que invertían matrices de  $256 \times 256$  con CPUs de 512 kbyte de memoria. La colaboración entre Aki, Husebye y Christoffersson continuó en 1975 en los Laboratorios Lincoln en Massachusetts, dando lugar a otros trabajos (Aki et al. (1977); Aki and Lee (1976)) (Fig. 1.1).



**Figura 1.1:** Primeras imágenes de tomografía sísmica realizadas por Aki and Lee (1976) en Bear Valley (California). Se muestran los distintos valores de contorno para la lentitud en dos capas, entre 0 y 5 km y entre 5 y 10 km.

El nombre que se le dio a la nueva técnica de representación no es más que una accidental referencia a la tomografía médica. Los primeros tomogramas radiológicos tenían como objetivo escanear el cuerpo humano usando rayos X en vez de ondas sísmicas. Los tomogramas se obtenían moviendo la fuente de rayos X y la placa fotográfica en direcciones opuestas, tanto como fuera necesario para que los objetos fuera del plano blanco se emborronasen, pero los que permaneciesen en el plano siempre estuvieran iluminados por la placa fotográfica en el mismo punto; esta técnica se conoce como 'retroproyección' y permitía a los radiólogos reconstruir la densidad del tejido o del hueso sobre un plano usando las intensidades de los rayos X.

En los 70 la placa fotográfica fue reemplazada por sensores, que se conectan a un ordenador y reconstruye la distribución de densidad del objeto de estudio partiendo de observaciones discretas (tomografía computerizada). En la tomografía de tiempos de viaje sísmicos, se intenta reconstruir la estructura en velocidad de las ondas sísmicas, dependiendo de las ondas usadas para el estudio, bien de una zona localizada de la Tierra o

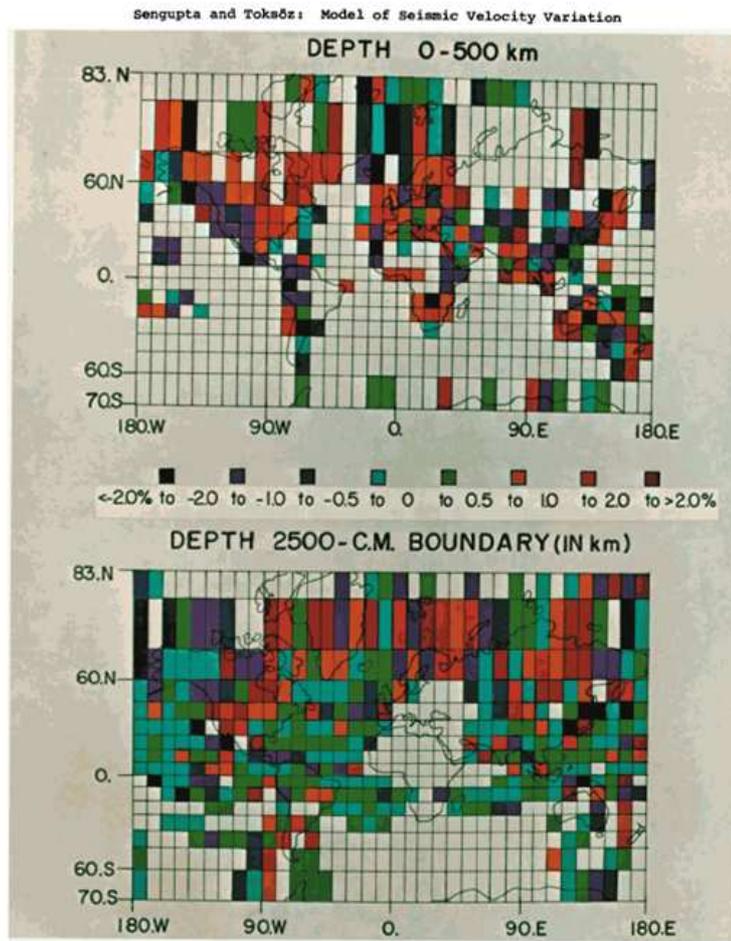
---

de la Tierra entera (tomografía global). Las ondas sísmicas también son detectadas por sensores, si bien los cambios que se producen son mayores que en el caso de la tomografía médica computerizada. Además, nos encontramos con complicaciones añadidas, por un lado las ondas sísmicas no siguen trayectorias rectilíneas y por otro, tenemos poco o ningún control sobre el experimento (dependiendo de si conocemos la posición de las fuentes (sísmica activa que usa fuentes controladas de las que se conoce su posición y características), o no (sísmica pasiva que usa terremotos)). En el caso de los terremotos (sísmica pasiva), su localización lleva asociada una incertidumbre. Si tenemos en cuenta que se parte de un modelo inventado y que la distribución de los receptores (redes sísmicas) está confinada, en su mayoría, a los continentes y unas cuantas islas en los océanos, no obtendremos una distribución homogénea de los rayos sísmicos a la hora de hacer tomografía.

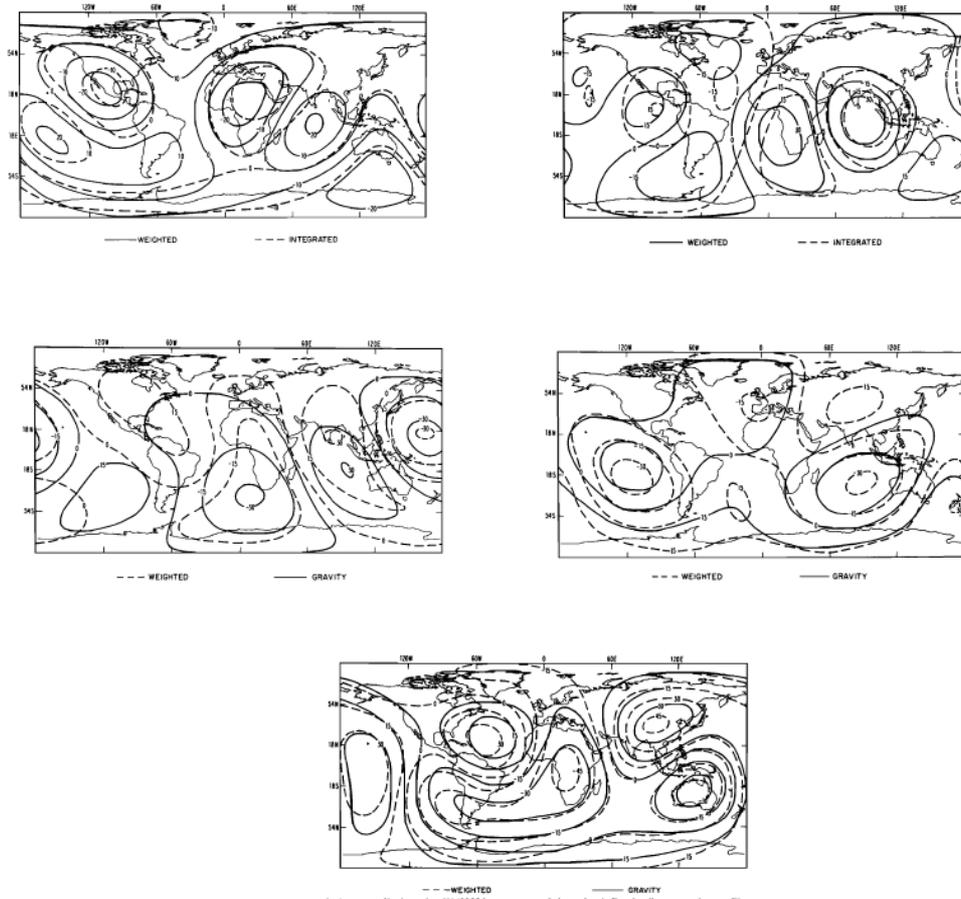
El campo de la tomografía sísmica progresó rápidamente, siendo fruto de varios desarrollos que maduraron en los 70: Backus and Gilbert (1967), Backus and Gilbert (1968),

Backus and Gilbert (1970) Jackson (1972) y Wiggins (1972) desarrollaron la teoría de la inversión geofísica y proveyeron las herramientas necesarias para tratar con la inevitable naturaleza indeterminada de los problemas geofísicos inversos.

A mediados de los 60 se instalaron redes sísmicas digitales con el fin de monitorizar las pruebas con armas nucleares. Las redes más grandes eran las antenas LASA y NORSAR en Montana y Noruega, respectivamente. Además se complementó el análogo "World Wide Standardized Seismograph Network" (WWSSN), que sirvió para la misma propuesta. Sengupta and Toksöz (1976) leyeron los tiempos de llegada de los sismogramas del registrados por el WWSSN y adaptaron el método de Aki en un primer intento de realizar una tomografía global. En 1976 obtuvieron una primera imagen para el manto superior y otra para la zona cercana al núcleo (1.2). Por otro lado, el Centro Sismológico Internacional (ISC, del inglés International Seismological Centre, entonces en Edimburgo, Reino Unido), había estado reuniendo muchos más tiempos de llegada de miles de operadores de estaciones alrededor del mundo desde 1964. Éstos, incluso, tenían algunos de los primeros datos del ISC archivados en 7 cintas que habían sido difíciles de leer. Los laboriosos esfuerzos de Dziwonski et al. (1977) para recuperarlos, permitió realizar la primera tomografía global y pronto daría a Harvard una posición dominante entre las instituciones con dedicación a estudios de imágenes tomográficas (1.3).



**Figura 1.2:** Modelos de velocidad del manto superior y cercano al límite manto núcleo, realizada por Sengupta and Toksöz (1976).



**Figura 1.3:** Anomalías de velocidad en las regiones (de izquierda a derecha y de arriba a abajo): 0-670 km, 670-1100 km, 1100-1500 km, 1500-2200 km, 2200 km (límite núcleo-manto) realizadas por Dziwonski et al. (1977).

Mientras tanto, los esfuerzos en el MIT resultaron en diversos experimentos para la realización de tomografías locales usando la técnica de Aki. Ellsworth and Koyagani (1977) representaron la estructura bajo el volcán Kilauea en Hawai en 1977, y en el mismo año Mitchell et al. (1977) publicó un estudio tomográfico de la zona sísmica de Nueva

Madrid. Experimentos mayores a escala regional siguieron a estos estudios, así Menke (1979), Romanowicz (1979), Romanowicz (1980) y Taylor and Teksöz (1979) fueron los pioneros en tomografía continental. A ellos pertenecen los primeros estudios sobre el manto superior bajo el Himalaya. Los estudios regionales llegaron a ser más precisos y esto permitió que Thurber (1984), en 1984, representara la estructura en velocidad en el Kilauea. Por primera vez, los bajos valores de velocidad obtenidos en sus resultados se pudieron interpretar como un complejo magmático interior (1.4).

La superficie de la Tierra es heterogénea, sin embargo, nos podemos preguntar ¿es el interior de la Tierra heterogéneo? En los párrafos anteriores hemos visto cómo la tomografía como herramienta de representación del interior de la Tierra en 3D nos ayuda a dar respuesta a esta pregunta.

Hasta los 70 el modelo de Tierra que se concebía consistía en una distribución del interior terrestre en forma de capas homogéneas (corteza, manto superior, manto inferior, núcleo externo y núcleo interno), en donde la variación de propiedades como la temperatura y la presión se producían de forma gradual con la profundidad. Estas capas estaban a su vez separadas por discontinuidades (Moho (corteza-manto), Repetti (manto superior-manto inferior), Gutenberg (manto-núcleo), Wiechert-Lehmann-Jeffreys (núcleo externo-núcleo interno)), que habían sido descubiertas con el avance de la sismología a lo largo del siglo XX. Sin embargo, hemos visto anteriormente que en la década de los 70 se realizaron las primeras imágenes tomográficas, demostrando que este modelo era demasiado simple.

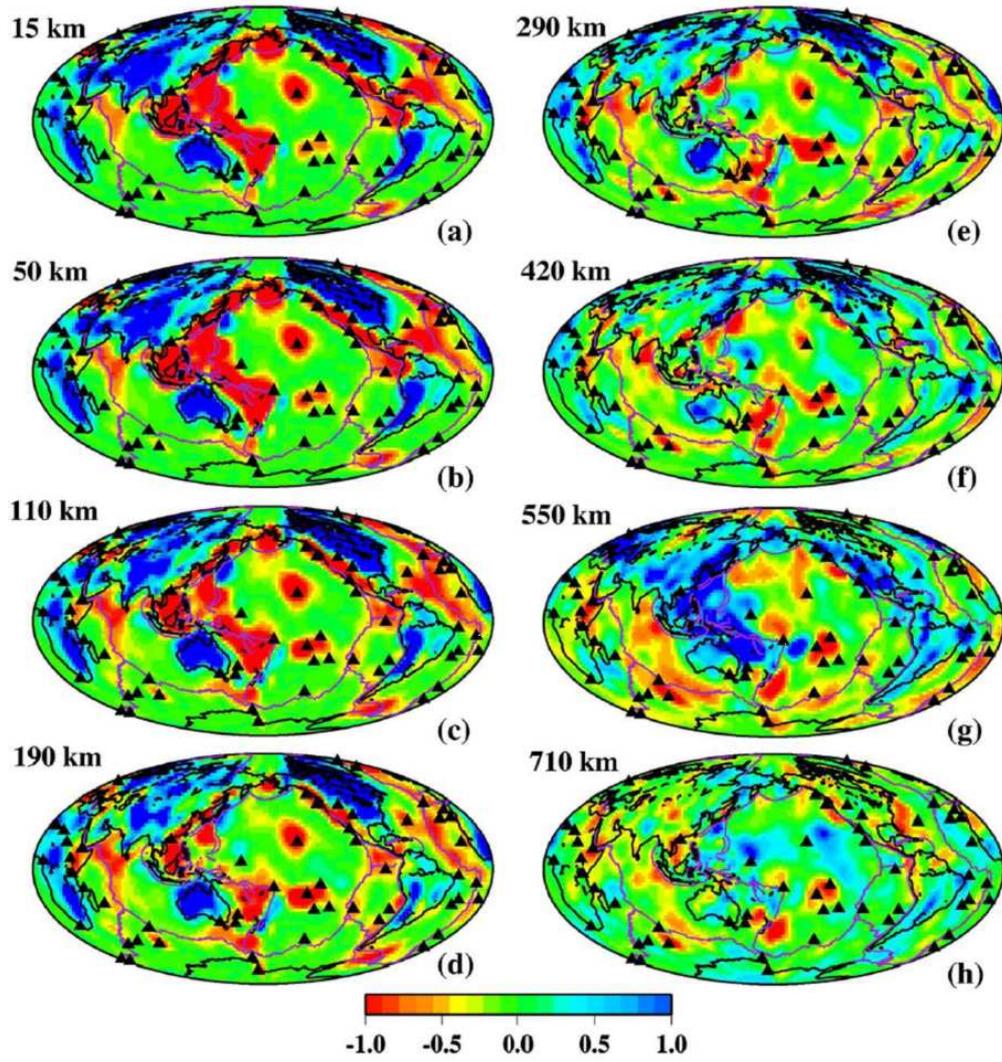
En este sentido se comenzó a realizar la tomografía global. Es una potente herramienta para investigar la dinámica del interior de la Tierra. Así, la tomografía global realizada sobre el manto, combinada con simulaciones geodinámicas y experimentos de física de minerales, ha permitido responder a preguntas como: ¿cuál es el destino de las lajas litosféricas que descienden en el manto profundo?, ¿cuál es la morfología y el significado de las plumas en aumento, y qué regiones del manto las originan?, ¿hay distintos reservorios geoquímicos en el manto?, ¿cuál es la escala y la naturaleza de las heterogeneidades en las bordes de capa en la base del manto? Estas teorías y otras son debatidas actualmente, mientras en tomografía se intenta mejorar la resolución lateral y en profundidad de los modelos (?).

---

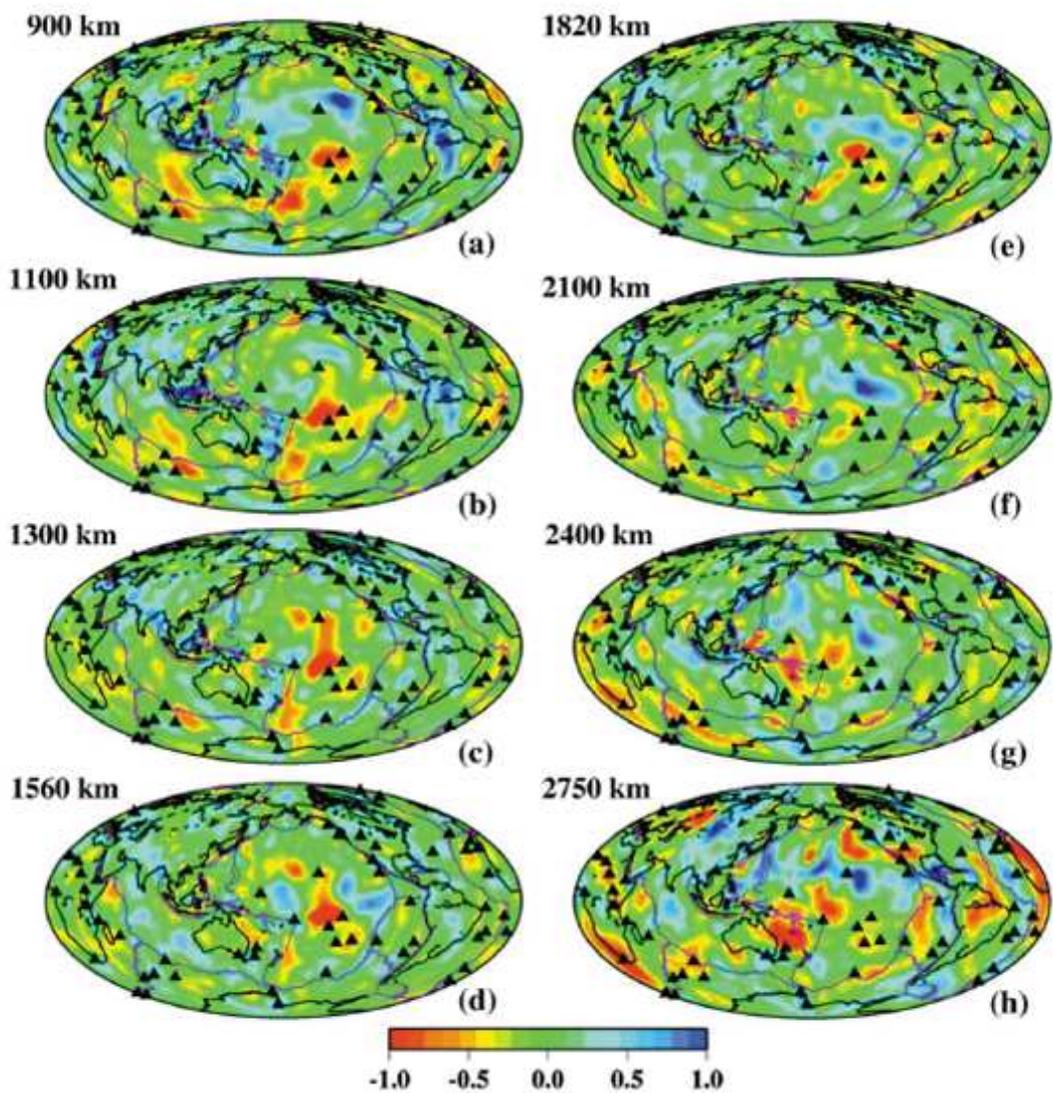
Con el gran avance producido desde los primeros modelos tomográficos en los 70 (Aki et al. (1977); ?; Dziwonski et al. (1977)), se hizo evidente que la estructura en 3D de la Tierra, obtenida con ondas sísmicas, estaba fuertemente ligada a la dinámica profunda del planeta, hecho de gran importancia en la resolución de la estructura interna terrestre.

Los primeros modelos de tomografía global resolvían solamente las longitudes de onda más grandes ( $\sim 3000$ - $5000$  km) a través de parametrizaciones en términos de armónicos esféricos de grado superior a 6-8. En 1984, Dziwonski (1984) usó los residuos de los tiempos de viaje y resultó en el primer modelo creíble de la estructura en velocidad, para longitudes de onda P grandes. Así, Woodhouse and Dziewonski (1984) comenzaron a usar datos de largo período para representar el manto superior, utilizando armónicos esféricos de más bajo orden. Esto dio lugar a una era muy fructífera, en la cual se representó la estructura interna de la Tierra a gran escala, mediante la tomografía sísmica, consiguiendo cada vez más detalles. Poco a poco se fueron representando las zonas heterogéneas de las distintas capas, así como las áreas de subducción o las plumas mantélicas. Esto permitió, pasar del modelo 'clásico' de capas existente, a un modelo donde la Tierra presentaba heterogeneidades.

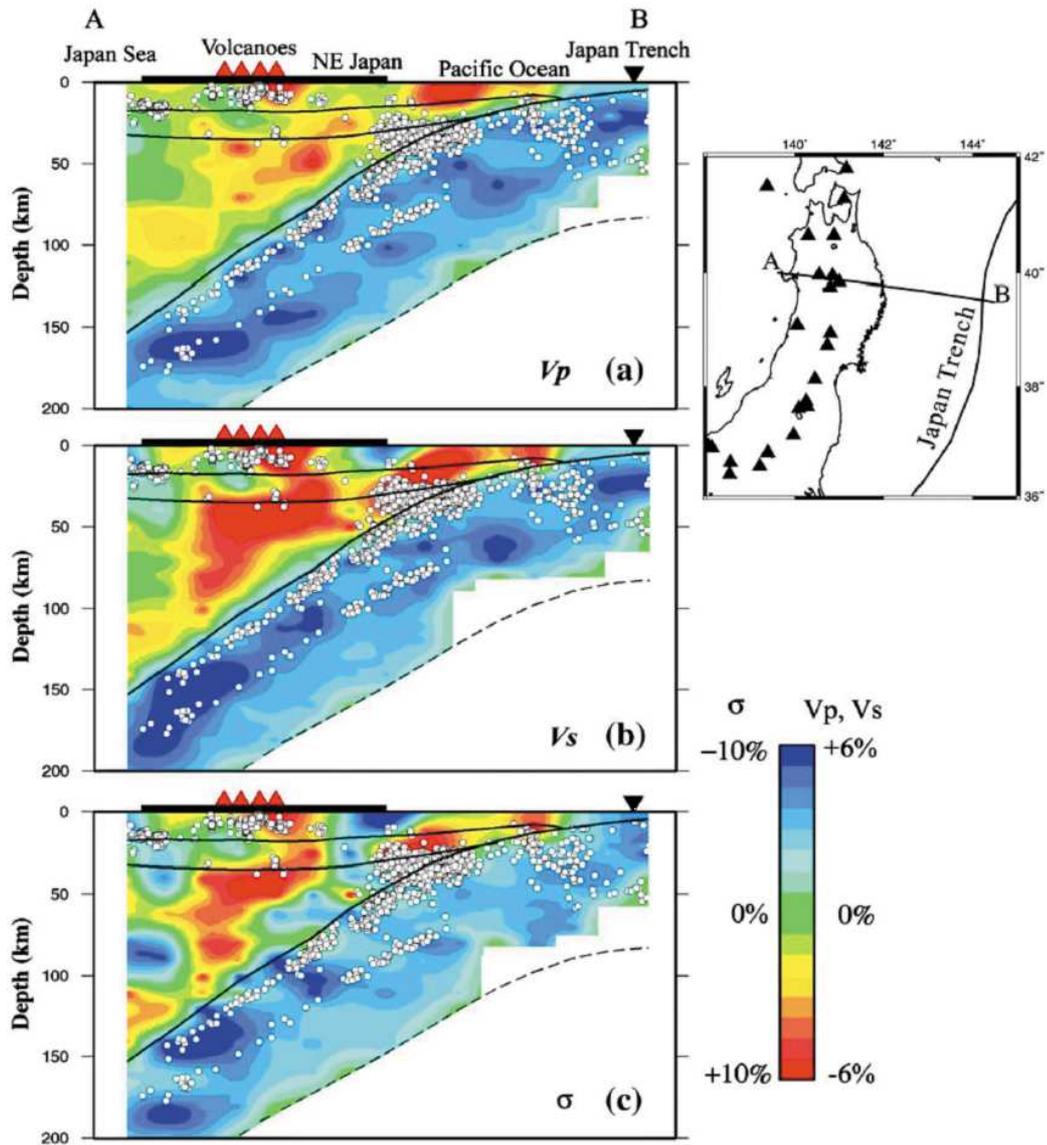
Imágenes como las obtenidas por Zhao (2009) muestran la heterogeneidad existente en la estructura interna de la Tierra (Fig.1.4, Fig.1.5, Fig.1.6, Fig.1.7).



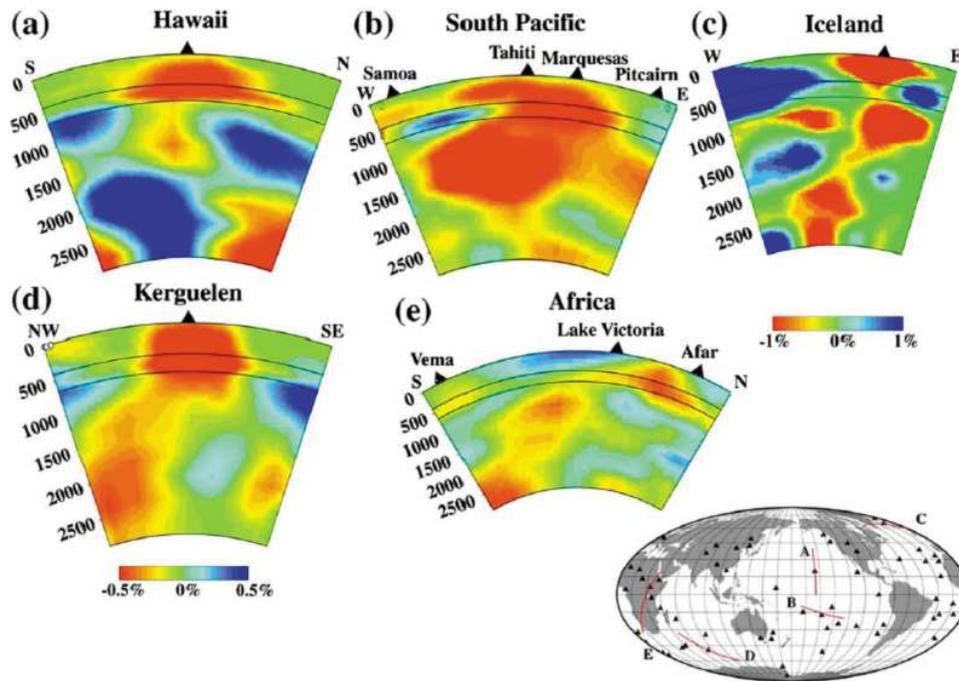
**Figura 1.4:** Tomografía de ondas *P* del manto realizada por Zhao (2009). La profundidad está indicada en la esquina superior izquierda de cada imagen. La escala indica anomalías de velocidad. Los triángulos están referidos a los posibles volcanes de punto caliente, así como las líneas en morado indican los bordes de la placas.



**Figura 1.5:** Tomografía de ondas P del manto realizada por Zhao (2009). La profundidad está indicada en la esquina superior izquierda de cada imagen. La escala indica anomalías de velocidad. Los triángulos están referidos a los posibles volcanes de punto caliente, así como las líneas en morado indican los bordes de la placas.



**Figura 1.6:** Secciones verticales del área de subducción de Japón realizadas por Zhao (2009). (a) Anomalías de velocidad de ondas P (b) anomalías de velocidad de ondas S y (c) perturbaciones de la razón de Poisson. Los triángulos rojos representan los volcanes activos. Los triángulos inversos muestran la localización de la trinchera de Japón. Los puntos blancos indican los terremotos ocurridos a lo largo del perfil de 15 km de ancho. Las líneas curvas muestran las discontinuidades de Conrad y la Moho y el límite superior de la laja de subducción Pacífica. Las líneas discontinuas indican el límite inferior estimado de la laja Pacífica.



**Figura 1.7:** Imágenes de la estructura en anomalías de velocidad del manto completo bajo cinco áreas asociadas a punto caliente, realizada por Zhao (2009). Los triángulos negros denotan las localizaciones en la superficie de los volcanes de punto caliente. Las dos líneas delgadas denotan las discontinuidades a 410 y 670 km.

La tomografía sísmica ha dado lugar a descubrimientos de gran importancia. En 1988 Spakman and Nolet (1988) mostraron que la laja subducida de la placa helénica se extiende más allá del corte en profundidad para la sismicidad, estableciendo así un panorama que hasta entonces parecía una mera hipótesis: ¿podían las partes de las lajas subducidas hundirse más abajo que la profundidad a la que se detecta el terremoto más profundo, esto es, cercano a los 700km? Este hecho, de la penetración de las lajas dentro del manto inferior, fue deducido por Creager and Jordan (1984) usando la estadística en las anomalías de los tiempos de viaje sin el beneficio de la tomografía. En 1989 Suzan van der Lee, doctoranda de la Universidad de Utrecht que trabajaba en su tesis con Wim Spakman, produjo una sensacional imagen de la laja de la placa Egea subduciendo en el manto inferior (Spakman et al. (1988)). Inicialmente se tomó con escepticismo, pero

finalmente se fue abriendo camino, ya que se fueron encontrando indicaciones muy fuertes de regiones con sismicidad profunda en la zona subducida en el manto inferior. Inoue et al. (1990) realizó la primera imagen de la placa Farallon y la zona de subducción Tonga penetrando en el manto inferior. En este estudio Inoue representó la mayor de las regiones de baja velocidad cercana a los bordes del núcleo-manto que ahora se denominan 'superplumas'. van der Hilst et al. (1991b), der Hilst et al. (1997) usaron ondas P y ondas reflejadas en la superficie para construir las primeras imágenes tomográficas de las lajas de subducción bajo el Pacífico Noroeste. Los detalles que contenían fueron suficientes para convencer a la comunidad científica de que varias lajas pueden penetrar dentro del manto inferior. Cuando los modelos de Grand (Grand (1994), van der Hilst and Widiyantoro (1997)) mostraron en una imagen, de características similares, a las lajas hundiéndose dentro del manto inferior, las dudas que aún quedaban sobre la credibilidad de la tomografía sísmica se disiparon y la hipótesis de la convección en dos capas de la Tierra se llevó un duro golpe.

El primer modelo de topografía en los 660 km de discontinuidad fue realizado por Shearer and Masters (1992). Así, como el primer modelo global de atenuación fue llevado a cabo por Romanowicz (1994). Sin embargo, hasta la fecha hay pocos acuerdos entre los diferentes modelos de atenuación de la Tierra, y esto está generando uno de los mayores cambios en investigación en tomografía. En 1997, Su and Dziewonski (1997) descubrieron una correlación negativa entre anomalías en los módulos de compresión y cizalla en el manto inferior donde se localizan las superplumas pacífica y africana. Ishii and Tromp (1999), Ishii and Tromp (2004) determinaron que la superpluma del Pacífico tenía una densidad más alta que el manto que la rodeaba, lo que indica que estos son entidades químicamente distintas, aunque también se encontraron con alguna polémica.

Las hipotéticas plumas termales mantélicas (mucho más delgadas) han tardado más tiempo en aparecer en las imágenes tomográficas. En este contexto, el debate sobre el origen de la pluma de Islandia es muy ilustrativo. Usando los datos de dos campañas de campo con sismómetros portátiles en Islandia, Wolfe et al. (1997) y Nolet et al. (2002) dejaron poco lugar a dudas acerca de que Islandia tapa una gran pluma del manto superior. Al mismo tiempo Bijwaard and Spakman (1999) presentaron evidencias tomográficas para extender al manto inferior esta pluma, argumentando que la pluma se origina desde

---

una gran célula que sube desde la base del manto. Esta interpretación fue fuertemente discutida por Foulger et al. (2000). En 2004 Montelli et al. (2004) haciendo uso de la mejora de la potencia de resolución de la tomografía en frecuencias finitas, realizaron la tomografía en detalle de más de una docena de anomalías, interpretadas como plumas en el manto inferior. Sin embargo, según sus resultados, la pluma de Islandia desaparece a una profundidad a mitad del manto, interpretación respaldada por la teoría de rayos en tomografía sísmica de Zhao et al. (2004). La tomografía realizada recientemente por Montelli et al. (2006), usando ondas S, parece reabrir la cuestión de la profundidad de la pluma de Islandia ya que las imágenes de ondas S sugieren una débil conexión entre anomalías de baja velocidad entre la parte superior e inferior del manto.

Para realizar tomografía sísmica se pueden usar distintas fases de las ondas sísmicas, ya sean las llegadas directas de P y S o las refractadas en las distintas discontinuidades. Por otro lado, se pueden usar fuentes naturales, terremotos, o fuentes artificiales, como pueden ser las explosiones o las vibraciones generadas por cualquier tipo de instrumento, dependiendo del tipo de estudio que estemos realizando. En el caso de fuentes pasivas también se usan terremotos locales o intermedios, así como telesismos o ambos a la vez. Algunos ejemplos a citar en el caso de telesismos son Amata et al. (1993), Koulakov et al. (2002), Koulakov et al. (2006a), Sol et al. (2002), Widiyantoro et al. (1999). Si la región de estudio es de menor tamaño se suelen usar terremotos locales o regionales, podemos citar a deMartin et al. (2007), van der Hilst et al. (1991a), Kissling and Spakman (1996), Koulakov and Sobolev (2006a), Rau and Wu (1995), Serrano et al. (1998), Wittlinger et al. (1996), Zhao et al. (1992), entre otros. También hay autores que han usando tanto telesismos como terremotos locales, en el mismo estudio, en ese caso están Bushenkova et al. (2002), Dzwinski (1984), Kennett and Widiyantoro (1998), Koulakov and Bushenkova (2010), Montelli et al. (2004), Petit et al. (1998). También se está usando el ruido ambiental para realizar tomografía como Shapiro et al. (2005), por ejemplo.

Sin embargo, existen lugares de gran interés para su estudio en los que no se produce sismicidad suficiente o bien un tamaño menor de la zona de estudio y una alta resolución de los resultados, exigen un tipo de señales que hay que generar de manera artificial. Es en este contexto en el que se plantean los experimentos de sísmica activa. Las fuentes son artificiales y controladas, tanto su posición como su energía. Puede tratarse de vibroseis,

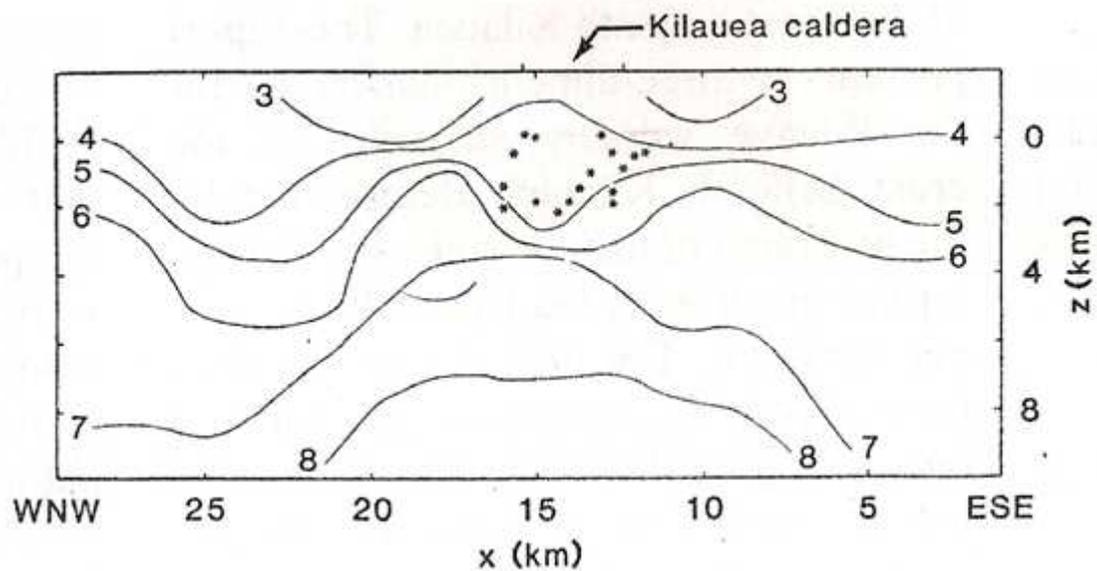
explosiones en tierra, explosiones en el mar (éstas se pueden generar con cañones de aire comprimido). Algunos estudios de tomografía sísmica que han usado fuentes activas son Bjarnason and Menke (1993), Kashubin et al. (2009), Lutter et al. (1999), Martí et al. (2002b), Martí et al. (2002a), Martí et al. (2008), Zelt and Barton (1998), Zelt et al. (2006), entre otros.

## 1.2. Tomografía sísmica en volcanes

¿Qué es un volcán? La palabra volcán procede de Vulcano, dios romano del fuego y de la metalurgia. Se trata de una estructura geológica a través de la cual se emite magma (roca fundida) y sus gases asociados. Éstos se pueden encontrar en el fondo de los océanos, en los continentes o formando islas, cuando emergen sobre el mar.

Los volcanes son estructuras muy complejas y heterogéneas, tanto por sus características morfológicas, como geológicas. En un área de dimensiones reducidas podemos hallar coladas de lava, domos, cenizas, etc, de composición, forma y edades muy diferentes. Por otro lado, también dinámicamente son complicados. Los materiales que podemos encontrar en el interior de los volcanes pueden ser sólidos (materiales vítreos, vesiculados, poco consolidados, muy consolidados, etc), líquidos (magma, agua) y gaseosos. Éstos, además, evolucionan con el tiempo y con ello su comportamiento. En un mismo volcán se pueden producir distintos tipos de erupciones, lo que va a cambiar también su estructura interna que ejercerá gran influencia en los procesos futuros (Patane et al. (2006)).

La gran heterogeneidad que presentan los volcanes hace que el conocimiento de su estructura interna sea de gran importancia. Sin embargo, debido a que el área de estudio es de reducidas dimensiones hubo que esperar algunos años, desde los primeros estudios de tomografía para poder aplicarla en zonas volcánicas. Thurber (1984) fue el primero en hacer una interpretación de una zona de baja velocidad bajo el Kilauea como magma.



**Figura 1.8:** Sección vertical oeste-noroeste y este-suroeste a través de la caldera del Kilauea. Muestra la zona de baja velocidad en km/s que se asoció por primera vez a magma por Thurber (1984).

### 1.2.1. Interpretación de las anomalías de velocidad de las ondas sísmicas

Los modelos de velocidad son muy variables desde la superficie hasta las zonas más profundas que se puedan resolver. Para realizar una interpretación correcta es necesario tener en cuenta los estudios geológicos y geofísicos realizados en la zona (como la gravimetría (Gottsmann et al. (2008))).

Los distintos materiales que componen el interior de la Tierra presentan diferentes propiedades físicas, incluida la velocidad. Por ejemplo, las zonas donde hay magma, como una cámara magmática, aparecen representadas como una zona de baja velocidad. En cambio, las áreas de alta, suelen atribuirse a intrusiones cristalinas.

No obstante, la interpretación de las anomalías de velocidad no es tan simple. Un área de baja velocidad también se puede asociar a la presencia de fluidos, materiales porosos o fracturados, por ejemplo.

Las tomografías de ondas P se han llevado a cabo en muchas áreas volcánicas, sin embargo, éstas son menos sensibles a los fluidos y su interpretación es más aproximada. En cambio, las tomografías de ondas S o  $V_P/V_S$  son más sensibles a la presencia de fluidos y es necesario este estudio para afirmar la presencia de fluidos. El problema es que son más complicadas de hacer y no se han realizado tantas como en el caso de ondas P. También existen tomografías de atenuación, pero aún son escasas debido a su complejidad.

Los cambios laterales de las velocidades de las ondas sísmicas se pueden ver afectados por cambios en la litología, el contenido en fluidos, cambios en la textura (como zonas fracturadas), cambios en la temperatura y la presión, la anisotropía.

Distintos trabajos de laboratorio (?) y teóricos (?, ?) han sido realizados para hallar la relación entre la velocidad de las ondas sísmicas y las propiedades físicas de las rocas. Sin embargo, las condiciones no son muy realistas y es mejor tomar las interpretaciones hechas en los distintos estudios tomográficos en las diversas áreas volcánicas, teniendo en cuenta que cada lugar es único.

Las propiedades como la temperatura y la presión afectan a la variación de la velocidad de las ondas sísmicas. Un incremento de la temperatura provoca una disminución de la velocidad de las ondas P. Probablemente sea debido al debilitamiento de la matriz de la roca y el incremento de la porosidad producido por la expansión termal de los minerales.

La presión también afecta a la velocidad de las ondas sísmicas. Al aumentar la profundidad la presión se incrementa y esto se traduce en una velocidad de las ondas P más alta.

Por otro lado, es importante tener en cuenta la fracturación, el contenido en fluidos, la porosidad de las rocas, como factores que pueden afectar a la velocidad de propagación

---

de las ondas.

### 1.2.2. Ejemplos de tomografía sísmica en áreas volcánicas

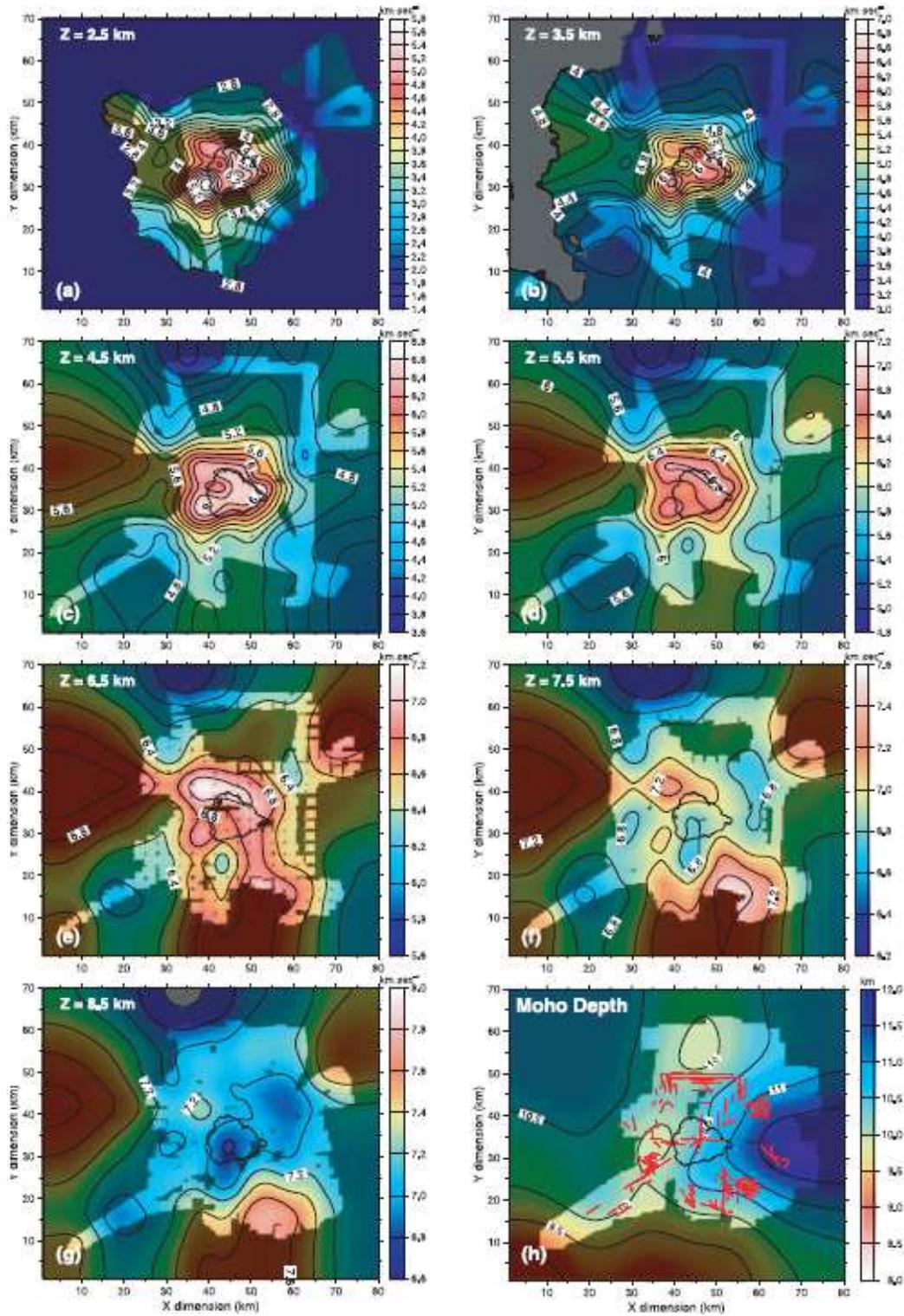
En los últimos años se han realizado muchos trabajos de tomografía en áreas volcánicas, tanto en velocidad como atenuación. En atenuación Gudmundsson et al. (2004) realizaron un trabajo en el volcán Rabaul (Papúa, Nueva Guinea) para ondas P y S, usando terremotos regionales. Martínez-Arévalo et al. (2005) usaron ondas P de terremotos locales para hacer un trabajo de tomografía de atenuación en 3D en el volcán Etna.

En el volcán Etna se han detectado áreas de alta velocidad asociadas a estructuras de diques, intrusiones plutonianas, cámaras de magma enfriadas (Aloisi et al. (2002), Patane et al. (2002), Villaseñor et al. (1998)). Otros volcanes en los que se presentan el mismo tipo de anomalías de alta velocidad son Asama (Aoki et al. (2009)), Bandai (Yamawaki et al. (2004)), Isla Ascensión (Fig.1.9) (Evangelidis et al. (2004)), Isla Montserrat (Paulatto et al. (2010)), Piton de la Fournaise (Nercessian et al. (1996)), São Miguel (Azores) (Zandomenighi et al. (2008)), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), Tungurahua (Molina et al. (2005)), Unzen (Ohmi and Lees (1995)), Vesubio (Natale et al. (2004), Scarpa et al. (2002)). En otras zonas volcánicas como la caldera Rabaul (Fig.1.10) (Finlayson et al. (2003)) y Campi Flegrei (Judenharc and Zollo (2004), Vanorio et al. (2005), Zollo et al. (2002)), las anomalías de alta velocidad se han asociado a formaciones de bordes de caldera.

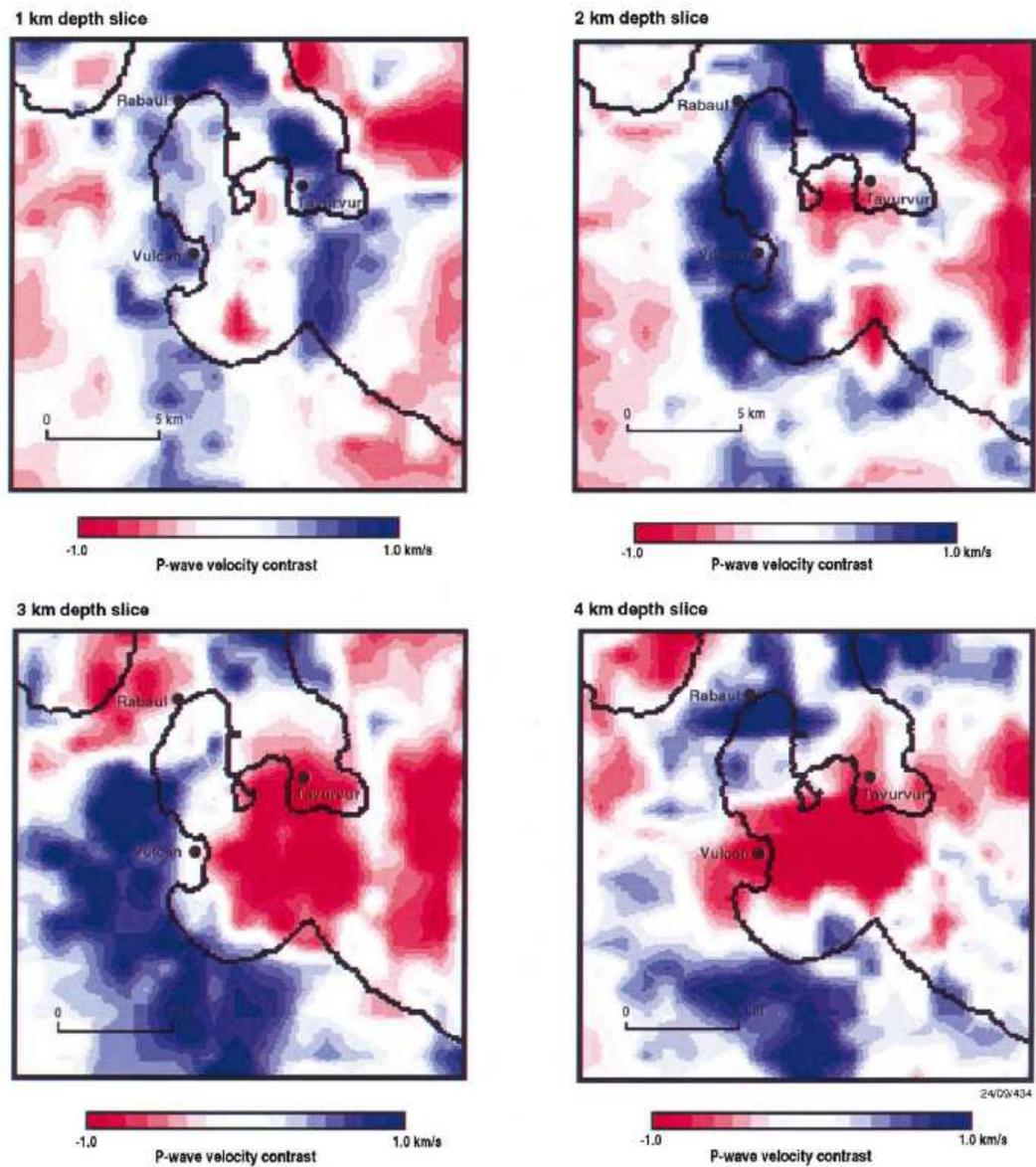
Han sido interpretadas como áreas asociadas a baja velocidad relacionadas con materiales termalmente alterados, altamente fracturados y modificados geoquímicamente en el Etna (Aloisi et al. (2002)), Piton de la Fournaise (?), São Miguel (Azores) (Zandomenighi et al. (2008)), Spurr (Power et al. (1998), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), Tungurahua (Molina et al. (2005))). Las anomalías de baja velocidad asociadas con materiales de baja densidad aparecen en Bandai (Yamawaki et al. (2004)), Campi Flegrei (Judenharc and Zollo (2004)), Isla Ascensión (Fig.1.9) (Evangelidis et al. (2004)), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), São Miguel (Azores) (Zandomenighi et al. (2008)).

Las anomalías de baja velocidad relacionadas con magma aparecen Isla Decepción (Zandomenighi et al. (2009)) (Fig.??), Kilauea (Thurber (1984)), segmentos asociados a dorsales oceánicas (Magde et al. (2000), Toomey et al. (2007)), Yellowstone (Husen et al. (2004)).

Encontramos un problema en muchas áreas volcánicas para realizar la tomografía y es su reducido tamaño y la ausencia de sismicidad local suficiente o una red sísmica densa o ambas. Esto ha generado que se realicen experimentos temporales de sísmica activa en los que se despliega una red sísmica densa de estaciones y se generan fuentes artificiales. Según el tipo de área que estemos tratando el experimento tendrá una u otra configuración. Por ejemplo, en el caso del volcán Asama (Aoki et al. (2009)) se desplegó una red densa de sismómetros, un total de 464, y se realizaron 5 disparos con dinamita. Un caso especial son las islas oceánicas. Éstas ofrecen la posibilidad de desplegar sismómetros tanto en tierra como en el fondo oceánico y generar los disparos en el mar, usando para ellos cañones de aire comprimido. En Isla Montserrat se realizó un experimento similar en 2007, en este caso se desplegaron 237 sismómetros en tierra y 10 en el mar y se realizaron 4414 disparos en el mar.



81  
**Figura 1.9:** Secciones horizontales del modelo 3D a diferentes profundidades. Hasta 6.5 km de profundidad en la isla predominan las altas velocidades. En la sección h se muestra la Moho (Finlayson et al. (2003)).



**Figura 1.10:** Secciones horizontales del modelo en 3D para ondas P de la caldera de Rabaul. Las anomalías positivas se localizan en los bordes de la caldera, en el interior se observa una anomalía negativa (Finlayson et al. (2003)).

---

Nuestro grupo de trabajo tiene experiencia en el estudio de regiones volcánicas mediante la tomografía sísmica. Regiones volcánicas activas como Etna (Italia) (Martínez-Arévalo et al. (2005)), tomografía sísmica en atenuación, São Miguel, (Azores, Portugal) (Zandomenighi et al. (2008)), tomografía sísmica usando sismicidad pasiva o Isla Decepción (Antártida), tomografía sísmica usando sísmica activa (Zandomenighi et al. (2009)) (Fig.??), han sido los trabajos realizados por este grupo.

En el caso de la tomografía sísmica de São Miguel fue necesaria la instalación de receptores para la recogida de datos, durante un periodo de tiempo. En Isla Decepción tuvo lugar un experimento de sísmica activa en el que se combinaron gran cantidad de disparos en el mar, tanto dentro como fuera de la isla, con receptores en tierra y en el fondo marino. Se analizaron una gran cantidad de datos que permitieron obtener una imagen de alta resolución de la zona.

El objetivo de la tomografía sísmica es delimitar las zonas de baja velocidad y alta velocidad, estableciendo así la estructura interna del volcán, ayudando a entender su dinámica y evolución futura, al tener en cuenta los cambios que se producen con el tiempo (tomografía 4D (Patane et al. (2006))). Esto nos va a permitir establecer los peligros ante una erupción y los riesgos que estos entrañan.

### **1.3. Efectos de las heterogeneidades laterales en volcanes**

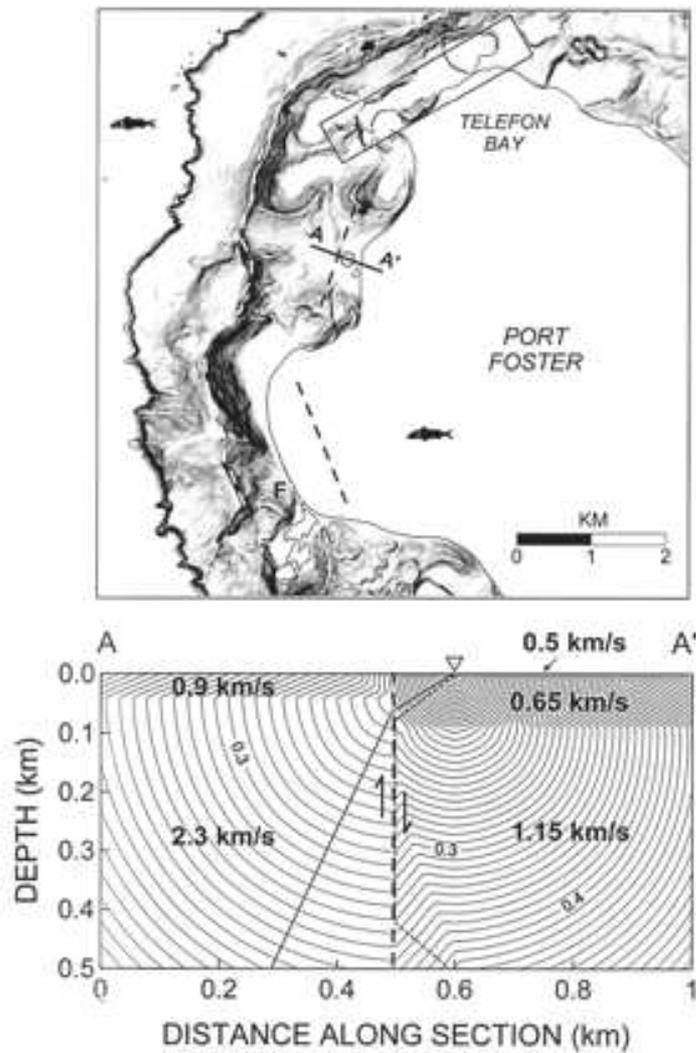
La propagación de las ondas sísmicas es afectada por las heterogeneidades presentes en el medio. Los medios volcánicos son altamente heterogéneos, lo que significa que las ondas pueden sufrir efectos tales como una intensa atenuación, refracciones, reflexiones y procesos de '*scattering*'. Por otro lado, la topografía abrupta y compleja también ejerce una gran influencia en la propagación de las ondas sísmicas (Métaxian et al. (2009), O'Brien and Bean (2009)).

La influencia de la topografía y de las heterogeneidades laterales del medio sobre la propagación de las ondas sísmicas ha sido estudiada en señales registradas en distintos

entornos volcánicos. Estos trabajos han usado en su mayoría sismica activa, aunque también el análisis de la sismica pasiva ha aportado resultados importantes. Los instrumentos usados para el registro de las ondas sísmicas han sido las antenas sísmicas. Usando las diferentes técnicas que existen para determinar los parámetros de rayo, lentitud y azimuth, se ha podido determinar la influencia que ejerce el medio en los campos de ondas.

Rocca et al. (2001) analizaron explosiones en el volcán Vesubio registradas con antenas sísmicas. Para este estudios analizaron las fases secundarias de los registros. Estas fases estaban compuestas por ondas superficiales en su mayorías. Realizaron la localización de los objetos que dispersaban las ondas y dedujeron una alta concentración de los mismos en el interior y alrededor del edificio volcánico. Como conclusión observaron que las irregularidades topográficas juegan un papel importante en la generación del fenómeno de dispersión a altas frecuencias.

Saccorotti et al. (2001) realizaron un estudio en el volcán Isla Decepción (Antártida) de la sismicidad registrada en dos antenas sísmicas situadas en dos lugares diferentes. Los eventos consistían en terremotos regionales, producidos fuera de la isla, y terremotos volcano-tectónicos locales. Las velocidades aparentes (inversa de la lentitud aparente) calculadas para cada antena sísmica eran diferentes. Para entender el comportamiento de las ondas, estos autores investigaron las propiedades dispersivas de las ondas de Rayleigh en ambas antenas e invirtieron las dos curvas de dispersión para la estructura en velocidad más superficial. Los resultados mostraron una marcada diferencia en las velocidades de las ondas sísmicas que se propagaban por la zona más superficial. Este comportamiento sería el efecto que provoca la existencia de una heterogeneidad lateral que desvía los rayos hacia abajo, en el caso de una de las antenas. Esta heterogeneidad se explicaría por el hecho de que cada una de las antenas está situada sobre materiales diferentes. Para corroborar estos resultados Saccorotti et al. (2001) realizaron el cálculo de los frentes de onda usando diferencias finitas en un medio heterogéneo 2D como muestra la figura Fig.7.1. La discontinuidad fue asociada al sistema de fracturas en forma de anillo que limitan la caldera de colapso y se extiende hacia el interior de la isla. Así la antena F (Fig.7.1) estaría situada sobre el antiguo edificio volcánico, mientras la antena O había sido desplegada sobre la parte colapsada de la caldera que se había llenado de depósitos volcanoclásticos y marinos.

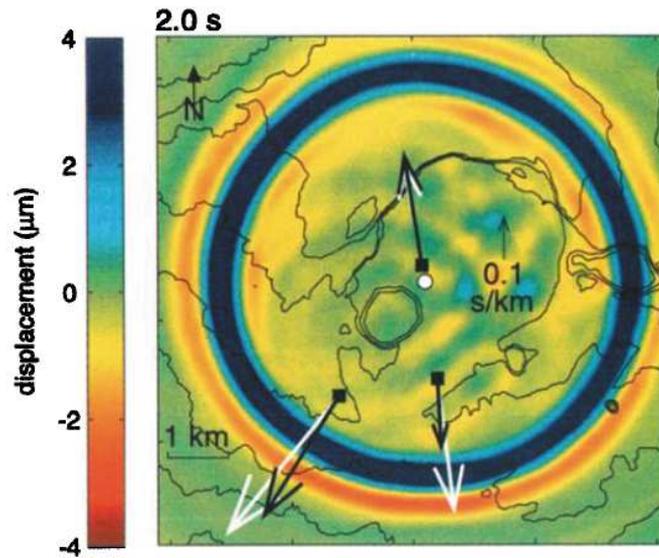


**Figura 1.11:** a) Mapa de sombras del área en la que se sitúan las antenas sísmicas utilizadas en este trabajo. La línea blanca discontinua corresponde al borde de la caldera. En Bahía Teléfono se produjeron las erupciones freatomagmáticas y estrombolianas de 1967-1970. La línea negra A - A' marca el perfil representado en la figura b). Esta divide en dos la falla inferida asociada a la caldera de colapso. b) Sección vertical de la línea marcada en a) como A - A'. El triángulo indica la posición de la antena. Los valores en km/s son las velocidades de onda P correspondientes a las distintas zonas que componen la estructura.

Otro estudio en el que se ha utilizado sismicidad pasiva para analizar la influencia del medio, fue el realizado por Saccorotti et al. (2004) en el volcán Etna. Hicieron un estudio del trémor registrado en dos antenas sísmicas desplegadas en los flancos norte y sur del volcán Etna. Usando aproximación probabilística realizaron la inversión de las lentitudes en las dos antenas sísmicas para localizar la fuente. Los resultados obtenidos de la inversión conjunta apuntaban a fuentes diferentes. Esta observación fue interpretada en términos del doblamiento del rayo asociado a heterogeneidades laterales y/o a los fuertes efectos de la topografía en la propagación de la onda.

También se han realizado estudios teóricos para analizar la influencia del medio en la propagación de ondas sísmicas. En el volcán Kilauea Almendros et al. (2001) aplicaron un método probabilístico para localizar la fuente de eventos sísmicos, registrados por antenas sísmicas. El método está basado en la comparación de azimutes de eventos y lentitudes obtenidas con los métodos de análisis de antenas, usando diferentes modelos del vector lentitud. Los modelos considerados han sido homogéneo, con capas horizontales y medio más complejos, introduciendo la topografía y la estructura en velocidad en 3D del Kilauea.

Las discordancias obtenidas en la comparación de los resultados para cada uno de estos modelos, muestra la importancia de tener en cuenta la topografía y la estructura interna para realizar una localización de los eventos adecuada (Fig.7.2).

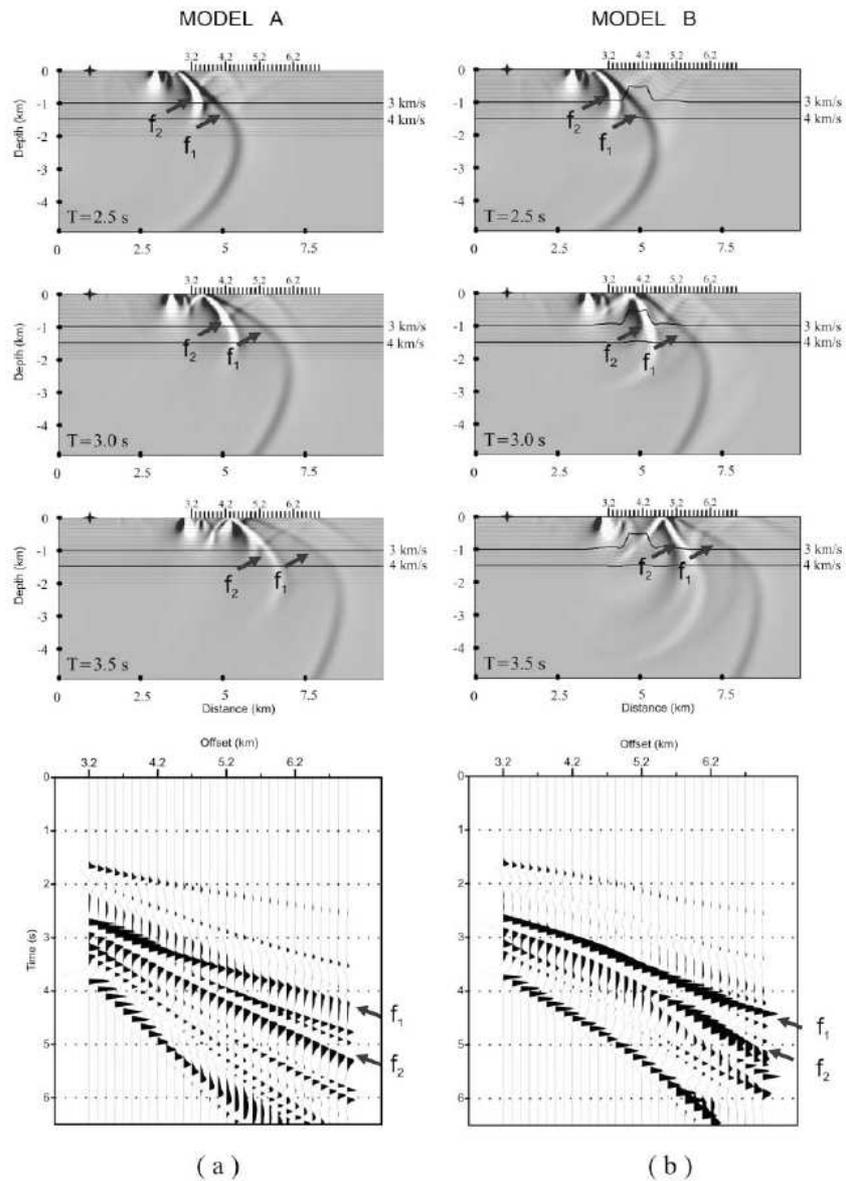


**Figura 1.12:** Captación de la componente vertical del desplazamiento en la superficie libre del campo de ondas 2.0 s después del tiempo origen para un evento sintético. La medio incluye topografía y estructura en velocidad 3D del Kilauea. El epicentro de la fuente está indicado con un círculo blanco. Las flechas blancas representan los vectores lentitud estimados en tres antenas (cuadrados negros) para un medio homogéneo incluyendo topografía y las negras representan los vectores lentitud para un modelo que incluye topografía y tomografía. Se observan diferencias relativamente grandes que afectan tanto al azimut como a la lentitud aparente. Estos resultados resaltan la importancia de considerar tanto la topografía como la estructura (Almendros et al. (2001)).

En Campi Flegrei (Italia) se hizo un experimento usando sismica activa, con disparos realizados en el mar. Nisii et al. (2007) analizaron la propagación de las ondas sísmicas para una serie de explosiones registradas en antenas sísmicas. Los parámetros de rayo calculados, azimut y lentitud, para las fuentes situadas a una distancia inferior a 5 km del receptor estaban en acuerdo a los obtenidos usando un modelo 1D. Sin embargo, para distancias fuente-receptor superiores a 5 km aparecían máximos en los registros, asociados con una fase secundaria que se propagaba a una velocidad inferior a la primera llegada de onda P. Para estudiar a qué se debía este fenómeno, estos autores generaron sismogramas sintéticos usando diferencias finitas para un modelo realista en 2D, así como

la propagación del frente de ondas (Fig.7.3).

De la comparación de los resultados obtenidos para ambos modelos podemos resaltar que el tiempo de llegada de la fase  $f_2$  (Fig.7.3) es inferior en el modelo B que en el modelo A, debido a la presencia de la anomalía de alta velocidad. Además, la fase  $f_2$  y las fases siguientes tiene un forma de onda más compleja para el modelo B, sobretodo entre 6.2 y 7.4 km, debido a los efectos de difracción producidos por la anomalía. Para el modelo B, la amplitud de la fase  $f_1$  es mayor para las distancias fuente-receptor entre 5.6 y 7.4 km. Se debe al efecto complejo de enfocado/desenfocado que produce la anomalía sobre el frente de onda de esta fase. La parte inferior de la anomalía de alta velocidad desvía parte del frente de onda hacia abajo, esto provoca un desenfoque de la energía sísmica en la región situada sobre la anomalía, sin embargo, produce un efecto de enfocado hacia los receptores situados a distancias entre 5.8 y 7.4 km.

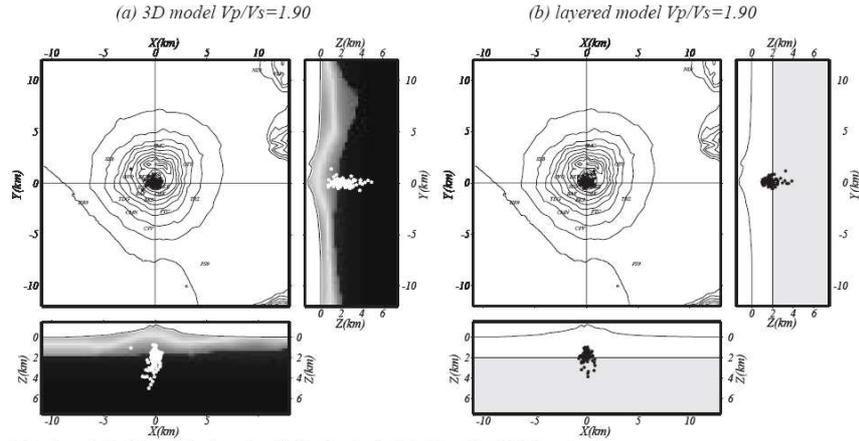


**Figura 1.13:** Campo de ondas obtenido mediante diferencias finitas a través de un modelo 1D en A y 2D en B. Estas figuras muestran captaciones a distintos tiempos, 2.5, 3 y 3.5 s, después de producirse el disparo. La estrella indica la localización de la fuente y las flechas las posiciones de los receptores. En la figura de abajo están representados los sismogramas sintéticos de los disparos generados para cada uno de los modelos (Nisii et al. (2007)).

Concluyeron que se debía al efecto generado por una variación en velocidad localizada a profundidades de 1 km. Esta discontinuidad correspondería a una anomalía de alta velocidad de onda P (Vanorio et al. (2005)), interpretada como el borde sur de la caldera de colapso de Campi Flegrei. Ésta habría sido generada durante una erupción explosiva hace 12000 años. Por otro lado, estos autores calcularon el azimut y la lentitud aparente usando técnicas de antenas, para la fuente y el receptor. Las diferencias encontradas para los valores observados y teóricos (los obtenidos en caso de un modelo homogéneo), en el caso del azimut, llegaron a ser mayores a  $50^\circ$ . Estas discrepancias fueron interpretadas en términos del *doblamiento* del rayo en la interfase de la anomalía positiva, mencionada anteriormente, en el caso de la fuente. Las anomalías observadas en la antena fueron atribuidas a las variaciones de velocidad de un cuerpo de baja velocidad.

Es de gran importancia conocer la estructura y tenerla en cuenta, así como la topografía, para hacer una localización correcta de eventos sísmicos, sobretodo, se no se producen a mucha profundidad, donde la influencia de las heterogeneidades laterales es mayor.

Lomax et al. (2001) hicieron la relocalización de 400 eventos sísmicos naturales (registrados entre 1989 y 1998) usando un modelo de velocidad de ondas P en 3D del volcán Vesubio. El modelo fue obtenido por interpolación de los modelos 2D realizados en el volcán Vesubio utilizando datos de un experimento de sismica activa. Una vez obtenidos las nuevas localizaciones, éstas fueron comparadas con las calculadas por otros autores en estudios anteriores (Capuano et al. (1999), Natale et al. (1998), Villardo et al. (1996)) con un modelo a capas. En la Fig.7.4 cómo los nuevos hipocentros calculados usando un modelo 1D se agrupan entorno a la interfase de 2 km, sin embargo, los eventos relocalizados usando un modelo 3D tienen se distribuyen de forma alargada con la profundidad, sin agruparse. Es probable que los hipocentros calculados con el modelo tomográfico en 3D sean más representativas de las reales, pues este modelo fue calculado usando disparos en el mar, de los que se conoce la posición y tiempo origen, además de incluir toda la información existente sobre la estructura.



**Figura 1.14:** Localización de la sismicidad producida bajo el Vesubio utilizando el modelo tomográfico en 3 D (derecha) y con un modelo 1D a capas (izquierda) (Lomax et al. (2001))

Una vez más destacamos la importancia de conocer la estructura interna en los medios volcánicos. Debido a la existencia de grandes heterogeneidades laterales, éstas afectan a la propagación de las ondas sísmicas, implicando que la localización de eventos sea correcta o no en base al conocimiento de la estructura interna del medio.

Hay que tener en cuenta el peligro que suponen los volcanes y el riesgo que éstos pueden implicar. Un tratamiento adecuado de los datos, utilizando toda la información existente, nos ayuda a conocer la dinámica y la evolución de un volcán, así como, en caso necesario, a predecir una posible erupción.

## 1.4. Objetivos

El objetivo fundamental de esta tesis es la obtención de la tomografía sísmica en velocidad de ondas P. La descripción de la geología y morfología superficial de un volcán

nos indica que se tratan de medios muy heterogéneos, lo cual nos hace pensar de manera directa que la estructura interna de este tipo de medios también es muy compleja. En esta tesis vamos a calcular la distribución tridimensional de la velocidad de las ondas P y asociarla tanto con la estructura de la zona, como a inferir modelos en base a su correlación con estudios geológicos y geofísicos previos y determinar posibles patrones de evolución volcánica.

La sismología en base al cálculo de una serie de parámetros sísmicos como el camino del rayo, localización hipocentral, mecanismos de fuente y otros nos ayuda a entender la evolución y la dinámica de las regiones volcánicas. Es evidente que un medio altamente heterogéneo lateralmente influirá en la propagación de las ondas sísmicas de manera que una trayectoria inicialmente simple puede llegar a ser muy compleja. Este alejamiento de un comportamiento lineal va a afectar a todos los demás parámetros que deriven de ella, introduciendo errores significativos por ejemplo en la localización, y lo que puede ser peor, en la interpretación de la propia dinámica volcánica. Cada vez más, gracias al avance tanto en las técnicas, de la realización de experimentos, como del procesado de los datos, se están realizando más tomografías y con más resolución. Estas nuevas imágenes tridimensionales de velocidad o de atenuación ayudan a corregir estas desviaciones y a realizar cada vez más mejores interpretaciones de la verdadera dinámica volcánica. Es por ello que el gran interés de esta tesis radica en poder dar un paso significativo en el entendimiento de la estructura, pasado y evolución de la isla de Tenerife, con el consiguiente apoyo para la realización veraz y efectiva de mapas de peligrosidad, riesgo y sobre todo ayuda en el caso de un cambio en la dinámica volcánica de la región.

La base fundamental de un estudio de tomografía la constituye el dato, que en nuestro caso son los terremotos u otros eventos volcánicos. No siempre esta sismicidad es suficiente o está bien distribuida para poder realizar trabajos de tomografía. Esta deficiencia se puede corregir en algunos casos llevando a cabo experimentos de sísmica activa. Existen diversas formas de generar señales sísmicas, desde las explosiones químicas, a la caída de objetos, camiones vibradores, o el uso de cañones de aire comprimido. Cada una de ellas tiene sus ventajas e inconvenientes. En el caso de estar trabajando en islas volcánicas o cerca del mar, el uso de cañones de aire comprimido montados sobre barcos parece ser la técnica menos invasiva y con mejores resultados. La experiencia pasada de nuestro grupo de trabajo en Campi Flegrei, Vesubio o Decepción motivó realizar un experimento similar en la Isla de Tenerife en 2007. En este caso se han generado 6169 fuentes y de desplegaron

---

135 sismómetros en tierra para su registro, lo que ha implicado un total de 511599 señales. Esta gran cantidad de datos ha permitido obtener una imagen tridimensional de velocidad de ondas P de Tenerife de gran calidad y una alta resolución.

Tal como hemos comentado, es esperable que un medio heterogéneo deba influir en la propagación del rayo sísmico. Es por ello que en esta tesis no sólo se ha realizado un modelo de velocidad, sino que se han estudiado los efectos que tiene el medio en la propagación de las ondas sísmicas. Puesto que en nuestro grupo se tienen imágenes tomográficas de otras regiones, hemos usado estos datos para estudiar esta influencia. Para ello hemos analizado los efectos que tiene el medio volcánico de Isla Decepción sobre los parámetros de rayo, azimut y lentitud aparente, calculados mediante la técnicas de las Correlaciones Cruzadas. Hemos usado los mismos datos que se generaron para la realización de la tomografía en un experimento de sismica activa, y registrados en siete antenas sísmicas desplegadas sobre la isla. Puesto que conocemos la posición de los disparos, hemos comparado los parámetros de rayo para el caso teórico de un medio homogéneo, con los obtenidos experimentalmente. Hemos obtenidos grandes diferencias, que en muchos casos, pueden ser explicadas mediante la alta heterogeneidad lateral en velocidad de la isla, aunque también hemos visto que la topografía superficial es uno de los factores a tener en cuenta. Una vez más hemos puesto de relieve la importancia que tiene el conocimiento de la estructura interna y superficial en los medios volcánicos.

El siguiente paso que hemos querido dar ha sido analizar cómo influye el uso de una estructura en velocidad 3D más veraz a la hora de localizar los hipocentros de eventos sísmicos, frente a un modelo 1D menos realista. Hemos usado un modelo tridimensional de ondas P de velocidad obtenido el campo hidrotermal Transatlántico (Trans-Atlantic Geotraverse (TAG)) en la dorsal Medio Atlántica. En este caso se contaba con una base de datos sísmica compuesta por 19232 microsismos que fueron registrados por 13 sismómetros localizados sobre el fondo oceánico (Ocean Bottom Seismometer (OBS)), durante 8 meses. El objetivo es ver cómo de diferentes son los mapas hipocentrales según sea el modelo usado. Los resultados obtenidos muestran el cambio sistemático de los hipocentros de los microterremotos al introducir el modelo de velocidad 3D. Estos cambios se centran fundamentalmente en una distribución más realista de los hipocentros, en una disminución en los errores de localización y en una mejor relación entre sismicidad y otros parámetros geodinámicos de la zona.

Hemos de indicar que estas aplicaciones de la influencia del medio 3D no se han realizado para isla de Tenerife por varios motivos. El primero por cuestiones de tiempo y poner coto al trabajo. El modelo 3D de velocidad supone el culmen de muchos meses de trabajo, y una tesis debe ser un punto y aparte, lo que implica tener que definir cuando terminarla. El resultado del modelo 3D de velocidad de Tenerife en si mismo es un trabajo finalista. Además puede ser parte del inicio de otros trabajos futuros. Por otro lado la baja tasa de sismicidad en la isla, junto con la poca densidad de estaciones sísmicas hace que en la actualidad no hayan datos suficientes como para poder proceder a una relocalización de la actividad sísmica de la zona. Nuevos experimentos que nuestro grupo están llevando a cabo, con nuevas estaciones sísmicas de banda ancha posibilitará poder realizar estos estudios en la zona.

Esta tesis está dividida en 8 capítulos:

- **Capítulo 1. Introducción:** En este capítulo se realiza una breve introducción de la tomografía sísmica, un repaso histórico de la misma, así como ejemplos de su aplicación en distintas áreas. Se hace especial referencia a las tomografías sísmicas en volcanes, así como su interpretación. Además, describimos los efectos que puede producir el medio sobre la propagación de las ondas sísmicas, así como su aplicación en esta tesis. Por último están expuestos los objetivos de este trabajo.
- **Capítulo 2. Marco geodinámico y geológico de la Isla de Tenerife (Islas Canarias, España):** En este capítulo describimos el marco geológico de las Islas Canarias, junto con las teorías existentes acerca de su origen. Posteriormente nos centramos en la Isla de Tenerife, describiendo su formación, así como los edificios más importantes que se encuentran en ella. Por último, realizamos un breve repaso a los diversos estudios geofísicos y geoquímicos realizados en la Isla de Tenerife.
- **Capítulo 3. Metodología: Tomografía sísmica:** En este capítulo describimos la metodología matemática que rige las distintas técnicas tomográficas. En el trazado del rayo las técnicas utilizadas han sido la del doblamiento (ATOM-3D) y diferencias finitas (FAST). También hacemos un repaso a las técnicas de inversión. Por último, describimos los distintos tests de resolución que se aplican a los estudios tomográficos.
- **Capítulo 4. Experimento: TOM-TEIDEVS y datos utilizados:** En este

---

capítulo describimos el experimento realizado para registrar los datos usados en este estudio. Posteriormente explicamos el tratamiento realizado a los datos hasta llegar a tener la base de tiempos de viaje utilizados.

- **Capítulo 5. Análisis de datos:** En esta capítulo hemos descrito el proceso seguido para obtener las imágenes tomográficas. La selección de parámetros de los dos códigos aplicados (ATOM-3D y FAST), selección del modelo inicial, así como los tests de resolución aplicados. Además, hemos realizado una comparación de los resultados obtenidos con ATOM-3D y FAST.
- **Capítulo 6. Resultados e interpretación:** En este capítulo hemos descrito las anomalías de velocidad observadas en los resultados. Además, hemos realizado la interpretación de estas anomalías.
- **Capítulo 7. Effects of the lateral heterogeneities on the seismic waves propagation in volcanic areas (Deception Island and TAG (Trans-atlantic geotraverse (Mid-Atlantic Ridge))):** En este capítulo hemos estudiado la influencia que ejerce la estructura interna, así como la orografía, en los parámetros sísmicos (azimut y lentitud aparente), usando señales procedentes de fuentes activas, registradas en antenas sísmicas en Isla Decepción. Además, hemos realizado la relocalización de hipocentros de microterremotos registrados en sismómetros desplegados en el fondo del mar en la región del campo geotermal Trans-Atlántico (Dorsal Medio-Atlántica).
- **Capítulo 8. Conclusiones:** En este capítulo hemos descrito las principales conclusiones de este trabajo.

## Capítulo 2

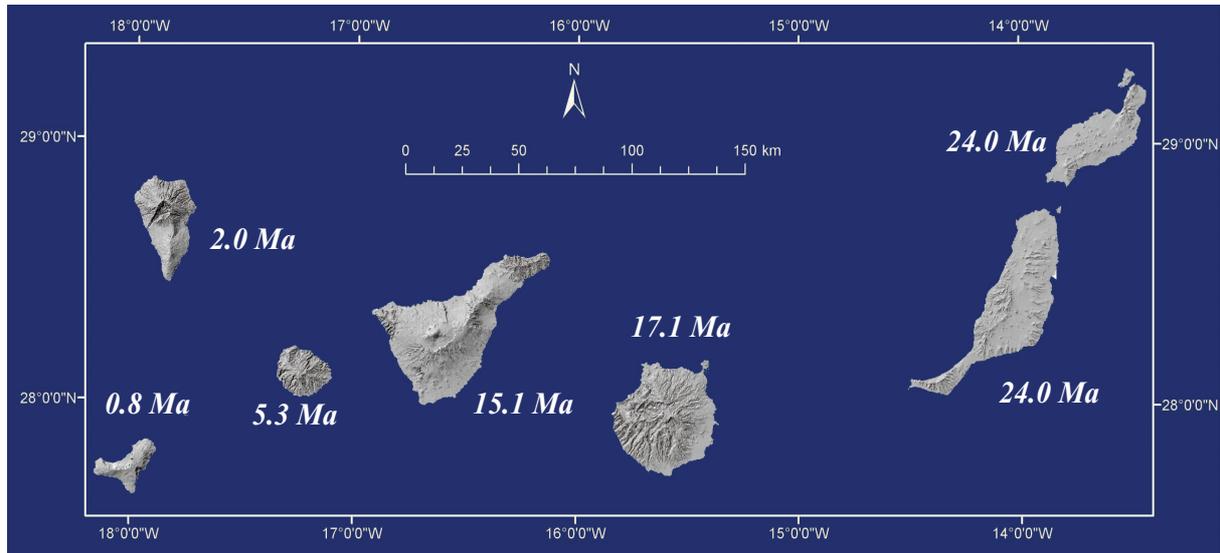
# Marco geodinámico y geológico de la Isla de Tenerife (Islas Canarias, España)

En este capítulo haremos un repaso a la situación, formación, marco tectónico y geodinámico de las Islas Canarias, así como a su historia eruptiva y la petrología en las mismas. También hablaremos de los modelos del origen de las islas, tema aún sin resolver que ha sido fuente de diversas teorías. A continuación nos centraremos en la Isla de Tenerife, dando un repaso a su geología, centrándonos, sobretodo, en el edificio central de Las Cañadas. Además haremos una breve descripción de los trabajos geofísicos más relevantes realizados en la Isla de Tenerife, gravimetría y magnetismo, geodesia, análisis químicos, magnetotelúrica, sísmica. Para finalizar este capítulo haremos referencia a los peligros potenciales de la isla de Tenerife, de los que se han realizado algunos estudios.

### 2.1. Las Islas Canarias

La Isla de Tenerife pertenece al archipiélago de las Islas Canarias. Las Islas Canarias son un archipiélago español situado en el océano Atlántico, al oeste del continente afri-

cano. Está compuesto por siete islas principales y algunos islotes. Las islas están divididas en dos grupos, las orientales son: Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria; mientras las occidentales están compuestas por: El Hierro, La Palma y Tenerife (Fig. 2.1). Algunos de los islotes que pertenecen al archipiélago son: La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Roque del Este, Roque del Oeste y la Isla de Lobos.



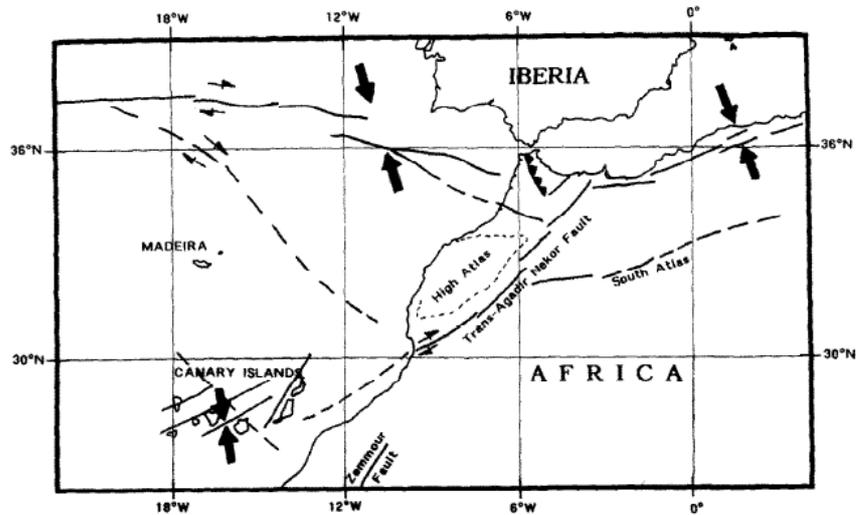
**Figura 2.1:** *Islas Canarias. De izquierda a derecha y de abajo a arriba tenemos: El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote, junto con sus edades geológicas.*

El archipiélago canario está situado en una zona de calma magnética frente a África, la isla más cercana es Fuerteventura que dista 95 km. Esta es la razón por la que se desconoce la edad precisa de la corteza situada bajo las islas (entre 190 y 140 Ma?). El espesor de la corteza tampoco es conocido con exactitud, éste varía desde 10 km en la parte más occidental a 20 km en la parte oriental. La profundidad de la Moho parece variar considerablemente de una isla a otra (Ortiz et al. (1986), Watts et al. (1997)), característica consistente con la teoría del levantamiento de las islas en bloques (Araña (1995)), que veremos posteriormente. Las islas son de origen volcánico y forman parte de la región denominada Macaronesia, junto con Cabo Verde, Las Salvajes, Madeira y

las Azores. Estos archipiélagos tienen características comunes geológicas, botánicas y faunísticas.

Los principales sistemas de fracturas de la región canaria son la dirección NNE-SSO, donde se han localizado fallas inversas y una componente compresiva ortogonal (Mezcua et al. (1990)). La dirección NNE-SSO coincide con el alineamiento Fuerteventura-Lanzarote-Banco Concepción (Fig.2.2) y con algunas estructuras y alineamientos tectónicos en la isla de Tenerife (dorsales NE-SO y Anaga), Fuerteventura (un extenso enjambre de diques) y Lanzarote (erupciones históricas). Estas asociaciones indican que las fracturas profundas actúan como ejes de dilatación, a través de los cuales han ascendido grandes cantidades de magma en periodos de tiempo cortos.

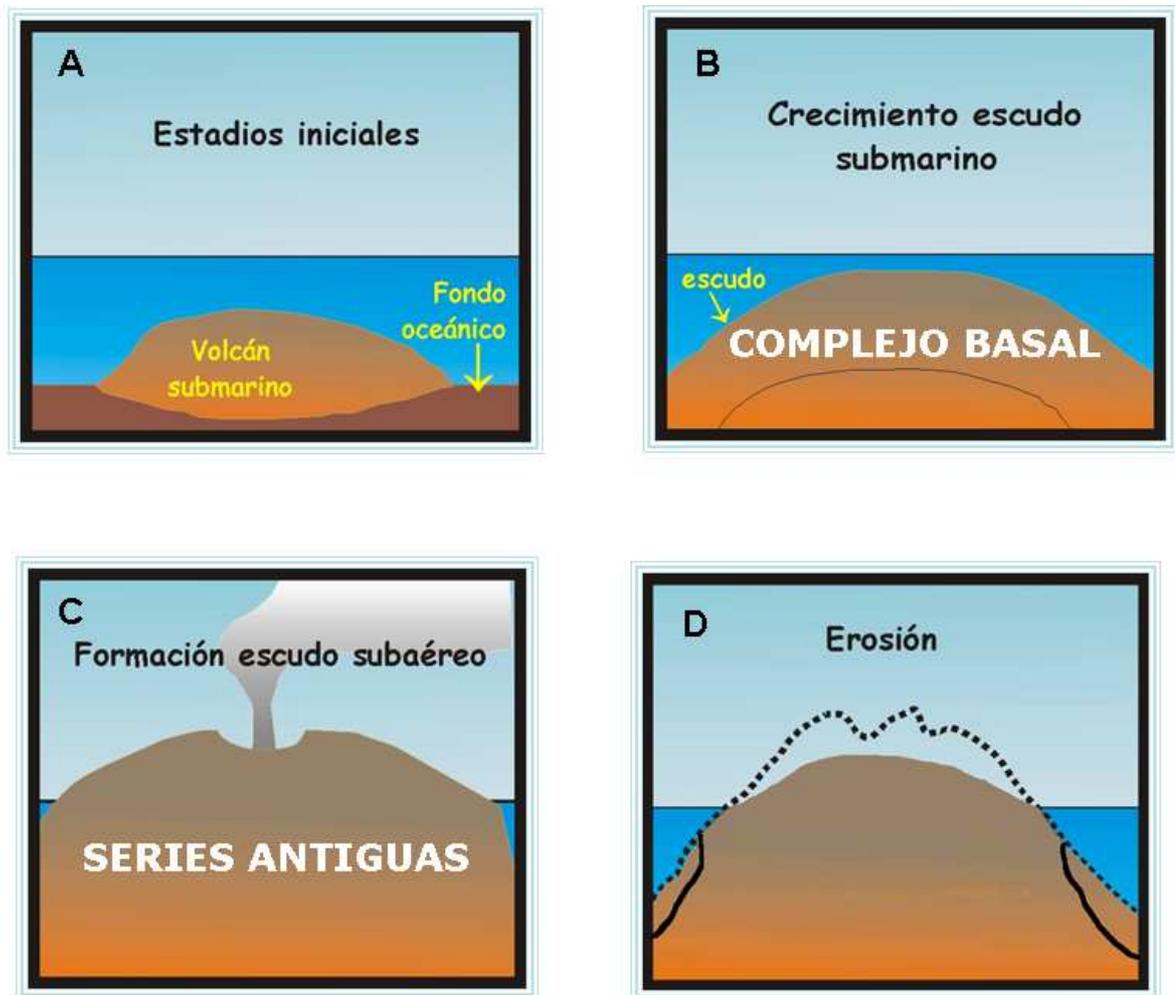
Los movimientos NNE-SSO de sobreempuje y verticales producidos durante el régimen compresional dominante, y la extensión asociada con relajación esporádica de la tensión de compresión, fueron ayudados por la existencia de otro sistema de fallas principal horizontal NO-SE. Este segundo sistema podría ser la prolongación en la región Canaria de las fallas transformantes que cruzan el suelo oceánico desde la Dorsal Oceánica Atlántica hasta perderse cerca de los continentes. Otra tendencia menor a considerar es la N-S, la cual coincide con alineaciones volcánicas en algunas islas (Teno en Tenerife y la reciente dorsal en La Palma).



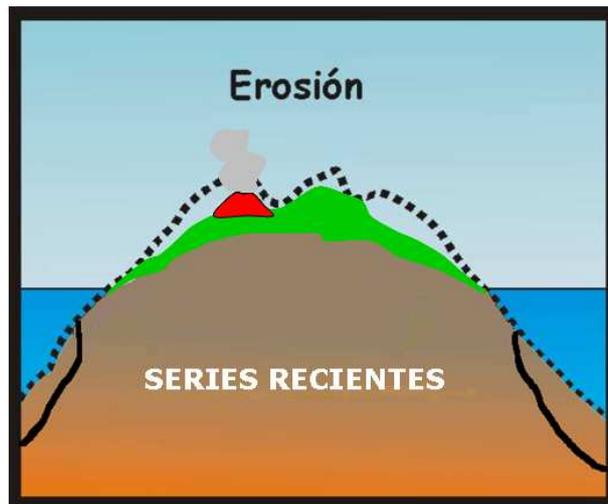
**Figura 2.2:** Marco sismotectónico de la parte sur de contacto entre la península Ibérica y África (Tomada de Mezcuca et al. (1992))

Las Islas Canarias se dividen en tres zonas en base a su evolución y distribución. Como la mayoría de las islas volcánicas oceánicas, éstas se han formado en tres etapas principales, en las que se concentra la actividad magmática: Complejos basales (Pre-Mioceno), Series Basálticas Antiguas (mayoritariamente en el Mioceno) y series Recientes (Post-Mioceno) (Araña (1996)). En la figura Fig.2.3 aparecen las distintas fases de construcción de la isla de Tenerife (que también ha sido el proceso seguido en el resto de islas). En la figura Fig.2.3 A y Fig.2.3 B aparece la primera etapa de formación de la isla. Este ciclo es submarino y corresponde a la formación del complejo basal. Las figuras Fig.2.3 C y Fig.2.3 D pertenecen a la segunda etapa, en la que ha tenido lugar la formación de las Series Basálticas Antiguas, tratándose de una fase subaérea. La última

fase ha dado como resultado la formación de las Series Recientes (Fig.2.4).



**Figura 2.3:** Formación de la Isla de Tenerife. Las figuras A y B pertenecen al primer ciclo magmático. Se forma el complejo basal y es submarina. Las figuras C y D representan segunda fase de formación del escudo subaéreo, que ha dado lugar a las Series Basálticas Antiguas, sometidas, posteriormente, a una alta erosión.

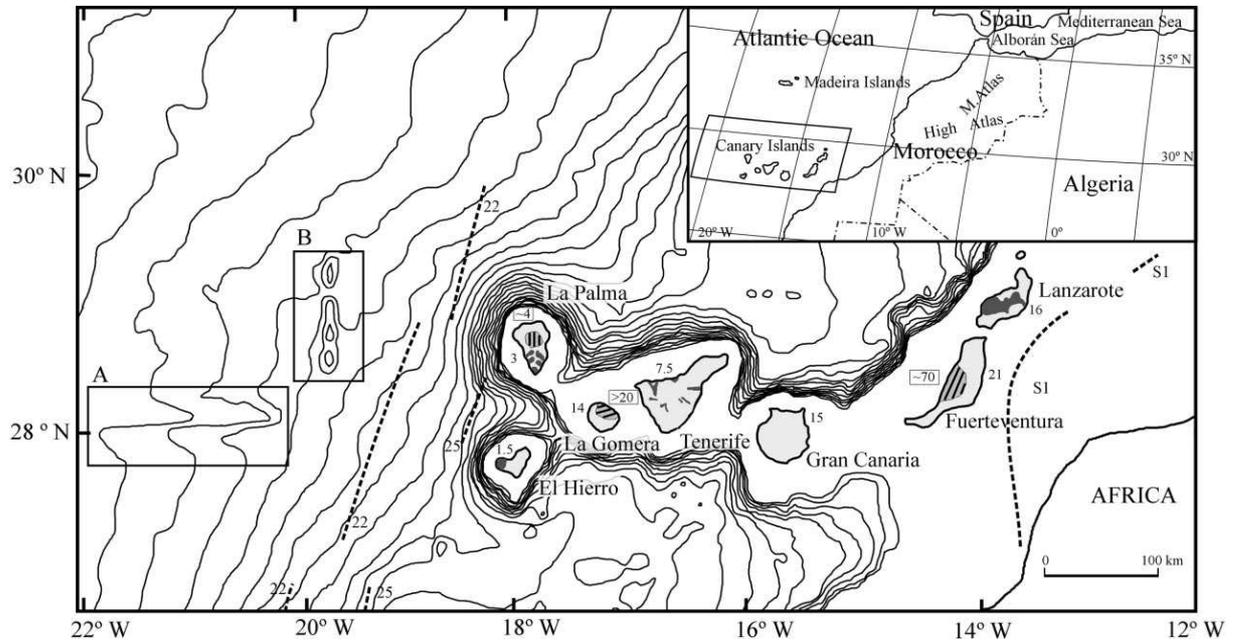


**Figura 2.4:** Tercer ciclo magmático de Tenerife, que ha dado lugar a las Series Recientes.

Cada isla es un edificio independiente que se eleva desde el suelo oceánico. La parte emergida de los edificios es un 10 % aproximadamente del volumen total. Sin embargo, no hay muchos datos acerca del comienzo y la evolución del volcanismo submarino canario. Debió de haber comenzado en el Eoceno-Oligoceno bajo la isla de Fuerteventura (Cantagrel (1988)). La edad de las islas es: El Hierro con 1.5 Ma, La Palma con 3.0 Ma, La Gomera con 14 Ma, Tenerife con 7.5 Ma, Gran Canaria con 15 Ma, Fuerteventura con 21 Ma y Lanzarote con 16 Ma (Fig.2.5).

Las rocas subaéreas más antiguas se encuentran en las islas del este ( $> 20$  Ma), mientras las más jóvenes ( $< 3$  Ma) son las del oeste. Cada isla ha tenido periodos o ciclos de intenso volcanismo, en términos geológicos se puede decir que el archipiélago entero ha sido siempre activo. Por ejemplo, en los últimos miles de años ha habido volcanismo, con más o menos extensión, en todas las islas, excepto en La Gomera donde terminó hace 5

Ma. Finalmente, los llamados Complejos Basales han aflorado en tres islas (Fuerteventura, La Gomera y La Palma). El Complejo Basal de Fuerteventura es el más desarrollado, con sedimentos del Cretácico, lavas submarinas con intrusiones de rocas plutónicas (Stillman et al. (1975)).



**Figura 2.5:** Mapa de las Islas Canarias, mostrando las líneas de batimetría y datos cronológicos y de la actividad eruptiva. En gris oscuro están los terrenos cubiertos por erupciones históricas. Las zonas rayadas son los complejos basales. Los números indican las edades (Ma) de las afloramientos subaéreos más antiguos; los recuadrados son las edades de los complejos basales. Los recuadros A y B subrayan las firmas tectónicas: A es un cañón de 300 km submarino recto, donde ocurrió el terremoto de  $M = 6.2$  en 1959, B es una línea de montes submarinos de 200 km paralela a un complejo de diques de La Palma, la isla más cercana. (Tomada de Anguita and Hernán (2000))

El volcanismo de las Canarias es uno de los más interesantes del mundo, debido a la variedad en sus formas y sus problemas. La litología es muy variada, así se pueden encontrar xenolitas, rocas ultramáficas y alcalinas plutónicas, carbonititas, enjambres de diques, mezcla de magmas, ignimbritas, geoquímica isotópica, etc.

---

Las rocas volcánicas de las Canarias están caracterizadas por proceder de un magmatismo Na-alkalino y están moderadamente bajo-saturadas en silicio. Por otro lado, a pesar de la homogeneidad relativa de los magmas primarios en el área de las Islas Canarias, cada isla tiene una historia eruptiva diferente. Por ejemplo, el magmatismo basáltico tiene variaciones temporales y regionales dentro del archipiélago, así, la alcalinidad parece ser mayor en algunas series del Post-Mioceno. En las islas situadas más al oeste es difícil asegurar una alcalinidad mayor, ya que sólo han aflorado series del Post-Mioceno. El magmatismo sálico (explosivo) (trachytas-fonolitas) está esencialmente limitado al grupo Central, donde se han desarrollado cámaras magmáticas superficiales bajo grandes estratovolcanes (Martí et al. (????)), como, por ejemplo, el Complejo de Las Cañadas.

El volcanismo histórico en la Islas Canarias sólo cubre los últimos 500 años. Se tiene referencia de algunas erupciones basálticas ocurridas en La Palma (1949 y 1971), Tenerife (1704-1706, 1798 y 1909) y Lanzarote (1730, 1824). La erupción más importante fue la del Timanfaya, con seis años de duración (1730-1736) (Lanzarote) llegando a cubrir alrededor de 200 km<sup>2</sup> con un 1 km<sup>3</sup> de lava. La última erupción explosiva fue la de Montaña Blanca en las faldas del Teide, hace 2020 años. Las características volcanológicas de estas erupciones recientes, indican que el riesgo volcánico en las Islas Canarias es relativamente bajo (Araña and Bustillo (1992)). En la actualidad hay importantes anomalías termales en Timanfaya (Araña et al. (1984)) y fumarolas persistentes que están situadas en el cráter del Teide (Albert et al. (1990)).

### **2.1.1. Origen de las Islas Canarias**

Las Islas Canarias son únicas entre los conjuntos de islas, por las características que presentan, como hemos visto anteriormente. A lo largo de los años se ha intentado dar una explicación a su origen y se han generado diversas teorías, sin embargo, aún sigue siendo una incógnita.

Entre las diversas teorías ha sido aplicada la hipótesis de la pluma mantélica (Morgan (1971)). Ésta se basa en el concepto de punto caliente de Wilson (1963). También en la década de los 70 surgieron otras hipótesis como la de propagación de fracturas (Anguita

and Hernán (1975)), o como una extensión local de una cadena (Fúster (1975)) u otra más reciente como la de un conjunto de bloques levantados (Araña and Ortiz (1986)). La única hipótesis que ha sido tenida en cuenta de nuevo y analizada con distintos estudios es la de pluma (Holik et al. (1991); Hoernle and Schmincke (1993); Hoernle et al. (1995); Carracedo et al. (1998)). Sin embargo, no está claro que se trate de una pluma mantélica. Por ello se ha propuesto la existencia de varias plumas mantélicas, pero las inconsistencias con la geología regional y local de la zona dejan el origen de Las Canarias aún en incógnita.

Las distintas teorías son:

**Propagación de fractura:** Anguita and Hernán (1975) propusieron la existencia de una gran cizalla con aberturas que conectaba la cordillera del Atlas (Marruecos) con las Islas Canarias. Si este *pasillo* estaba en tensión este permitiría la descompresión del fluido bajo las Canarias, dando lugar a su volcanismo, mientras en la fase de compresión permanecerían inactivas. Sin embargo, aunque la estructura cíclica de las Canarias parece estar en acuerdo con las fases de compresión del Atlas, esta hipótesis no explica el levantamiento de los bloques insulares ni la ausencia de fallas submarinas del Cenozoico entre las islas y la terminación de la falla Agadir en el Atlas Sur (Watkins and Hoppe (1979), Hinz et al. (1982)). Otro problema añadido a esta hipótesis es que el volumen de las islas ( $\sim 1,5 \times 10^5 \text{ km}^3$  Schmincke (1982)) excede en gran cantidad a las posibilidades teóricas para la extensión de la litosfera sin ayuda de una fuente termal bajo la misma McKenzie and Bickle (1988).

**Levantamiento de bloques:** El volcanismo canario, situado en un margen pasivo, es anómalo en volumen y duración, lo cual hace pensar en un modelo de levantamiento de bloques (Araña and Ortiz (1991)). Según este modelo, la ruptura y la rotación del continente africano genera una tensión compresional en el área donde están situadas las Islas Canarias. La conjunción de dos sistemas de fallas horizontales en esta zona (con direcciones NE-SO y con una componente inversa) provoca que los bloques de la litosfera se levanten, lo que permite un adelgazamiento de la corteza de unos 40 km. Bajo los bloques, el manto caliente genera descompresión y el consecuente fundido. Así, los ciclos de actividad eruptiva mayores han coincidido con etapas de extensión, posiblemente causado por una deriva hacia el este en el norte de la placa africana. Esto explicaría las fallas, el levantamiento en bloques

---

y el fundido, inducido por fuerzas mecánicas de la litosfera, pero no explicaría las inestabilidades termales del manto (punto caliente) ni la distribución espacial y temporal del volcanismo (Araña (1995)).

**La fisura local de las Islas Canarias:** La gran dilatación existente en las Islas Canarias es la principal evidencia para la hipótesis de fisura de las Islas Canarias, atribuida a una región extensional activa en tiempos del Cenozoico Fúster (1975). Sin embargo, el suelo oceánico que rodea a las Islas Canarias es Jurásico, por tanto la fisura tendría que estar asociada a las islas en sí mismas. Las objeciones existentes para esta última hipótesis es que la geometría de la fisura sería muy complicada de resolver y no hay evidencias de que se haya añadido corteza Cenozoica a la Mesozoica.

**Pluma clásica de las Islas Canarias:** El exitoso modelo de punto caliente de (Wilson (1963)) fue propuesto para las Islas Canarias (Burke and Wilson (1972), Khan (1974), Morgan (1971), Morgan (1983), Schmincke (1973), Vogt (1974b), Vogt (1974a)). Sin embargo, esta primera hipótesis se encontró con los siguientes problemas (Anguita and Hernán (1975)):

- En contraste con las islas hawaianas, en las Islas Canarias se dan grandes intervalos de tiempo de inactividad interrumpidos frecuentemente por actividad volcánica (más de siete millones de años). Así, el modelo clásico de pluma no se puede aplicar en este caso debido a las grandes pausas (en Hawai el intervalo más grande se extiende a un millón de años).
- La parte emergida de las islas tiene una progresión hacia el oeste muy irregular 2.5. Por tanto, aunque la velocidad de desplazamiento de la placa africana no se ha medido, no habría forma de relacionarla con todas las edades de las islas, usando el modelo clásico de punto caliente.
- Otra limitación de esta hipótesis es que no se puede asociar a ninguna isla el final de la cadena y así el lugar de emplazamiento del punto caliente, como ocurre en el caso de las islas hawaianas. Aunque algunos autores han propuesto que podría encontrarse bajo El Hierro o La Palma, esto no explicaría la reciente erupción de Lanzarote, isla situada más al este.

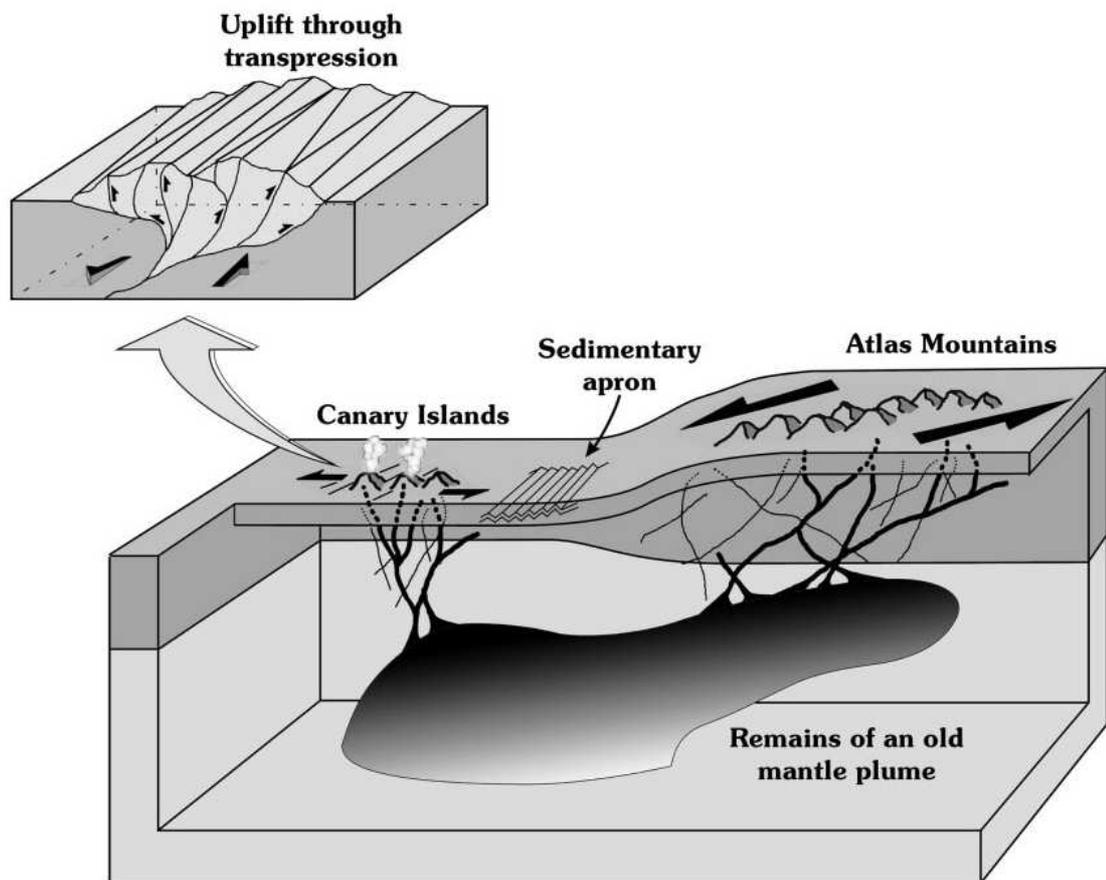
A todas estas críticas hay que añadirle otras que se generaron más tarde (Hoernle and Schmincke (1993)):

- Las Islas Canarias presentan grandes registros volcánicos, al menos de 30 Ma (aunque probablemente más de 80 Ma), al contrario que las islas hawaianas. Por otro lado la anomalía termal tiene una producción de fundido muy baja. Esto hace más difícil entender que el flujo activo de magma venga del manto bajo las islas.
- La variedad geoquímica (en tiempo y espacio) de las Islas Canarias, en contraste con la monotonía petrológica del grupo hawaiano.

**El modelo de *gota*:** Este modelo fue introducido por Hoernle and Schmincke (1993) como un nuevo modelo de pluma. En este caso habría un conducto bajo el archipiélago que descendería hacia el oeste, debido al arrastre de la placa africana. De este conducto partirían "gotas" debajo de cada isla.

**El modelo de *afloramiento de capa*:** En un estudio de tomografía sísmica realizado por Hoernle et al. (1995), hallaron una anomalía positiva termal en forma de sábana a una profundidad de 500km. Esta anomalía se encuentra en los alrededores del archipiélago canario, sin embargo, no se ha podido ver bajo las islas y por tanto tampoco da respuesta al origen de las mismas.

En conclusión, el modelo unificado que intenta dar explicación al origen de las Islas Canarias consiste en una anomalía termal bajo el Norte de África, las Islas Canarias y el oeste y centro de Europa (Hoernle et al. (1995)). Esta anomalía tiene forma de sábana, y no de pluma y no profundiza hasta el manto inferior. De esta anomalía partirían *conductos o gotas* bajo cada una de las islas dando lugar al volcanismo (Fig.2.6).



**Figura 2.6:** Dibujo ilustrativo de la hipótesis de unificación del origen de las Islas Canarias. La inserción representa una fase transpresiva, en la época en la que las islas emergerían como estructuras en flor. (Tomada de Anguita and Hernán (2000))

## 2.2. La Isla de Tenerife

Tenerife es la isla de mayor tamaño del archipiélago, con una superficie de 2.034 km<sup>2</sup>. Está situada entre los paralelos 28° y 29° N y entre los meridianos 16° y 17° O. Su población es de 899.333 (<http://www.ine.es/jaxi/tabla.do> (Población referida al 1 de enero de 2009)). El número de turistas que visitan la isla es de 3500000 de personas por año, aproximadamente. Forma parte de las islas occidentales y su distancia al continente africano es de 300 km (aprox.). En su parte central se sitúa el Pico Teide, con 3718 m, siendo éste el más alto de España.

La Isla de Tenerife es una isla volcánica activa siendo la erupción del Chinyero de 1909 la última que tuvo lugar. Más adelante haremos un repaso de las erupciones históricas acontecidas en la isla, pero teniendo en cuenta que el concepto de historia parte de 1492 cuando Colón describe por primera vez un penacho de humo o de 1496 cuando la isla es definitivamente conquistada con la corona de Castilla. Cualquier erupción que en el Mediterráneo se pudiera considerar como histórica aquí pasa a tener el concepto de no documentada y sólo datada a través de técnicas geofísicas o geológicas.

### 2.2.1. Marco geológico de la isla de Tenerife

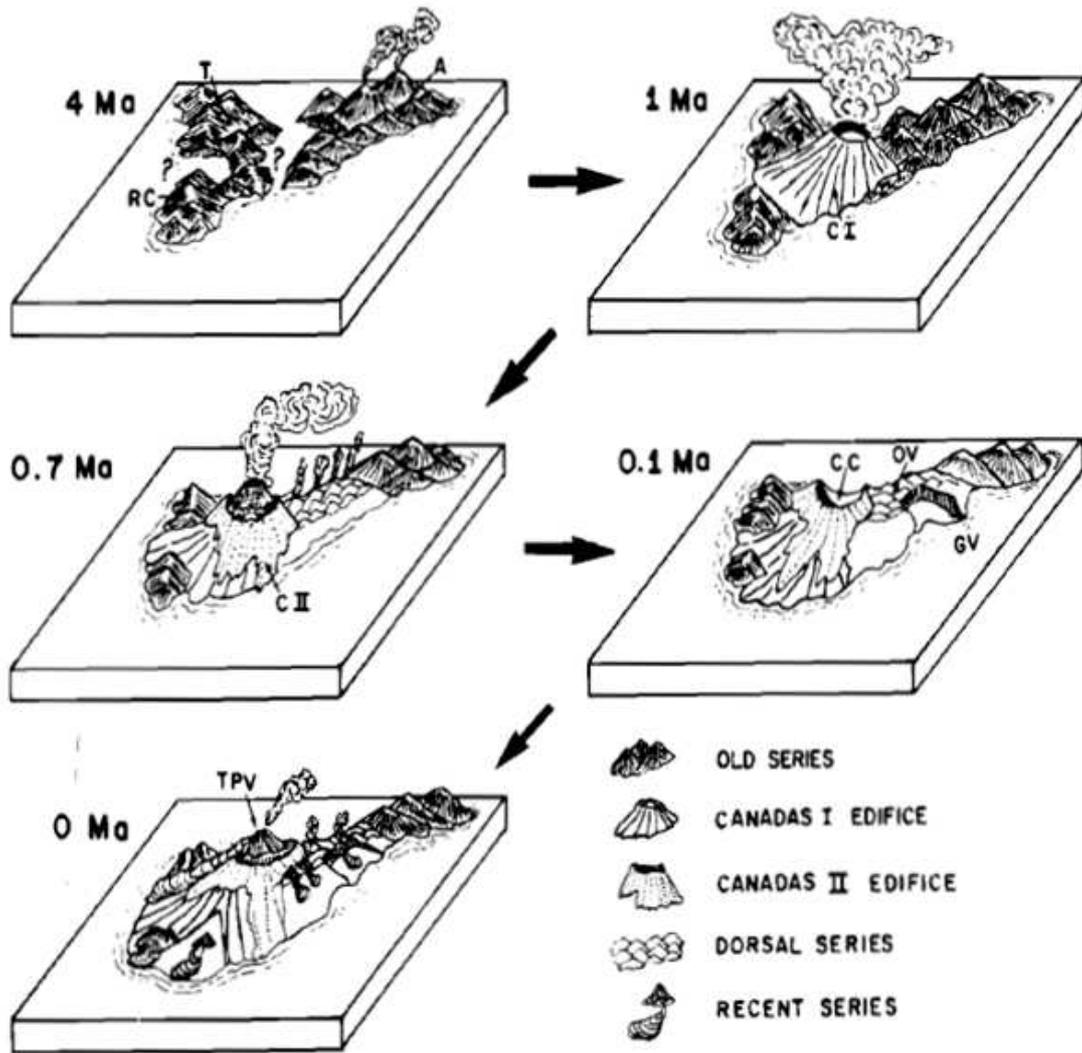
La Isla de Tenerife se formó en tres etapas, como hemos visto anteriormente. La primera etapa es submarina y formó el complejo basal, la segunda es la etapa de formación del escudo subaéreo, que dio lugar a lo que se conoce como Series Basálticas Antiguas. Tras un tiempo de reposo y erosión de los edificios, tuvo lugar una tercera etapa que generó las Series Basálticas Recientes. Por otro lado, en Tenerife se dan dos tipos de volcanismo, explosivo y efusivo. En el caso del volcanismo efusivo, las erupciones son basálticas en las que el magma procede del manto, sin madurar en cámaras magmáticas. El magma viaja hasta el exterior a través de fracturas, manifestándose en superficie como una erupción fisural. Cuando la producción de magma es pequeña estas erupciones dan lugar a conos monogénicos, de los que se han contado 297 en toda la isla (Fig.2.9) (véase para estudio y discusión sobre los volcanes monogénicos de Páez (2009)).

---

## **Evolución volcánica de la Isla de Tenerife: Series Basálticas Antiguas y Series Basálticas Recientes**

La formación de la Isla de Tenerife tuvo lugar en tres macizos independientes, situado cada uno en una esquina de la isla. Cada edificio tiene, además, su propia historia volcánica. Estos edificios son Teno, al NO, Anaga al NE y Roque del Conde al sur de la isla y dieron lugar a las Series Basálticas Antiguas.

En Anaga (NE) ocurrieron tres ciclos magmáticos: uno con edad superior a 6.5 Ma, un segundo ciclo con edad entre 6.5 y 4.5 Ma, con un posible intervalo entre 5.4 y 4.8 Ma y un ciclo tardío con hace 3.6 Ma (aprox.). En Teno (NO) la actividad magmática se produjo entre 6.7 y 4.5 Ma, con dos series principales separadas por una posible pausa entre 6.2 y 5.6 Ma. En el Roque del Conde (S) las edades están dispersas entre 11.6 y 3.5 Ma (Ancochea et al. (1990)).



**Figura 2.7:** Evolución espacio-temporal de la actividad volcánica en Tenerife de la Isla de Tenerife. A = Macizo de Anaga; T = Macizo de Teno; RC = Roque del Conde; CI= Edificio Cañadas I; CII= Edificio Cañadas II; CC=Caldera de Las Cañadas; OV= Valle de la Orotava; GV: Valle de Güimar; TPV=Edificio Teide-Pico Viejo (Ancochea et al. (1990))

Estos macizos están compuestos, principalmente, por rocas basálticas de espesores superiores a 1000 m, que culminan en materiales sálicos. La edad de las series más antiguas (series Inferiores I de Anaga y unidad Inferior de Teno) no está bien definida debido a la

---

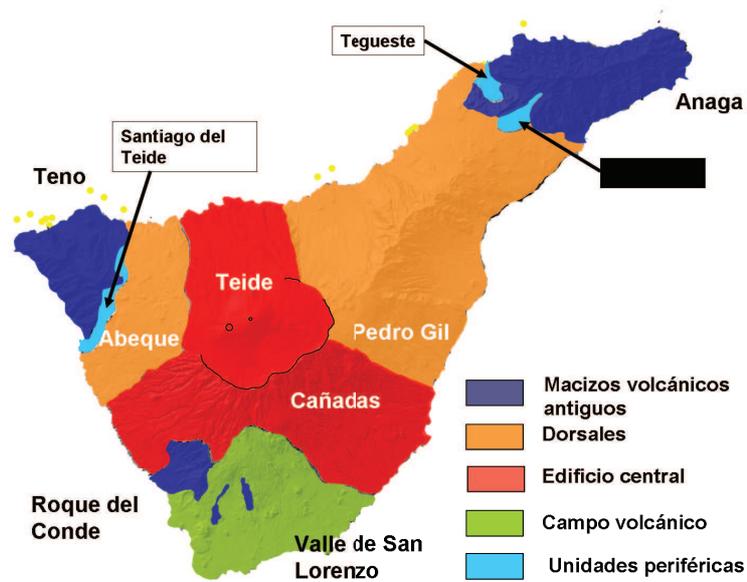
intensa alteración. Abdel-Monen et al. (1972) determinó la edad de 16.1 Ma para estos materiales, lo que indica que podrían pertenecer al Mioceno Inferior. Sin embargo, hay diferencias importantes, así mientras las rocas sálicas se encuentran en la parte más alta de las secuencias de Teno y Roque del Conde, en Anaga están presentes por todas partes. Los periodos de actividad volcánica también son distintos. En Anaga tuvieron lugar al menos tres periodos, como hemos apuntado anteriormente, separados por intervalos de inactividad que se observan por las discontinuidades halladas en esta zona. En Teno solamente se han identificado dos periodos separados por discontinuidades. En el Roque del Conde no hay discontinuidades visibles, pero las edades que se han determinado se concentran en dos periodos distintos (Ancochea et al. (1990)).

En resumen, el crecimiento de las formaciones volcánicas antiguas que conforman la Isla de Tenerife tuvo lugar en el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior, si bien éste fue irregular en el tiempo y diferente en cada edificio.

Entre 3.3 y 1.9 Ma toda la isla sufrió un periodo de inactividad volcánica y erosión. Desde hace 1.9 hasta 0.2 Ma se construyó el gran volcán de Las Cañadas y La Dorsal de Pedro Gil dando lugar a las Series Basálticas Recientes.

El volcán de Las Cañadas comenzó a formarse en la intersección de la Dorsal de Pedro Gil (SO-NE) y la Dorsal de Abeque (NO-SE) (Fig.2.8) en varios episodios, durante los cuales hubo un desplazamiento de los centros de emisión desde el SO al NE. Inicialmente las emisiones eran basálticas, a lo que siguió una evolución compleja con la erupción de traquitas, fonolitas y basaltos distribuidos en varios ciclos que han llegado prácticamente hasta el presente. El estratovolcán Pico Viejo-Teide ha sido la última etapa de la evolución del edificio Cañadas (Ancochea et al. (1990)) (El Complejo de Las Cañadas va a ser visto con más detalle más adelante).

Las erupciones en la Dorsal de Pedro Gil (Fig.2.8) comenzaron hace más de 1 Ma y han continuado hasta el presente, pero en este caso las emisiones han sido basálticas prácticamente, con algunas traquitas y fonolitas en la parte superior de las secuencias, hace más de 0.5 Ma.



**Figura 2.8:** Mapa geológico de la Isla de Tenerife. Los asteriscos de color amarillo indican los centros de emisión.

Por otro lado, encontramos la Dorsal (NO-SE), que conecta el edificio central con el macizo de Teno. El resto de erupciones basálticas recientes están dispersas por toda la isla en las áreas más bajas, desde las pendientes del edificio central y las dorsales, a la costa. Algunas de las erupciones situadas en el sur de la isla han sido de tipo freato-magmático.

Los productos que forman el edificio central comprenden materiales más evolucionados asociados con diferentes procesos (Araña et al. (1989)) o mezcla de magmas (Araña et al. (1994)). En el resto de la isla, las Series Basálticas Recientes están compuestas por basaltos y basanitas, como se observa en los conos y las coladas de lava (Fig.2.8).

La tasa promedio eruptiva en Tenerife ha sido de  $0.3 \text{ km}^3/\text{ka}$ , con variaciones relativamente pequeñas para los diferentes periodos eruptivos. El modelo de crecimiento de la Isla de Tenerife corresponde a pulsos discontinuos de actividad volcánica, separados por intervalos, que a menudo coinciden con episodios de destrucción de los edificios y otras se extienden durante varios millones de años (Ancochea et al. (1990)).

---

## 2.2.2. Complejo central de la Isla de Tenerife: Edificio y caldera de Las Cañadas

Una vez visto el marco geológico en el que se han formado las Islas Canarias y las características más importantes de la isla de Tenerife, dedicamos un apartado al complejo central: Edificio de Las Cañadas y la caldera (Fig.2.9).

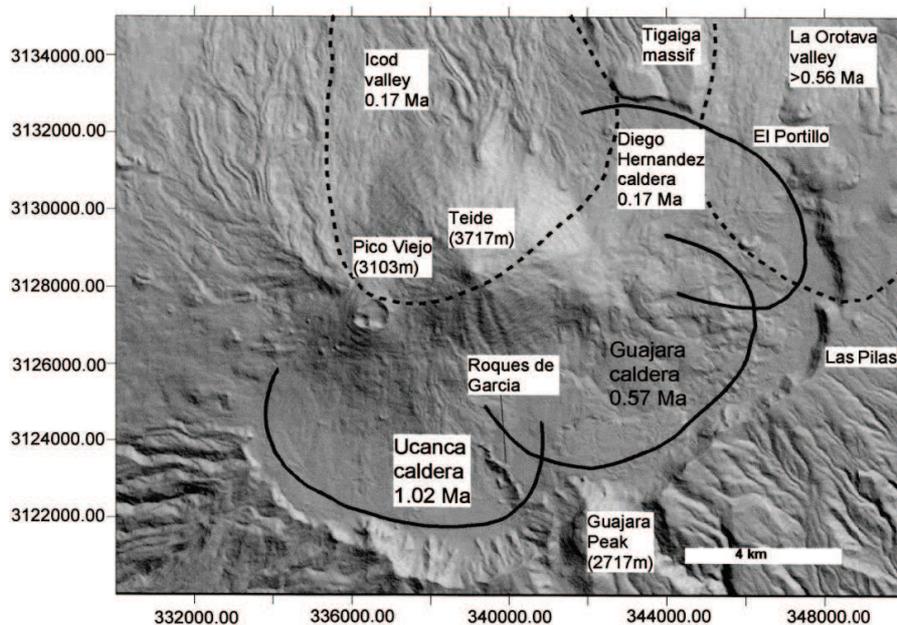
El Edificio de Las Cañadas está situado en la parte central de la isla y forman parte de él Las pendientes del sur de Tenerife y el macizo de Tigaiga, en el norte de la isla. Es una estructura en escudo que culmina en las paredes de una gran depresión, conocida como la caldera de Las Cañadas. La caldera tiene forma elíptica y una altitud de 2000 m, con unas medidas de 16 x 9 km y una profundidad máxima de 600 m, bajo la parte más alta de las paredes, Guajara (2.717 m) (Martí et al. (1995)). La caldera tiene varias paredes de forma ondulada. Los Roques de García dividen la caldera en dos partes, siendo la depresión situada al oeste 150 m más profunda que la este. El muro de la caldera es visible a 27 km a lo largo de los sectores SO, SE, E y NE, estando parcialmente abierta al Norte (El Portillo). Esta depresión se ha llenado de manera parcial por los productos procedentes de los estratovolcanes Teide-Pico Viejo, siendo El Teide el pico más alto de la isla con su cráter situado a 3718 m (Fig.2.9).

La reconstrucción morfológica del edificio de Las Cañadas indica que su forma era elongada con dirección NNE-SSO y una altitud menor a 3000 m (Araña (1971)). Este edificio estaría delimitado por conjuntos de vents volcánicos organizados paralelamente a las tendencias tectónicas principales, NE-SO y NO-SE, y cerca a algunos sectores de la actual pared de la caldera. La topografía habría estado caracterizada por pendientes bruscas y valles estrechos (Araña (1971)).

En los afloramientos de la pared de la caldera de Las Cañadas, Martí et al. (1994) reconoció dos grupos estratigráficos principales: El Grupo Inferior y el Grupo Superior. La formación del Grupo Superior pudo llevar más de 2 Ma. En la evolución de Las Cañadas se pueden identificar varios periodos de actividad separados por periodos de calma, que incluso han tenido mayor duración temporal (Martí et al. (1994)). La secuencia de eventos que comprende cada periodo constructivo-destructivo es la misma: i) Ascenso continuo del magma basáltico procedente del manto, ii) formación de cámaras

fonolíticas superficiales, por tanto, erupciones fonolíticas y una zona de sombra para las erupciones basálticas en la parte central de la isla, iii) formación de la caldera mediante la destrucción parcial o total de la cámara magmática (este tema está aún a debate entre las teorías que apoyan el deslizamiento o el colapso de la cámara magmática para la formación de la caldera), iv) erupción de magmas basálticos en la parte central de la isla, v) construcción de una nueva cámara fonolítica en un lugar diferente que implica la migración de la actividad volcánica fonolítica a otros sectores del área central (Martí et al. (1994)).

La actividad fonolítica del Grupo Superior comenzó con la formación de Ucanca hace 1.543 ka. Tuvo una duración de 468 ka y culminó hace 1.072 ka (Fig.2.9). Tras un periodo de reposo de 222 ka se inició la formación de Guajara hace 0.850 ka, con la finalización hace 0.581 ka, con un periodo activo de 281 ka. 189 ka separan el final de la formación de Guajara del comienzo de la formación de Diego Hernández. Hace 0.380 ka inició su actividad para finalizar hace 0.179 ka, tras 201 de actividad. La formación del estratovolcán Teide-Pico Viejo comenzó tras 164 ka de reposo hace 0.015 ka y continua hasta la actualidad (Fig.2.9) (Martí and Gudmundsson (2000)).



**Figura 2.9:** Mapa de la caldera de Las Cañadas con las edades de los distintos edificios que lo conforman (Martí and Gudmundsson (2000)).

El último evento, anterior a la formación de los estratovolcanes Teide-Pico Viejo, fue la formación de la caldera de Las Cañadas. Éste puede estar asociado a un proceso de migración de la actividad volcánica fonolítica (Martí and Gudmundsson (2000)). Este tema lo trataremos con más detalle más adelante.

Vamos a continuar con la descripción de las principales formaciones que comprenden el edificio de Las Cañadas.

**Grupo Inferior:** El grupo inferior está parcialmente expuesto en la base de la pared de la caldera. Los depósitos más antiguos del edificio son las secuencias de los Roques de García-Los Azulejos, junto con las secuencias basálticas de Boca Tauce, El Cabezón y Montón de Trigo. Posteriormente se formaron La Angostura, Las Pilas y El Cedro (Martí et al. (1995)).

Las secuencias basálticas están alineadas en la dirección NE-SO y las encontramos

en Boca Tauce, La Angostura y en la parte más baja de Las Pilas y La Fortaleza. Las rocas volcánicas félsicas, de este grupo, las localizamos en El Cedro, Montón de Trigo, en la parte más baja de la pared de La Angostura y en los Roques de García-Los Azulejos. En el grupo inferior Martí et al. (1995) dataron tres muestras, dos pertenecientes a El Cedro, con edades comprendidas entre 3 Ma y 2.2 Ma y para una de 2 Ma correspondiente a lavas fonolíticas localizadas en Las Pilas. (Fig.2.9).

**Grupo Superior:** El Grupo Superior forma casi toda la pared de la caldera y está compuesto principalmente por depósitos piroclásticos fonolíticos junto con rocas basálticas (Martí et al. (1995)). La mayoría de estos depósitos bajan por las pendientes del edificio de Las Cañadas y se interrumpen con la pared de la caldera. Los depósitos del Grupo Superior muestran continuidad, al contrario que los del Grupo Inferior. Además, tienen una amplia distribución a lo largo de la pared de la caldera, cubriendo y llenando la paleotopografía del Grupo Inferior. Respecto a la edad, se pueden distinguir tres formaciones diferentes: la formación de Ucanca, Guajara y Diego Hernández. Las formaciones pertenecientes al Grupo Superior, muestran al menos tres ciclos volcánicos separados, como hemos visto anteriormente (Fig.2.9). Los distintos grupos (Martí et al. (1995)) son:

**Formación de Ucanca:** La formación de Ucanca tiene una edad comprendida entre 1.59 Ma y 1.18 Ma y es más espesa que las paredes de la caldera. En la parte más alta de esta formación se han encontrado basaltos.

La parte más baja de la formación de Ucanca consiste en coladas de lava fonolíticas y piroclastos. La parte superior comprende una espesa secuencia (150-300 m) de depósitos piroclásticos fonolíticos, incluyendo ignimbritas sin soldar, piroclastos y caídas de depósitos, ignimbritas soldadas y lavas clastogénicas. Se pueden distinguir varios miembros, que o bien son productos de una única erupción con diferentes fases o series de erupciones separadas, pero que han ocurrido de forma cercana (Fig.2.9) (Martí et al. (1995)).

**Formación de Guajara** La formación de Guajara está separada de la de Ucanca por varias discontinuidades de escoria basáltica y lavas. La formación de Guajara presenta un espesor máximo de 250 m en el pico Guajara y se hace más delgada de forma progresiva en los sectores de la pared de la caldera este (cañadas La Angostura y Las Pilas) y oeste (cañada Ucanca). La edad de esta formación varía de 850 a 650 ka. Las rocas que la forman son fonolitas peral-

---

calinas con ensamblajes minerales similares a los hallados en la formación de Ucanca (Fig.2.9).

**Formación de Diego Hernández** La formación de Diego Hernández (Fig.2.9) se sitúa en los lados este y noreste de la pared de la caldera y muestra una distribución más limitada que las formaciones más antiguas. Esta formación presenta un espesor máximo de 250 m en la pared de Diego Hernández. Además, representa a los depósitos pre-caldera más jóvenes, con edades entre 370 y 170 ka (Martí et al. (1995)).

La formación de Diego Hernández se depositó en un paleovalle excavado en el lado este del edificio de Las Cañadas. Este paleovalle está vinculado al sur por las rocas del Grupo Inferior del sector Las Pilas, y hacia el norte, por varios conos estrombolianos de composición basáltica, formados al mismo tiempo que los depósitos fonolíticos. La formación de Diego Hernández se construyó en dos etapas separadas por un periodo de erosión y no-deposición. Ancochea et al. (1990) dataron lavas basálticas de la primera etapa con  $0.542 \pm 0.06$  Ma. Sin embargo, Mitjavila and Villa (1993) probaron la existencia de excesos de Ar en las rocas basálticas de Diego Hernández, lo que indica que pudiera ser más joven. La segunda etapa, que representa la parte principal de Diego Hernández, ocurrió entre 0.226 y 0.179 Ma.

Por otro lado está el sector aislado de La Fortaleza (Fig.2.9) que no se puede correlacionar con otros sectores de la pared de la caldera. La secuencia de La Fortaleza yace sobre las rocas basálticas del Grupo Inferior de El Cabezón, e incluye varias unidades de depósitos fonolíticos soldados. Para esta formación la edad obtenida ha sido de 370 ka (Ancochea et al. (1990)). Esta edad es equivalente al intervalo entre los dos estados eruptivos en la formación de Diego Hernández. Así, las rocas de La Fortaleza se consideran el miembro más antiguo de esta formación Martí et al. (1995).

**Piroclastos de Las Bandas del Sur:** Los piroclastos de las Bandas del Sur son depósitos piroclásticos fonolíticos peralcalinos, situados sobre las pendientes sur del Tenerife. Los piroclastos de las Bandas del Sur son equivalentes al Grupo Superior en el edificio de Las Cañadas y están formados, principalmente, por ignimbritas sin soldar de depósitos de pumitas plinianos (Bryan (1995)). Según Alonso (1980), casi todos los piroclastos de las Bandas del Sur están situados sobre lavas fonolíticas que, probablemente, estén asociadas al Grupo Inferior.

Estos depósitos cubren gran parte de los flancos inferiores del sur de Tenerife. Las Bandas del Sur son progresivamente más jóvenes según nos vamos desplazando hacia el NE (Alonso (1980)). Este hecho está en acuerdo con la geocronología del Grupo Superior en la pared de la caldera, lo cual indica un rejuvenecimiento en esa misma dirección (Martí et al. (1995)).

***Flancos del norte de Tenerife:*** En los flancos del norte de Tenerife se han encontrado afloramientos de rocas piroclásticas fonolíticas que se pueden correlacionar con los depósitos del Grupo Superior de la pared de la caldera. Las ignimbritas sin soldar de San Juan de la Rambla han sido datadas con 1.24 Ma (Ancochea et al. (1990); Ibarrola et al. (1993)), equivalente al final de la formación de Ucanca. Las dataciones realizadas, para los depósitos de piroclastos fonolíticos sin soldar bajo las rocas de La Fortaleza, dan una edad de  $828 \pm 16$  ka, que es consistente con las edades de la formación de Guajara (Fig.2.9) (Martí et al. (1995)).

### Características estructurales de la caldera de Las Cañadas

Existen tres tendencias estructurales, si tenemos en cuenta la distribución de las Series Basálticas Antiguas, la orientación de la caldera de Las Cañadas y el complejo Teide-Pico Viejo y los alineamientos de conos basálticos recientes. Estas corresponden a las direcciones NE-SO, NNE-SSO y NO-SE y han influido tanto en la evolución de Tenerife como en la construcción del edificio de Las Cañadas (Fúster et al. (????); Araña (1971); Coello and Bravo (1989)). Dentro de la caldera, la tendencia NE-SO aparece reflejada en la alineación de vents basálticos del Grupo Inferior a lo largo del eje mayor de la caldera.

Las principales características estructurales de la caldera de Las Cañadas consisten en intrusiones radiales junto con extensiones del terreno con conos y sistemas de diques concéntricos verticales, fallas normales concéntricas y fallas radiales inversas. En el área de los Roques de García se han encontrado muchos diques concéntricos y radiales (Martí et al. (1995)). La mayoría de los diques concéntricos son más jóvenes que los radiales.

---

Se ha observado la presencia de fallas normales concéntricas (Martí et al. (1995)), que afectan a diferentes niveles estratigráficos en la pared de Las Cañadas. En la pared de Ucanca, la formación de Ucanca está afectada por una falla concéntrica normal, sin embargo, la formación de Guajara asigna una fecha posterior sobre el último movimiento de la falla. La existencia de fallas radiales inversas en algunos sectores (Diego Hernández, Las Angosturas, Montón de Trigo, Ucanca) de la pared de la caldera es significativa. Las fallas radiales inversas afectan a diferentes niveles de la secuencia estratigráfica en la parte superior del edificio de Las Cañadas. Estas fallas probablemente actuaron primero como falla normal extensional y después como falla inversa, como se puede ver en la intrusión de diques que han afectado al momento inverso de las fallas.

La caldera de Las Cañadas es una de las estructuras más importantes de la Isla de Tenerife. A ella se debe el término *caldera*, que se introdujo en la volcanología. Existen varias teorías para explicar la formación de la misma. Martí and Gudmundsson (2000) y Hürlimann et al. (2001) intentan explicar la formación de la caldera de Las Cañadas mediante la superposición de colapsos verticales relacionado con la migración de la cámara magmática. Es decir, cada colapso destruye parcial o totalmente la cámara magmática y esto genera cambios en el campo de tensión local que favorece la formación de una nueva cámara magmática al lado de la anterior. Navarro and Coello (1989), Watts and Masson (1995) y Ancochea et al. (1999) defienden la formación de la caldera de Las Cañadas mediante un deslizamiento. Estas son las teorías que actualmente son tema de discusión.

**Origen de la caldera de Las Cañadas** El origen de la caldera de Las Cañadas es actualmente tema de debate. Diversos autores, a lo largo de los años, han publicado distintas teorías para dar explicación. Ya desde principios del siglo XIX, Buch (1825) introduce el término caldera, considerando Las Cañadas como la consecuencia de la elevación de un cráter y su posterior colapso.

Una de las teorías que surgieron es la de la erosión apoyada por Padilla (1946), Bravo (1962), Machado (1964), Coello (1973), entre otros. Bravo (1962) realizó un estudio de las galerías, que se encuentran por casi toda la isla de Tenerife, y así fue como puso de manifiesto la importancia de la erosión en la formación de Las Cañadas, como principal factor.

Lyell (1864), Gagel (1910) y Hausen (1956) defendieron la teoría de explosión. Así fue como Hausen (1956) explicó los depósitos pumíticos de Las Bandas del Sur.

La teoría que cuenta con más apoyo es la de colapso de caldera (hundimiento). Ya desde principios del siglo XIX autores como Buch (1825), Fritsch and Reiss (1868), Friedlander (1915), Vilar (1959), Blumenthal (1961), Mingarro (1963), Machado (1964), Fúster et al. (????), Booth (1973), Martí and Gudmundsson (2000) y Hürliemann et al. (2001) han apoyado esta teoría. Fúster et al. (????) rechazaron tanto la teoría explosiva y como la erosiva al no encontrar piroclastos suficientes que justifiquen una explosión de tal magnitud. En el caso de la erosión, tampoco hay sedimentos que pongan de relieve una erosión de tan grande, en cambio encontraron pruebas para justificar el hundimiento, entre otras, la existencia de diques circulares y sills en la pared del Circo, morfología de la Pared y similitud del Circo con otras calderas de hundimiento. Por otro lado, indican que el colapso no tuvo que ser a la vez ni de gran magnitud, no más de 1000 m en las zonas de máximo colapso.

La teoría de deslizamiento ha sido defendida por Navarro and Coello (1989), Watts and Masson (1995) y Ancochea et al. (1999). Esta teoría se ampara en la no existencia de la pared norte de Las Cañadas y en la existencia del deslizamiento del Valle de Icod. Una caldera formada por colapso tendría que tener todas sus paredes, sin embargo, este no es el caso. Cantagrel et al. (1999) defienden también la teoría de la formación por deslizamientos. Estos autores realizaron un estudio geológico en el que ponen de manifiesto la existencia de periodos de intensa actividad eruptiva, en la que se acumula material piroclástico, hasta desestabilizarse por la gravedad generando el deslizamiento. En concreto Las Cañadas, según estos autores, se formaron por dos grandes deslizamientos: el de los Roques de García, hace 0.6 - 0.7 Ma y el deslizamiento de Icod, hace 0.15 Ma.

Martí and Gudmundsson (2000), Hürliemann et al. (2001) defienden el origen de la caldera de Las Cañadas a través de la formación de diversos colapsos de caldera. Es decir, Las Cañadas están caracterizadas por diversos episodios constructivos y destructivos. Como hemos visto anteriormente, el edificio de Las Cañadas está dividido en dos unidades, la Serie Superior y la Serie Inferior. Sería en la Serie Superior (2 Ma - 0.179 Ma) cuando se habrían producido tres colapsos de caldera, caracterizada por tres procesos fonolíticos asociados a estos colapsos. Una vez la cámara magmática se ha vaciado se produce el colapso, dando lugar a las estructuras de caldera observadas en Las Cañadas. Es decir,

---

se genera una cámara magmática en un proceso eruptivo fonolítico, al vaciarse la caldera se produce el colapso y la cámara magmática se vuelve a generar en una zona cercana, esto es, migra y vuelve a ocurrir el mismo evento. La no existencia de la pared de la caldera situada al norte tiene varias explicaciones. Bien puede estar enterrada por el edificio volcánico Teide - Pico Viejo, o/y haberse visto afectada por el deslizamiento de Icod. Existe un vínculo entre formación de la caldera y deslizamiento y es que el colapso de la caldera podría haber desencadenado el deslizamiento.

### **2.2.3. Erupciones históricas de la Isla de Tenerife**

Las erupciones históricas de la Isla de Tenerife han sido fisurales. Estas erupciones han sido: erupción de Siete Fuentes (1704), erupción de Fasnía (1705), erupción del Volcán de Arafo (1705), Arena Negras (1705), erupción de Garachico-Montaña Negra (1706), erupción de la Chahorra (1798) y erupción del Chinyero (1909). Otra erupción, aún sin fecha concreta, es la de de 1430 (?) en el valle de la Orotava. La erupción más larga tuvo lugar en Chahorra (1798), duró 98 días y produjo un gran volumen de lava, aunque no causó daños, ya que la lava se acumuló en la depresión de Las Cañadas. La erupción más corta fue la del Chinyero en 1909 (?), solamente duró 8 días. La última erupción explosiva, aunque no se tiene conocimiento escrito de ella, es la de Montaña Blanca, datada hace 2020 años, de carácter subpliniano (Fig.2.9).

## **2.3. Estudios geofísicos realizados en la Isla de Tenerife**

En la Isla de Tenerife han sido realizados diversos estudios geofísicos para investigar las estructura volcánica y la dinámica del volcán. Entre los estudios de gravimetría y magnetismo destacan: Ablay and Kearey (2000), Araña et al. (2000), Blanco (1997), García et al. (2007), Gottsmann et al. (2008), Watts (1994); en geodesia: Fernández et al. (2003), Sevilla and Romero (1991), Yu et al. (2000); análisis geoquímicos: Andújar et al. (2008), Andújar et al. (2009), (Hernández et al. (2000), Hernández

et al. (2004), Pérez et al. (1996); magnetotélúrica: Coppo et al. (2008), Ortiz et al. (1986), Pous et al. (2002); sismología: Almendros et al. (2000), Almendros et al. (2007), Ugalde et al. (1998), Canales et al. (2000), Pezzo et al. (1997), Mezcua et al. (1992), Ibañez et al. (2008).

### 2.3.1. Estudios gravimétricos y magnéticos

Diversos estudios han sido realizados acerca de la estructura interna de la Isla de Tenerife. En la bibliografía encontramos los modelos obtenidos por Watts (1994) usando datos de gravimetría en la vecindad de las Islas Canarias. Blanco (1997) hizo un estudio de las anomalías magnéticas en la caldera de Las Cañadas. Por otro lado, Araña et al. (2000) utilizaron datos de gravimetría, aeromagnetismo y volcanológicos en la Isla de Tenerife para determinar la estructura interna de la isla. Ablay and Kearey (2000) realizaron un trabajo en Tenerife usando datos gravimétricos. García et al. (2007) han hecho un estudio aeromagnético, que también describiremos a continuación. Más recientemente, Gottsmann et al. (2008) han llevado a cabo un trabajo de investigación sobre la estructura más superficial para bajo complejo volcánico de la isla de Tenerife usando datos gravimétricos.

Araña et al. (2000) utilizaron datos de gravimetría, aeromagnetismo y volcanológicos para obtener la estructura interna de la Isla de Tenerife. Para el análisis de los resultados, Araña et al. (2000) dividen la isla en 3 zonas: i) Zona profunda (por debajo de 12km); ii) Zona intermedia (entre 12 km b.n.m. y 1 km s.n.m.) y iii) Zona superficial (por encima de 1km s.n.m.). La zona profunda corresponde al basamento de la isla, la zona intermedia corresponde a los estados de la construcción de escudo submarino y la zona superficial básicamente está asociada al edificio central de Las Cañadas - Teide.

En la zona profunda los datos de gravedad indican la existencia de un cuerpo anómalo. Araña et al. (2000) lo asocian a la elevación del basamento bajo la isla en bloques (Fig.2.10(f)).

En la zona intermedia, a 8km de profundidad, en los resultados obtenidos de los datos de gravedad se encuentra una fuerte anomalía con dirección NE-SO (Fig.2.10(e) y

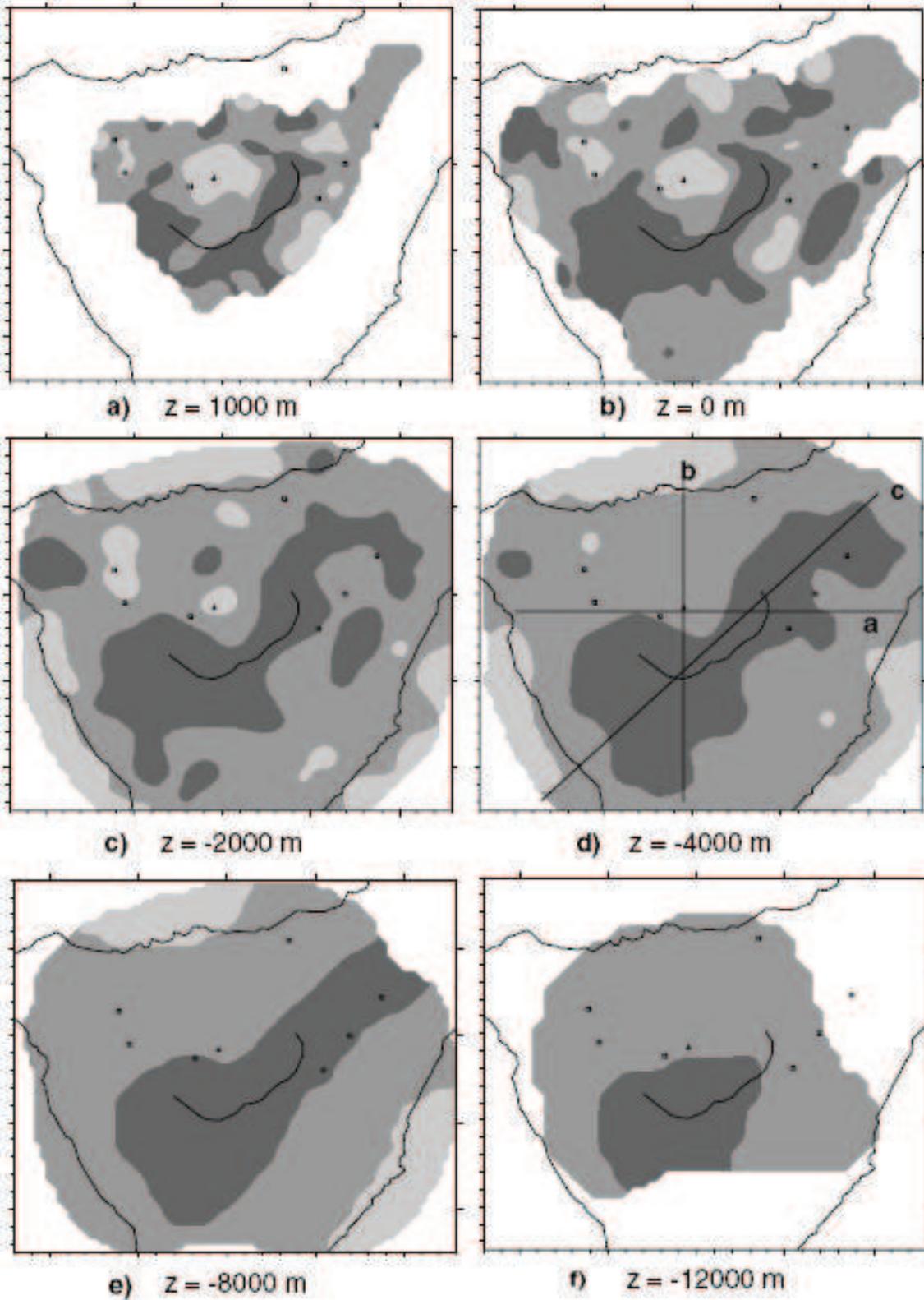
---

(f)). Estos autores sugieren que la anomalía puede estar asociada a la base de un edificio basáltico elongado correspondiente al estado inicial del escudo de Tenerife. Esta estructura se extiende desde Roque del Conde hacia el NO con un eje NE-SW. Esta dirección, además, coincide con un sistema de fracturas que ha estado activo en el archipiélago entero en diferentes periodos constructivos, de acuerdo al régimen de estrés de la litosfera (Mezcua et al. (1992); Martí et al. (????)). Los datos magnéticos indican una fuerte anomalía positiva localizada en el borde norte de la zona de alta gravedad que Araña et al. (2000) han asociado con un bloque de levantamiento del basamento. Podría corresponder a un cuerpo ultramáfico relacionado a un conjunto de diques que alimentaron el núcleo del escudo submarino y más adelante las cámaras magmáticas del edificio central.

Estos autores observaron otras dos grandes anomalías positivas. Una bajo el estratovolcán Teide-Pico Viejo que han asociado a los conductos de erupciones basálticas producidas durante la construcción de los volcanes Teide y Pico Viejo. Otros autores (Banda et al. (1981); Watts et al. (1997)) propusieron también este modelo, debido a la inusual alta velocidad encontrada bajo la parte central de la Isla de Tenerife. En la parte norte, Araña et al. (2000) hallaron otra anomalía positiva. En este caso coincide con el volcán de Pedro Gil, el único volcán comparable en tamaño al Teide y Pico Viejo. Como modelo para representar esta anomalía, propusieron un cuerpo prismático similar al propuesto para la anomalía situada en Teide-Pico Viejo.

La zona más superficial tiene una estructura más compleja, según los resultados obtenidos por Araña et al. (2000) (Fig.2.10(a), (b), (c) y (d), (Araña et al. (2000))). Las imágenes obtenidas con los datos de gravimetría indican una zona de densidad mínima para la zona de la caldera de Las Cañadas, rodeada por un área en forma de rombo de alta densidad, con una ligera ruptura al norte. Los materiales de alta densidad que se encuentran en los bordes de la caldera se puede relacionar a una extensión intracaldérica de la cadena como sugieren Ablay and Kearey (2000). Los materiales de menor densidad que se encuentran en el complejo de Teide-Pico Viejo y Montaña Blanca, Araña et al. (2000) los relacionan a materiales volcánicos más ligeros. Los resultados obtenidos por Araña et al. (2000) de los datos magnéticos muestran anomalías positivas que coinciden con las observadas en la gravimetría, tanto en la zona de la caldera de Las Cañadas, como el volcán Pedro Gil. Además, aparece otra anomalía positiva al norte, que relacionaron con los materiales basálticos eruptados por el Teide y acumulados en dicha zona.

Obtuvieron anomalías negativas al oeste y este del borde de la caldera de Las Cañadas, y dos más dentro de la caldera (una en el cono del Teide y otra prácticamente coincide con el último colapso de la caldera, con una edad ¡0.2 Ma, según ?). En el caso de la anomalía situada bajo el Teide estos autores la relacionaron con la presencia de de materiales alterados intensamente de forma hidrotermal. Las anomalías cercanas a los bordes de la caldera de Las Cañadas pensaron que puede tratarse de materiales fonolíticos que llenan un valle enterrado o una caldera de colapso. Además existe otra anomalía fuera de la caldera de Las Cañadas en la zona SE, a la que no pudieron dar explicación.



125 **Figura 2.10:** Secciones horizontales de las anomalías de densidad para el modelo de gravimetría a varias profundidades. (Modificada de Araña et al. (2000))

Recientemente, Gottsmann et al. (2008) han realizado un estudio usando datos de gravimetría nuevos y antiguos. Estos autores han presentado el mapa de anomalías de Bouguer del complejo volcánico central de la Isla de Tenerife. Para la construcción del mismo usaron 323 medidas de alta precisión junto con 362 observaciones anteriores (Fig.2.11). Los nuevos mapas de anomalías representan un núcleo de alta densidad en el complejo volcánico central y zonas de baja gravedad centradas en la caldera de Las Cañadas. Los resultados obtenidos están en acuerdo con anteriores estudios geofísicos y geológicos.

Los modelos obtenidos apoyan la teoría de colapso vertical como origen de la caldera y además representan la cabecera del deslizamiento de Icod hace 180 ka, que aparece enterrado bajo los estratovolcanes Teide-Pico Viejo.

Los resultados obtenidos por Gottsmann et al. (2008) se pueden resumir en:

- El centro de la isla está dominado por un núcleo de alta densidad que se manifiesta en forma de gravedad local alta. Está formado en la intersección de los dos alineamientos estructurales principales orientados sobre la fisura Teno-Santiago y la Dorsal de Abeque. Estas estructuras han controlado la morfología y la evolución volcánica de la isla y del complejo central los últimos millones de años y parece que ha continuado controlando la dinámica de la parte más superficial, como se pudo ver reactivación del complejo en 2004 (Fig.2.12 y Fig.2.13)(Gottsmann et al. (2008)).
- Basado en la combinación de gravimetría y datos geológicos, Gottsmann et al. (2008) propusieron la existencia de un complejo volcánico central desde bastante etapas tempranas en la evolución de Tenerife. El complejo fonolítico, bajo el centro de la isla, en su mayoría, probablemente, fue formado dentro de la estructura en escudo inicial. La construcción de edificios volcánicos aislados formando las tres esquinas de la isla no está apoyado por los resultados de Gottsmann et al. (2008) (Fig.2.12 y Fig.2.13). La distribución asimétrica de la densidad bajo el nivel del mar, es consistente con el decrecimiento significativo de partes del edificio inicial central en forma de deslizamientos laterales, dirigidos éstos hacia el norte, durante la época del Grupo Inferior.
- Hay fuertes evidencias de colapso vertical como origen de la caldera de Las Cañadas,

---

tanto en los datos de gravimetría como la correlación encontrada con los resultados de electromagnetismo y aeromagnetismo. La distribución de cuerpos pequeños y superficiales de alta densidad en el sector Diego Hernández, es consistente con las intrusiones a lo largo de la falla en forma de anillo. Ésta marca la periferia de un conducto en forma de embudo interpretado como la base de la caldera de Diego Hernández (Fig.2.12 y Fig.2.13), (Gottsmann et al. (2008)).

- Un alineamiento de cuerpos de alta densidad someros, en forma de herradura, localizados en el norte del complejo Teide-Pico Viejo, han sido interpretados como la representación de intrusiones superficiales enterradas por el deslizamiento de Icod. La pared de cabecera del valle de Icos, en la actualidad, está enterrada bajo los productos eruptivos del complejo volcánico más joven sobre la isla, y por eso no se puede relacionar con la parte expuesta de la caldera de Las Cañadas. Ésta puede representar parte de la pared de la caldera en la zona norte (Fig.2.12 y Fig.2.13), (Gottsmann et al. (2008)).
  
- El complejo interior de Teide-Pico Viejo está caracterizado por un cuerpo con forma cilíndrica que se extiende desde profundidades de 3000 b.n.m. hasta el nivel del mar. Este cuerpo de densidad neutral relacionado con el sistema de cañerías del complejo. Por encima del nivel del mar, los materiales de baja densidad dominan la parte interior más superficial del complejo. Estos materiales podrían ser el resultado de una combinación de productos eruptivos evolucionados (con dominio de productos fonolíticos caídos del aire e intermedios evolucionados a lavas vesiculares) con un grado significativo de alteración hidrotermal debido a la corrosión interna.

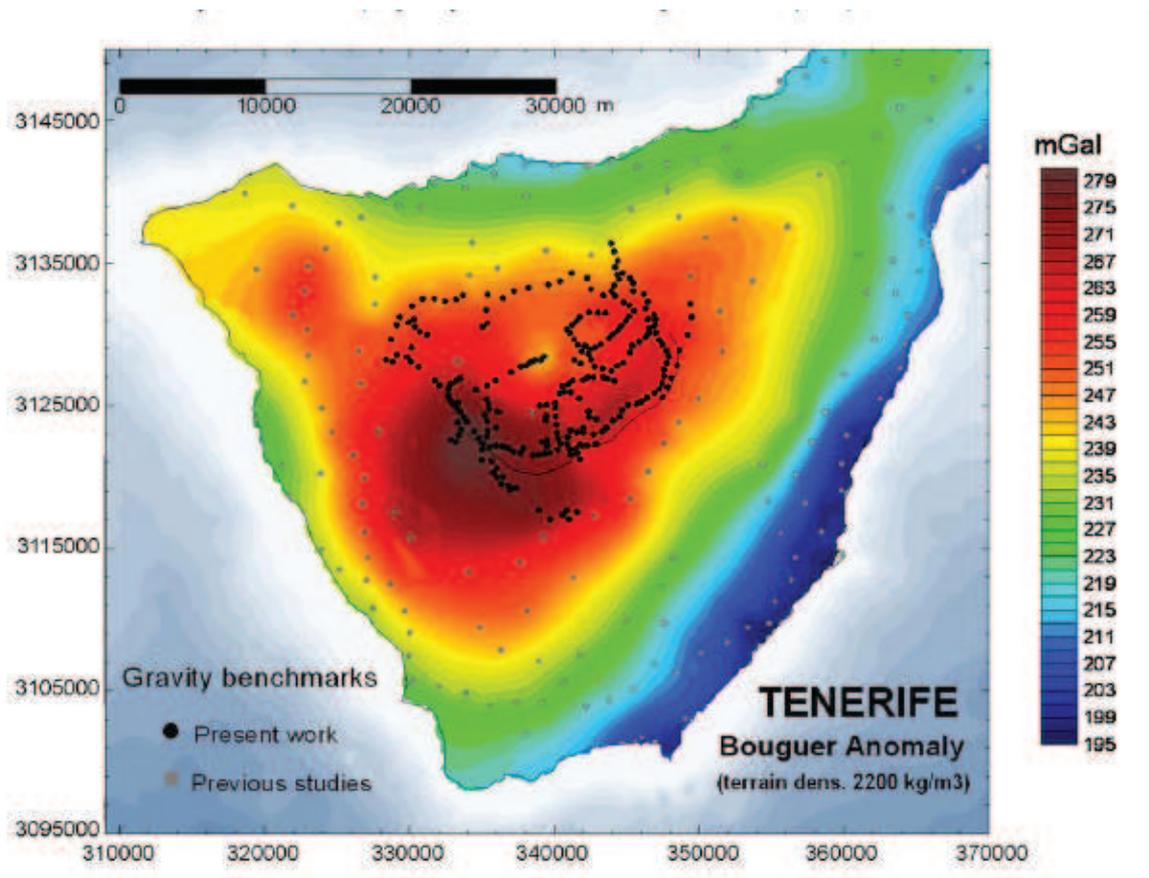
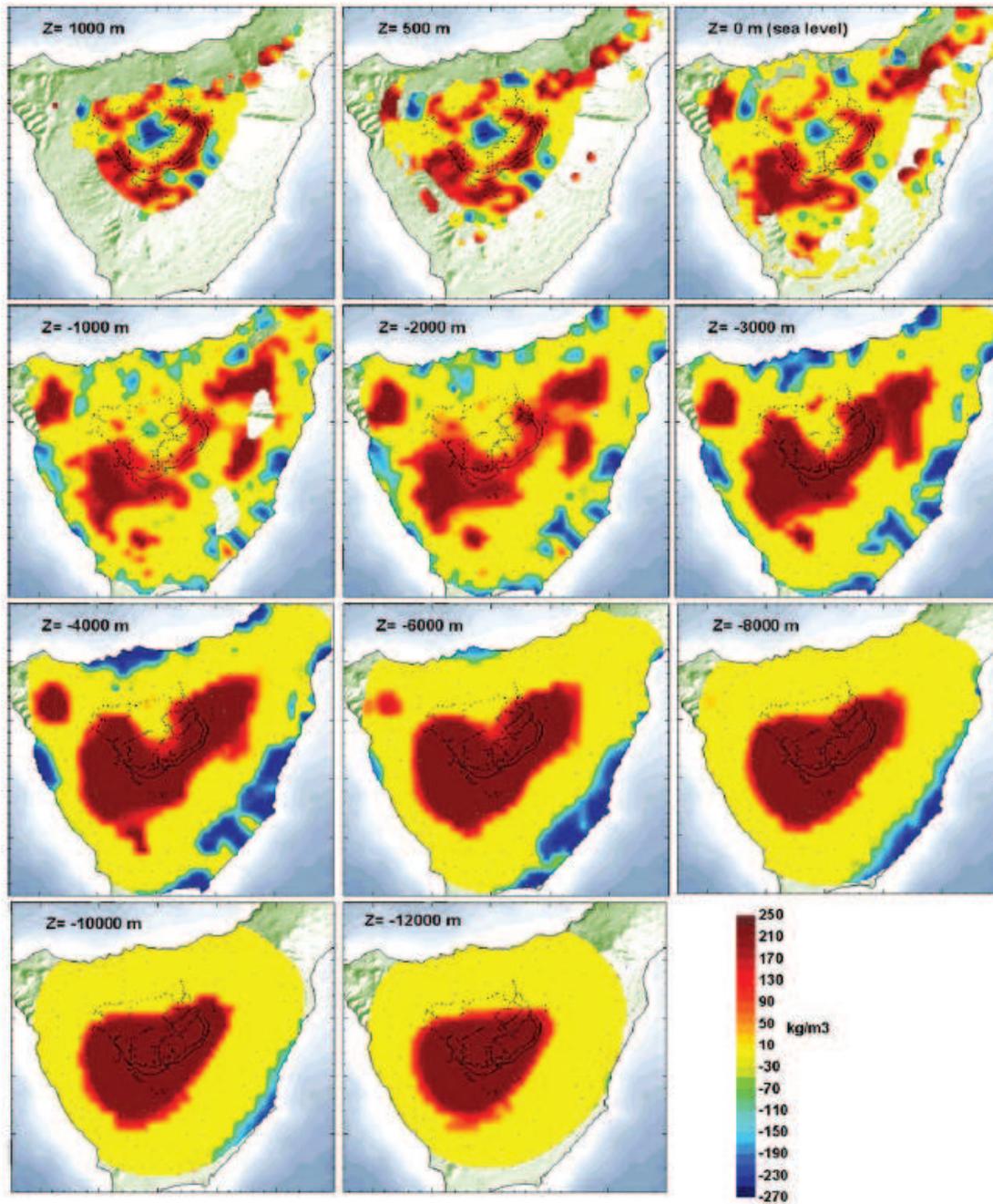
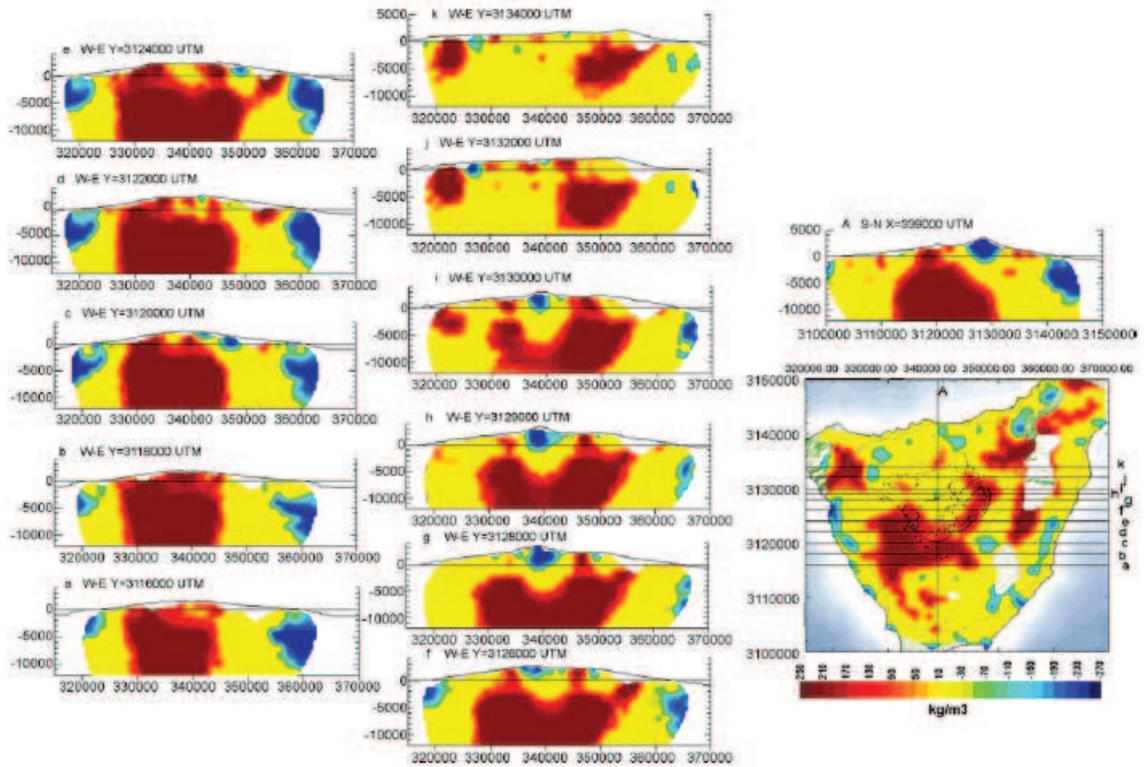


Figura 2.11: Anomalías de gravedad local del complejo volcánico central. (Tomada de Gottsmann et al. (2008))

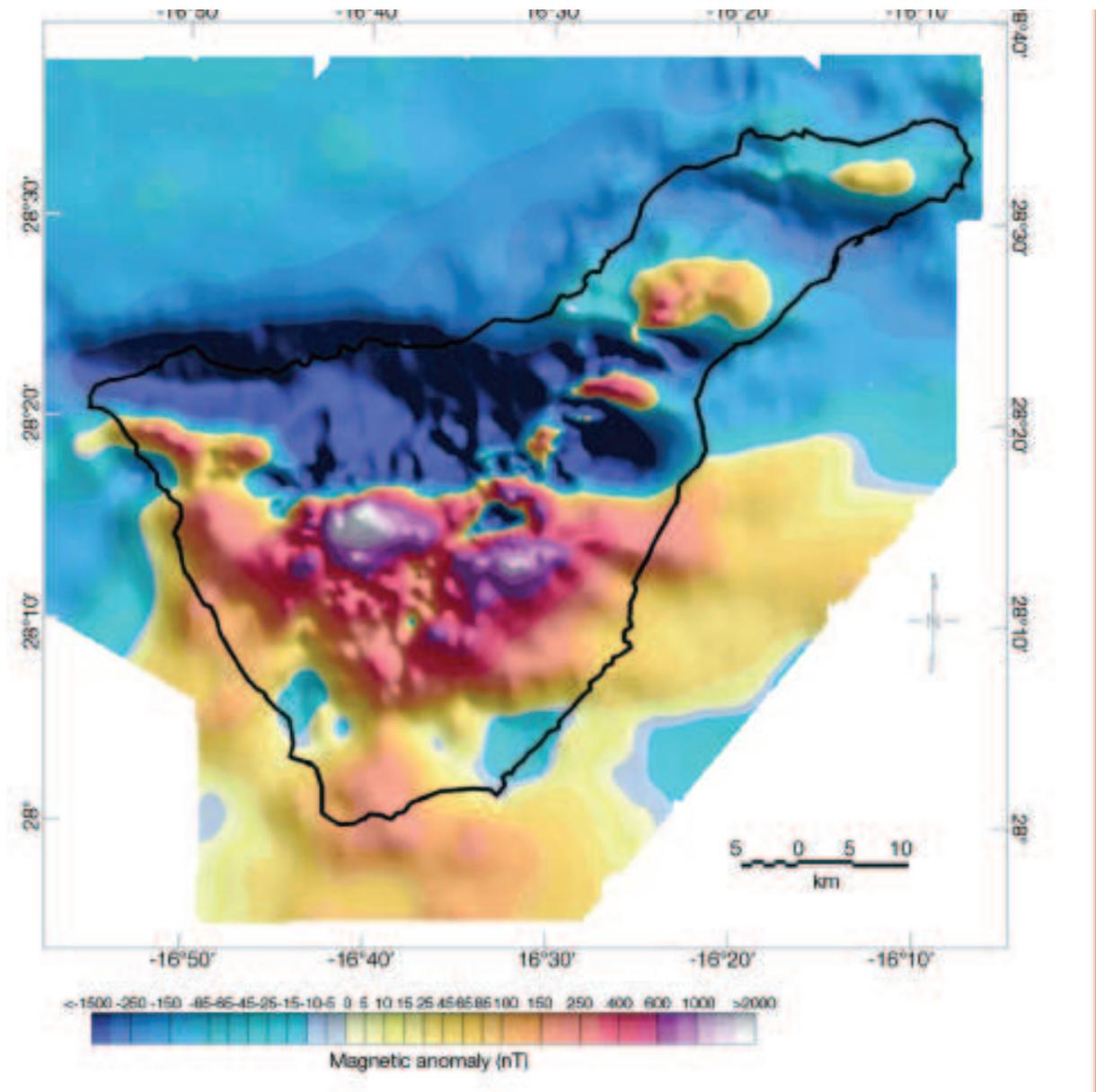


**Figura 2.12:** Secciones horizontales de contraste de densidad a profundidades seleccionadas del modelo 3D ( $\text{kg/m}_3$  bajo el complejo volcánico central. (Tomada de Gottsmann et al. (2008))



**Figura 2.13:** Secciones verticales O-E (a-k) y una sección S-N (A) realizadas sobre el modelo de contraste de densidad ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) 3D bajo el complejo volcánico central. Las secciones horizontales indican la dirección en las que se han realizado las secciones verticales. (Tomada de Gottsmann et al. (2008))

En 2006 García et al. (2007) realizaron una campaña para recoger datos magnéticos, usando un helicóptero que realizó vuelos a poca altura. Los datos se recogieron tanto dentro de la isla como fuera. Entre los resultados obtenidos, se puede remarcar las anomalías de alta frecuencia que se extienden desde el este de Las Cañadas hacia el noreste. Otro resultado a remarcar es que las anomalías de intensidad más baja y una longitud de onda más grande caracterizan los edificios volcánicos antiguos de Teno, Anaga y Roque del Conde (Fig.2.14).



**Figura 2.14:** Mapa de anomalías magnéticas (intensidad total) de la Isla de Tenerife. (Tomada de García et al. (2007))

### 2.3.2. Estudios de geodesia

Uno de los primeros estudios de geodesia realizados en la isla de Tenerife se debe a Sevilla and Romero (1991). Estos investigadores tomaron datos de cinco campañas realizadas desde 1984 a 1988 en el área de la caldera Las Cañadas. Sin embargo, los resultados no mostraron deformaciones significativas.

Yu et al. (2000) llevaron a cabo un trabajo cuyo objetivo era demostrar que la red geodésica de 17 marcas no era suficiente para realizar una monitorización adecuada del volcán. Esta red está situada en el área volcánica del Teide y se utiliza desde 1982. Puede detectar la intrusión de diques superficiales, sin embargo, para diques a mayor profundidad la red necesita ser ampliada.

Tras las conclusiones de Yu et al. (2000) de la necesidad de ampliar la red y la detección de dos movimientos inesperados en la isla usando InSAR, Fernández et al. (2003) diseñaron una red que cubriese la isla de Tenerife completa. La red fue puesta en marcha en agosto del 2000. Los resultados obtenidos por estos autores tenían una aproximación de 1 cm y confirmaron la deformación de la zona del Pinar de Chío. Esta red geodésica de monitorización está basada en técnicas InSAR y GPS, además de cubrir la isla completa, lo cual constituye una mejora en la monitorización de la isla volcánica de Tenerife.

### 2.3.3. Estudios de magnetotelúrica

Uno de los estudios pioneros de magnetotelúrica realizados en la Isla de Tenerife fue llevado a cabo por Ortiz et al. (1986). Otro trabajo más reciente audiomagnetotelúrico y magnetotelúrico fue realizado por Pous et al. (2002). El objetivo fue representar el interior de la depresión de la caldera Las Cañadas. El experimento consistió en la recogida de datos audiomagnetotelúricos en 33 lugares diferentes en el rango de periodo de 0.001 a 0.3 s y 11 lugares magnetotelúricos de 0.004 a 200 s. Pous et al. (2002) obtuvieron un mapa detallado de la conductividad eléctrica del interior de la superficie. Usando periodos largos estos autores estudiaron el efecto del océano mediante un modelado en 3D de la isla.

---

Los puntos de muestreo fueron elegidos dentro de seis perfiles y realizaron una inversión conjunta en dos dimensiones de todos los datos hasta 10 s (donde el efecto del mar empieza a ser importante). La geometría de las zonas de alta conductividad encontradas por Pous et al. (2002) indican que la caldera incluye dos depresiones cercanas en los sectores oeste (Ucanca) y central (Guajara); mientras en el sector este (Diego Hernández) la parte más alta de la zona conductiva principal, muestra una inclinación moderada hacia el noreste (valle de La Orotava).

Cerca de la pared de la caldera, y paralela a la misma, encontraron una anomalía de alta conductividad (probablemente causada por la presencia de rocas altamente fragmentadas y afectadas por alteración hidrotermal fósil a lo largo de la zona de fractura) que podría estar relacionada con el borde estructural de la caldera. Por otro lado, los resultados muestran la presencia de dos acuíferos principales separados por los Roques de García, coincidiendo con las depresiones oeste y central. La depresión este podría estar hidrológicamente desconectada de la depresión central por otro límite estructural que no es visible en superficie. Según Pous et al. (2002) sus resultados son consistentes con la teoría de múltiple colapso vertical como origen de la depresión de la caldera, más que con el colapso de un sólo sector.

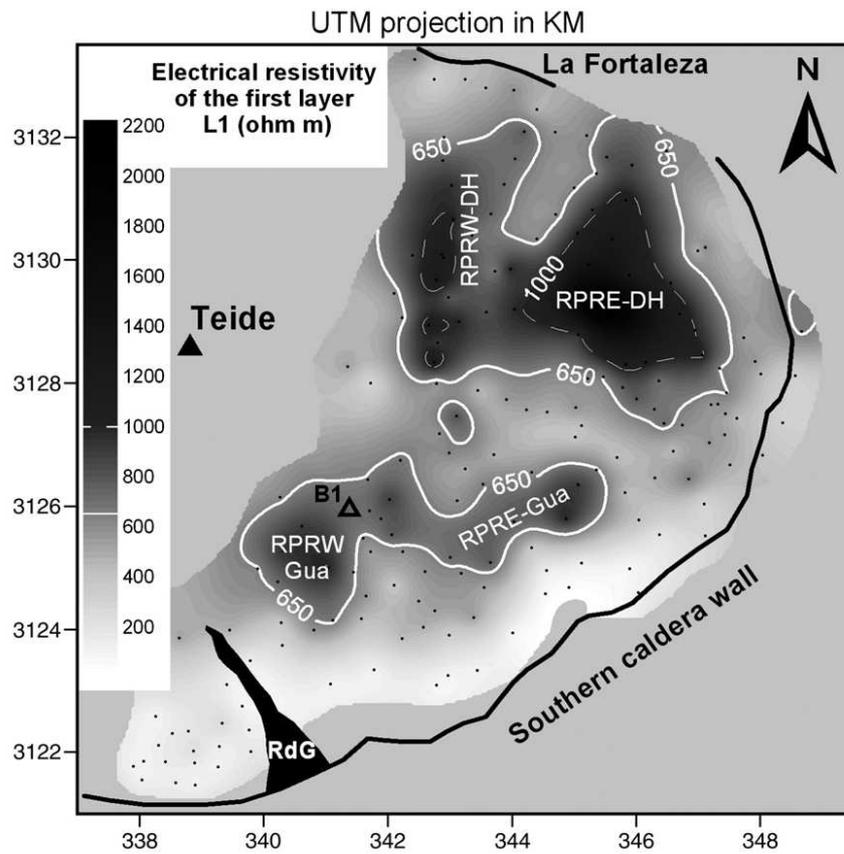
Más recientemente, Coppo et al. (2008) realizaron un estudio de audiomagnetotélurica. Estos autores usaron datos de 185 sondeos audiomagnetotélúricos realizados entre 2004 y 2006 dentro de la caldera de Las Cañadas. Este trabajo está en acuerdo con la teoría del origen de la formación de la caldera de Las Cañadas por múltiple colapso vertical. Los modelos en una dimensión revelan una capa superficial conductora (30 - 1000 m) (Fig.2.15), probablemente resultado de una alteración hidrotermal y de las condiciones meteorológicas. Por otro lado, bajo esta capa hay una capa más resistiva (Fig.2.16).

Coppo et al. (2008)) obtuvieron las siguientes conclusiones:

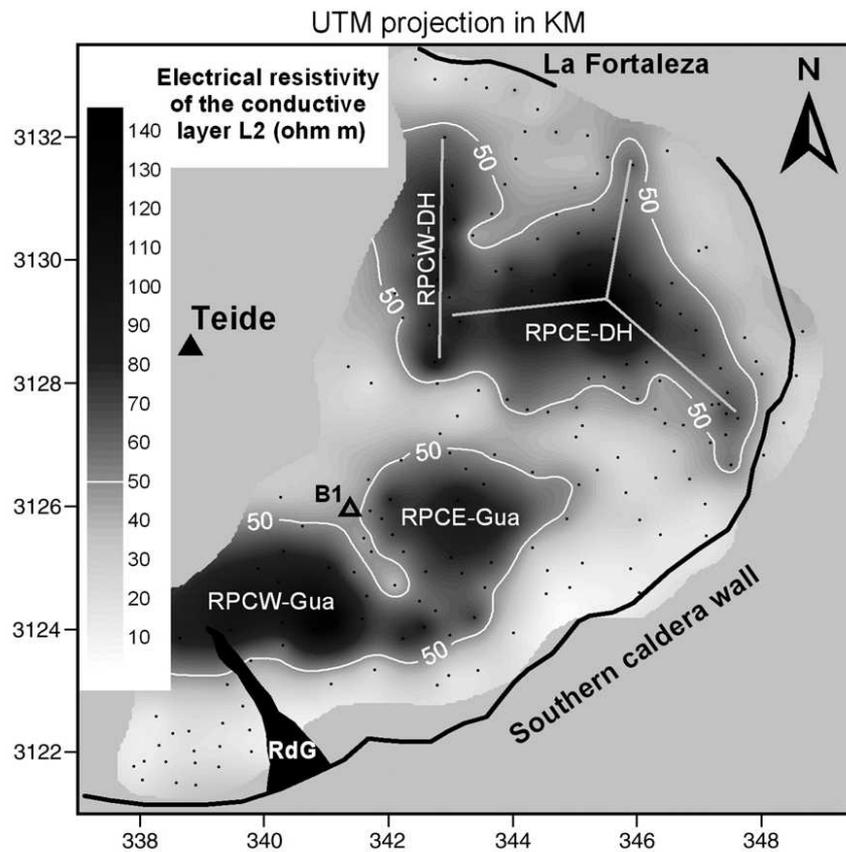
- La capa más conductiva se sumerge hacia el NE bajo el los materiales de rellenan la caldera de Las Cañadas, con claras evidencias de tres morfologías con forma de embudo (Fig.2.15).
- Las distribuciones de resistividad de la primera y segunda capa y la morfología de la capa más conductiva están en acuerdo con la hipótesis de destrucción de tres

edificios por colapso de caldera vertical, descartando un deslizamiento lateral como origen de la caldera de Las Cañadas. Los centros de los edificios volcánicos antiguos (Guajara y Diego Hernández) tienen núcleos resistivos, mientras los bordes son más conductivos. Esta diferencia en las propiedades eléctricas posibilita su localización precisa.

- El incremento en resistividad hacia el este está asociada a diferentes estados de alteración hidrotermal, indicando diferentes escalas de tiempo relacionadas con la alteración. El sector más al este de la caldera de Las Cañadas es la menos afectada por los procesos de alteración y por lo tanto, indica que la zona este de la caldera de Las Cañadas es más joven con respecto a los sectores central y oeste.



**Figura 2.15:** Distribución de la resistividad de la primera capa. Las isolíneas en blanco indican 650 y 1000  $\Omega m$ . Los puntos negros son los lugares de medidas aeromagnéticas. (Tomada de Coppo et al. (2008)).



**Figura 2.16:** Distribución de la resistividad de la segunda capa. La isolínea de 50  $\omega\text{m}$  está dibujada en blanco. Los puntos negros son los lugares de medidas aeromagnéticas. Las líneas grises indican las tendencias de la conductividad de Diego Hernández. (Tomada de Coppo et al. (2008)).

## Estudios de análisis geoquímico

Pérez et al. (1996) tomaron muestras sobre la razón de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  en fluidos tanto dentro como fuera del volcán Teide. Los resultados mostraron una distribución espacial muy diferente a otros estratovolcanes, que normalmente presentan un decrecimiento en

---

la razón de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  con respecto a la distancia del cráter. Este hecho fue asociado a las diferencias entre un entorno volcano-tectónico de subducción y estratovolcanes en islas oceánicas.

Hernández et al. (2000) realizaron un trabajo sobre la desgasificación difusa de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{H}_2$  en el área de la caldera de Las Cañadas, durante el verano de 1995. La distribución de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{H}_2$  del suelo indicó que la alta desgasificación en la caldera de Las Cañadas está controlada volcánicamente y estructuralmente. Por otro lado, localizaron concentraciones anómalas de  $\text{H}_2$  en el cráter del Teide y fuera de los bordes de la caldera.

Hernández et al. (2004) investigaron la distribución en el suelo de Hg, B y  $\text{NH}_4$  en la caldera de Las Cañadas, en el verano de 1992. Las altas concentraciones del suelo de Hg, B y  $\text{NH}_4$  fueron relacionadas con áreas donde se había desarrollado un sistema de convección, coincidiendo con los centros volcánicos más recientes, localizados a lo largo de las zonas de fisura basálticas, y con el volcán Teide y Roques de García.

El trabajo de Andújar et al. (2008) ha determinado las condiciones pre-eruptivas de la formación de la caldera de la mayor erupción ocurrida en Tenerife (El Abrigo). Ésta consistió en una erupción fonolítica cuyo reservorio magmático (El Abrigo) se encontraba a  $130 \pm 50$  MPa de presión (a una profundidad de 4 km de la superficie),  $825 \pm 25$  °C de temperatura, con un  $3 \pm 1$  % de agua disuelto. Otro estudio realizado por Andújar et al. (2009) ha determinado las condiciones pre-eruptivas del magma fonolítico que provocó la última erupción del volcán Teide (1150 a.C, aprox.). Los resultados que obtuvieron indican que la cámara fonolítica estuvo se encontraba a  $900 \pm 20$  °C de temperatura,  $150 \pm 50$  MPa de presión y contenía  $3 \pm 0.5$  % de agua disuelta en el fundido.

### 2.3.4. Estado del arte en sismología

Uno de los primeros trabajos de sismología realizados es el de Mezcua et al. (1992). Estos autores hicieron una revisión a la sismicidad de la zona, incluyendo terremotos históricos y recientes (hasta la época). Analizaron el terremoto de magnitud 5.2  $m_b$  producido en el mar en 1989, entre las islas de Gran Canaria y Tenerife. Éste fue seguido de un gran número de réplicas, que fueron interpretadas como movimientos sismotectónicos.

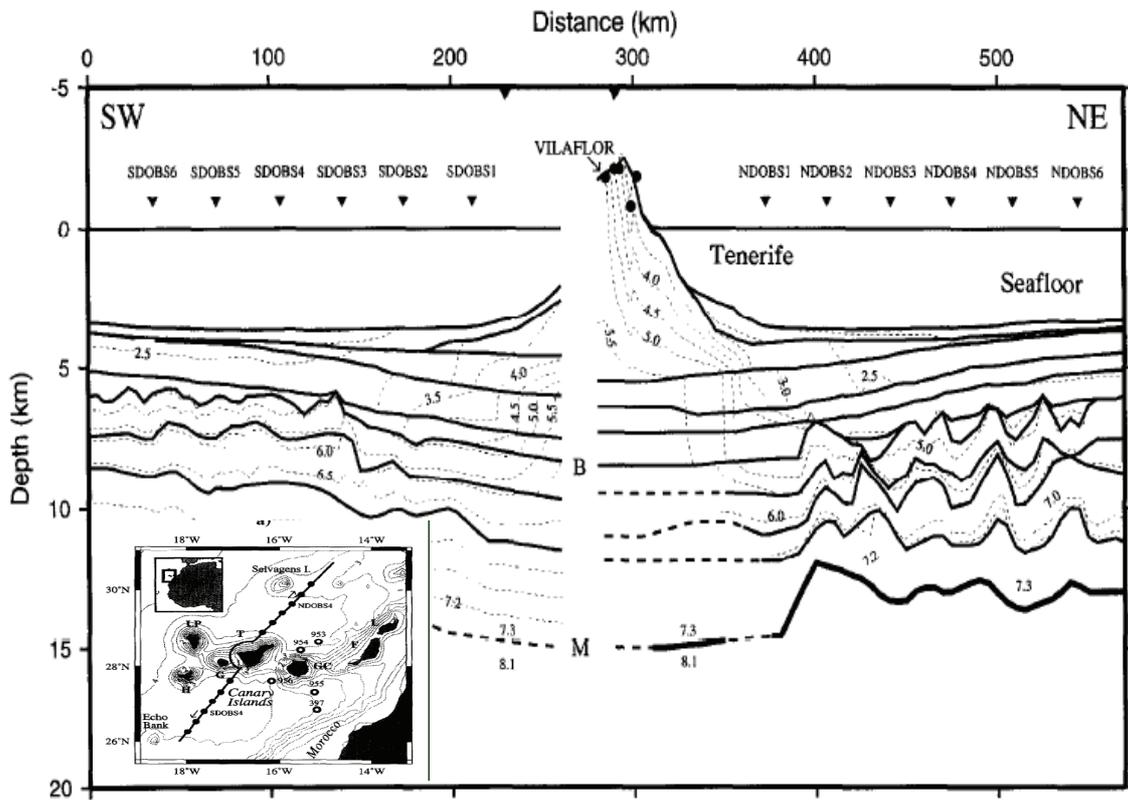
La conclusión principal a la que llegaron es que existe un régimen de tensión compresional en dirección NO-SE en la región, que es compatible con la tectónica de la parte noroeste del continente africano (Fig.2.2).

Watts et al. (1997) llevaron a cabo un experimento de sismica activa con el objetivo de determinar la estructura cortical y del manto bajo la Isla de Tenerife. Los datos de reflexión recogidos en este experimento muestran que el basamento oceánico se hunde suavemente hacia la isla, formando un foso doblado que está lleno de 2-3 km de material bien estratificado. Los datos de refracción indicaron que la corteza oceánica flexionada tiene un espesor medio de  $6.41 \pm 0.42$  km, siendo la velocidad de la corteza superior e inferior de 4.8 - 5.4 km/s y 6.7 - 7.3 km/s, respectivamente.

Watts et al. (1997) llegaron a las siguientes conclusiones (Fig.2.17):

- Hay evidencias en los datos registrados en tierra de que el núcleo central de la Isla de Tenerife tiene velocidades altas (5-6 km/s). Las velocidades altas aparecen desplazadas al sur del estratovolcán Teide. Estas altas velocidades correlacionan con el afloramiento de Roque del Conde, uno de los tres macizos que forman parte de un antiguo edificio volcánico. Por otro lado, esta zona de alta velocidad aparece rodeada por materiales con velocidades menores que concuerda con las erupciones del Teide y Las Cañadas. Estos basaltos se formaron durante la fase subaérea en el proceso de evolución de la isla.
- Teniendo en cuenta el volumen submarino y subaéreo de la isla y que la edad de la isla varía entre 6 o 16 Ma, la generación de magma se produce a una razón de 0.006 - 0.02 km<sup>3</sup>/a.
- Los datos sísmicos indican que la litosfera bajo Tenerife tiene un espesor de 20 km aprox. Sin embargo, las incertidumbres a la hora de fijar los datos dan lugar a pensar que esta capa podría medir 30 km. Por tanto, hay que asumir que varía en un rango de 20-30 km. Esto implica que bajo Tenerife tiene un espesor menor del esperado en 5-15 km para la edad termal de la litosfera.
- Las Islas Canarias no parecen estar afectadas por 'underplating'. Sin embargo, según Watts et al. (1997) es posible que exista 'underplating' en la parte central y

sur del flanco subaéreo de Tenerife, aunque de ser así sería mucho más pequeño, en extensión lateral, que el que se localiza bajo las islas de Hawai y las Marquesas.



**Figura 2.17:** Modelo de velocidad a lo largo del perfil indicado en la figura de la esquina izquierda. Las líneas sólidas muestran grandes discontinuidades de velocidad. La zona marcada más fuerte indica la región de la Moho, que es la que mejor se ajusta a las llegadas  $P_mP$ . Las líneas discontinuas marcadas con más intensidad indican la interpolación de discontinuidades. Las líneas discontinuas más ligeras muestran contornos de velocidad en km/s. Los triángulos indican la localización de los sismómetros localizados sobre el suelo oceánico; los círculos indican la posición de las estaciones en tierra. La flecha señala la estación de Vilaflor. M = Mojo, B = Basamento oceánico. (Modificada de Watts et al. (1997)).

La Fig.2.17 nos muestra una sección de un modelo de la isla de Tenerife en 2D. Se

puede observar cómo en la zona subaérea de la isla las velocidades en el modelo son altas.

Pezzo et al. (1997) hicieron un estudio de coda de siete terremotos pequeños registrados en el volcán Teide. Para ello usaron temporalmente una antena sísmica pequeña compuesta por doce estaciones. El objetivo era medir el backazimut, la velocidad aparente y el tipo de ondas que componían la coda en un intervalo de frecuencia de 4 a 6 Hz. Usaron el método de las correlaciones cruzadas para obtener las componentes del vector onda y técnicas de análisis de tres componentes. Estas técnicas están basadas en la matriz covarianza de la señal en el dominio del tiempo y la utilizaron para analizar las propiedades de polarización de las señales. Los resultados obtenidos por Pezzo et al. (1997) mostraron que una gran parte de las señales de coda, en la banda de frecuencia analizada, están casi sin correlacionar, tan solo un número pequeño de llegadas aisladas, que estaban correlacionadas, mostraron una lentitud aparente entre  $2 \times 10^{-3}$  y  $2.5 \times 10^{-4}$  s/m y una distribución casi aleatoria de los backazimut. Pezzo et al. (1997) interpretaron las llegadas correlacionadas como señales generadas por dispersores, probablemente relacionadas a la presencia, en el área estudiada, de las irregularidades topográficas (el cono volcánico y el anillo de la caldera). El tipo de ondas variaba de S puras a una mezcla de ondas superficiales con algunas componentes Rayleigh.

Canales et al. (2000) usaron los datos registrados en cinco estaciones en tierra de un experimento de sísmica activa. El objetivo era representar la estructura interna de Tenerife. Los tiempos de viaje indicaron que la velocidad de las ondas P dentro del edificio volcánico era mayor de 6 km/s. Los residuos de los tiempos de viaje superiores a 0.8 s (negativos) indicaron que la parte suroeste de Tenerife está caracterizada por una zona de alta velocidad, que coincide con una anomalía de gravedad máxima. Esta anomalía había sido modelada previamente como un cuerpo de alta densidad que forma el núcleo de un gran volcán antiguo máfico. Las velocidades estimadas, dentro de este cuerpo anómalo, son superiores a 7.3 km/s, pudiendo estar relacionado con una intrusión plutónica (antiguo volcán Boca Tauce)). Este cuerpo de alta velocidad y densidad puede haber jugado, según Canales et al. (2000), un papel importante en la evolución de Tenerife, apuntalando el edificio de Las Cañadas y previniendo de la ocurrencia de deslizamientos en las áreas del sur y oeste de la isla. Los retrasos en los tiempos de viaje superiores a 0.4 s estar relacionados con la alta batimetría entre Tenerife y La Gomera. Esto indica que podría estar compuesta por grandes depósitos de coladas de lava y materiales volcánoclasticos, probablemente eruptados de los macizos de Teno, Roque del Conde y La

---

Gomera. Las zonas volcánicas post-escudo de las fisuras de Santiago y la Dorsal parecen estar caracterizadas por velocidades de onda P altas, pero moderadas.

Almendros et al. (2000) presentaron un estudio de la sismicidad registrada en el volcán Teide de una campaña de 40 días, realizada en 1994, en la que usaron dos antenas sísmicas de pequeña apertura. El objetivo de este experimento era detectar, analizar y localizar la sismicidad local. Estos autores realizaron también el análisis del ruido sísmico de fondo para investigar la posible presencia de trémor volcánico. De un conjunto de 76 eventos, seleccionaron 21 en base a la buena razón señal/ruido y la posibilidad de localizar la fuente sísmica usando las técnicas de localización de antenas sísmicas. Hicieron una clasificación visual basada en el tiempo S-P y la forma del sismograma que les permitió establecer tres grupos: sismicidad local (tiempo S-P entre 3 y 5 s), terremotos muy locales (tiempo S-P menor de 3 s) y explosiones artificiales. Estos terremotos fueron localizados con la técnica de las Correlaciones Cruzadas y la técnica del trazado del rayo inverso. Los terremotos registrados en ambas antenas sísmicas fueron localizados por la intersección de ambos backazimuts. Los análisis de la sismicidad revelaron que la sismicidad del volcán Teide era moderada. Esta sismicidad se podría distribuir en tres áreas principales: dentro del edificio de la caldera (bajo el complejo Teide - Pico Viejo), en el borde este del edificio de la caldera y fuera de la isla. Por otro lado, estos autores observaron, en el análisis del ruido sísmico de fondo para frecuencias menores a 2 Hz, que la señal de carga oceánica predomina sobre otras señales, incluso sobre terremotos locales con una magnitud de 2.0. Debido a esto, aunque el área del Teide presentase trémor volcánico débil u otro tipo de señales con picos predominantes bajo 2 Hz, sería muy difícil observarlos.

En 2004 tuvo lugar una reactivación en la isla volcánica de Tenerife. Ésta fue acompañada de una crisis sísmica de la que Almendros et al. (2007) analizaron los datos de tres antenas sísmicas desplegadas en la caldera de Las Cañadas durante mayo-julio de 2004. Los eventos estudiados pertenecen al periodo del 12 al 31 de mayo de 2004 y constituye uno de los episodios sísmicos más activos reportados en el área, excepto la actividad sísmica precursora que ha acompañado a las erupciones históricas.

La mayoría de las señales sísmicas, registradas en las antenas, eran terremotos volcano-tectónicos. Estos eventos suelen presentar magnitudes bajas. También detectaron eventos de largo periodo, generalmente asociados con la presencia de fluidos volcánicos

en el medio. Además, estos autores observaron la aparición de un trémor continuo con comienzo el 18 de mayo y con una duración de varias semanas. Este trémor es el primero del que se tiene noticia en el volcán Teide. Este evento presentaba una amplitud pequeña y una banda estrecha de frecuencias, con un pico central en el rango de 1 a 6 Hz. Fue registrado en las tres antenas localizadas en la caldera de Las Cañadas. Para estimar los parámetros de propagación (backazimut y lentitud aparente) de las señales aplicaron la técnica de las Correlaciones Cruzadas. En el caso de los terremotos volcano-tectónicos calcularon los tiempos S-P y la realizaron la localización de la fuente. Los resultados obtenidos por Almendros et al. (2007) indicaron que en el inicio del periodo analizado la mayoría de los terremotos estaban agrupados en un volumen profundo bajo el flanco noroeste del volcán Teide. La similitud de los parámetros de propagación que obtuvieron para los eventos de largo periodo y los de terremotos volcano-tectónico iniciales, sugieren que los eventos de largo periodo podrían estar originados en el mismo volumen que los terremotos. Durante las dos últimas semanas de mayo, los terremotos volcano-tectónicos fueron, generalmente, más superficiales y se extendieron por la caldera de Las Cañadas. Por otro lado, el análisis del trémor apuntó a la presencia de múltiples fuentes de baja energía que actuaban simultáneamente.

Almendros et al. (2007) propusieron un modelo para explicar el patrón de sismicidad observada en el volcán Teide. El proceso habría dado comienzo a primeros de abril con una inyección de magma bajo el flanco noroeste del volcán Teide. Las tensiones cambiaron con esta inyección y produjeron los terremotos volcano-tectónicos. La ocurrencia de terremotos permitió aumentar el suministro de gases magmáticos frescos hacia la superficie. Por otra parte, este gas generó eventos de largo periodo. Los gases que se introdujeron por el edificio volcánico, lubricaron las fracturas existentes, favoreciendo así la ocurrencia de terremotos volcano-tectónicos. El trémor analizado fue desencadenado por el acuífero superficial bajo la caldera de Las Cañadas cuando éste fue alcanzado por el frente de flujo.

---

## 2.4. Peligros potenciales en la Isla de Tenerife

### 2.4.1. Zonación de los peligros volcánicos (coladas de lava y caída de ceniza)

Hay una gran variedad de peligros asociados al volcanismo de Tenerife (Araña et al. (2000)). En las dorsales y en los flancos el único peligro a tener en cuenta son las coladas de lava. El factor más importante de este peligro es la distancia que pueden recorrer las coladas y el área que puedan cubrir. La producción de piroclastos es menos peligrosa, ya que viene derivada de la emanación de gases y se suele limitar al área próxima a los centros eruptivos. Otro factor a tener en cuenta son los acuíferos a poca profundidad que pueden provocar erupciones freato-magmáticas y se pueden contaminar.

En el caso de la zona central de Tenerife, al peligro de las coladas, hay que añadir la posibilidad de erupciones explosivas en el cráter y en los flancos del Teide. Hay que sumar la posibilidad de avalanchas asociadas con las erupciones que pueden ser especialmente significativas en las flancos de las dorsales con pendientes bruscas.

Como hemos visto anteriormente, en la Isla de Tenerife se dan periodos eruptivos explosivos y efusivos. Un factor a analizar son los ciclos que se producen y su periodo de recurrencia.

Así, en el caso la formación y evolución del Edificio Central ha pasado por varios ciclos magmáticos separados por periodos largos de inactividad. Cada ciclo constructivo-destructivo comprende una secuencia de eventos similares: i) Ascenso continuo de magmas basálticos derivados del manto; ii) formación de cámaras fonolíticas superficiales, implicando una predominancia de erupciones fonolíticas y la existencia de una zona de sombra de erupciones basálticas en la parte central de la isla; iii) eventos de formación de caldera, implicando la destrucción del edificio volcánico y la destrucción parcial/total o enfriamiento de la cámara magmática superficial; iv) erupción de magmas basálticos en la parte central de la isla; v) emplazamiento de una nueva cámara magmática en una posición diferente y, de acuerdo, a la migración de la actividad volcánica fonolítica a otros sectores de la parte central de Tenerife (Martí et al. (????)). Estos autores identifican tres ciclos

entre hace 1.57 y 0.179 Ma. La duración de cada ciclo varía entre 300 y 100 ka, separados por periodos de calma eruptiva de entre 120 y 250 ka. El complejo volcánico Teide-Pico Viejo, cuya construcción comenzó después del último colapso de caldera, corresponde al ciclo presente, que tras emitir un gran volumen de basaltos habría sufrido una fase inicial de erupciones fonolíticas concentradas en el cráter y los flancos del complejo Teide-Pico Viejo. Si se consideran las erupciones explosivas más importantes (Coladas Negras, Riques Blancos y Montaña Blanca-Montaña Rajada (Ablay and Kearey (2000))), se podría decir que la magnitud y la explosividad han decrecido, respecto a ciclos anteriores.

Respecto al periodo de recurrencia de las erupciones efusivas, Araña et al. (2000) aplicaron el método de la Cruz-Reina (1993) a 19 erupciones ocurridas en Tenerife entre 1341 y 1909. El resultado obtenido para el periodo de recurrencia, con un nivel de confianza del 95 %, es de 44 y 83 años. Viendo estos valores ya debería haber habido una erupción en Tenerife, lo cual nos indica que estos valores son puramente indicativos.

### **Grandes deslizamientos volcánicos en la Isla de Tenerife**

Un fenómeno que no nos puede pasar desapercibido, son los deslizamientos volcánicos producidos en la Isla de Tenerife, como en otras muchas islas volcánicas. Algunas de las causas que pueden desencadenar grandes deslizamientos volcánicos son las intrusiones de diques, (McGuire et al. (1990); Elsworth and Voight (1995)), terremotos Voight et al. (1983), extensión volcánica (Borgia et al. (1992); der Hilst et al. (1997), acumulación de productos eruptivos en pendientes muy abruptas Murray and Voight (1996), inflación y deflación de la cámara magmática Duffield et al. (1982) y colapso de caldera Martí et al. (1997). Además existen otros factores como el deslizamiento sobre agua que también pueden afectar.



# Capítulo 3

## Metodología: Tomografía sísmica

Los datos obtenidos a partir de las ondas sísmicas son una de las fuentes más válidas para estudiar la estructura interna de la Tierra. En 1909, Mohorovičić fue una de las primeras personas en deducir la estructura de la Tierra mediante el uso de datos procedentes de las ondas sísmicas. Para un mismo terremoto regional observó dos curvas de tiempos de llegada diferentes. Tras el estudio de estas curvas, dedujo que una correspondía a la llegada directa a través de la corteza y la otra a una onda refractada que se propagaba a través de una discontinuidad con propiedades elásticas entre la corteza y el manto, es lo que hoy conocemos como discontinuidad de Mohorovičić, también llamada Moho. En 1910 se implementó por primera vez el método de Herglotz y Wiechart para construir un modelo 1D de la toda la Tierra. El método usa la relación entre la distancia angular y el parámetro del rayo para determinar la velocidad como una función del radio de la Tierra.

La tomografía sísmica de tiempos de llegada es un método sísmico que se usa para visualizar la estructura interna de la Tierra. La palabra tomografía proviene del griego y significa literalmente 'rodaja (tomo)'. Inicialmente este término fue utilizado en el campo de la medicina para referirse a las imágenes de las propiedades internas del cuerpo humano, como la densidad, mediante rayos X (Lee et al. (1993)). Más tarde este término fue acuñado por la comunidad científica dedicada a la sismología para describir procesos similares usando ondas sísmicas para obtener mapas de velocidades del interior de la

---

Tierra. La primera tomografía sísmica de tiempos de llegada fue realizada a mediados de los 70 (Aki et al. (1974)).

Los pasos requeridos para realizar una imagen tomográfica a partir de datos sísmicos pueden resumirse en los siguientes:

1. Parametrización del modelo: La visualización de la estructura interna de la región de estudio necesita una serie de parámetros iniciales. Para ello es necesaria la estimación de un modelo inicial de velocidades, así como la determinación de los tiempos de llegada observados y la geometría de adquisición de nuestros experimento.
2. Problema directo: Dada la parametrización del modelo inicial (modelo inicial de velocidades y su geometría), se procede a calcular los tiempos de llegada teóricos.
3. Inversión: Ajuste del modelo de velocidad inicial para conseguir que la diferencia entre los tiempos de llegada teóricos y observados sea mínima.
4. Análisis de la robustez de la solución: Estimación de la covarianza y la resolución de la teoría lineal o reconstrucción de modelos de prueba usando bases de datos sintéticos.

### 3.1. Tratamiento matemático

La base del método tomográfico se encuentra en la expresión  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$  que nos relaciona una serie de parámetros propios del sistema,  $\mathbf{d}$ , y las propiedades del medio  $\mathbf{m}$ . En nuestro caso (en el caso de la tomografía sísmica) los parámetros son los tiempos de llegada entre un par fuente-receptor a través de un medio continuo:

$$t = \int_{L(x)} \frac{1}{v(x)} dl \quad (3.1)$$

donde  $v(\mathbf{x})$  es la velocidad del medio y  $L$  la trayectoria del rayo.

En la tomografía sísmica de tiempos de llegada, los datos son los tiempos de llegada y los parámetros del modelo las variaciones de velocidad. La relación existente entre ambos viene dada por la ecuación (Ec.3.1). Esta ecuación no es lineal, debido a que la integral de camino depende de la velocidad. Esta no-linealidad inherente provoca que el problema inverso sea complicado de resolver. Se usan tres aproximaciones básicas: a) tomografía lineal, b) tomografía iterativa no-lineal, y c) tomografía completamente no-lineal. En la tomografía lineal la relación entre los residuos de tiempos de llegada y la perturbación de las velocidades se linealiza sobre un modelo de referencia y las correcciones al campo de velocidad se hacen bajo esta condición. Así, los caminos de rayo se determinan una vez (a través del modelo inicial o modelo de referencia) y no se vuelven a trazar. La tomografía iterativa no-lineal tampoco tiene en cuenta la dependencia del camino con de velocidad en el paso de inversión, pero sí la no-linealidad del problema. En este caso, se aplican correcciones iterativamente y se vuelven a trazar los rayos (repetiendo los pasos 2 y 3 expuestos anteriormente) hasta que, por ejemplo, los datos son satisfechos, o la tasa de datos ajustados mejora por iteración y satisface una tolerancia dada. La tomografía completamente no-lineal localiza una solución sin tener en cuenta la linealización en ningún aspecto, no obstante, en la práctica no se suele usar.

La condición de linealización comúnmente adoptada en tomografía de tiempos de llegada es razonable. Se puede demostrar que el camino fuente-receptor no se perturba significativamente por los ajustes que se hacen a los parámetros del modelo en el paso de la inversión. Si consideramos una perturbación  $\delta v(x)$  con respecto a un campo de velocidades de referencia  $v_0(x)$ , por tanto,  $v(x) = v_0(x) + \delta v(x)$ , entonces tanto el camino del rayo como el tiempo de viaje fuente-receptor se deben perturbar también en el nuevo campo de velocidades  $v(x)$  relativo a  $v_0(x)$ . Si el nuevo camino es  $L(v) = L_0 + \delta L$  donde  $L_0$  es el camino en  $v_0(x)$  y  $t = t_0 + \delta t$ , donde  $t_0$  es el tiempo de llegada a lo largo de  $L_0$  en  $v_0(x)$ , entonces el tiempo de llegada en  $v(x)$  se puede escribir como:

$$t = \int_{L(x)+\delta L} \frac{1}{v_0(x) + \delta v} dl \quad (3.2)$$

El integrando de la ecuación (Ec.3.2) se puede expandir usando series geométricas:

$$\frac{1}{v_0(x) + \delta v} = \frac{1/v_0}{1 - (-\delta v/v_0)} = \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} + \frac{\delta v^2}{v_0^3} - \dots \quad (3.3)$$

Sustituyendo la expresión (Ec.3.3) en la ecuación (Ec.3.2) e ignorando los términos ma-

yores de segundo orden se obtiene:

$$t = \int_{L(x)+\delta L} \frac{1}{v_0(x) + \delta v} dl + O(\delta v^2) \quad (3.4)$$

en la cual el primer orden se puede separar como:

$$t = \int_{L_0} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} dl + \int_{\delta L} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2) \quad (3.5)$$

La segunda integral en la expresión (Ec.3.5) se puede aproximar a cero. Para ello usaremos el Principio de Fermat que nos indica que para puntos finales fijados, el tiempo de llegada a lo largo del camino del rayo es estacionario con respecto a las perturbaciones de la trayectoria seguida ( $\partial t / \partial L = 0$ ). Por tanto, como  $t = t_0 + \delta t$ , entonces la perturbación en los tiempos de viaje resulta de una perturbación al campo de velocidades dado por:

$$\delta t = - \int_{L_0} \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2) \quad (3.6)$$

La implicación de la ecuación (Ec.3.6) es que si la velocidad a lo largo del camino se perturba, entonces la perturbación correspondiente, calculada a lo largo del camino original, tendrá precisión de primer orden Snieder and Sambridge (1993). Es interesante observar que si los cálculos anteriores se realizan en términos de una perturbación en lentitud  $s(x) = 1/v(x)$  en vez de en velocidad, entonces la expresión resultante para una perturbación en tiempos de llegada viene dada por:

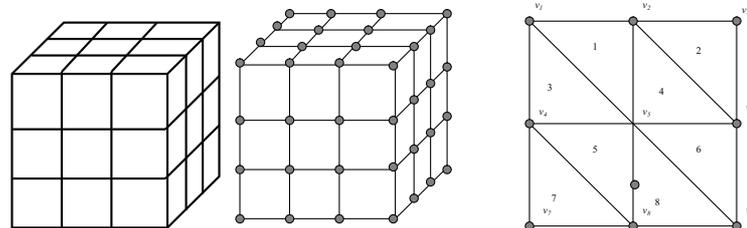
$$\delta t = \int_{L_0} \delta s dl + O(\delta s^2) \quad (3.7)$$

que depende linealmente de  $\delta s$ .

Los estudios que usan tomografía lineal pueden tratar con decenas a cientos de miles de parámetros de modelo (Inoue et al. (1990), Spakman (1991), der Hilst et al. (1997), Bijwaard et al. (1998)), haciendo que una aproximación iterativa no-lineal sea muy costosa computacionalmente, o tener datos cuya geometría (como telesismos) hagan que la asunción lineal sea más válida (Achauer (1994)). Es interesante observar, sin embargo, que estudios recientes de tomografía de tiempos de llegada a escala regional y global que involucran cientos de miles a millones de caminos de rayos y cientos de miles de parámetros del modelo han usado esquemas de inversión iterativa no-lineal (Bijwaard and Spakman (2000), Gorvatov et al. (2007), Gorvatov et al. (2001)).

### 3.1.1. Parametrización del modelo

Los tiempos de viaje de las ondas sísmicas, entre la fuente y el receptor, dependen solamente de la velocidad de propagación a través del medio por el que viajan. Por lo tanto, la estructura interna de la Tierra se representa en función de las variaciones de velocidad de las ondas P o S (o lentitud aparente). Las variaciones de velocidad pueden estar definidas por un conjunto de interfases cuya geometría varía en función de los datos. La parametrización se puede definir en función de bloques de velocidad constante, nodos (entre otras representaciones), para los que se define una función específica de interpolación entre ellos o una combinación de parámetros de velocidad e interfases. La elección más apropiada dependerá de la información que se tenga a priori (fallas conocidas, otras interfases), si los datos indican o no la presencia de interfases (por ejemplo reflexiones, conversiones de una fase a otra), la cobertura de los datos y la capacidad de la rutina de inversión.



**Figura 3.1:** *Diferentes tipos de parametrización de velocidad. A) Bloques de velocidad constante. B) Malla de nodos de velocidad. C) Malla triangulada de velocidad diseñada para celdas con gradiente de velocidad constante.*

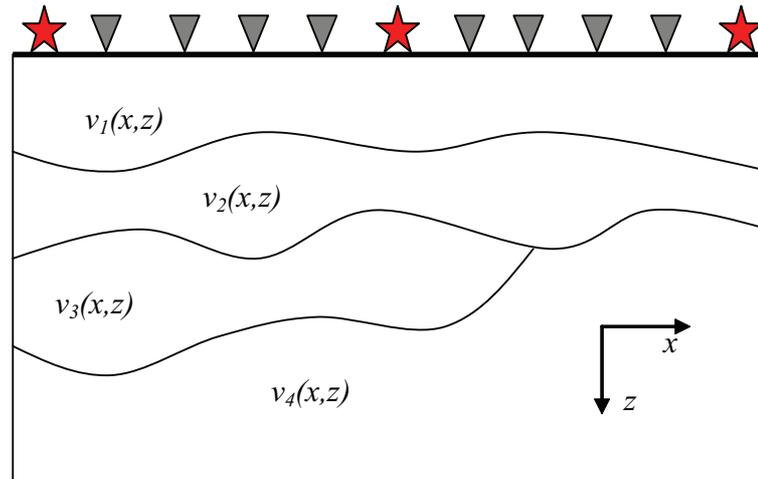
El método de parametrización más habitual consiste en utilizar bloques de velocidad constante (Fig.3.1). Estos son simples de definir y el resultado son trayectorias lineales

---

dentro de cada bloque. Esta aproximación puede ser poco precisa para representar variaciones suaves en la estructura interna de la Tierra debido a las discontinuidades de velocidad que existen entre bloques adyacentes. Estas discontinuidades artificiales pueden causar también zonas de sombra de rayos injustificadas y triplicaciones. Sin embargo, si se usa un gran número de bloques y se imponen las condiciones sobre el tamaño de los cambios de velocidad entre bloques adyacentes, entonces es posible una aproximación razonable a la variación continua del campo de velocidad. Este planteamiento se suele evitar cuando se espera una curvatura muy fuerte del rayo. Una alternativa a la parametrización en bloques es definir las velocidades en los vértices de una malla rectangular (Fig.3.1b) junto con una función de interpolación específica.

Otro método de parametrización que está a medio camino entre la aproximación por bloques y la aproximación por malla es la que usa celdas con gradientes de velocidad constante. En la (Fig.3.1c) podemos ver un ejemplo de este método en 2D (White (1989)). La extensión de estos procedimientos a 3D implica el uso de celdas tetrahédricas, con funciones de interpolación lineal descrita en términos de los nodos de velocidad en los cuatro vértices del tetraedro. Es importante destacar que estos métodos de parametrización se usan, primero, por la facilidad analítica del trazado del rayo y, en segundo lugar, debido a que proveen una aproximación adecuada a la distribución de velocidad de la estructura interna, que es inevitablemente más compleja.

Por otro lado, en vez de parametrizar la distribución de velocidad usando bloques o mallas, la velocidad se puede discretizar en el dominio del número de onda en lugar de en el dominio del espacio. La ventaja de este tipo de parametrización es que define el campo de velocidad que es infinitamente diferenciable y el suavizado se puede controlar a través de la elección del número de armónicos  $N$  que se usen. Además, las discontinuidades de velocidad se suelen incluir en los modelos de velocidad cuando la estructura interna se representa en capas horizontales (Fig.3.2). Es muy importante elegir una parametrización apropiada para las distintas interfases, al igual que para la parametrización de velocidades de la estructura.



**Figura 3.2:** Representación esquemática de una estructura dividida en capas donde se pueden diferenciar las distintas interfaces que separan a las capas de distinta velocidad  $v(x, y)$ .

Uno de los problemas que se pueden encontrar a la hora de elegir una técnica de tomografía es la definición de interfaces. En este caso por tratarse de una isla ha sido necesario incorporar la interfase agua-tierra. Las técnicas usadas por Zelt and Smith (1992) y Zelt and Barton (1998) y Koulakov (2009) permiten la incorporación de la capa de agua en el modelo. Existen distintas formas de incorporar las interfaces. Algunas de las representaciones más sencillas, en 2D, es hacerlo a través de la unión de muchos segmentos pequeños, como se puede ver en la (Fig.3.3). Zelt and Smith (1992) usaron este tipo de representación, con el inconveniente de que la interfase es discontinua en la unión entre segmentos.

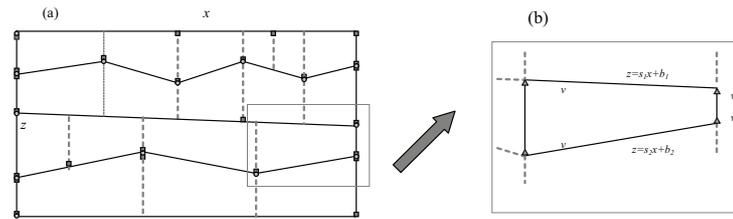


**Figura 3.3:** *Parametrización en 2D por segmentos lineales.*

Esta discontinuidad puede ser geológicamente hablando irreal y crear zonas de sombra artificiales. Esto se puede deber a la incidencia de rayos con trayectorias similares. Estos pueden partir desde la interfase a lo largo de caminos muy diferentes, si interceptan la interfase en un punto de discontinuidad de gradiente. Zelt and Smith (1992) abordaron este problema usando un filtro de promedio para suavizar la interfase y así los rayos que partan tengan una trayectoria consistente con la interfase suavizada, sin embargo, el punto de proyección sigue siendo dado por el punto de intersección del rayo incidente con la interfase construida como segmentos unidos.

La extensión de este tipo de representación de las interfases a 3D se puede hacer usando área triangulares unidas de igual modo que los segmentos lineales para 2D. De la misma manera una interfase se puede describir por una malla de nodos en profundidad con una función de interpolación específica (por ejemplo, los segmentos lineales unidos pueden ser descritos como un caso especial de este tipo de representación).

En las tomografías de tiempos de llegada no son muy comunes las parametrizaciones irregulares. Sin embargo, se pueden adaptar para hacer que la cobertura de los datos sobre la estructura interna sea adecuada. Los límites de las capas se describen por un conjunto de uno o más nodos espaciados y linealmente interpolados.



**Figura 3.4:** Ejemplo de estructura parametrizada por capas usando el método de Zelt and Smith (1992). (a) Estructura compuesta por cuatro capas y definida por 25 nodos de velocidad (cuadrados gris oscuro) y la estructura interna está definida por 13 nodos de contorno (círculos gris claro). No hay discontinuidades de velocidad entre la segunda y la tercera capa. Las líneas punteadas indican los contornos laterales de trapecoides. (b) El campo de velocidad dentro de un trapecoide que está definido por la interpolación en entre los valores de las cuatro esquinas (triángulos grises). Si no existen ningún nodo de velocidad en la esquina, entonces el valor requerido se calcula mediante interpolación lineal de los nodos adyacentes.

Dentro de cada capa, los nodos de velocidad se especifican en los límites superiores e inferiores, mientras, el número y el espaciado puede variar (Fig.3.4a). Para facilitar la interpolación de velocidad, cada capa se divide lateralmente en bloques trapecoidales separados por contornos verticales. La velocidad dentro de cada trapecoide se interpola usando los valores de velocidad en las cuatro esquinas (obtenidos por interpolación lineal si no hay un nodo de velocidad en la esquina), de tal manera que la velocidad dentro de cada capa varía linealmente entre los límites superior e inferior en la dirección vertical, y linealmente a lo largo de los límites superior e inferior entre nodos. Los límites de las capas pueden o no representar discontinuidades de velocidad. La (Fig.3.4b) muestra el diseño de un trapecoide con más detalle. La velocidad dentro del trapecoide viene dada por Zelt and Smith (1992):

$$v(x, z) = \frac{c_1x + c_2x^2 + c_3z + c_4xz + c_5}{c_6x + c_7} \quad (3.8)$$

donde  $c_i$  son combinaciones lineales de las velocidades de las esquinas. La flexibilidad inherente de esta técnica hace que se puedan representar tanto estructuras con capas como sin ellas. Además, si hay capas, la velocidad dentro de cada capa puede variar

---

arbitrariamente. Algunos autores han usado la parametrización irregular con distintas funciones de interpolación entre nodos (Rawlinson et al. (2001a)).

Por otro lado, las fallas son una característica muy común de la estructura interna de la Tierra y puede ser necesaria su representación. En los métodos sísmicos no es muy común representar las fallas explícitamente. Las fallas pueden causar discontinuidades en las interfases y en los campos de velocidad de las capas que la contienen. A través de un medio con discontinuidades laterales el trazado del rayo puede ser complicado de realizar y el problema inverso es probable que sea altamente no lineal. Lambeck et al. (1988) y Lambeck and Burgess (1992) calcularon residuos de tiempos de llegada para telesismos en un modelo 2D. En este modelo las capas de velocidad constante estaban bordeadas por interfases lineales compuestas de pequeños segmentos. De esta manera no hizo falta añadir discontinuidades laterales a través del modelo, permitiendo la definición de las fallas. Los métodos diseñados para representar estructuras con grandes variaciones laterales de velocidad (Zelt and Smith (1992)) no están diseñados, normalmente, para representar fallas. Wang and Braile (1996), usando un método basado en el de Zelt and Smith (1992), representaron fallas implícitamente con interfases de saltos abruptos casi verticales en interfases adyacentes. Sin embargo, introdujeron estas estructuras manualmente durante el proceso de inversión. Cuando las interfases se usan junto con las velocidades de las capas, especificadas por bloques o en una malla de nodos, entonces suele ser necesario extrapolar el campo de velocidades de cada capa más allá de las interfases que la rodean. Estos parámetros de velocidad son redundantes, a menos que haya cambios en la geometría de la interfase al realizar la inversión y se generen nodos relevantes que tengan que permanecer dentro de la capa. La velocidad dentro de cada capa se define normalmente de manera independiente del resto de las capas, por tanto, no se da la superposición espacial de nodos de velocidad de capas adyacentes.

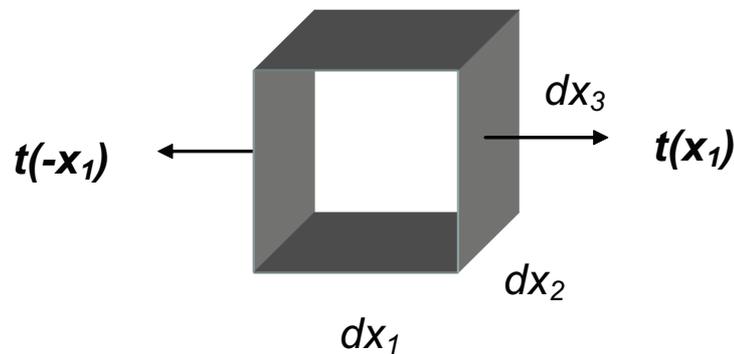
### **3.1.2. Trazado del rayo: Técnica del doblamiento y técnica de las diferencias finitas**

Las técnicas usadas para la resolución del problema directo del trazado del rayo por Zelt and Barton (1998) (FAST) y Koulakov (2009) (ATOM-3D) son diferencias finitas y doblamiento, respectivamente. Ambas resuelven la ecuación eikonal, aunque de diferente

manera. Antes de describir en detalle ambas técnicas, presentamos un breve repaso sobre la ecuación de ondas y la ecuación eikonal.

### Ecuación de ondas

Para la deducción de la ecuación de ondas se aplica la ley de Newton a un medio continuo ( $\mathbf{F} = m\mathbf{a}$ ). Para ello se considera un cubo en un sistema de coordenadas  $(x_1, x_2, x_3)$ .



**Figura 3.5:** Las fuerzas aplicadas sobre la cara  $(x_2, x_3)$  de un cubo infinitesimal vienen dadas por  $t(x_1)dx_1dx_2$ , es decir, el producto del vector de tracción por el área de la superficie.

Las fuerzas sobre cada cara del cubo vienen dadas por el producto del vector de tracción y el área de la superficie. Por ejemplo, la fuerza en el plano normal a  $x_1$  viene dada por:

$$F(\hat{x}_1) = t(\hat{x}_1)dx_2dx_3 = \tau\hat{x}_1dx_2dx_3 = \begin{bmatrix} \tau_{11} \\ \tau_{21} \\ \tau_{31} \end{bmatrix} dx_2dx_3 \quad (3.9)$$

donde  $F$  es el vector fuerza,  $t$  el vector tracción y  $\tau$  el tensor de esfuerzos. En el caso de un campo de esfuerzos homogéneo, no hay fuerza neta en el cubo, así las fuerzas en lados

opuestos se cancelan, o sea,  $F(-\hat{x}_1) = -F(\hat{x}_1)$ . La fuerza neta solamente se ejercerá en un cubo si hay gradientes espaciales en el campo de esfuerzos. En este caso, la fuerza neta desde los planos normales a  $x_1$  es:

$$F(\hat{x}_1) = \frac{\partial}{\partial x_1} \begin{bmatrix} \tau_{11} \\ \tau_{21} \\ \tau_{31} \end{bmatrix} dx_1 dx_2 dx_3 \quad (3.10)$$

Si usamos la notación de índices y el sumatorio para expresar la fuerza total del campo de esfuerzos queda:

$$F_i = \sum_{j=1,3} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} dx_1 dx_2 dx_3 = \partial_j \tau_{ij} dx_1 dx_2 dx_3 \quad (3.11)$$

Además, puede existir una fuerza interna sobre el cubo que actúe en proporción al volumen del material, esto es:

$$F_i^{internas} = f_i dx_1 dx_2 dx_3 \quad (3.12)$$

La masa de nuestro cubo infinitesimal viene dada por:

$$m = \rho dx_1 dx_2 dx_3 \quad (3.13)$$

donde  $\rho$  es la densidad. La aceleración del cubo viene dada por la segunda derivada respecto al tiempo del desplazamiento  $\mathbf{u}$ . Sustituyendo la ecuación (Ec.3.11) y la ecuación (Ec.3.13) en  $\mathbf{F} = m\mathbf{a}$  obtenemos:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (3.14)$$

Esta es la ecuación momento o ecuación de movimiento para un medio continuo. El término de fuerzas internas  $f$  generalmente consiste en un término debido a la gravedad  $f_g$  y un término fuente  $f_s$ . La gravedad es un factor importante a muy bajas frecuencias, pero generalmente se elimina para los cálculos de ondas internas y superficiales a las longitudes de onda que son observadas. El término fuente tampoco lo vamos a considerar, por tanto, en ausencia de fuerzas internas, la ecuación de movimiento para un medio homogéneo será:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} \quad (3.15)$$

Esta es la ecuación que gobierna la propagación de ondas sísmicas fuera de las regiones donde se encuentra la fuente.

Para resolver la ecuación (Ec.3.15) necesitamos encontrar la relación entre esfuerzo y tensión, de este modo podemos expresar  $\tau$  en términos del desplazamiento  $\mathbf{u}$ . Vamos a usar la relación esfuerzo-tensión lineal e isotrópica que viene dada por:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (3.16)$$

donde  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamé y el tensor tensión viene definido como:

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (3.17)$$

Sustituyendo  $e_{ij}$  en la expresión (Ec.3.16), obtenemos:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu(\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (3.18)$$

Las ecuaciones (Ec.3.15) y (Ec.3.18) proporcionan un conjunto acoplado de ecuaciones para el desplazamiento y el esfuerzo. Ambas se usan, en ocasiones, de forma directa para modelar la propagación de ondas en cálculos realizados aplicando las técnicas de las diferencias finitas. En estos métodos, los esfuerzos y los desplazamientos se calculan en una serie de puntos de una malla en un modelo, y las derivadas temporal y espacial se aproximan a través de diferencias finitas. La gran ventaja de las técnicas de diferencias finitas es la relativa simplicidad y habilidad para manejar modelos de Tierra de una complejidad arbitraria. Sin embargo, el gasto computacional es grande y no provee necesariamente de soluciones físicas que conciernen al comportamiento de los diferentes tipos de ondas.

Si sustituimos la ecuación (Ec.3.18) en la ecuación (Ec.3.15), obtenemos:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \partial_j [\lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu(\partial_i u_j + \partial_j u_i)] \\ &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \lambda \partial_i \partial_k u_k + \partial_j \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) + \mu \partial_j \partial_i u_j + \mu \partial_j \partial_i u_i \\ &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \partial_j \mu (\partial_i u_j + \lambda \partial_i \partial_k u_k) + \mu \partial_i \partial_j u_j + \mu \partial_j \partial_j u_i \end{aligned} \quad (3.19)$$

Usando el vector identidad:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{u} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla^2 \mathbf{u} \quad (3.20)$$

para cambiarlo a una forma más conveniente, nos queda:

$$\nabla^2 \mathbf{u} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.21)$$

Si sustituimos esta expresión en la ecuación (Ec.3.19), obtenemos:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.22)$$

---

Esta es una de las formas de la ecuación de ondas usada en sismología. Los dos primeros términos de la derecha tienen en cuenta los parámetros de Lamé y son diferentes a cero cuando el medio es inhomogéneo (por ejemplo, si tiene gradientes de velocidad, un modelo 1D sería un modelo de gradiente si la velocidad aumenta con la profundidad). La mayoría de los modelos de Tierra que se utilizan contienen gradientes de velocidad. Sin embargo, la inclusión de estos términos hace las ecuaciones muy complicadas y difíciles de resolver. Por tanto, normalmente se usan una de las dos aproximaciones siguientes:

- La primera, si la velocidad es solamente función de la profundidad, el material se puede modelar en función de una serie de capas homogéneas. Dentro de cada capa, no hay gradientes de velocidad, por tanto los términos que dependen de los parámetros de Lamé se hacen cero. Las diferentes soluciones dentro de cada capa se conectan a través de los coeficientes de reflexión y transmisión de las ondas para los dos lados de la interfase que separa ambas capas. Los efectos de un gradiente de velocidad continuo se pueden simular considerando un modelo en *escalera* con muchas capas delgadas. Cuando el número de capas se incrementa, estos resultados convergen al caso del gradiente continuo (se necesitan más capas cuanto más altas son las frecuencias). Esta aproximación forma la base de muchas técnicas que calculan las predicciones de los movimientos sísmicos de modelos de Tierra en una dimensión; a estos métodos se les denomina *Métodos de capas homogéneas*. Son particularmente útiles para estudiar las ondas superficiales y las ondas internas a bajas y medias frecuencias. Sin embargo, a altas frecuencias pueden ser relativamente ineficientes, debido al gran número de capas que se necesitan para aproximar el modelo.
- En el segundo caso, se puede mostrar que los términos de gradiente varían con  $1/\omega$ , donde  $\omega$  es la frecuencia, por tanto, a altas frecuencias estos términos tienden a ser cero. Esta aproximación es la que se realiza en la mayoría de los *métodos de trazado del rayo*, en los cuales se asume que las frecuencias son suficientemente altas como para no considerar estos términos. Sin embargo, hay que tener en cuenta que para altas frecuencias esta aproximación no es válida, en caso de que haya gradientes de velocidad en el medio con cambios muy bruscos. En el caso de discontinuidades de velocidad entre capas (en las que la velocidad varía en forma de gradiente), no se puede usar directamente esta aproximación, pero se pueden unificar las soluciones en la capa anterior y posterior a la discontinuidad a través de los coeficientes de

reflexión y transmisión.

Si ignoramos los términos de gradiente, la ecuación momento para un medio homogéneo es:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.23)$$

Esta es la forma estándar de la ecuación de ondas sísmicas en un medio homogéneo. Sin embargo, es una aproximación, no hay que olvidar la eliminación de los términos de gradiente y la asunción de un modelo de Tierra lineal e isotrópico. La ecuación anterior se puede separar en soluciones para las ondas P y las ondas S. Si tomamos la divergencia en la ecuación (Ec.3.23) y usamos  $\nabla \cdot (\nabla \times \Psi) = 0$ , obtenemos:

$$\frac{\partial^2(\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2(\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (3.24)$$

o

$$\nabla^2(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2(\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} \quad (3.25)$$

donde la velocidad de las ondas P,  $\alpha$ , viene dada por:

$$\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \quad (3.26)$$

Usando  $\nabla \times (\nabla \varphi) = 0$ , obtenemos:

$$\frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = -\frac{\mu}{\rho} \nabla \times \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (3.27)$$

Usando la expresión (Ec.3.20) y  $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{u}) = 0$ , se transforma en:

$$\frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = -\frac{\mu}{\rho} \nabla^2(\nabla \times \mathbf{u}) \quad (3.28)$$

o

$$\nabla^2(\nabla \times \mathbf{u}) - \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = 0 \quad (3.29)$$

donde la velocidad de la onda S es :

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (3.30)$$

Utilizando las expresiones (Ec.3.26) y (Ec.3.30) para reescribir la ecuación de ondas elástica (Ec.3.23) directamente en términos de las velocidades P y S, nos queda:

$$\ddot{\mathbf{u}} = \alpha^2 \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \beta^2 \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.31)$$

Por último, expresaremos la ecuación en términos del potencial escalar  $\varphi$ , para las ondas P y  $\Psi$  para las ondas S. Usando el teorema de Helmholtz:

$$\begin{aligned}\mathbf{u} &= \nabla\varphi + \nabla \times \Psi \\ \nabla \cdot \Psi &= 0\end{aligned}\tag{3.32}$$

obtenemos:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \nabla^2\phi\tag{3.33}$$

y

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{u} &= \nabla \times \nabla \times \Psi \\ &= \nabla\nabla \cdot \Psi - \nabla^2\Psi \quad (\text{de la ecuación (Ec.3.20)}) \\ &= -\nabla^2\Psi \quad (\text{con } \nabla \cdot \Psi = 0)\end{aligned}\tag{3.34}$$

Sustituyendo en las ecuaciones (3.25) y (3.29), llegamos a:

$$\nabla^2\varphi - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} = 0\tag{3.35}$$

$$\nabla^2\Psi - \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial t^2} = 0\tag{3.36}$$

La solución para la onda P vendrá dada por la ecuación de onda escalar para  $\varphi$ , mientras la solución para la onda S vendrá dada por la ecuación de onda vectorial para  $\Psi$ .

Una vez que hemos repasado la obtención de la ecuación de ondas para ondas P y S, ya tenemos la información necesaria para obtener la ecuación eikonal, pues será la que se resolverá en el problema directo (trazado del rayo) en el problema de tomografía.

## La ecuación eikonal

La ecuación eikonal nos proporciona la relación entre los tiempos de llegada de la onda y la velocidad de propagación de la misma a través del medio. En tomografía sísmica el cálculo de los tiempos de llegada entre las fuentes y los receptores es lo que se conoce como "forward problem", problema directo. Cuando existe más de un camino a seguir por el rayo, entre la fuente y el receptor, el que se elige para las primeras llegadas es el que se realiza en un tiempo mínimo.

El tiempo de llegada de una onda sísmica entre la fuente S y el receptor R, como vimos anteriormente, viene dado por:

$$t = \int_S^R \frac{1}{v(\mathbf{x})} dl \quad (3.37)$$

donde  $dl$  es el diferencial de la longitud de la trayectoria,  $\mathbf{x}$  es el vector posición y  $v$  es la velocidad. La dificultad para realizar esta integral es que la trayectoria seguida por las ondas sísmicas depende del modelo de velocidad de la estructura y por tanto, la trayectoria tendría que ser conocida para poder realizar la integral. Para un medio elástico, la propagación de los frentes de ondas se puede describir mediante la ecuación eikonal:

$$|\nabla_{\mathbf{x}}T|^2 = \frac{1}{[v(\mathbf{x})]^2} \quad (3.38)$$

donde  $T$  es el tiempo de llegada del frente de onda.

Existen distintas técnicas del trazado del rayo que resuelven la ecuación eikonal de manera diferente. Antes de describirlas veremos cómo se obtiene la ecuación eikonal.

Partimos de la expresión (Ec.3.35) para la propagación de ondas P en un medio heterogéneo. Tenemos:

$$\nabla^2\varphi - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} = 0 \quad (3.39)$$

donde, como vimos,  $\varphi$  es el potencial escalar para ondas compresionales y cumple la relación  $\mathbf{u} = \nabla \cdot \varphi$ , donde  $\mathbf{u}$  es el desplazamiento. La velocidad para las ondas P,  $\alpha$ , es función de la posición,  $\alpha = \alpha(\mathbf{x})$ . Ahora asumimos una solución armónica de la siguiente forma:

$$\varphi = A(x)e^{-i\omega T(x)} \quad (3.40)$$

donde  $T$  es un factor fase y A la amplitud local. Si aplicamos derivadas espaciales a  $\varphi$ , obtenemos:

$$\begin{aligned} \nabla\varphi &= \nabla A e^{-i\omega T(x)} - i\omega A \nabla T e^{-i\omega T(x)} \\ \nabla^2\varphi &= \nabla^2 A e^{-i\omega T(x)} - i\omega A \nabla T \cdot \nabla A e^{-i\omega T(x)} \\ &\quad - i\omega \nabla A \cdot \nabla T e^{-i\omega T(x)} - i\omega A \nabla^2 T e^{-i\omega T(x)} - \omega^2 A \nabla T \cdot \nabla T e^{-i\omega T(x)} \\ &= (\nabla^2 A - \omega^2 A |\nabla T|^2 - i[2\omega \nabla A \cdot \nabla T + \omega A \nabla^2 T]) e^{-i\omega T(x)} \end{aligned} \quad (3.41)$$

y las derivadas respecto al tiempo como:

$$\frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} = -A\omega^2 e^{-i\omega T(x)} \quad (3.42)$$

Sustituyendo en la ecuación (Ec.3.39) y dividiendo por el factor constante  $e^{-i\omega T(x)}$ , obtenemos:

$$\nabla^2 A - \omega^2 A |\nabla T|^2 - i[2\omega \nabla A \cdot \nabla T + \omega A \nabla^2 T] = -\frac{A\omega^2}{\alpha^2} \quad (3.43)$$

Al separar la parte real de la imaginaria queda:

$$\nabla^2 A - \omega^2 A |\nabla T|^2 = -\frac{A\omega^2}{\alpha^2} \quad (3.44)$$

y la parte imaginaria como:

$$2\nabla A \cdot \nabla T + A \nabla^2 T = 0 \quad (3.45)$$

Dividiendo la ecuación (Ec.3.44) por  $A\omega^2$  y reordenando, obtenemos:

$$|\nabla T|^2 - \frac{1}{\alpha^2} = -\frac{\nabla^2 A}{A\omega^2} \quad (3.46)$$

Si hacemos la aproximación de altas frecuencias, es decir, que  $\omega$  es lo suficientemente grande que el término  $1/\omega^2$  que se puede eliminar, queda:

$$|\nabla T|^2 = \frac{1}{\alpha^2} \quad (3.47)$$

donde  $\alpha$  es la velocidad local de la onda P y de igual manera puede expresarse para las ondas S:

$$|\nabla T|^2 = \frac{1}{c^2} \quad (3.48)$$

donde  $c$  es la velocidad local de las ondas S. Esta ecuación también se suele expresar como:

$$|\nabla T|^2 = u^2 \quad (3.49)$$

donde  $u = 1/c$  se denomina lentitud. La lentitud se suele usar con más frecuencia ya que presenta menos dificultad al no estar en el denominador.

Hemos deducido la ecuación eikonal, a continuación vamos a obtener la ecuación del rayo. Sabemos que esta descripción, de la propagación de la onda, se hace en base a la consideración de que la longitud de onda de la onda sísmica debería ser mucho más pequeña que la escala de la longitud de las variaciones de velocidad del medio por el cual pasa. Si describimos el tiempo de llegada con la ecuación  $T = T(\mathbf{x})$  y el tiempo es constante, entonces  $T_A = T(\mathbf{x})$  que será una ecuación implícita para el frente de onda en el tiempo  $T_A$  (Aki and Richards (1980)). Si  $T_A$  se incrementa, es decir, pasa a ser  $T_B$ , entonces la ecuación  $T_B = T(\mathbf{x})$  describirá la nueva geometría y posición del

frente de onda en un tiempo  $T_B - T_A$  posteriormente. Si describimos un punto de fase constante de la onda por  $\mathbf{x} = \mathbf{x}(T)$ , entonces más que describir implícitamente un frente de onda (o superficie), describiremos explícitamente la trayectoria del rayo (una curva). Las trayectorias de los rayos son, por definición, perpendiculares a los frentes de onda. La ecuación que gobierna la geometría del rayo se puede derivar de la ecuación eikonal; para ello se considera cómo pequeños cambios en el tiempo  $dt$  afectan a un punto del frente de onda  $\mathbf{x}$  (Aki and Richards (1980)).

El resultado es la ecuación del rayo:

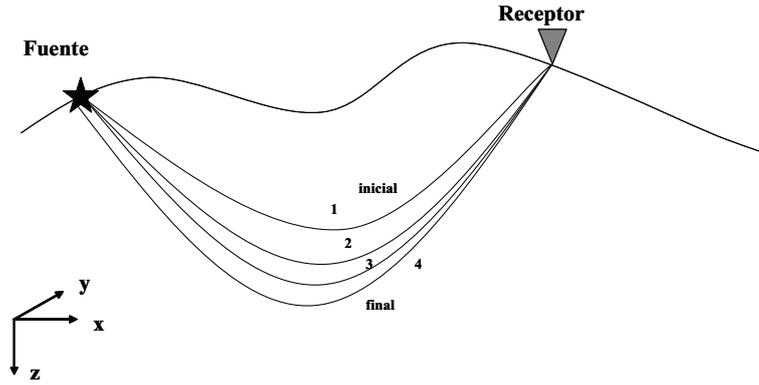
$$\frac{d}{dl} \left( \frac{1}{v(\mathbf{x})} \frac{d\mathbf{x}}{dl} \right) = \nabla \left( \frac{1}{v(\mathbf{x})} \right) \quad (3.50)$$

que se puede usar para describir la geometría del rayo para un campo de velocidades dado  $v(\mathbf{x})$ . Una consecuencia de la ecuación (Ec.3.39) es el Principio de Fermat, que nos indica que el camino (o caminos) verdadero entre dos puntos A y B sería el que fuese estacionario en el tiempo. En otras palabras, el que realice el recorrido en un tiempo mínimo.

En tomografía de tiempos de llegada (de primeras llegadas), tradicionalmente se han determinado los tiempos de llegada usando la técnica del trazado del rayo (Cerveny (1987), Cerveny (2001)). Con el paso del tiempo han aparecido otras técnicas para el cálculo de los frentes de ondas como las diferencias finitas (Vidale (1988), Vidale (1990)). Las técnicas usadas en este trabajo para realizar el trazado del rayo son dos, como anticipamos anteriormente. Koulakov (2009) usa la técnica del doblamiento, 'bending', (Um and Thurber (1987)) y Zelt and Barton (1998) aplica la técnica de las diferencias finitas (Hole and Zelt (1995), Vidale (1988), Vidale (1990)).

### **Técnica del doblamiento ('bending')**

La técnica del doblamiento para el trazado del rayo ajusta la geometría de una trayectoria inicial arbitraria, que une fuente y receptor (Fig.3.6), hasta que llega a ser el camino más certero, es decir, el que satisface el principio de Fermat.



**Figura 3.6:** Principio de la técnica del doblamiento. La geometría de la trayectoria inicial (rayo 1) se ajusta hasta que satisface el Principio de Fermat (rayo 4).

La técnica del doblamiento fue propuesta por Julian and Gubbins (1977) y está diseñada para un medio de velocidad continua 3D. Localiza la trayectoria del rayo con dos puntos resolviendo un sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden. Si las trayectorias de los rayos están descritas paramétricamente como  $\mathbf{x} = \mathbf{x}(q)$ , donde la elección para  $q$  se puede hacer posteriormente, entonces la ecuación (Ec3.37) se puede escribir como:

$$t = \int_{qS}^{qR} sF dq \quad (3.51)$$

donde  $s$  es la lentitud aparente y  $F$ :

$$F = \frac{dl}{dq} = \sqrt{\dot{x}^2 + \dot{y}^2 + \dot{z}^2} \quad (3.52)$$

siendo  $\dot{x}, \dot{y}$  y  $\dot{z}$  los diferenciales con respecto a  $q$ . Usando el cálculo de las variaciones para describir la trayectoria que extrema a  $t$ , obtendremos las ecuaciones de Euler-Lagrange como (Julian and Gubbins (1977)):

$$\left. \begin{aligned} \frac{d}{dq} \frac{\partial}{\partial \dot{x}}(sF) &= \frac{\partial}{\partial x}(sF) \\ \frac{d}{dq} \frac{\partial}{\partial \dot{y}}(sF) &= \frac{\partial}{\partial y}(sF) \\ \frac{\partial F}{\partial q} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (3.53)$$

donde  $q = l/L$ ;  $L$  es la longitud total de la trayectoria fuente-receptor y por tanto,  $0 \leq l \leq L$ . Esta elección para  $q$  resulta en la representación de un único valor para la

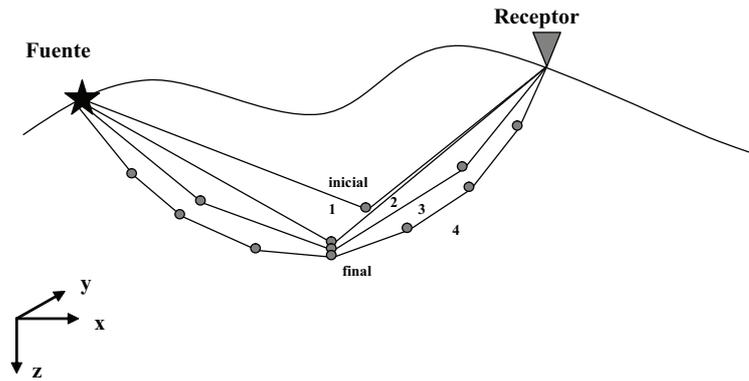
trayectoria del rayo. Las condiciones de contorno son  $\mathbf{x}(0) = \mathbf{x}_S$  y  $\mathbf{x}(1) = \mathbf{x}_R$  donde  $\mathbf{x}_S$  y  $\mathbf{x}_R$  son las coordenadas de la fuente y el receptor respectivamente. Estas ecuaciones son no-lineales y, por tanto, no se pueden resolver directamente. Si se elige alguna trayectoria inicial  $\mathbf{x}_0(q)$  que pase a través de  $S$  y  $R$ , entonces se puede estimar la mejora como:

$$x^1(q) = x^0(q) + \xi^0(q) \quad (3.54)$$

donde  $\xi^0(q)$  representa una perturbación en la trayectoria inicial. Si la ecuación (Ec.3.54) se sustituye en la ecuación (Ec.3.53), entonces las ecuaciones resultantes se pueden linealizar y resolver (Julian and Gubbins (1977)), dando así la mejoría estimada  $\mathbf{x}^1$ . Este proceso se puede repetir hasta que la solución converja.

Pereyra et al. (1980) usaron una aproximación similar para localizar las trayectorias con dos puntos en un medio continuo arbitrario. Además, extendieron el método para permitir la presencia de interfases. Para un medio con un número arbitrario de interfases que separa las regiones de variación de velocidad suave, el problema del doblamiento se puede tratar considerando un sistema separado de ecuaciones diferenciales no-lineales en cada región suavizada. Para acoplar los sistemas de ecuaciones entre interfases se utiliza el conocimiento que se tenga para cada interfase. La desventaja es que es necesario saber de antemano el orden en que son atravesadas las interfases por los rayos.

Um and Thurber (1987) desarrollaron una técnica de pseudo-doblamiento (*'pseudo-bending'*) para resolver el problema de los dos puntos en un medio continuo. Su método está basado en un esquema de perturbación en el cual el tamaño del paso de integración se divide por dos progresivamente. La trayectoria inicial, que se supone, viene definida mediante tres puntos que se interpolan linealmente. El punto central se perturba iterativamente usando una interpretación geométrica de la ecuación del rayo, hasta que el tiempo de llegada extremo converge dentro de un límite especificado. En este punto la ecuación del rayo se satisface de forma aproximada. El número de segmentos de la trayectoria se dobla y el esquema de perturbación de los tres puntos se repite para ambos puntos finales (un total de tres veces por cada paso). El número de segmentos se dobla de nuevo y el procedimiento se repite iterativamente (Fig.3.7), hasta que el cambio del tiempo de llegada entre sucesivas iteraciones satisface algún criterio de convergencia.



**Figura 3.7:** Principio de la técnica del pseudo-doblamiento ('pseudo-bending') de Um and Thurber (1987) El rayo inicial se define mediante tres puntos. El punto central se perturba hasta llegar a la mejor satisfacción de la ecuación del rayo. Por tanto, el número de segmentos se dobla y el procedimiento se va repitiendo. En esta figura se pueden ver hasta tres iteraciones.

Si comparamos con las técnicas de doblamiento que descritas anteriormente, la del pseudo-doblamiento es mucho más rápida (Um and Thurber (1987)). Zhao et al. (1992) modificaron esta técnica para tener en cuenta las interfases. Así, si consideramos dos puntos A y B cercanos, pero uno en cada lado de la interfase, las líneas rectas conectarán A y B por separado a un punto C de la interfase. El punto correcto de la intersección rayo-interfase se obtiene por ajuste del punto C usando el método de la bisección hasta satisfacer la Ley de Snell.

Prothero et al. (1988) desarrollaron una técnica de doblamiento en 3D basado en un método simple de minimización de una función. La primera etapa del método es localizar la trayectoria mínima en tiempo circular entre la fuente y el receptor usando un exhaustivo método de búsqueda. Las perturbaciones a esta trayectoria, se describen por una suma de ondas armónicas seno. Se realiza por un método simple que busca los coeficientes de amplitud que producen la trayectoria con un tiempo mínimo. Esta técnica es más robusta que la del pseudo-doblamiento de Um and Thurber (1987), pero también es mucho más lenta (Prothero et al. (1988)).

La técnica para el trazado del rayo, usada por Koulakov (2009) (ATOM-3D) está ba-

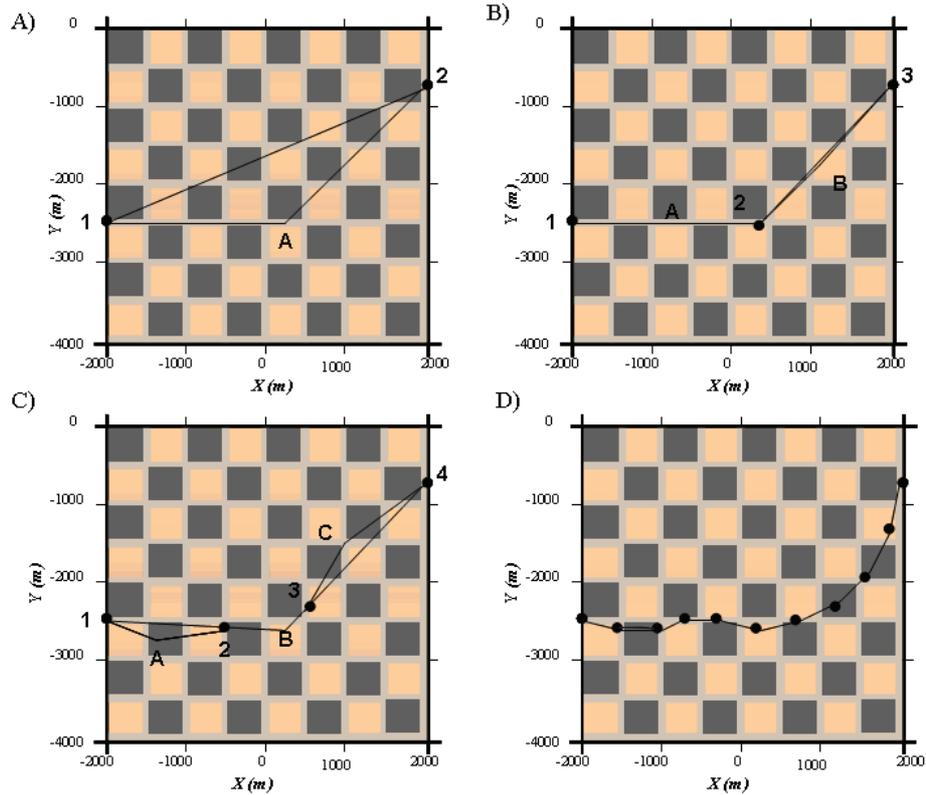
sada en el Principio de Fermat y la minimización del tiempo de llegada. Um and Thurber (1987) usaron también una técnica similar, descrita anteriormente. Sin embargo, la característica más importante de este método es que puede usar cualquier parametrización para la distribución de la velocidad. El único requerimiento es definir un valor de velocidad positiva en cualquier punto del área estudiada. Se puede hacer tanto para nodos como para celdas, ya sean polígonos o leyes analíticas, o de cualquier otra manera. En este estudio la parametrización ha sido realizada usando nodos.

El principio básico de la técnica usada en este algoritmo de doblamiento se puede ver en la figura (Fig.3.8). La búsqueda de la trayectoria con un tiempo mínimo de llegada se realiza en varios pasos. La trayectoria inicial es una línea recta. En el primer paso (Fig.3.8), los finales de los rayos se fijan (puntos 1 y 2). El punto A está situado en mitad del rayo y éste será el que usemos para hacer el doblamiento. La deformación de la trayectoria del rayo se realiza perpendicular al rayo en dos direcciones: dentro y atravesando el plano que contiene al rayo. Los valores del desplazamiento, B, de la nueva trayectoria con respecto a la anterior, dependen linealmente de la distancia desde A al final del segmento, como se puede ver en la figura (Fig.3.8). El valor de B se ajusta para obtener la curva  $\gamma(B)$  que provea el valor mínimo de la integral:

$$t = \int_{\gamma(B)} \frac{1}{v(s)} ds \quad (3.55)$$

donde  $v(s)$  es la distribución de velocidad a lo largo del rayo y  $ds$  el tamaño del paso. B varía entre un valor máximo y un valor mínimo.

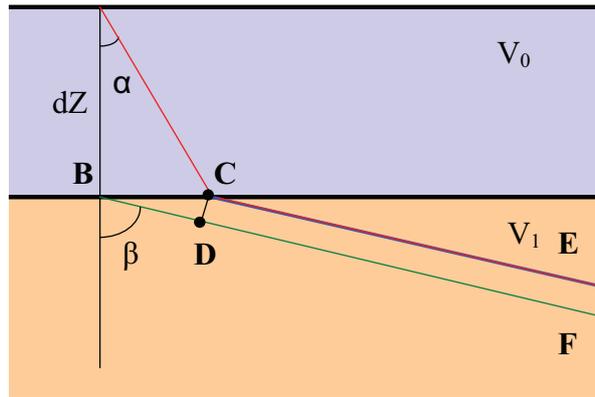
En el segundo paso (Fig.3.8), se fijan tres puntos (puntos 1, 2 y 3), y la deformación del rayo se realiza en dos segmentos (puntos A y B). En el tercer paso (Fig.3.8), se fijan cuatro puntos y se deforman tres segmentos. En la figura (Fig.3.8), se muestran los resultados del doblamiento para ocho elementos. Las iteraciones paran cuando la longitud de los segmentos llega a ser más pequeña que el valor de paso predefinido.



**Figura 3.8:** Reconstrucción de las etapas A), B), C) y D) para generar un rayo usando la técnica del trazado del rayo de Koulakov (2009) (ATOM-3D). El modelo representado pertenece a un modelo en forma de tablero de ajedrez con anomalías positivas y negativas. El modelo inicial varía de 2500 a 9000 m/s y las anomalías tienen una variación del 30% con respecto al mismo. Las de color gris son anomalías positivas (+30%) y las de color rosa anomalías negativas (-30%).

El rayo construido de esta manera tiende a viajar a través de las anomalías de alta velocidad y evita las de baja velocidad. El algoritmo está diseñado para modelos en 3D, aunque el ejemplo muestre un modelo en 2D por simplicidad.

En el caso de experimentos marinos, donde las fuentes se localizan en la superficie del mar, los tiempos de llegada se corrigen para la columna de agua. En este caso el trazado del rayo se realiza completo.



**Figura 3.9:** Corrección de los tiempos de llegada en el caso de fuentes realizadas en la superficie del mar.

En el caso de generar datos sintéticos, el trazado del rayo para fuentes marinas se lleva a cabo desde el punto B, localizado en el fondo del mar directamente bajo la fuente, está representado por la línea verde en la figura (3.9). De este modo el tiempo de llegada para rayos sintéticos pasando a través de los puntos A-C-E (Fig.(3.9), línea roja) se genera de la siguiente manera:

$$T_{ACE} = T_{BF} - T_{BD} + T_{AC} = T_{BF} + \frac{dZ \sqrt{1 - p^2 v_0^2}}{v_0} \quad (3.56)$$

donde  $p$  es el parámetro del rayo:  $p = \frac{\sin \alpha_1}{v_1}$ ,  $T_{BF}$  es el tiempo de llegada calculado para el rayo BF,  $dZ$  es la profundidad del mar,  $v_0$  y  $v_1$  son las velocidades en el mar y justo debajo del fondo oceánico, respectivamente.

En la primera iteración de la inversión que se ejecuta, se reemplaza la fuente desde el punto A al C. Una vez hecho esto, se asume que  $\alpha_1$  está cercano a los  $90^\circ$ . En este caso, el desplazamiento horizontal será:

$$BC = \frac{dZ v_1}{\sqrt{v_1^2 - v_0^2}} \quad (3.57)$$

y el tiempo de llegada corregido a lo largo del rayo CD (Fig.3.9, línea azul) se calcula

como:

$$T_{CE}^{obs} = T_{ACE}^{obs} \frac{dZ v_1}{\sqrt{v_1^2 - v_0^2}} \quad (3.58)$$

En las siguientes iteraciones la fuente siempre está en el punto C, de este modo no es necesario aplicar la corrección de la columna de agua más. Los residuos se realizan usando la siguiente expresión:

$$dt = T_{CE}^{obs} - T_{CE}^{md} \quad (3.59)$$

donde  $T_{CE}^{md}$  es el tiempo de llegada calculado en el último modelo 2D a lo largo de la trayectoria CE.

## Método de las diferencias finitas

La técnica de las diferencias finitas es la usada por Zelt and Barton (1998) (FAST) para resolver el trazado de rayos en el problema directo. A diferencia de la técnica de doblamiento, que traza los rayos para calcular los tiempos de llegada punto a punto en el medio, las diferencias finitas calculan la trayectoria seguida por el frente de onda completo. Ésta se emplea para solucionar la ecuación eikonal (Ec.3.38) en una malla regular con el fin de calcular el campo de los tiempos de llegada de primeras llegadas.

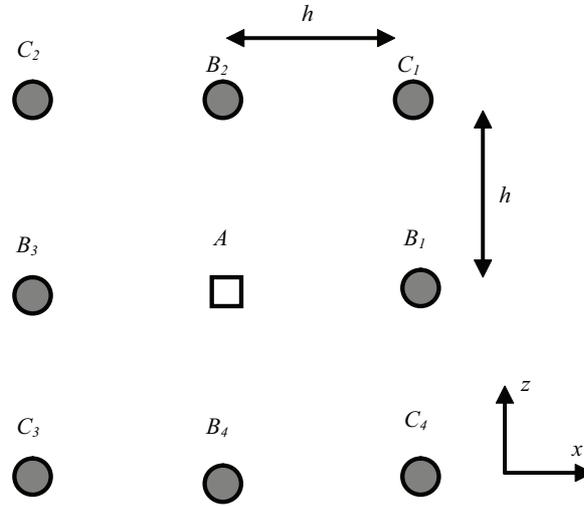
Vidale (1988) propuso una técnica basada en el método de las diferencias finitas, que consiste en la integración progresiva de los tiempos de llegada a lo largo de un cubo en expansión en 2D. Estrictamente hablando, este método no traza frentes de onda para determinar el campo de tiempos de llegada, pero representa un precursor a esta clase de técnicas y se usa ampliamente. La ecuación eikonal (Ec.3.38) en dos dimensiones es:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 = [s(x, z)]^2 \quad (3.60)$$

donde  $s(x, z)$  es el campo de la lentitud aparente y  $T(x, z)$  es el tiempo de llegada de la onda propagada. El método de Vidale está formulado para una estructura definida por una malla cuadrada de nodos de velocidad. Considerando los puntos de la malla alrededor de una fuente local en el punto A (Fig.3.10), si el tiempo de llegada en el punto A es  $T_0$  entonces el tiempo de llegada en los puntos  $B_i$  vendrá dado por:

$$T_{B_i} = T_0 + \frac{h}{2}(s_{B_i} + s_A) \quad (3.61)$$

donde  $h$  es el nodo de separación y  $s_{B_i}$  y  $s_A$  son las lentitudes aparentes en los nodos  $B_i$  y  $A$ , respectivamente.



**Figura 3.10:** Método usado por Vidale (1988) para encontrar el campo de tiempos de llegada de las primeras llegadas en un medio de velocidad continuo.

El siguiente paso es encontrar el tiempo de llegada de los puntos de las esquinas  $T_{C_i}$ . Si consideramos el grupo de la esquina derecha de arriba con tiempos conocidos de la figura (Fig.3.10),  $A(T_0)$ ,  $B_1(T_1)$  y  $B_2(T_2)$ , entonces los tiempos de llegada al punto  $C_1(T_3)$  se puede determinar de la ecuación eikonal. Los dos términos diferenciales de la ecuación (Ec.3.60) se pueden aproximar por diferencias finitas:

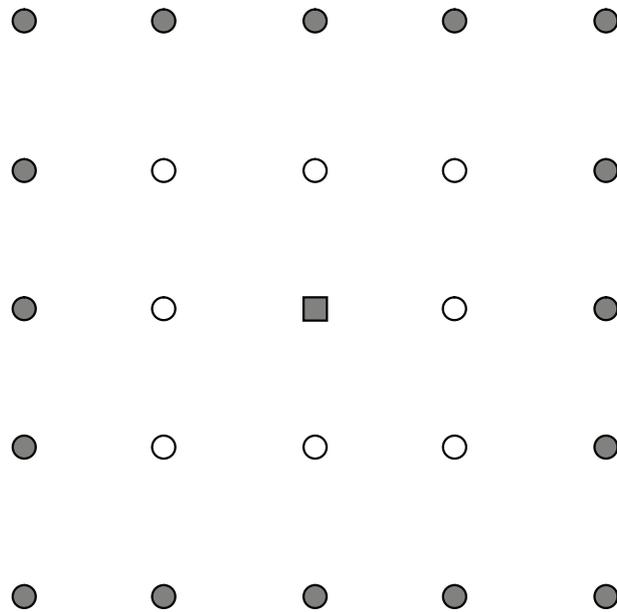
$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial x} &= \frac{1}{2h}(T_1 + T_3 - T_0 - T_2) \\ \frac{\partial T}{\partial z} &= \frac{1}{2h}(T_2 + T_3 - T_0 - T_1) \end{aligned} \right\} \quad (3.62)$$

que si lo sustituimos en la ecuación (Ec.3.60) nos queda:

$$T_3 = T_0 + \sqrt{2(h\bar{s})^2 - (T_2 - T_1)^2} \quad (3.63)$$

donde  $\bar{s}$  es la lentitud promedio de los cuatro puntos considerados.

El esquema resultante se puede usar para calcular los tiempos de llegada de todos los puntos  $C_i$ . Los tiempos de llegada al siguiente conjunto de puntos de la malla se puede calcular con el mismo planteamiento a lo largo de cuadrados que incrementan su tamaño alrededor del punto fuente (ver (Fig.3.11)). No se puede realizar en un orden arbitrario la resolución de los tiempos de llegada a los puntos de los nodos a lo largo de un nuevo cuadrado. Es necesario seguir un orden (Vidale (1988)) para determinar la solución que va a resultar en un tiempo de llegada mínimo a cada nuevo nodo. Solamente estos tiempos serán tiempos de llegada sísmicos válidos. Vidale (1988) da otra formulación que asume frentes de onda localmente circulares. La aproximación de frente de onda localmente circular es más precisa para frentes de onda fuertemente curvados y la aproximación de frente de onda plano es más precisa para frentes de onda con poca curvatura. Vidale (1990) extendió el método a 3D.



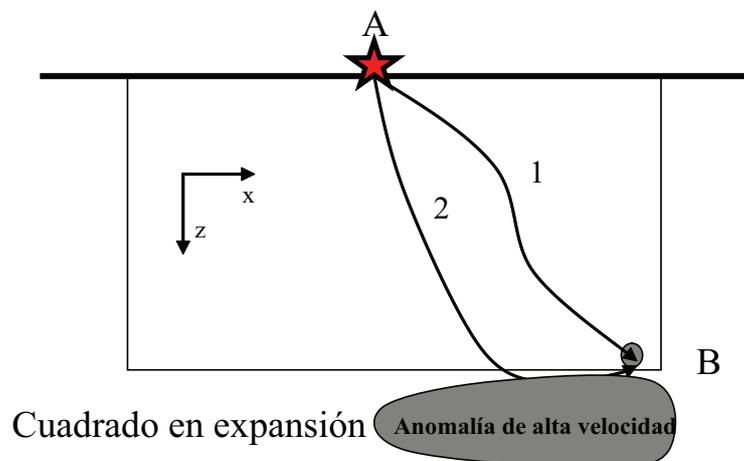
**Figura 3.11:** Método del cuadrado en expansión para determinar el campo de tiempos de llegada. Los tiempos de llegada de los puntos en color gris se calculan a través de los tiempos ya calculados a los círculos vacíos. El cuadrado situado en el centro es la fuente.

El problema de usar un cuadrado en expansión, para determinar progresivamente el campo de tiempos de llegada, es que la geometría, en general, no se parece a la forma del frente de onda de las primeras llegadas. Consecuentemente, los tiempos de llegada calculados pueden no representar las primeras llegadas, especialmente si la estructura contiene contrastes de alta velocidad. La figura (Fig.3.12) muestra un ejemplo esquemático en el cual el tiempo de llegada de A a B se determina por la trayectoria 1 por el método del cuadrado en expansión, pero la trayectoria 2 tiene el menor tiempo de llegada debido a la zona de alta velocidad. Qin et al. (1992) propusieron hicieron otro planteamiento para calcular el campo de tiempos de llegada usando el método del frente de onda en expansión. Usan las mismas ecuaciones de propagación ((Ec.3.62) y (Ec.3.63)) y comienzan calculando los tiempos de llegada a los ocho puntos de la malla (en 2D) sobre la fuente. A partir de ahí, el punto de tiempo de llegada mínimo global, a lo largo del perímetro de los puntos procesados más lejanos, se usa como la siguiente fuente para la región de la solución local. Usando esta aproximación, el campo de tiempos de llegada se determina usando una geometría en expansión, que se parece más a la forma del frente de onda, y la posibilidad de minimizar tiempos de llegada de otras fases, además de las primeras llegadas. Pueden surgir problemas cuando se encuentran gradientes de velocidad muy abruptos o discontinuidades, si se considera solamente la propagación de los rayos que radian desde la fuente.

Cao and Greenhalgh (1994) usaron las diferencias finitas y una región definida por un frente de onda en expansión para resolver la ecuación eikonal. Consideraron dos maneras diferentes de discretizar el modelo; uno en el cual cada nodo se sitúa en el centro de una celda (i.e. al igual que plantea Vidale), y otro en los cuales los nodos se sitúan en la esquina de una celda con lentitud uniforme. Entonces, se dieron cuenta de que la discretización por nodos en las esquinas proveía soluciones superiores.

La presencia de discontinuidades, tales como interfases entre capas, se puede simular asignando la velocidad apropiada a los puntos de la malla que yacen en el otro lado de la interfase. Esto significa que la precisión de las primeras llegadas, se puede determinar sin las interfases parametrizadas separadas del modelo para un paso posterior. Sin embargo, el formalismo del cuadrado en expansión, de Vidale (1988), puede fallar para las ondas directas que viajan a través de las interfases con un gran contraste de velocidad, como la causalidad se puede violar de la misma manera que se indica en la figura (Fig.3.12). Hole and Zelt (1995) y Afnimar and Koketsu (2000) tuvieron en cuenta este problema e

introdujeron operadores especiales para las ondas directas.

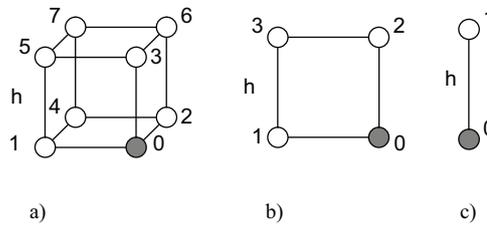


**Figura 3.12:** Ilustración esquemática que muestra cómo el método del cuadrado en expansión falla. El tiempo de llegada a lo largo del camino 1 se determina mediante un cuadrado en expansión, pero en camino 2, en cambio, tiene un tiempo de llegada menor debido a la anomalía de alta velocidad.

Para el cálculo de los tiempos de llegada de reflexión, es necesario modificar el método de las diferencias finitas. Riahi and Juhlin (1994) resolvieron la ecuación eikonal comenzando, tanto desde la fuente como el receptor, y calculando los tiempos de llegada de las primeras llegadas a través de la malla a la interfase. El punto de reflexión correcto sería el que tuviera un tiempo de llegada mínimo. Se necesita la aproximación de vuelta para calcular los tiempos de llegada a través de la malla de todas las fuentes y receptores. Hole and Zelt (1995) superaron este problema asumiendo que el frente de ondas entrante, desde la fuente y la interfase, está suficientemente suavizado para validar la aproximación plana local. Así, los tiempos de llegada reflejados a los nodos adyacentes a la interfase, se pueden determinar usando solamente la profundidad al reflector, el vector normal al reflector y los vectores directores del rayo incidente y reflejado (de la Ley de Snell). Vemos por tanto, que si el frente de onda incidente sobre el reflector contiene discontinuidades en el gradiente o una fuerte curvatura, la precisión de este planteamiento se vería reducida. Puesto que el algoritmo de diferencias finitas de Vidale (1988), Vidale (1990) falla

cuando se encuentra grandes contrastes de velocidad, estos autores propusieron algunas modificaciones. Estas modificaciones resultan en un algoritmo más rápido y preciso.

El problema con los grandes contrastes de velocidad ocurre donde los frentes de onda son refractados críticamente a la velocidad de la interfase. Hay dos razones separadas para este problema. Por un lado, Vidale (1988), Vidale (1990) no incluyó operadores de diferencias finitas que permitieran que las ondas refractadas viajen a lo largo de los límites de las celdas de la malla. En segundo lugar, la manera en la cual los operadores se usan para expandir la región de tiempos de llegada conocidos hacia fuera, ya que desde la fuente se asume que las ondas no dan la vuelta bruscamente hacia la fuente. Ambas causas del problema se fijan fácilmente.



**Figura 3.13:** Operadores de diferencias finitas: a) 3D, b) 2D y c) 1D. El tiempo de llegada en el nodo gris se computa desde los tiempos de otros nodos.

En la figura (Fig.3.13) se representan los operadores principales de diferencias finitas de Vidale (1988) y Vidale (1990) para 3D y 2D. El tiempo de llegada a la esquina del operador 2D (Fig.3.13b) se calcula desde los tiempos conocidos a la otros nodos por:

$$t_0 = t_3 + \sqrt{2h^2s^2 - (t_2 - t_1)^2} \quad (3.64)$$

(Vidale (1988)), donde  $t_n$  es el tiempo de llegada en el nodo  $n$ ésimo,  $h$  es el espaciado de la malla y  $s$  es la lentitud (inversa de la velocidad) de la celda de la malla. De igual modo, la expresión para calcular el tiempo en 3D es (Fig.3.13a) (Vidale (1990)):

$$t_0 = t_7 \times \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{6h^2s^2 - (t_3 - t_2)^2 - (t_2 - t_1)^2 - (t_1 - t_3)^2 - (t_6 - t_5)^2}$$

$$-(t_5 - t_4)^2 - (t_4 - t_6)^2 \quad (3.65)$$

Si consideramos el caso 2D, donde el borde de abajo está situado sobre una discontinuidad de velocidad, con la velocidad bajo los nodos 0 y 1 mayor que la velocidad de la celda. Más allá del punto donde ocurre la refracción crítica, el camino del rayo correcto al nodo 0 viaja a lo largo del límite de la celda directamente desde el nodo 1 a la velocidad más rápida de la celda de la malla vecina, y  $t_0$  debería de llegar a ser menor que  $t_2$ . El operador de la ecuación (Ec.3.64) fallará produciendo un número negativo bajo la raíz cuadrada o violará la causalidad produciendo un tiempo en el nodo 0 menor que uno de los nodos (nodo 2) usado para calcularlo. Vidale (1988) y Vidale (1990) usa una fijación *ad hoc* cuando ocurren estas condiciones de error. Una solución mejor sería calcular el tiempo de llegada usando un operador 1D (Fig.3.5c):

$$t_0 = t_1 + hs \quad (3.66)$$

que representa un rayo rectilíneo desde el nodo 0 al nodo 1. Este operador 1D representa una onda difractada que se propaga a lo largo del borde entre los dos medios a la velocidad del medio más rápido. Problemas similares ocurren en el caso 3D cuando los nodos 0, 1, 2 y 4 (Fig.3.13a) yacen sobre el borde de un medio de velocidad más alta y están más allá del punto crítico. En este caso, las ondas difractadas a lo largo del borde se calculan por la aplicación del operador 2D en la figura (Fig.3.13b) a los nodos 0, 1, 2 y 4 en la figura (Fig.3.5a). Si este operador también falla, entonces los operadores 1D se usan directamente desde los nodos 1 y 2 al nodo 0, llevando el tiempo de llegada menor.

Alternativamente, se puede determinar el tiempo de llegada en el nodo de la malla sistemáticamente considerando todas las llegadas posibles (p.e. (Podvin and Lecomte (1991))). El tiempo mínimo está garantizado por el principio de Fermat para que sea la llegada correcta. Las llegadas posibles al nodo de la malla 0 en la figura (Fig.3.13a) incluyen: ondas directas que viajan a lo largo de la celda de la malla, aproximada por el operador de onda plana 3D de la ecuación (Ec.3.65); ondas difractadas que viajan por una de las caras de la celda de la malla, aproximada por el operador de onda plana 2D de la ecuación 1 aplicado a cada cara y usando las velocidades más rápidas en cualquiera de los lados de la cara; ondas difractadas que viajan a lo largo de uno de los bordes de la celda de la malla, computada usando el operador 1D (ecuación (Ec.3.67)) desde los nodos 1, 2 y 3 y la velocidad más rápida en las celdas que rodean al borde; y operadores similares para las otras siete celdas de la malla en 3D (no mostradas) alrededor del nodo 0 de la malla. Así hay un total de ocho operadores 3D, doce operadores 2D y seis operadores 1D

que se pueden aplicar para encontrar el tiempo de cualquier nodo de la malla. Se calculan todas las llegadas posibles y la llegada con el tiempo menor es la que se guarda como la primera llegada correcta.

Estos operadores de ondas refractadas adicionales, perdidos en el algoritmo de Vidale (1988) y Vidale (1990), computarán correctamente el tiempo en el nodo 0. Sin embargo, la resolución completa del problema con grandes contrastes de velocidad, también requiere la alteración del esquema de propagación usado para implementar los operadores, con el objetivo de calcular los tiempos a través del modelo de velocidad. El esquema de propagación propuesto por Vidale (1988) y Vidale (1990) calcula tiempos de llegada de ida desde la fuente en cuadrados en expansión en 2D y cubos en 3D. Dados los tiempos de llegada en un volumen cúbico centrado en la fuente, los tiempos se calculan sistemáticamente en los puntos adyacentes de la malla a cada cara del volumen, el volumen es expandido por una celda de la malla y se va repitiendo el proceso.

Sin embargo, la expansión de los cubos propuesta por Vidale (1988) y Vidale (1990) provee simplicidad y ahorra tiempo de cálculo. Desafortunadamente, esto significa que el tiempo de llegada en cualquier punto de la cara del cubo está calculado solamente desde los tiempos en los puntos de la malla dentro del volumen. En muchos casos el tiempo del nodo siguiente se calcula con la llegada directa, sin embargo, la primera llegada es la onda refractada, en esos casos es conveniente corregir este error, siempre que las ondas refractadas se observen viajando paralelas a las caras del volumen en expansión. Después de calcular todos los tiempos de llegada a través del modelo entero, el campo tiempo de llegada se usa como un punto de comienzo y los tiempos se calculan de nuevo comenzando con un volumen *fuelle* en la parte apropiada del modelo y expandiéndose perpendicular a esa cara. Los tiempos de llegada, desde los nuevos cálculos, solamente reemplazan los tiempos previamente calculados si los nuevos tiempos son menores. La verdadera primera llegada está garantizada por el principio de Fermat. El paso de propagación inversa puede que sea necesario repetirlo varias veces en modelos de velocidad muy complejos, aunque para la mayoría de los modelos con una vez es suficiente.

Las dos mejoras realizadas al algoritmo de Vidale (1988) y Vidale (1990), la incorporación de operadores de ondas refractadas y la propagación inversa de tiempos de llegada, resuelven completamente los problemas para los grandes contrastes de velocidad. Estas mejoras incorporan ideas similares a las presentadas por Podvin and Lecomte (1991), que

usaron un conjunto diferente de operadores y realizaron la propagación inversa de cada tiempo cuando se encontraban una onda de refracción, pero después de haber calculado el modelo entero. Estos autores separan el operador 2D (Fig.3.5b) con tres operadores diferentes y el operador 3D (Fig.3.13a) con 16 operadores. En este caso se ha desarrollado un número de operadores más pequeño para mejorar el algoritmo de Vidale, lo que lo hace más rápido. Para las pruebas realizadas se usaron modelos simples (velocidad constante, modelos con grandes gradientes de velocidad). Los resultados obtenidos mostraron que la mejora del algoritmo de Vidale (1988) y Vidale (1990) es más precisa que el algoritmo de Podvin and Lecomte (1991). Aunque ambas técnicas son exactas para frentes de onda planos, los operadores centrados de las ecuaciones (Ec.3.64) y (Ec.3.65) implícitamente promedian cualquier curvatura del frente de onda. Para ello usan tiempos que rodeen los nodos de la malla para producir la onda plana que mejor se aproxime el verdadero frente de onda curvo.

Para concluir podemos decir que, a diferencia de los métodos del trazado del rayo para la determinación de tiempos de llegada, la aproximación para el trazado del frente de onda no encuentra trayectorias de rayo explícitamente. Si se usan como parte del planteamiento de inversión para realizar tomografía, entonces es necesario calcular las trayectorias de los rayos. Un modo de hacerlo es comenzar en el receptor y seguir el gradiente de tiempos de llegada  $T$  de vuelta a través del campo de tiempos de llegada calculado a la fuente.  $T$  siempre estará orientado perpendicular al frente de onda de las primeras llegadas y por tanto indicará las trayectorias de las primeras llegadas. En la práctica, esto se podría hacer celda por celda usando el gradiente de tiempo de llegada, promediando éste dentro de cada celda para orientar una aproximación de un segmento de línea local a la trayectoria. Así, la trayectoria completa se describe en términos de un conjunto de segmentos lineales. Por ejemplo, si consideramos una celda 2D rodeada por puntos de una malla  $T_{i,j}$ ,  $T_{i+1,j}$ ,  $T_{i,j-1}$  y  $T_{i+1,j-1}$ , entonces el gradiente de tiempo de llegada promedio se aproxima por:

$$\nabla T = \left( \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j} - T_{i,j-1} + T_{i+1,j-1}}{2\delta x}, \frac{T_{i,j} - T_{i,j-1} - T_{i+1,j-1} + T_{i+1,j}}{2\delta z} \right) \quad (3.67)$$

### 3.1.3. Inversión de tiempos de llegada

En el paso de la inversión el objetivo es conseguir que los parámetros del modelo  $\mathbf{m}$  se ajusten a los datos observados  $d_{obs}$  con un error mínimo. Para ello se parte de la relación conocida  $\mathbf{d} = g(\mathbf{m})$ . La inversión se puede realizar de distintas maneras. En la tomografía de tiempos de llegada, el funcional  $g$  no es lineal debido a que la trayectoria del rayo depende de la estructura de velocidad. Idealmente, el esquema de inversión debería contar con la no-linealidad del problema. La aproximación usada para realizar la inversión, tanto con por Zelt and Barton (1998) (FAST) y como por Koulakov (2009) (ATOM-3D), son los métodos del gradiente. Existen más aproximaciones como la retroproyección y técnicas de optimización global que realizan la misma tarea. Aquí solo veremos las usadas para realizar la inversión en este trabajo.

#### Métodos de gradiente

El problema inverso en tomografía sísmica se puede formular como la minimización de la función objetivo que consiste en el término de los residuos de los datos y uno o más términos de regularización. Antes de continuar, recordar que la perturbación de la trayectoria del rayo solamente tiene efecto de segundo orden en el tiempo de llegada. En términos de la lentitud aparente, se escribe como:

$$\delta t = \int_{L_0} \delta s(\mathbf{x}) dl + O(ds(\mathbf{x})^2) \quad (3.68)$$

Si describimos un medio continuo mediante bloques de lentitud constante, la forma discreta de la ecuación (Ec.3.68) se puede escribir como:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (3.69)$$

donde  $\mathbf{d}$  son los residuos de los tiempos de llegada,  $\mathbf{m}$  las perturbaciones de lentitud y  $\mathbf{G}$  una matriz  $N \times N$  de longitudes del rayo  $l_{ij}$  correspondientes a la distancia atravesada por cada rayo en cada bloque.

$\mathbf{d}$  es un vector de longitud  $N$  que depende de un vector modelo  $\mathbf{m}$  de longitud  $M$  como  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$ . Para la estimación inicial de los parámetros del modelo  $\mathbf{m}_0$ , comparando

---

$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$  con los tiempos de llegada observados  $d_{obs}$  se obtiene una indicación de la precisión del modelo.

El ajuste se puede cuantificar construyendo una función objetivo  $\mathbf{S}(\mathbf{m})$ , que consiste en una suma pesada por el ajuste de los datos y los términos de regularización. Esta es la función que se tiene que minimizar. Una componente esencial de la función objetivo es el término  $\Psi(\mathbf{m})$ , que mide la diferencia entre los datos observados y teóricos. Si asumimos que el error en la relación  $\mathbf{d}_{obs} \approx \mathbf{g}(\mathbf{m}_{real})$  es gaussiana, entonces es adecuado realizar los mínimos cuadrados o la medida  $L_2$  de esta diferencia:

$$\Psi(\mathbf{m}) = \|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\| \quad (3.70)$$

Si se calculan las incertidumbres para los datos observados (usualmente basados en el error de la selección de las primeras llegadas (*'picking'*)), entonces los datos más precisos vienen dados por un peso más grande en la función objetivo  $\Psi(\mathbf{m})$  que se escribe como:

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}) \quad (3.71)$$

donde  $\mathbf{C}_d$  es la matriz de covarianza de los datos. Si se asume que los errores no están correlacionados, entonces  $\mathbf{C}_d = [\delta_{ij}(\sigma_d^j)^2]$  donde  $\sigma_d^j$  es la incertidumbre del  $j$ -ésimo tiempo de llegada. Estrictamente hablando,  $\mathbf{C}_d$  correspondería a una matriz pesada de los datos más que a una matriz de covarianza, a menos que verdaderamente refleje la incertidumbre asociada con los datos. La mayor debilidad de esta definición del ajuste de los datos es que la norma  $L_2$  es sensible a los puntos erróneos (*'outliers'*). Esto significa que solamente unos pocos datos erróneos (por ejemplo, una identificación incorrecta de la fase), tendrá una influencia significativa en el tamaño de  $\Psi(\mathbf{m})$ , ya que cada residuo está al cuadrado. De esta manera, la norma  $L_2$  no es una medida robusta. La solución provista por la minimización de  $\Psi(\mathbf{m})$  es probablemente menos fiable que una producida, por ejemplo, por la norma  $L_1$  (Menke (1989)). A pesar de esta debilidad, en la mayoría de los métodos de inversión aparecen estadísticas gaussianas y adoptan una normal  $L_2$ .

Un problema común en la inversión tomográfica es que no todos los parámetros del modelo están condicionados (por ejemplo el problema puede estar sub-determinado o sobre-determinado). Se suele incluir un término de regularización  $\Phi(\mathbf{m})$  en la función objetivo para proveer condiciones adicionales a los parámetros del modelo, así se reduce la no-unicidad de la solución. El término de regularización típicamente se define como:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (3.72)$$

donde  $\mathbf{C}_m$  es la matriz de covarianza del modelo *a priori*. Si se asume que las incertidumbres del modelo inicial están sin correlacionar, entonces  $\mathbf{C}_m = [\delta_{ij}(\sigma_m^j)^2]$  donde  $\sigma_m^j$  es la incertidumbre asociada con el parámetro del modelo j-ésimo del modelo inicial. De nuevo, esto debería estar referido a la matriz peso del modelo a menos que su entrada refleje las incertidumbres estadísticas iniciales del modelo inicial. El efecto de  $\Phi(\mathbf{m})$  es favorecer los modelos solución que están más cercanos al modelo de referencia  $\mathbf{m}_0$ . Los valores usados en  $\mathbf{C}_m$  están basados normalmente en información inicial.

Otra aproximación a la regularización es la solución de estructura mínima (Constable et al. (1987)), la cual intenta encontrar un acuerdo entre la satisfacción de los datos y encontrar un modelo con la mínima cantidad de variación estructural. Una forma de hacerlo es incluir este requerimiento en la función objetivo con la función (?):

$$\Omega(\mathbf{m}) = \mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m} \quad (3.73)$$

donde  $\mathbf{D}\mathbf{m}$  es una diferencia finita estimada de una derivada espacial específica. Por ejemplo, si  $m_1, m_2, \dots, m_M$  representa las profundidades de nodos contiguos de una interfase en un espacio 2D, entonces el gradiente de la interfase se puede regular usando:

$$\mathbf{D}\mathbf{m} = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & \dots, 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ \dots & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & 0 & -1 & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \\ \dots \\ m_{M-1} \\ m_M \end{bmatrix} \quad (3.74)$$

Alternativamente, la curvatura de la interfase puede regularse usando:

$$\mathbf{D}\mathbf{m} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & -2 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & 2 & 1 & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & 1 & -2 & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \\ \dots \\ m_{M-1} \\ m_M \end{bmatrix} \quad (3.75)$$

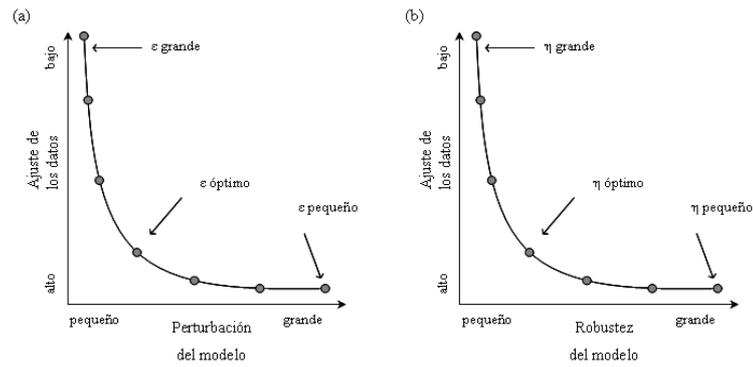
Es necesario un término de suavizado explícito, tal como la ecuación (Ec.3.75), en la función objetivo si se realizan parametrizaciones rudimentarias, tal y como los bloques de velocidad constante, para simular un campo de variaciones continuas de velocidad.

---

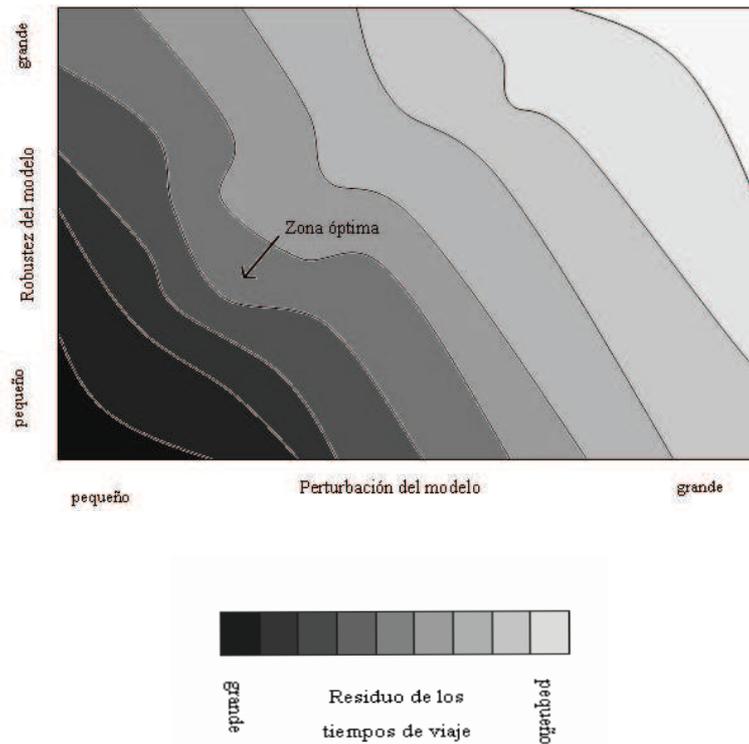
Sin embargo, si se usa una parametrización implícita suave como los splines cúbicos, entonces el término explícito de suavizado puede carecer de interés. En otras palabras, se podría obtener el mismo resultado suavizado reduciendo el número de parámetros y por consiguiente el tamaño del problema inverso. El número de parámetros apropiado requeridos para representar el modelo para un conjunto de datos dado se podría elegir con una base estadística, como empleando el test  $F$  (Menke (1989)).

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}[\Psi(\mathbf{m}) + \varepsilon\Phi(\mathbf{m}) + \eta\Omega(\mathbf{m})] \quad (3.76)$$

donde  $\varepsilon$  es el factor de factor de amortiguamiento (*'damping'*) y  $\eta$  el factor de suavizado (*'smoothing'*) (cuando  $\mathbf{D}$  es el operador de la segunda derivada, que suele ser el caso). La multiplicación de todos los términos por  $1/2$  es para evitar que las expresiones de la primera y segunda derivada de  $S$  tengan todos los elementos multiplicados por 2.  $\varepsilon$  y  $\eta$  gobiernan el acuerdo entre cómo de bien la solución  $m_{est}$  satisface los datos, como de cercana es  $m_{est}$  a  $m_0$ , y el suavizado de  $m_{est}$ . Hay maneras para elegir los valores apropiados de  $\varepsilon$  y  $\eta$ . Una forma es usar los valores más grandes de  $\varepsilon$  y  $\eta$  para los cuales se satisfacen los datos, pero tiene que haber un acuerdo entre  $\varepsilon$  y  $\eta$ . Cuando solamente se usa el amortiguamiento o el suavizado, es más fácil de implementar la aproximación anterior. Sin embargo, puede que la relación entre el ajuste de los datos y la perturbación del modelo o la robustez del modelo sea altamente no lineal, en cuyo caso este criterio puede que no sea adecuado. Una aproximación mejor es revisar las curvas de acuerdo entre el ajuste de los datos y la robustez del modelo (o perturbación) para diferentes valores de  $\eta$  (o  $\varepsilon$ ), como se puede ver en la figura (Fig.3.14). Si  $\eta$  y  $\varepsilon$  son distintos de cero, entonces sería necesario dibujar una figura de contorno que muestre los ajustes de los tiempos de llegada sobre una figura de la robustez del modelo en función de la perturbación del modelo (Fig.3.15). Sin embargo, el principal inconveniente es el esfuerzo computacional que requiere. Una alternativa a esta aproximación es realizar la reconstrucción sintética usando la misma geometría fuente-receptor del experimento real. El valor apropiado de amortiguamiento y suavizado vendría dado por los valores  $\eta$  y  $\varepsilon$  para la reconstrucción más precisa del modelo sintético.



**Figura 3.14:** Ilustración esquemática del acuerdo de las curvas que se podría usar para la elección apropiada de los parámetros de amortiguamiento o suavizado para la inversión. Para construir estas curvas es necesario realizar un número apropiado de inversiones (siete en el ejemplo) con diferentes valores de  $\epsilon$  o  $\eta$ . a) Ajuste de los datos versus perturbación del modelo para diferentes valores de  $\epsilon$ . b) Ajuste de los datos versus robustez del modelo para distintos valores de  $\eta$ .



**Figura 3.15:** Posible esquema para la elección de  $\varepsilon$  y  $\eta$  simultáneamente. Los contornos de tiempos de llegada se ajustan a un conjunto de modelos solución pintados en el gráfico de perturbación del modelo versus robustez del modelo. La región óptima tiene baja robustez y baja perturbación del modelo, pero satisface los datos adecuadamente. El inconveniente es el gran esfuerzo computacional que requiere.

Muchos estudios, que realizan inversión tomográfica de datos reales, usan una aproximación semi-cuantitativa para elegir  $\eta$  y/o  $\varepsilon$  (u otros parámetros de ajuste) como los vistos anteriormente (por ejemplo Oncescu et al. (1984), White (1989), Neele et al. (1993), Steck et al. (1998), Graeber and Asch (1999), Rawlinson et al. (2001a)). En este punto, es importante resaltar que la función objetivo (Ec.3.76) de algún modo yuxtapone dos marcos de regularización diferentes: Bayesiano y de Occam. En un estilo de inversión Bayesiano, el conocimiento de información *a priori* es de suma importancia. Para realizar adecuadamente esta aproximación, el parámetro de suavizado se debe de ignorar (por tanto,  $\eta = 0$ ). La matriz de covarianza de los datos reflejaría las propiedades estadísticas conocidas de los datos. Así, el modelo inicial estimado estaría basado en la información

del modelo *a priori*. Además, hacemos  $\varepsilon = 1$ , ya que la matriz de covarianza del modelo *a priori* reflejaría las incertidumbres asociadas con la información *a priori*. La minimización de la función objetivo resulta en una solución que asimila la información contenida en los datos con información *a priori*, resultando en una distribución del modelo *a posteriori*. Las incertidumbres del modelo posterior deberían ser menores que las del modelo previo, que es un resultado deseable (que dependa lo mínimo de cómo de buenos sean los datos). La dificultad principal para esta aproximación es que el significado información *a priori* concierne los errores en el modelo y los datos y es difícil de obtener en la práctica. No obstante, esta aproximación Bayesiana ha sido adoptada por un varios autores (por ejemplo ?, Lutter and Nowack (1990)). Scales and Sneider (1997) discuten las ventajas y dificultades de adoptar un marco Bayesiano para la inversión.

El otro marco de regularización está basado en el principio de Occam de la búsqueda de la solución con la mínima estructura necesaria para ajustar los datos (Constable et al. (1987)). En este caso  $\varepsilon = 0$  ya que no nos interesa el modelo inicial, debido a que su precisión es pobremente conocida y no debe de influir excesivamente en el modelo. Este tipo de esquema es también popular (por ejemplo, Day et al. (2001), ?, Zelt and Barton (1998)). A menudo, sin embargo, se usa una mezcla de ambos, es no altamente perturbado por el modelo inicial y los datos se satisfacen. Esto explica porqué la elección de  $\eta$  y  $\varepsilon$  suele ser subjetiva.

Los métodos de inversión basados en el gradiente hacen uso de las derivadas de  $S(\mathbf{m})$  en un punto especificado en el modelo espacial. Una condición básica, que es compartida por todos los métodos prácticos de gradiente, es que  $S(\mathbf{m})$  es suficientemente suave para permitir una aproximación cuadrática local sobre el modelo en curso:

$$S(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m}) = S(\mathbf{m}) + \hat{\gamma}\delta\mathbf{m} + \frac{1}{2}\delta\mathbf{m}^T\hat{\mathbf{H}}\delta\mathbf{m} \quad (3.77)$$

donde  $\delta\mathbf{m}$  es una perturbación al modelo en curso y  $\hat{\gamma} = \partial S/\partial\mathbf{m}$  y  $\hat{\mathbf{H}} = \partial^2/\partial\mathbf{m}^2$  son el vector gradiente y la matriz Hessiana respectivamente. Evaluando estas derivadas parciales para la ecuación (Ec.3.76) queda:

$$\hat{\gamma} = \mathbf{G}^T\mathbf{C}_d^{-1}[\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}] + \varepsilon\mathbf{C}_m^{-1}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta\mathbf{D}^T\mathbf{D}\mathbf{m} \quad (3.78)$$

$$\hat{\mathbf{H}} = \mathbf{G}^T\mathbf{C}_d^{-1}\mathbf{G} + \nabla_m\mathbf{G}^T\mathbf{C}_d^{-1}[\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}] + \varepsilon\mathbf{C}_m^{-1} + \eta\mathbf{D}^T\mathbf{D} \quad (3.79)$$

donde  $\mathbf{G} = \partial\mathbf{g}/\partial\mathbf{m}$  es la matriz de Fréchet de derivadas parciales calculadas durante la solución del problema directo. Como se menciona antes, para el caso de bloques de

lentitud constante,  $\mathbf{G} = [l_{ij}]$  donde  $l_{ij}$  es la longitud del segmento de rayo del  $i$ -ésimo y el bloque  $j$ -ésimo. Usualmente, el término de la segunda derivada en  $\hat{\mathbf{H}}$  se elimina, ya que lleva tiempo su evaluación y su efecto es pequeño si  $\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}$  es pequeño, o si el problema directo es cuasi-lineal ( $\nabla_{\mathbf{m}}\mathbf{G} \approx 0$ ). Tanto  $\hat{\gamma}$  como  $\hat{\mathbf{H}}$  no están en el espacio modelo, si no en el dual espacio modelo (Tarantola (1987)). Si  $\hat{\gamma}$  es el vector gradiente ascendente más brusco en el espacio modelo, entonces  $\gamma = \mathbf{C}_m \hat{\gamma}$  y  $\mathbf{H}$ , el operador curvatura en el espacio modelo queda como  $\mathbf{H} = \mathbf{C}_m \hat{\mathbf{H}}$ .

Ya que  $\mathbf{g}$  es generalmente no-lineal, la minimización de la ecuación (Ec.3.76) requiere una aproximación iterativa:

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + \delta \mathbf{m}_n \quad (3.80)$$

donde  $\mathbf{m}_0$  es el modelo inicial. La función objetivo se minimiza por las rayos del último modelo obtenido en cada paso para producir  $\mathbf{m}_{n+1}$ , después del cual los nuevos rayos serán calculados en la siguiente iteración. Las iteraciones cesan bien, cuando los tiempos de llegada observados se satisfacen o cuando el cambio en  $S(\mathbf{m})$  con la iteración sea lo suficientemente pequeño. Una medida útil del ajuste de los datos viene dada por la función de ajuste normalizada  $\chi^2$  que está definida como:

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{d_m^i - d_{obs}^i}{\sigma_d^i} \right)^2 \quad (3.81)$$

donde  $d_m^i = \mathbf{g}(\mathbf{m})$ , es el conjunto de datos observados y  $\sigma_d^i$  son las incertidumbres de los tiempos de llegada (o pesos). Una solución de inversión fija los datos al nivel del ruido cuando  $\chi^2 = 1$ . Una vez que se logra este valor, hay un pequeño punto en continuar con el proceso iterativo de la inversión. Sin embargo, la ecuación (Ec.3.81) mide el ajuste de los datos en el sentido de promedio, y es incluso posible tener  $\chi^2 < 1$ , mientras uno o más residuos de tiempos de llegada del modelo sea más grande que su propio error estimado. Si el ajuste de los datos no cae a  $\chi^2 = 1$ , entonces se puede usar la hipótesis estadística (por ejemplo, Kreyszig (1993)) para parar el proceso iterativo. Por ejemplo, si el ajuste de los datos tiene una distribución normal, podemos ver si los datos de la varianza en la iteración  $n$  es significativamente diferente de la varianza de la iteración  $n+1$  (usualmente referido como "F-test"). El "F-test" ha sido usado por diferentes autores (por ejemplo , Eberhart-Phillips (1986), Graeber and Asch (1999), Steck et al. (1998), Thurber (1983)).

## Método de Gauss-Newton y mínimos cuadrados suavizados ('*damped-least squares*')

El método de Gauss-Newton localiza el punto  $m_{n+1}$  calculando el mínimo de la tangente del paraboloide a  $S(\mathbf{m})$  en  $\mathbf{m}_n$ . En el mínimo de  $S$ , el gradiente desaparece, por tanto  $\mathbf{m}$  se requiere de tal modo que:

$$\mathbf{F}(\mathbf{m}) = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}] + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m} = 0 \quad (3.82)$$

donde  $\mathbf{F}(\mathbf{m}) = \hat{\gamma}$ . Si nos encontramos en el punto  $\mathbf{m}_n$ , entonces se puede hacer una estimación más precisa de  $\mathbf{m}_{n+1}$  usando la expansión por series de Taylor de la ecuación (Ec.3.82) e ignorando los términos de segundo orden:

$$F_i(m_{n+1}^1, \dots, m_{n+1}^M) = F_i(m_n^1, \dots, m_n^M) + \sum_{j=1}^M (m_{n+1}^j - m_n^j) \frac{\partial F_i}{\partial m^j} \Big|_{m_n} \quad (3.83)$$

que se puede reescribir como:

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n - \left[ \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{m}} \right]_n^{-1} [\mathbf{F}_n] = \mathbf{m}_n - \left[ \frac{\partial^2 S}{\partial \mathbf{m}^2} \right]_n^{-1} \left[ \frac{\partial S}{\partial \mathbf{m}} \right]_n \quad (3.84)$$

donde  $(\partial S / \partial \mathbf{m})_n$  es el vector gradiente y  $(\partial^2 S / \partial \mathbf{m}^2)_n$  es la matriz Hessiana. Sustituyendo la ecuación (Ec.3.78) y la (Ec.3.79) en la ecuación (Ec.3.84) la solución Gauss-Newton queda:

$$\begin{aligned} \delta \mathbf{m}_n = & -[\mathbf{G}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G}_n + \nabla_{\mathbf{m}} \mathbf{G}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{obs}) + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}]^{-1} \\ & \times [\mathbf{G}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m})_n - \mathbf{d}_{obs}] + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}_n] \end{aligned} \quad (3.85)$$

Como mencionamos anteriormente, el término de la segunda derivada en la matriz Hessiana se ignora normalmente, obteniendo entonces la solución cuasi-Newton:

$$\begin{aligned} \delta \mathbf{m}_n = & -[\mathbf{G}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G}_n + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}]^{-1} \\ & \times [\mathbf{G}_n^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m})_n - \mathbf{d}_{obs}] + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}_n] \end{aligned} \quad (3.86)$$

La implementación directa de este método requiere la resolución de una ecuación matriz  $M \times M$ . Si el número de parámetros de modelo es grande, la solución será computacionalmente costosa, y si los datos tienen poca cobertura, el problema puede estar mal condicionado.

Si en cambio, asumimos que la relación  $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$  es linealizable, entonces la ecuación (Ec.3.69) queda:

$$\mathbf{d}_{obs} \approx \mathbf{g}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{G}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (3.87)$$

o  $\delta\mathbf{d} = \mathbf{G}\delta\mathbf{m}$  con  $\delta\mathbf{d} = \mathbf{d}_{obs} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$  y  $\delta\mathbf{m} = \mathbf{m} - \mathbf{m}_0$  (la ecuación (Ec.3.69) con  $\mathbf{G} = \partial\mathbf{g}/\partial\mathbf{m}$ ). Si la ecuación (ec.3.87) es exactamente lineal, entonces las soluciones de Newton y cuasi-Newton son la misma debido a que los términos de la segunda derivada en la matriz Hessiana son cero. La solución en un paso es posible en el caso lineal, la función objetivo se escribe en ocasiones como:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}[(\mathbf{G}\delta\mathbf{m})^T \mathbf{C}_d^{-1}(\mathbf{G}\delta\mathbf{m} - \delta\mathbf{d}) + \varepsilon\delta\mathbf{m}^T \mathbf{C}_m^{-1}\delta\mathbf{m} + \eta\delta\mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D}\delta\mathbf{m}] \quad (3.88)$$

donde el último término en el desarrollo suaviza las perturbaciones del modelo anterior. El funcional en este caso es:

$$\mathbf{F}(\mathbf{m}) = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1}(\mathbf{G}\delta\mathbf{m} - \delta\mathbf{d}) + \varepsilon\mathbf{C}_m^{-1}\delta\mathbf{m} + \eta\mathbf{D}^T \mathbf{D}\delta\mathbf{m} = 0 \quad (3.89)$$

y la solución se puede escribir como:

$$\delta\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon\mathbf{C}_m^{-1} + \eta\mathbf{D}^T \mathbf{D}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \delta\mathbf{d} \quad (3.90)$$

Cuando no se usa suavizado ( $\eta = 0$ ) y las matrices  $\mathbf{C}_d$  y  $\mathbf{C}_m$  representan los errores estadísticos conocidos *a priori*, entonces la ecuación (Ec.3.90) sería:

$$\delta\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{C}_m^{-1}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \delta\mathbf{d} \quad (3.91)$$

el cual es la solución con máxima probabilidad para el problema inverso o inversión estocástica (?). Las expresiones para  $\delta\mathbf{m}$  en las ecuaciones (Ec.3.86), (Ec.3.90) o (Ec.3.91) son a menudo referidas como soluciones por Mínimos Cuadrados Amortiguados ("Damped Least Squares" (DLS)) al problema inverso (particularmente cuando  $\eta = 0$ ).

Es interesante hacer notar las diferencias entre la solución dada por las ecuaciones (Ec.3.86) y (Ec.3.90). Primero, el término de suavizado en la ecuación (Ec.3.90) suaviza las perturbaciones del modelo, no el modelo en sí mismo. Segundo, si la ecuación (Ec.3.90) se aplica iterativamente, entonces la regularización de amortiguamiento no es necesariamente la misma como la impuesta por la implementación iterativa de la ecuación (Ec.3.86). En éste, el término  $\mathbf{m}_0$ , usualmente, representa el modelo inicial y el efecto de regularización está a favor de la solución cerca al modelo inicial (como de 'cerca' dependerá del valor de  $\varepsilon$ ). Si, sin embargo,  $\mathbf{m}_0 = \mathbf{m}_{último}$ , donde  $\mathbf{m}_{último}$  es la solución a

la iteración previa, entonces el amortiguamiento en la ecuación (Ec.3.86) será el mismo que para la ecuación (Ec.3.90), en la cual el ajuste del último modelo comparado con el modelo previo es el que se regulariza. En amortiguamiento, el uso de  $\mathbf{m}_0$  se refiere a menudo como 'salto' ('*jumping*'), mientras usando el  $\mathbf{m}_{\text{último}}$  se denomina 'progresivo' ('*creeping*') (Shaw and Orcutt (1985)). De igual manera, suavizar la perturbación del modelo se denomina 'progresivo', mientras suavizar el modelo se denomina 'salto'. El planteamiento de la solución de tipo Mínimos Cuadrados Amortiguados es la técnica usada más común para resolver el paso inverso en tomografía sísmica.

Algunos de los estudios realizados usando una solución tipo Mínimos Cuadrados Amortiguados para tomografía de telesismos, son (?), (Koulakov et al. (2002)), (Koulakov et al. (2006a)), (Steck et al. (1998)), (Weiland et al. (1995)), (Wiggins et al. (1996)) y (Zhao et al. (1994)). También se ha usado para invertir tiempos de llegada de sísmica de gran ángulo. Estudios en los que se ha realizado esta inversión incluyen a (Chiu et al. (1986)), (Farra and Madariaga (1988)), (Kanasewich and Chiu (1985)), (Kosloff et al. (1996)), (Lutter et al. (1990)), Lutter and Nowack (1990), (Lutter et al. (1994)), (McCaughy and Singh (1997)), (Wang and Braile (1996)), (White (1989)), (Zelt and Smith (1992)) y (Zelt and Barton (1998)). En el caso de tomografía de terremotos locales encontramos a (Aki and Lee (1976)), (Eberhart-Phillips (1986)), (Graeber and Asch (1999)), (Koulakov and Sobolev (2006a)), (Koulakov et al. (2006b)), (Thurber (1983)), (Zhao et al. (1992)). Además se han realizado estudios de tomografía sísmica usando fuentes activas, por ejemplo (Aoki et al. (2009)), (Stefano and Chiarabba (2002)), (Evans and Zucca (1988)), (Evangelidis et al. (2004)), (Zandomeneghi et al. (2009)), entre otros.

La parte más costosa, computacionalmente hablando, de la solución por Mínimos Cuadrados Amortiguados es la resolución de la ecuación matriz de dimensión  $M$ . Si el número de parámetros no es grande, entonces se puede encontrar la solución usando métodos como la descomposición LU (?) o la descomposición de Cholesky (Tarantola (1987)). Una técnica de solución, particularmente útil para problemas de pequeños a medianos, es la Descomposición por Valor Único (*Singular Value Decomposition*) (?) o SVD. Es capaz de tratar robustamente con matrices que son singulares o casi singulares, que suele ser a menudo el caso en los problemas de tomografía. Además, SVD se puede usar para diagnosticar problemas con el sistema de ecuaciones, tales como la presencia de ecuaciones que no ayudan a condicionar la solución. Otra característica atractiva de SVD es que la covarianza y la resolución estimadas, asociadas con el modelo solución, se

pueden obtener sin un coste extra (White (1989)).

Para los modelos definidos por un gran número de parámetros, los métodos de solución directa son engorrosos y las técnicas iterativas son más prácticas. Uno de estos métodos es el del gradiente conjugado de (Hestenes and Stiefel (1952)), que se beneficia de la naturaleza poco densa de los sistemas lineales comúnmente asociados con los problemas de tomografía sísmica (Scales (1987)). Los gradientes conjugados y LSQR (Ecuaciones poco densas y mínimos cuadrados) (*'Sparse Equations and Least Squares'*), una variante del algoritmo del gradiente conjugado, son probablemente los métodos más usados para resolver sistema de ecuaciones lineales de la forma de la ecuación (Ec.3.90) con un gran número de incógnitas (por ejemplo, 1000-100.000) (Nolet (1984), Scales (1987), VanDecar and Snieder (1994)).

La solución tipo Mínimos Cuadrados Amortiguados del problema inverso no necesita que se formule como un conjunto de ecuaciones, por ejemplo las ecuaciones (Ec.3.86) y (Ec.3.91). De este modo, la ecuación (Ec.3.88) se puede minimizar encontrando la solución por mínimos cuadrados del sistema:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{C}_d^{-1/2} \mathbf{G} \\ \sqrt{\varepsilon} \mathbf{C}_m^{-1/2} \\ \sqrt{\eta} \mathbf{D} \end{bmatrix} \delta \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{C}_d^{-1/2} \delta \mathbf{d} \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3.92)$$

que equivale a resolver la ecuación (Ec.3.90) SVD o se puede usar la resolución iterativa, como LSQR, para resolver la ecuación (Ec.3.92). Estos se pueden aplicar igualmente a sistemas no cuadrados y resolverán las ecuaciones en el mismo sentido de los mínimos cuadrados.

### 3.1.4. Análisis de la calidad de la solución

La obtención de la solución que minimiza la función objetivo (que satisface los datos y condiciones *'a priori'*) no asegura que esta sea la solución única a nuestro problema. Para asegurar la robustez y unicidad de la solución es necesario estimar la calidad de los resultados. Comúnmente se usan dos aproximaciones para evaluar la robustez de los tiempos de llegada. La primera aproximación asume linealidad local para estimar la covarianza del modelo y la resolución; el segundo test de resolución consiste en reconstruir un

modelo sintético usando la misma geometría que el experimento real. Además se pueden realizar otros tests como 'jackknife' en el que se elimina un porcentaje de estaciones de forma aleatoria y se comprueba la capacidad de reproducir el mismo resultado. De este modo nos aseguramos de que la influencia del ruido en los datos es mínima.

## Matrices de resolución y matriz de covarianza

Para derivar las expresiones de la covarianza y resolución del modelo posterior, se asume que la función objetivo (Ec.3.94) tendrá el parámetro  $\eta = 0$ . La razón por la que se hace esta simplificación es porque es más directo y común considerar las matrices de covarianza y resolución en el marco Bayesiano. En otras palabras, los errores estadísticos asociados con la información del modelo *a priori* y los datos son bien conocidos, permitiendo así que los dos conjuntos de información sean objetivamente combinados para producir una distribución del modelo posterior más precisa.

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}[\Psi(\mathbf{m}) + \varepsilon\Phi(\mathbf{m}) + \eta\Omega(\mathbf{m})] \quad (3.93)$$

En tales circunstancias,  $\varepsilon = 1$  y  $\mathbf{C}_m$  representa la covarianza del modelo verdadero *a priori*. Para una función objetivo de la forma (Ec.3.94) con  $\eta = 0$ , la solución con máxima probabilidad viene dada por  $\mathbf{m}$  que satisface la ecuación (Ec.3.95):

$$\mathbf{F}(\mathbf{m}) = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}] + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m} \quad (3.94)$$

La cual puede ser escrita como:

$$\varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) = -\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}) \quad (3.95)$$

Añadiendo  $\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)$  a ambos lados, queda:

$$\mathbf{m} - \mathbf{m}_0 = [\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{g}(\mathbf{m}) + \mathbf{G}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)] \quad (3.96)$$

Que es una ecuación implícita para  $\mathbf{m}$ . Siguiendo Tarantola (1987), dejamos  $\mathbf{m}_{real}$  representar al modelo real, que es desconocido. Los datos observados están relacionados con  $\mathbf{m}_{real}$  mediante:

$$\mathbf{d}_{obs} = \mathbf{g}(\mathbf{m}_{real} + \xi) \quad (3.97)$$

donde  $\xi$  representa los errores de observación y de representación de modelo. El operador resolución  $\mathbf{r}$  define la relación entre la solución calculada  $\mathbf{m}$  y la solución real:

$$\mathbf{m} = \mathbf{r}(\mathbf{m}_{real}) \quad (3.98)$$

Si  $\mathbf{r}$  es lineal, entonces  $\mathbf{m} = \mathbf{r}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{R}(\mathbf{m}_{real} - \mathbf{m}_0)$ , donde  $\mathbf{R} = \partial\mathbf{r}/\partial\mathbf{m}$  y  $\mathbf{m}_0 = \mathbf{r}(\mathbf{m}_0)$  así:

$$\mathbf{m} - \mathbf{m}_0 = \mathbf{R}(\mathbf{m}_{real} - \mathbf{m}_0) \quad (3.99)$$

Si asumimos que  $\xi = 0$  en la ecuación (Ec.3.97) y hacemos  $\mathbf{m} = \mathbf{m}_{real}$  en el lado derecho de la ecuación (Ec.3.96), entonces la ecuación (Ec.3.99) se puede escribir en la forma de la ecuación (Ec.3.96) con la matriz de resolución  $\mathbf{R}$  dada por:

$$\mathbf{R} = [\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} \quad (3.100)$$

Los elementos de la diagonal de  $\mathbf{R}$  varían entre cero y uno. Si  $\mathbf{R} = \mathbf{I}$ , entonces, de acuerdo con la ecuación (Ec.3.99),  $\mathbf{m} = \mathbf{m}_{real}$  y el modelo solución quedaría perfectamente resuelto. Si  $\mathbf{R} \neq \mathbf{I}$ , entonces los parámetros del modelo estimados representan los promedios pesados de los parámetros del modelo real.

La matriz  $\mathbf{C}_m$  describe la covarianza del modelo *a priori*, como la raíz cuadrada de la diagonal, indicando la incertidumbre asociada con los valores de los parámetros del modelo inicial. Las constricciones proporcionadas por los datos resultarán en cambios a estas incertidumbres. La matriz de covarianza *a posteriori*,  $\mathbf{C}_M$ , describe el error en los parámetros solución y está relacionada con la matriz de resolución por Tarantola (1987):

$$\mathbf{R} = \mathbf{I} - \mathbf{C}_M \mathbf{C}_m^{-1} \quad (3.101)$$

Sustituyendo la ecuación (3.100) por  $\mathbf{R}$  y resolviendo para  $\mathbf{C}_M$  da:

$$\mathbf{C}_M = \varepsilon [\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1}]^{-1} \quad (3.102)$$

Los elementos de la diagonal de  $\mathbf{C}_M$  indican la incertidumbre posterior asociada con cada parámetro del modelo. La matriz de Fréchet,  $\mathbf{G}$ , en las ecuaciones (Ec.3.100) y (Ec.3.102) están calculada en el punto solución. Los elementos fuera de la diagonal de la matriz de covarianza posterior se interpretan más convenientemente en términos de correlaciones (Tarantola (1987)).

$$\rho^{ij} = \frac{C_M^{ij}}{(C_M^{ii})^{\frac{1}{2}} (C_M^{jj})^{\frac{1}{2}}} \quad (3.103)$$

donde  $-1 \leq \rho^{ij} \leq 1$  y  $i, j = 1, \dots, M$ . Una fuerte correlación entre incertidumbres significa que no han sido independientemente resueltos dos parámetros por la base de datos.

Si  $\varepsilon$  lo tratamos como factor de amortiguamiento en la inversión (su valor se varía para afinar la solución), entonces  $\mathbf{C}_m$  ya no representa verdaderamente la covarianza del modelo *a priori*. En este caso, la resolución y la covarianza posterior tendrá una dependencia sobre el valor elegido para  $\varepsilon$ . De la definición de arriba de  $\mathbf{R}$  (Ec.3.100), como  $\varepsilon \rightarrow 0$ , entonces  $\mathbf{R} \rightarrow \mathbf{I}$  y la solución aproxima la resolución perfecta. Como  $\varepsilon \rightarrow \infty$ , entonces  $\mathbf{R} \rightarrow \mathbf{0}$  y el modelo no queda resuelto del todo por los datos. Si arreglamos la ecuación (Ec.3.102) como:

$$\mathbf{C}_M^{-1} = \frac{\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G}}{\varepsilon} + \mathbf{C}_m^{-1} \quad (3.104)$$

vemos que como  $\varepsilon \rightarrow 0$ , la covarianza *a priori* llega a ser cada vez más irrelevante al valor de la covarianza posterior, mientras que cuando  $\varepsilon \rightarrow \infty$ ,  $\mathbf{C}_M \rightarrow \mathbf{C}_m$ . Desde un punto de vista Bayesiano, tener  $\varepsilon \rightarrow 0$  significa que no hay información *a priori* y depende de toda la información contenida el modelo obtenido posteriormente. En contraste,  $\varepsilon \rightarrow \infty$  significa que no hay errores asociados con la información del modelo *a priori*, en tal caso los datos son irrelevantes. Estos dos estados no son posibles en la práctica, y refleja el hecho de que la inclusión del parámetro de amortiguamiento no es consistente con el paradigma Bayesiano. En pocas palabras, el uso de  $\varepsilon$  como parámetro de amortiguamiento para afinar la solución hace los valores absolutos de resolución y covarianza posterior bastante insignificantes. Sin embargo, sus valores relativos serán aún indicadores útiles del efecto que los datos han tenido en constricciones al modelo solución.

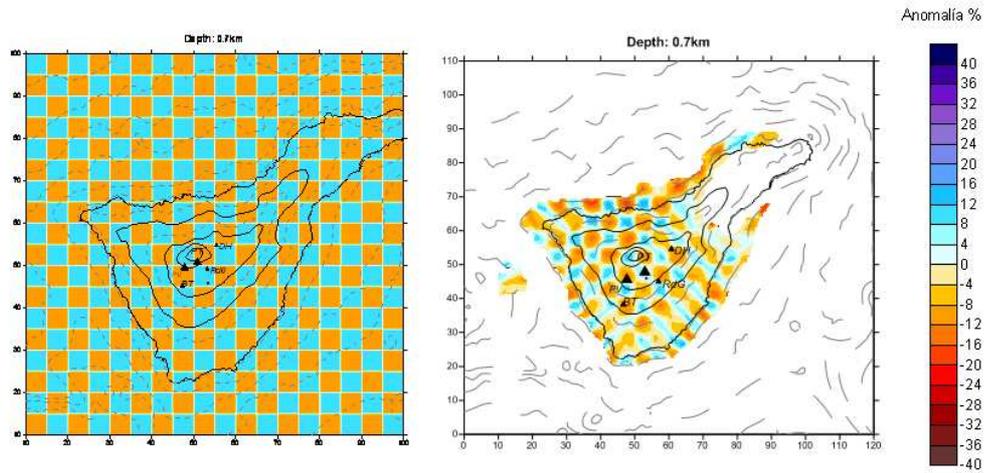
Las dificultades principales con  $\mathbf{R}$  y  $\mathbf{C}_M$  son que i) son derivadas de la teoría lineal y son menos significativas según aumenta la no-linealidad del problema (Snieder (1998)); ii) los errores en la representación del modelo no se han tenido en cuenta; y iii) requieren de la inversión de una matriz  $M \times M$ ,  $\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1}$ , que puede no ser práctico para un gran número de parámetros. Sin embargo, se han usado para muchas inversiones de tiempos de llegada de telesismos como (?), (Benz et al. (1992)), (Steck et al. (1998)), estudios tomográficos con terremotos locales ((Abers (1994)), Eberhart-Phillips (1990)), (Eberhart-Phillips and Michael (1993)), (Graeber and Asch (1999)), (Protti et al. (1996)). (McCaughy and Singh (1997)) y (Zhang and Toksöz (1998)) también consideran las correlaciones (Ec.3.103) como parte de su interpretación de la calidad

---

de la solución.

## Tests sintéticos

Las parametrizaciones que describen campos de velocidad continuos, a menudo optan por tests de resolución que tratan de reconstruir un modelo sintético usando la misma geometría configuración fuente-receptor que el experimento real. Se basan en resolver una estructura conocida de similar longitud/dimensión a la observada en el modelo, lo que nos asegura la fiabilidad de la solución obtenida. El criterio de calidad es la similitud entre el modelo recuperado y el modelo sintético. El '*test del tablero de ajedrez*' (Fig.3.16), es el más utilizado. En este caso el modelo sintético se divide en regiones alternantes de alta y baja velocidad, con una escala de longitud igual (o mayor) a la longitud de onda de la estructura más pequeña recuperada en el modelo solución. El modelo inicial usado para este test es el mismo que el usado para la inversión real. Las regiones en las que el patrón de tablero de ajedrez se recuperan claramente son aquellas en las que la estructura en el modelo solución se puede considerar bien resuelta. Además del test del tablero de ajedrez, puede ser interesante reconstruir anomalías localizadas en lugares de interés (regiones de alto interés geológico). En este caso el modelo sintético que queremos recuperar contendrá las anomalías de velocidad de nuestro interés.



**Figura 3.16:** Test del tablero de ajedrez aplicado a la Isla de Tenerife. En la imagen de la derecha viene representado un corte en horizontal del modelo teórico de anomalías. La imagen de la izquierda representa los resultados obtenidos tras la inversión usando la misma geometría del experimento

### Test Monte Carlo para el error de propagación

La técnica de Montecarlo nos permite dar una estimación del error de propagación del modelo de distribución de velocidad.

Se puede generar un vector de datos consistente en ruido aleatorio solamente e invertir estos para obtener la propagación de los errores de los datos. Una variante es añadir ruido al vector de datos original e inspeccionar la variabilidad de los modelos resultantes. Ambos tests se suelen usar para conseguir una estimación de la covarianza del modelo. Se introduce ruido aleatorio en el vector de datos (también puede ser en el modelo inicial) y se realiza la inversión para obtener un modelo solución en cada uno de los casos. De este modo obtendremos N modelos aleatorios equiprobables. La matriz de covarianza a posteriori cuantificará la incertidumbre (Ec.3.105).

---

$$C = \frac{1}{N} [p_i - E(p)][p_i - E(p)]^T \quad (3.105)$$

Para los tests Monte Carlo, se acepta una distribución de error Gaussiano, una vez hemos quitado los valores atípicos.

### **Técnica 'jackknifing'**

Otro método que se puede aplicar para chequear la resolución del experimento, es la técnica '*jackknifing*'. Éste consiste en quitar una fracción de datos y realizar la inversión. De este modo podemos comparar los resultados obtenidos para distintas distribuciones. Incluso podemos eliminar progresivamente conjuntos de datos y ver hasta que punto la distribución reproduce el mismo resultado o qué anomalías siguen apareciendo. En este caso se asegura que el ruido no está afectando a los resultados obtenidos.

# Capítulo 4

## Experimento: TOM-TEIDEVS y datos utilizados

### 4.1. Experimento TOM-TEIDEVS

Todo trabajo de análisis experimental requiere el uso de una base de datos fiable y de buena calidad. Muy a menudo la adquisición y preparación de los mismos pasa a un segundo plano y sólo se presentan los resultados finales. Sin embargo, sin una correcta planificación del experimento, sin fiabilidad del proceso experimental y sin un correcto tratamiento de los datos, el resultado final puede carecer de valor. Esta tesis basa gran parte de sus resultados en el estudio de los datos adquiridos en una campaña de sísmica activa realizada en 2007 en la Isla de Tenerife. Por tanto, además de la parte de obtención de datos, previamente ha habido un trabajo metodológico importante experimental que debe de ser reflejado.

Aunque la campaña sísmica duró sólo un mes, hubo un trabajo de equipo previo de más de un año hasta llegar al experimento. Después, los datos adquiridos en campo requieren una preparación que también llevó una dedicación de casi un año, parte de ella la realicé en la Universidad de Liverpool (Reino Unido).

---

Este capítulo vamos a tratar de resumir toda esta labor metodológica, así como reflejar la inmensurable labor de equipo que hay detrás de todo este experimento, sin la cual esta tesis difícilmente hubiera llegado a su fin.

#### 4.1.1. Necesidad del experimento

Las Islas Canarias forman un archipiélago volcánico activo. Tenerife es la isla de mayor tamaño del archipiélago canario con gran complejidad geológica y geomorfológica. Se han producido erupciones basálticas, pero también de carácter explosivo, como las que tuvieron lugar en el edificio de Las Cañadas. El complejo de Las Cañadas está formado por una gran caldera de forma elíptica y los estratovolcanes Teide-Pico Viejo, que se alzan en su interior. Teide es el pico de mayor altura del archipiélago, con 3718 m. En dirección NO-SE se extiende la Dorsal de Santiago del Teide desde el edificio de Las Cañadas hasta Teno. Por otro lado, en dirección SO-NE encontramos la Dorsal de Pedro Gil que parte del complejo de Las Cañadas llega hasta Anaga. Al sur se halla el campo de conos de El Valle de San Lorenzo, que no aparecen alineados como en las dorsales.

El volcanismo producido fuera de Las Cañadas ha sido de carácter basáltico, sin embargo, en el edificio de Las Cañadas se han producido erupciones de carácter explosivo, siendo la última la de Montaña Blanca, hace 2020 años.

La Isla de Tenerife está habitada por casi 900000 personas, con un número de turistas, que visitan la isla a lo largo de un año, de unos 3500000 de personas. Se contabilizan seis erupciones históricas, comprendidas entre 1704 (Siete Fuentes) y 1909 (El Chinyero). (No hay que olvidar que el periodo histórico en Canarias es de 500 años). El riesgo de producirse en una erupción en la Isla de Tenerife es alto.

Por otro lado, en el año 2000 se reactivó la actividad volcánica en Canarias. La actividad sísmica registrada en Canarias sufrió un incremento a partir de este año. Sin embargo, la deformación, gases, electromagnetismo, gravimetría, etc, no sufrieron cambios anormales. En el año 2003 los eventos sísmicos, que se daban con más frecuencia, comenzaron a ser sentidos por la población (El Hierro, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife). En el año 2004, durante los primeros meses, la actividad sísmica se concentró en

la isla de Tenerife, por otro lado, la actividad fumarólica situada en el cráter del Teide aumentó, así como la emisión difusa de CO<sub>2</sub> en la zona NO de la isla, donde se sitúan las últimas erupciones históricas (Chinyero (1909)). Debido al posible carácter explosivo de algunas de las erupciones registradas en el complejo de Las Cañadas, donde se sitúa el Teide, se podría esperar otra de la misma índole; esto motivó la realización de campañas para la monitorización de la actividad, tanto sísmica, de deformación, toma de muestras de gases, etc.

Los eventos, producidos en esta crisis, alcanzaron magnitudes cercanas a 3, además de registrarse trémor y eventos de largo periodo. La localización de los eventos se situó, en su mayoría, sobre el valle de Icod y Santiago del Teide, aunque también se encontró actividad bordeando las paredes de la caldera.

El periodo de retorno estimado en la Islas Canarias para las erupciones históricas, es de aproximadamente 25 años. Todas las erupciones históricas han sido de tipo efusivo y se esperarían del mismo tipo. Sin embargo, en la isla de Tenerife se halla el estratovolcán Teide, en la zona de Las Cañadas. Muchas de las erupciones producidas en esta zona han tenido carácter explosivo. La última erupción subpliniana ocurrió hace 2020 años, conocido como Montaña Blanca (Ablay and Kearey (2000)). El periodo de retorno de este tipo de erupciones puede estar en torno a los mil años, lo cual indica que existen posibilidades de producirse una erupción que siga esta pauta.

A raíz de este hecho surgieron distintas hipótesis, nunca publicadas en revistas científica, pero presentadas en diversos foros sociales y medios de comunicación, con la intención de encontrar respuesta a estas anomalías. Podría deberse a la sobreexplotación del sistema de acuíferos en el complejo de Las Cañadas, a una inyección basáltica, a una mezcla de magmas debido a una inyección basáltica, inestabilidad de la ladera norte del sistema Teide, con consecuencias como un deslizamiento de ladera o una explosión lateral, subsidencia de la caldera (dando origen a una nueva caldera en Pico Viejo).

Ante la necesidad de un modelo para realizar una interpretación adecuada de la actividad producida en la Isla de Tenerife, se planteó la realización de una tomografía sísmica de la Isla de Tenerife. Debido a la falta de una red sísmica densa y actividad sísmica natural, se propuso un experimento de sísmica activa (TOM-TEIDEVS), usando una red densa de estaciones sísmicas en tierra y disparos con cañones de aire comprimido

---

en el mar. El grupo de la Universidad de Granada, que planteó y lideró el experimento, había participado en campañas de sismica mediante el uso de antenas sísmicas en la Isla de Tenerife en varias campañas (Almendros et al. (2000), Almendros et al. (2007), Pezzo et al. (1997)), incluida la crisis del 2004 (Almendros et al. (2007)). Por otro lado, contaba con la experiencia de la realización de otra tomografía de sismica activa en Isla Decepción (Antártida) (Zandomenighi et al. (2009)). El objetivo fundamental de este experimento fue generar datos de sismica activa y registrarlos en una red densa de estaciones, con el fin de obtener una base de datos para realizar un estudio de tomografía sísmica.

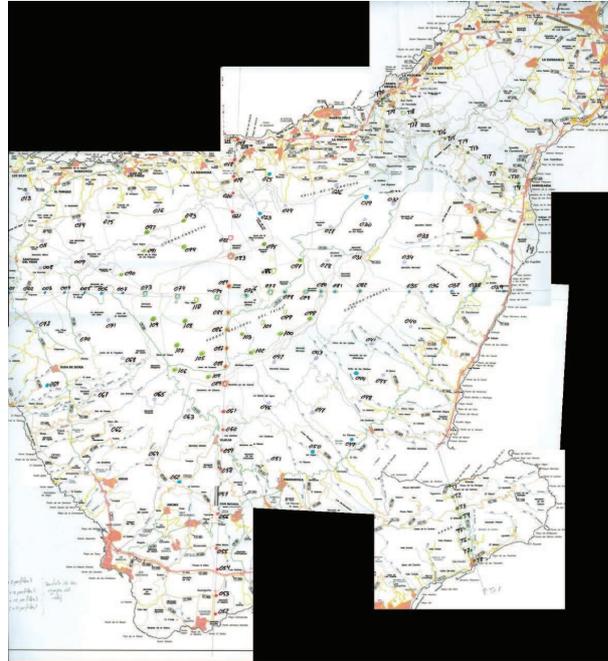
#### 4.1.2. Diseño del experimento

La configuración del experimento se realizó en base a una distribución densa y homogénea de estaciones sísmicas y disparos dentro y fuera de la isla. Una vez realizado un estudio preliminar no fue posible el uso de OBSs (Ocean Bottom Seismometer) en el mar, así como disparos en tierra (estos últimos debido a las características especiales de espacio protegido de la isla). El diseño final constaba de casi 200 puntos para emplazar las estaciones en tierra (Fig.4.1) y malla de disparos en el mar alrededor de la isla, separados una distancia de 500 m entre línea y línea y con tres alineaciones transversales a los mismos (Fig.4.2), con el objetivo de hacer tres perfiles en 2D, N-S, E-O y NO-SE.

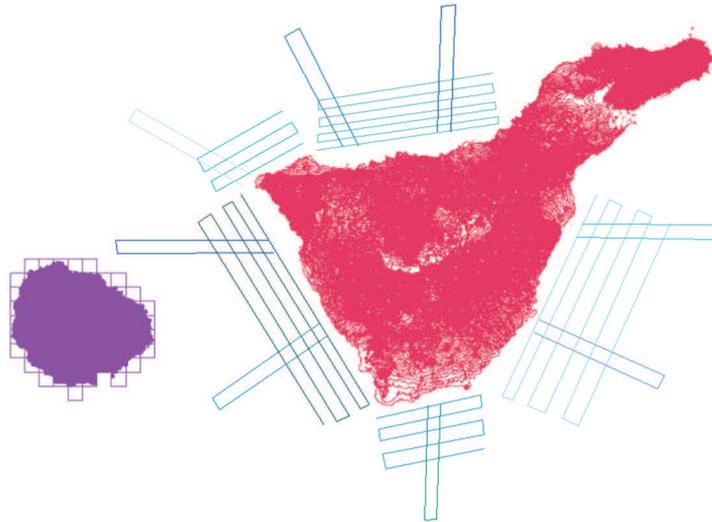
Antes de llevar a cabo el experimento se hicieron varias campañas de reconocimiento y búsqueda de emplazamientos en octubre y noviembre de 2006 (Fig.4.3 y Fig.4.4). Por otro lado, fue necesario pedir permiso para poder acceder al espacio protegido y al Parque Natural de la Isla de Tenerife, ya que entre un 70-80 % de estaciones se encontrarían ubicadas en este área (Fig.4.1). En la Fig.4.1 en rojo y azul se observa un conjunto de estaciones alineadas, N-S, E-O, respectivamente. El objetivo era la realización de perfiles 2D, además de la tomografía en 3D. El espaciado entre estaciones era de 1.5-2 km aproximadamente y atravesaban el volcán Teide (Fig.4.1).

En cada localización anotamos todos los datos necesarios para su ubicación posterior, facilitando el acceso a los equipos de trabajo. Por otro lado, se estudiaba que tuviera fácil acceso, pero lo suficientemente alejado de la población, para evitar ruido antrópico e incluso cualquier tipo de actividades vandálicas. Debido a la alta densidad de población y la actividad turística no fueron fáciles de obtener emplazamientos de alta calidad,

sobretudo en las zonas cercanas a la costa. Además, se realizaron mapas generales con todos los puntos y de cada zona de la isla, especificando cada punto (Fig.4.5, Fig.4.6, Fig.4.7, Fig.4.8, Fig.4.9).



**Figura 4.1:** *Propuesta de emplazamientos inicial.*



**Figura 4.2:** *Propuesta de trayectoria a seguir por el Bio Hespérides mientras realiza disparos con cañones de aire comprimido.*



**Figura 4.3:** *Búsqueda de emplazamientos en octubre de 2006. (Cedida por J. M. Ibáñez).*



Figura 4.4: Búsqueda de emplazamientos en noviembre de 2006. (Cedida por J. M. Ibáñez).

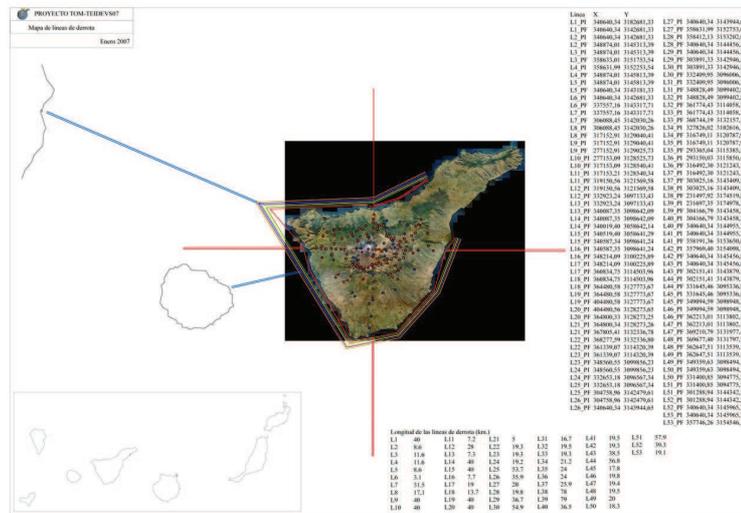
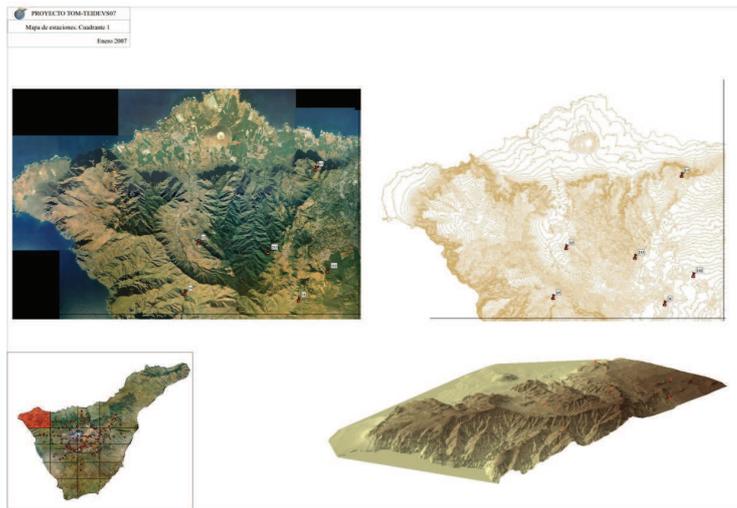


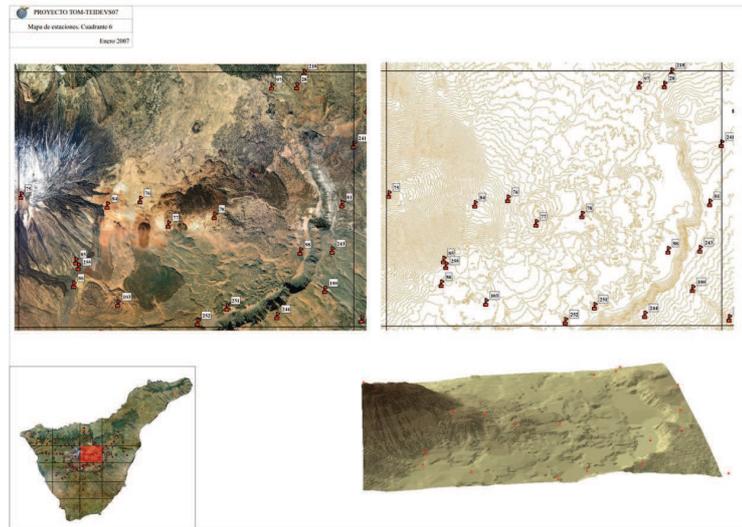
Figura 4.5: Posición preliminar de las estaciones en la Isla de Tenerife y trayectorias de los disparos a realizar (Realizado por David García-González).



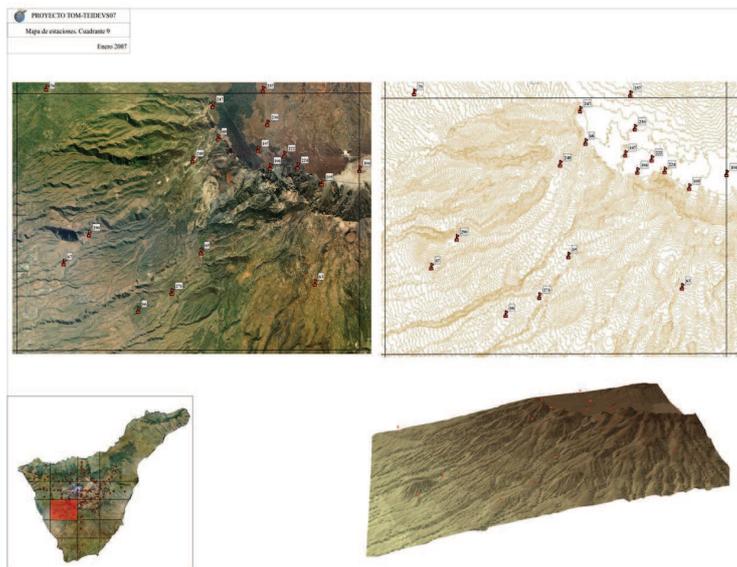
**Figura 4.6:** Posición preliminar de las estaciones en la Isla de Tenerife, zona Noroeste (Realizado por David García-González).



**Figura 4.7:** Posición preliminar de las estaciones en la Isla de Tenerife, zona Noreste (Realizado por David García-González).



**Figura 4.8:** Posición preliminar de las estaciones en la Isla de Tenerife, zona Este de Las Cañadas (Realizado por David García-González).



**Figura 4.9:** *Posición preliminar de las estaciones en la Isla de Tenerife, zona Suroeste de Las Cañadas (Realizado por David García-González).*

Para el registro de las señales sísmicas utilizamos un conjunto de 100 estaciones sísmicas de banda ancha, cedidas por el NERC (Natural Environment Research Council (Reino Unido)), y los cañones de aire comprimido del buque español BIO-Hespérides, que describiremos más adelante.

El plan inicial estaba dividido en tres fases. La primera fase tendría una duración de 6 días y estaría dividida en 5 zonas donde se seguirían hasta un máximo de siete líneas paralelas entre sí (zona Norte) y un mínimo de 5 líneas, separadas entre sí entre 0.5 y 1 km. Además se planificaron 7 perfiles en 2D, como se observa en la Fig. 4.2. En total se realizarían 7700 disparos en esta primera fase. La fase 2 comprendería 3 días y consistiría en disparar las mismas líneas (sin los perfiles), por si hubiesen surgido problemas técnicos en la primera fase (un total de 3200 disparos). La tercera fase constaría de 2 días (2000 disparos), y se llevaría a cabo en la zona Norte de la isla, aunque no se muestra en la Fig. 4.2. El tiempo de barco total sería de 11 días, navegando una distancia total de 1800 km y disparando sobre 12900 disparos. El objetivo de las dos fases era poder mover entre

ellas algunas de las estaciones de tierra y así aumentar el número de lugares de registro sísmico.

Para la instalación de las estaciones se hizo una planificación inicial de cinco grupos, cuatro de ellos con cuatro personas y uno más con seis. El grupo de seis personas sería el encargado de desplegar las estaciones sísmicas dentro de la zona de cobertura del Parque Nacional del Teide. Los grupos de cuatro personas trabajarían dentro de la zona natural protegida de la Corona Forestal. Cada grupo se encargaría de emplazar aproximadamente 20 estaciones, con una media de 5 estaciones por día (se asignaron 4 días en el calendario inicial).

Entre los días 21 y 24 de Enero se cambiaría entorno al 50 % de estaciones a nuevos emplazamientos. Las estaciones que no se hubiesen reubicado se comenzarían a retirar a partir del día 24.

### 4.1.3. Experimento

En enero de 2007, se realizó el experimento TOM-TEIDEVS (Ibañez et al. (2008)). El objetivo del experimento era el estudio de la estructura interna de la isla de Tenerife mediante tomografía sísmica y la realización de perfiles de reflexión Norte-Sur, Este-Oeste y Noroeste-Sureste. Con este fin se alinearon estaciones y fuentes siguiendo estas direcciones, como hemos descrito anteriormente.

El experimento, bajo la coordinación de Jesús M. Ibañez de la Universidad de Granada, contó con la participación de investigadores de distintos organismos y universidades internacionales. El grupo TOM-TEIDEVS estuvo compuesto por: ***Universidad de Granada (España)***: Gerardo Alguacil, Carmen Álvarez-Castro, Carmen Benítez, Luisa Bountempo, Enrique Carmona, Francisco Carrión, Mercedes Feriche, Eduardo Gallejo, David García-González, Araceli García-Yeguas, José González-Jiménez, Jesús M. Ibañez, Vicente Lara, Carmen F. López-Rodríguez, José A. Lozano, María B. Martín-Ibañez, J. Benito Martín-Martínez, José Morales, Elena Ocaña, Alfonso Ontiveros, Jaime Ordóñez, Luis M. Oviedo, Mayte Pedrosa, Javier Ramírez, Inmaculada Serrano, Francisco Vidal, y Daria Zandomoneghi; ***Universidad de Liverpool (Reino Unido)***:

---

Stuart Nippres y Andreas Rietbrock; *Universidad de Leicester (Reino Unido)*: Alex Brisbourne y David Hawthorn; *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanología, Catania (Italia)*: Sergio Di Prima, Domenico Patané, Salvatore Rapisarda, and Luciano Zuccarello; *University College Dublin (Irlanda)*: Christopher Bean, Lorenzo Cociani, Rosalia Davi, Francesca Martini, Martin Möllhoff y Daniela Pandolfi; *Universidad de La Laguna (Tenerife, España)*: Enrique Coello y Carmen Romero-Ruiz; *Instituto Geográfico Nacional, Centro Geofísico de Canarias, (Tenerife (España))*: Maria José Blanco; *Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) (Tenerife, España)*: José Barrancos- Martínez, David Calvo-Fernández, Germán Padilla-Hernández y Nemesio Pérez; *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanología, Osservatorio Vesuviano, (Nápoles (Italia))*: Norma Damiano, Vincenzo Nisii, Simona Petrosino y Anna Tramelli; *Universidad Pablo de Olavide, Sevilla (España)*: Federico Torcal; *Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima (México)*: Mauricio Bretón, .

La configuración de este experimento mezcló una alta densidad de estaciones en tierra con una alta densidad de fuentes en el mar. Se contó con dos grupos de trabajo: uno en tierra y otro en el mar. El equipo de tierra tenía como objetivo el despliegue de 100 estaciones sísmicas (las características se describen en el apartado de Características de los equipos, más abajo). El equipo de trabajo en el mar estaba encargado de controlar el correcto funcionamiento de los cañones de aire comprimido del Bio-Hespérides. La fuente sísmica estaba compuesta por 6 cañones de aire comprimido del tipo BOLT 1500LL, en una configuración de 12 metros de longitud, con una separación de 2.5 metros entre cada uno y de 0.8 m entre los pares, lo que ha suministrado una potencia máxima de cada disparo de 3520 pulgadas cúbicas. El barco disparó cada 2 minutos, ( $\sim 300$  m), siguiendo la malla de la Fig. 4.12. Además se recogieron datos haciendo uso del gravímetro, magnetómetro y una multihaz, con el fin de tomar datos de gravimetría, magnetismo y profundidad del suelo marino, respectivamente.



**Figura 4.10:** *Configuración de los cañones de aire comprimido.*



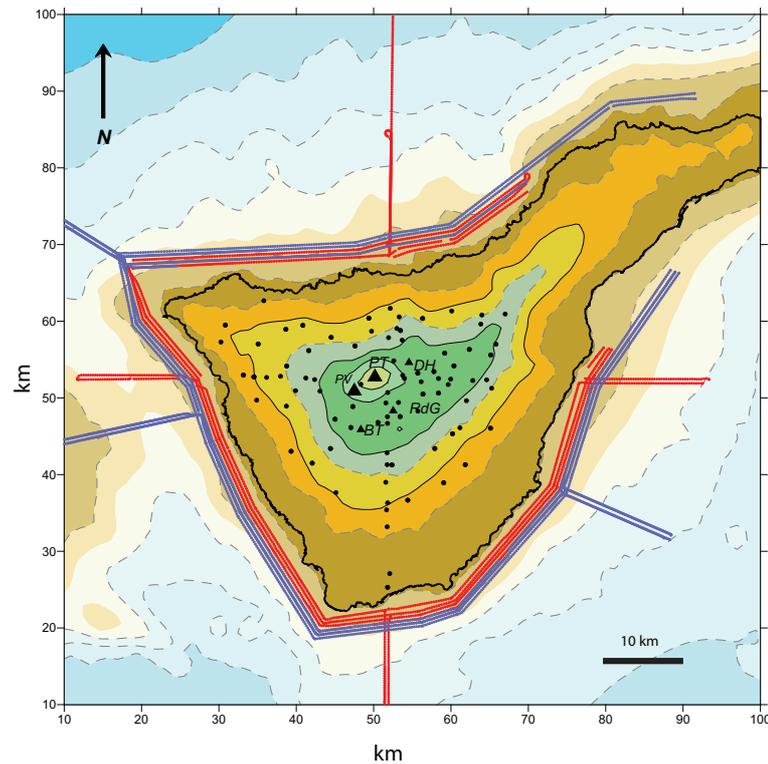
**Figura 4.11:** *Burbuja en el mar formada por el disparo de los cañones de aire comprimido.*

Finalmente el experimento fue dividido en dos fases, con un periodo de 10 días para los disparos. La primera fase tuvo lugar del 11 al 21 de Enero. Las estaciones se

---

emplazaron desde el día 11 al 17 y los disparos fueron realizados alrededor de la isla y siguiendo las líneas de perfil Sur-Norte, Este-Oeste y Noroeste-Sureste, además de otra línea entre La Gomera y la Isla de Tenerife, para mejorar la cobertura.

En base a las dos fases de disparo y al cambio de posición de los equipos, se cubrieron un total de 137 localizaciones y se dispararon un total de 6459, 2576 disparos en la primera fase y 3883 disparos en la segunda. En total se navegaron más de 1300 millas náuticas y, en carretera, se recorrieron más de 13.000 km por parte de los diferentes grupos de trabajo. En total 54 personas participaron (Grupo TOM-TEIDEVS descrito anteriormente) distribuidas en diferentes equipos, uno a bordo del B.I.O. Hespérides y otros 5 equipos en tierra encargados del despliegue, mantenimiento y movimientos de las estaciones sísmicas.



**Figura 4.12:** Malla con las derrotas seguidas por el Bio Hespérides para realizar los disparos. Los puntos rojos pertenecen a los disparos generados en la primera fase y en azul los de la segunda fase. Los cuadrados negros representan las estaciones. Los triángulos representan algunos puntos de la topografía de Las Cañadas. En sentido antihorario tenemos: PT: Pico Teide, PV: Pico Viejo, BT: Boca Tauce, RdG: Roques de García, DH: Diego Hernández.

#### 4.1.4. Características de los equipos

Los sensores sísmicos desplegados corresponden al modelo Guralp CMG-6TD con frecuencia natural de 30s. El sistema de adquisición tiene una frecuencia de muestreo de 200 sps y cuenta con un convertidor A/D de 24-bit. Los datos se almacenaban en un disco duro interno. El tiempo era obtenido usando un receptor GPS. Sus características se pueden ver más detalladamente en la página web <http://www.guralp.net/products/6TD/>. En la siguiente ilustración (Fig. 4.13) se muestra el tipo de instrumento usado. El sensor

---

tiene un diámetro de 30 cm y una altura, una vez conectados los cables, de 50 cm.



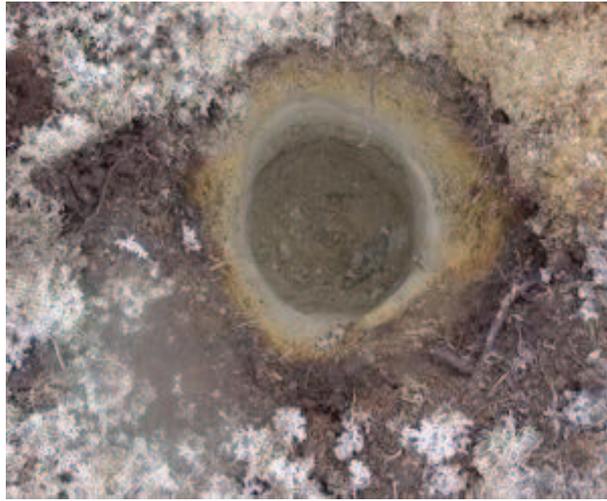
**Figura 4.13:** Estación sísmica correspondiente al modelo Guralp CMG-6TD

Los equipos venían preparados en cajas de 5 sensores, tal como se ve en a Fig. 4.14. Esta caja tiene un peso total de 30 kg con dimensiones de 120 x 60 x 60 cm.



**Figura 4.14:** *Caja con cinco equipos.*

Para su instalación en el campo fue necesario abrir un agujero de una profundidad inferior a 1 m, y un diámetro no superior a los 40 cm, como se ilustra en la Fig. 4.15.



**Figura 4.15:** *Agujero a realizar para emplazar la estación sísmica. Tiene un diámetro inferior a 30 cm y una profundidad menor a 1 m.*

El sensor se introducía en el agujero. Este equipo se envolvía en una bolsa de plástico para evitar que pueda caer agua y dañar el equipo. En la Fig.4.16 4 se muestra este punto.



**Figura 4.16:** *Ejemplo de cómo quedaba una estación, una vez dentro de la bolsa y del agujero.*

La bolsa se cerraba y de ella sólo salían dos cables, que eran los que unían el sensor a la antena GPS y a la batería, tal como se ve en la Fig.4.17



**Figura 4.17:** *Ejemplo de cómo quedaba una estación, una vez dentro de la bolsa, cerrada ésta, y del agujero.*

La bolsa se cubría de tierra y muy cerca de ella se colocaba la antena de GPS, que era un dispositivo de 10 x 3 x 3 cm. Éste era el único elemento visible de toda la instalación (Fig.4.18).



**Figura 4.18:** *Antena GPS, tras tapar la estación sísmica.*

Finalmente, para las baterías, se utilizó una caja que con 12 pilas alcalinas LR25 (tipo D) enterrada en otro agujero al lado del sensor, de unos 15 cm de profundidad por unos 40 de lado, tal como se ilustra en la Fig.4.19. Estas baterías también eran cubiertas por bolsa de plástico y enterradas evitando ser vistas en ningún caso. En la Fig.4.19 se muestran todos los elementos usados en una estación en el experimento.



**Figura 4.19:** *Elementos de una estación sísmica, incluidas las baterías usadas para su funcionamiento.*

Una vez instaladas las estaciones, el sistema funcionaba de manera automática, por lo que sólo se requería la visita periódica a las estaciones con el fin de comprobar si habían sido dañadas por agentes externos (incluidos actos vandálicos) y para su mantenimiento. El mantenimiento consistía en conectar a uno de los cables, que quedaba fuera, un ordenador portátil. De esta manera se observaban los datos registrados y se comprobaba la operatividad del equipo.

El proceso de desinstalación era igual de simple y se realizó de manera que no quedara ningún residuo ni marca de la estancia en la zona, salvo la observación de tierra removida.

## 4.2. Datos y procesamiento

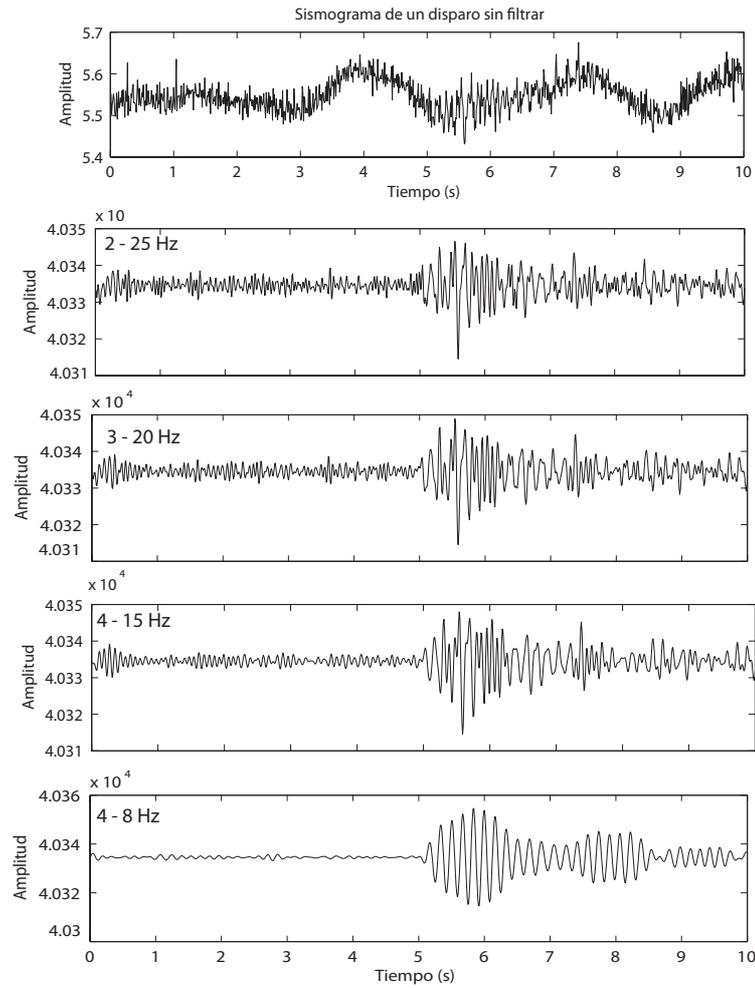
Los datos fueron extraídos y guardados en formato *.segy* (formato estándar en los estudios de sísmica, debido a la sencillez a la hora de seleccionar los tiempos de viaje). Se recogieron más de 70 Gb de datos fueron recogidos en la campaña TOM-TEIDEVS, con un total de 511599 trazas. Los datos están divididos por estaciones, es decir, todos los disparos registrados en cada estación. A su vez, éstos se dividen en ficheros de 12 horas.

---

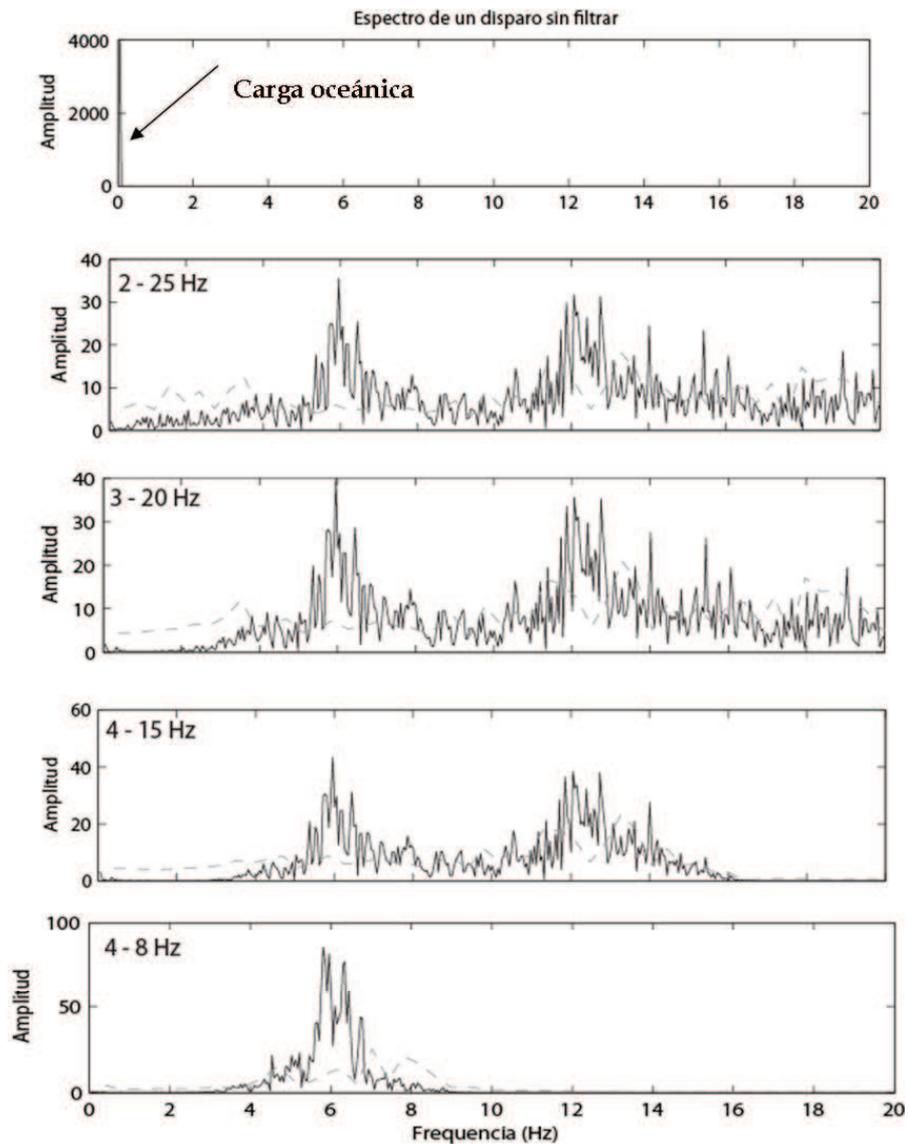
En estos ficheros vienen incluidas las coordenadas de cada disparos, las del receptor, la distancia receptor-fuente, entre otros datos. En el siguiente ejemplo veremos cómo interpretar el nombre de cada fichero *.seggy: teide07\_day020\_am\_0001\_6101\_z.seggy*. Teide: Campaña TOM-TEIDEVS, 07: año 2007, day020: día 20 (de enero), am: datos registrados desde las 00 : 00 : 00 h hasta las 11 : 59 : 59 h, 0001: punto 0001 (de las localizaciones del mapa), 6101: número identificativo del sensor sísmico, z: componente vertical.

Los datos fueron procesados con el paquete de programas de libre uso Seismix Unix (para su descarga y más detalles: <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>). Además, les sustrajimos la media y les aplicamos un filtro paso-banda con función de transferencia seno adaptada a una ventana de frecuencias cuadrada y desfase cero. Las señales fueron filtradas entre 4 y 8 Hz. La selección de este filtro la realizamos en base a un estudio profundo y en detalle de la relación señal/ruido. En la figura Fig.4.20 y Fig.4.21 observamos una señal sísmica filtrada en diferentes bandas de frecuencia, 2 – 25 Hz, 3 – 20 Hz, 4 – 15 Hz y 4 – 8 Hz. En la banda entre 4 y 8 Hz se observa una mejor relación señal/ruido. En la señal sin filtrar no se puede distinguir claramente la llegada. Si observamos el espectro, vemos que hay una fuerte influencia de las señales con bajas frecuencias (menor a 1 Hz), debido a la carga oceánica (Almendros et al. (2000)). Por otro lado, hay un pico máximo de energía en torno a 6 Hz. En las señales que están filtradas a frecuencias mayores, 15, 20 y 25 Hz, podemos ver otro pico, casi tan energético como el de 6 Hz, a 12 Hz. Es posible que este pico sea un armónico de la frecuencia fundamental generado por la capa de agua.

El filtro tan estrecho usado para filtrar la señal puede producir errores generados por posibles desfases o retrasos asociados al algoritmo de filtrado. Para evitar estos errores hemos usado filtros de Butterworth de desfase cero. Sin embargo, aún cuando pudiera haber algún tipo de desfase éste no influiría en el resultado final. La razón es simple, hemos usado el mismo tipo de ventana, polos y filtros para todas las señales. La presencia de un posible desfase sería sistemática para todas las señales. Por tanto, la única influencia sería en los posibles valores absolutos de las imágenes 3D de velocidad, pero nunca en las diferencias ni anomalías de velocidad.



**Figura 4.20:** Señal perteneciente a la estación 102, día 19 de enero de 2007. La señal está filtrada en distintas bandas de frecuencia: 2 – 25 Hz, 3 – 20 Hz, 4 – 15 Hz, 4 – 8 Hz.

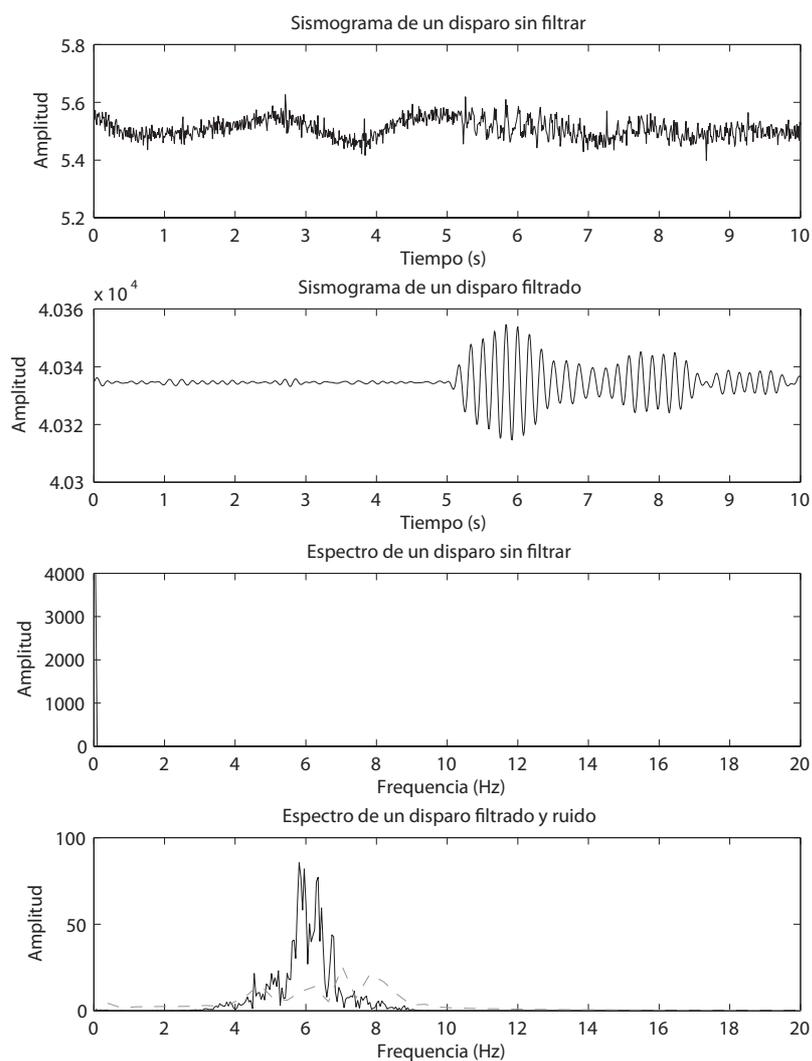


**Figura 4.21:** Espectro de las señales pertenecientes a la estación 102, día 19 de enero de 2007. La señal está filtrada en distintas bandas de frecuencia: 2 – 25 Hz, 3 – 20 Hz, 4 – 15 Hz, 4 – 8 Hz.

Una vez procesados los datos procedimos a realizar el cálculo de los tiempos de viaje de las primeras llegadas de ondas P. Para ello es necesario leer de manera precisa los tiempos de llegada de las ondas P. Usamos el paquete de programas de libre uso *Plotsec* (para más detalles: <http://www.eos.ubc.ca/personal/amor/plotsec/plotsec.html>).

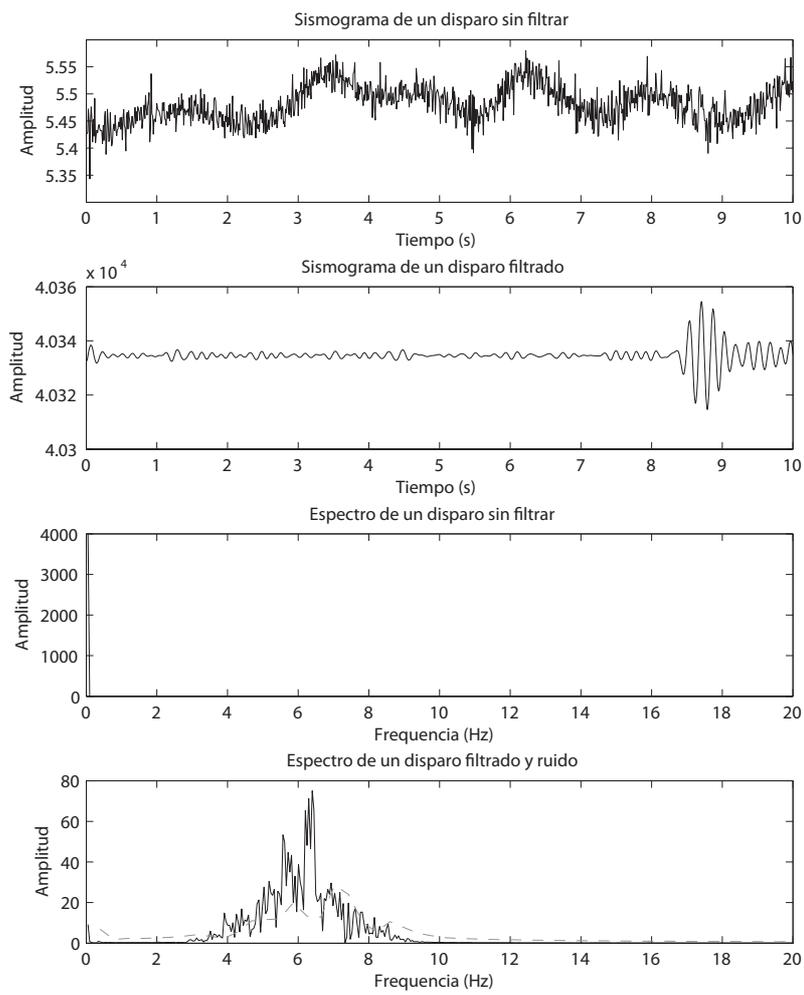
Este programa muestra gráficamente los sismogramas de los ficheros *.segy* en función de su número de trazas o la distancia receptor-fuente. Permite hacer zoom para visualizar mejor las trazas y seleccionar el tiempo de viaje de las primeras llegadas de ondas P de cada una de ellas. En las figuras Fig.4.26, Fig.4.27, Fig.4.28, Fig.4.29, Fig.4.30, Fig.4.31, Fig.4.33, podemos ver la pantalla que nos muestra el programa con las señales en función de la distancia receptor-fuente, junto con las trazas de selección en color rojo, para ficheros de hora una de duración con factores de calidad de 1 a 4. A cada lectura le adjudicamos lo que denominamos factor de calidad. Éste varía desde 1 (mejor relación señal/ruido, Fig.4.22), a 4 (no es posible distinguir las primeras llegadas, Fig.4.25). En las figuras Fig.4.23 y Fig.4.24 tenemos la representación para las señales con factor de calidad 2 y 3, respectivamente. Para adjudicar este factor de calidad hubo que modificar el programa, pues éste nos da un fichero *.pick* con el mismo nombre cada vez que realizamos la selección de los tiempos de viaje, reescribiendo el anterior y perdiendo toda la información. En la modificación hicimos que el programa preguntara qué factor de calidad adjudicar al fichero de salida con los tiempos de viaje y éste era escrito tanto en el fichero de salida como en el nombre del mismo. El nombre que del fichero de salida lleva el nombre del fichero de entrada *.segy*, además del factor de calidad, para hacer posible la selección de los ficheros en función de este factor.

Factor de calidad 1



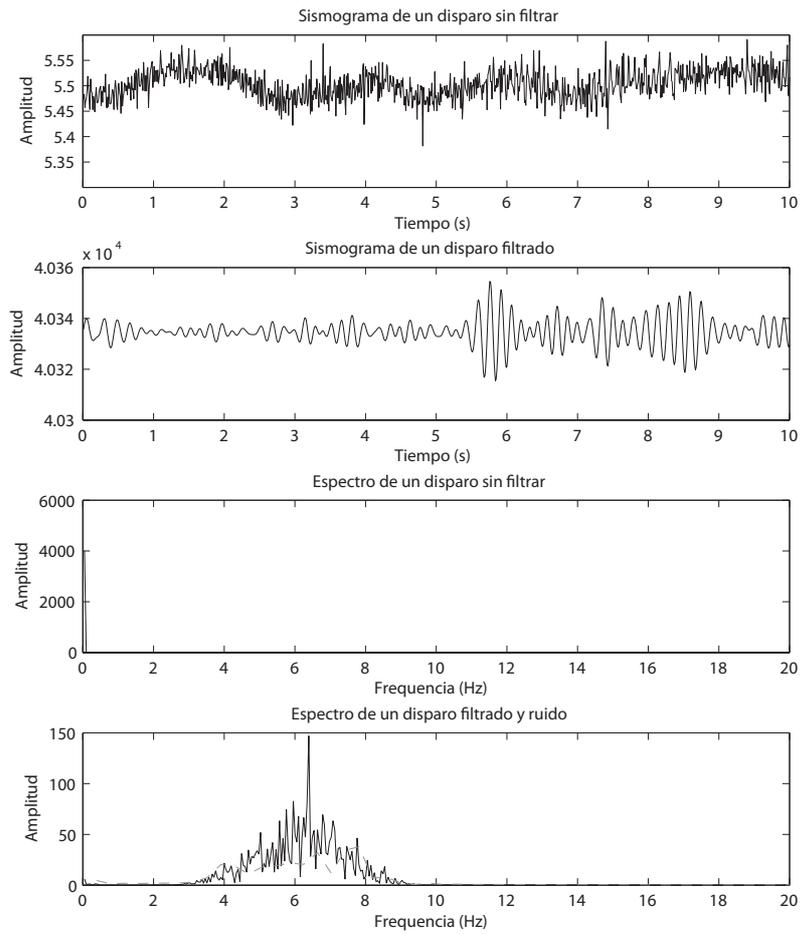
**Figura 4.22:** Señal perteneciente a la estación 102, día 19 de enero de 2007. Está filtrada entre 4 y 8 Hz. El factor de calidad asignado es 1.

Factor de calidad 2



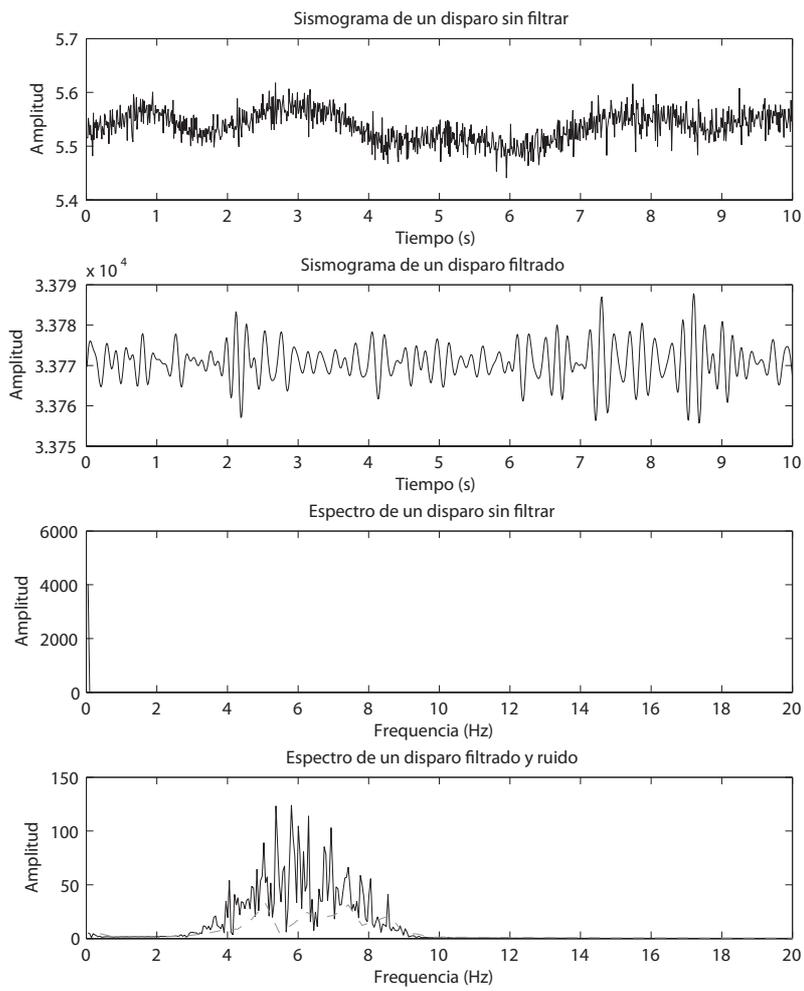
**Figura 4.23:** Señal perteneciente a la estación 102, día 19 de enero de 2007. Está filtrada entre 4 y 8 Hz. El factor de calidad asignado es 2.

Factor de calidad 3

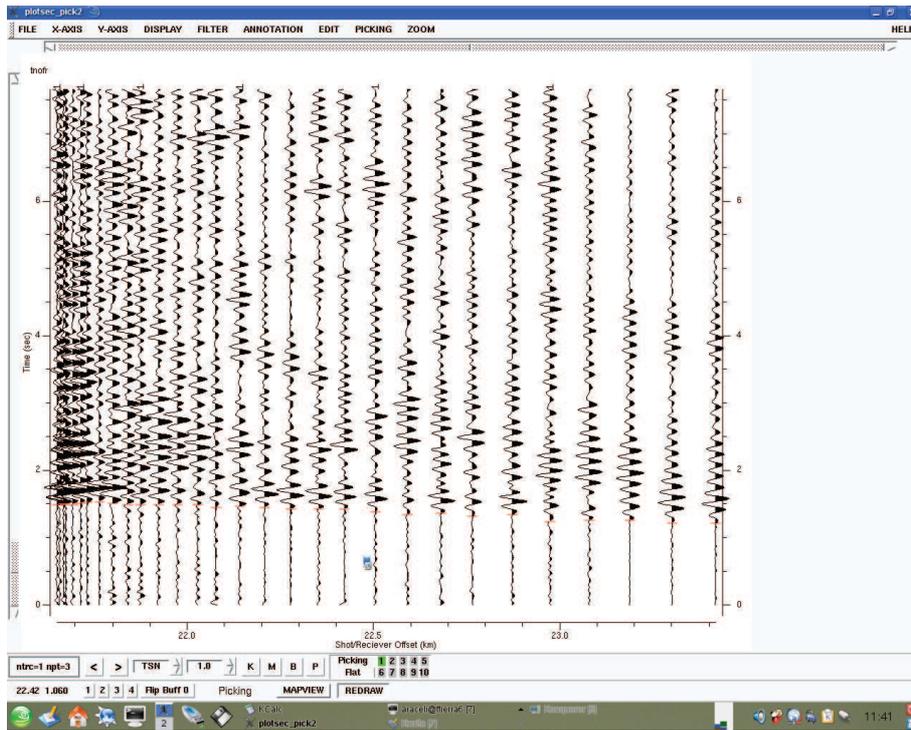


**Figura 4.24:** Señal perteneciente a la estación 102, día 19 de enero de 2007. Está filtrada entre 4 y 8 Hz. El factor de calidad asignado es 3.

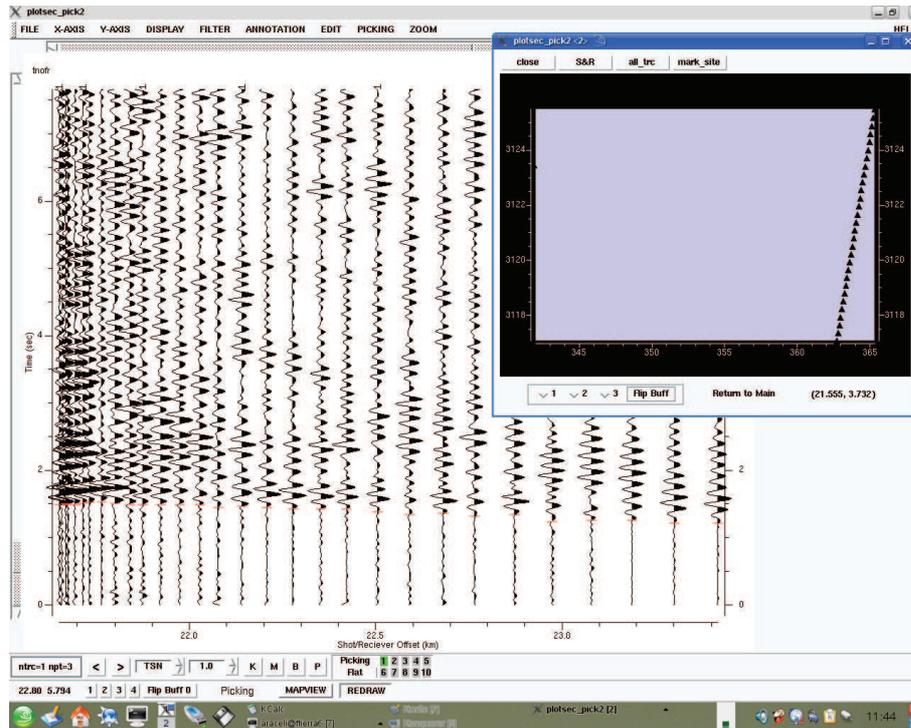
Factor de calidad 4



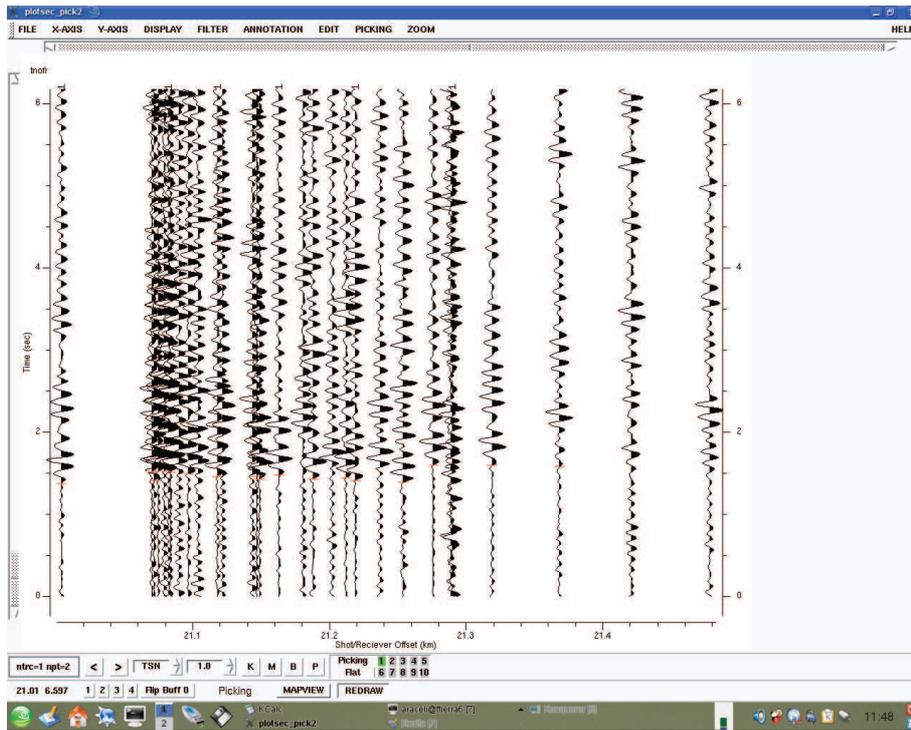
**Figura 4.25:** Señal perteneciente a la estación 102, día 19 de enero de 2007. Está filtrada entre 4 y 8 Hz. El factor de calidad asignado es 4.



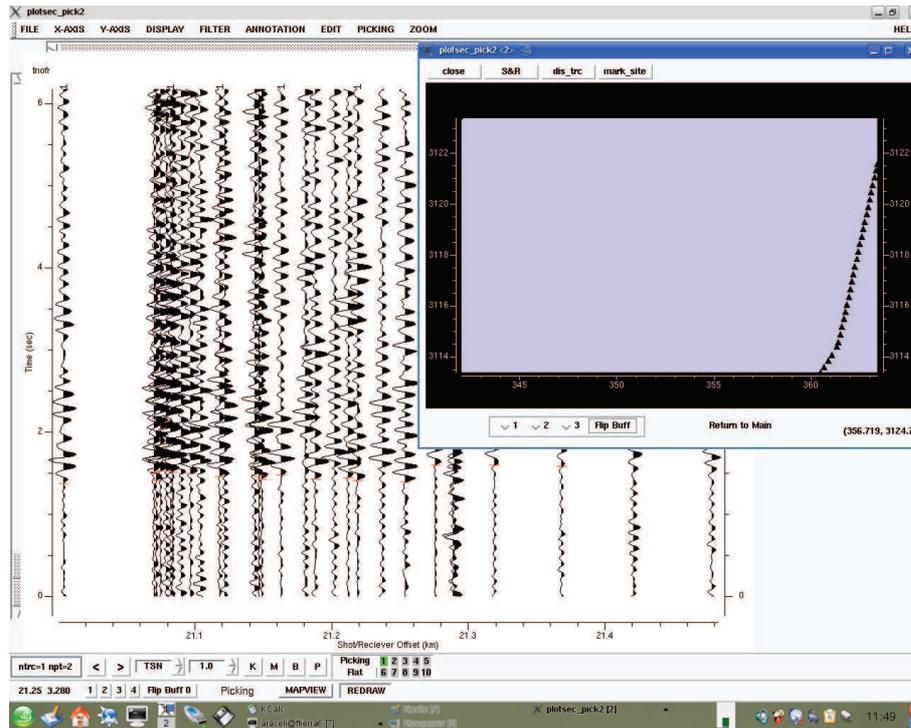
**Figura 4.26:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 1. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y.



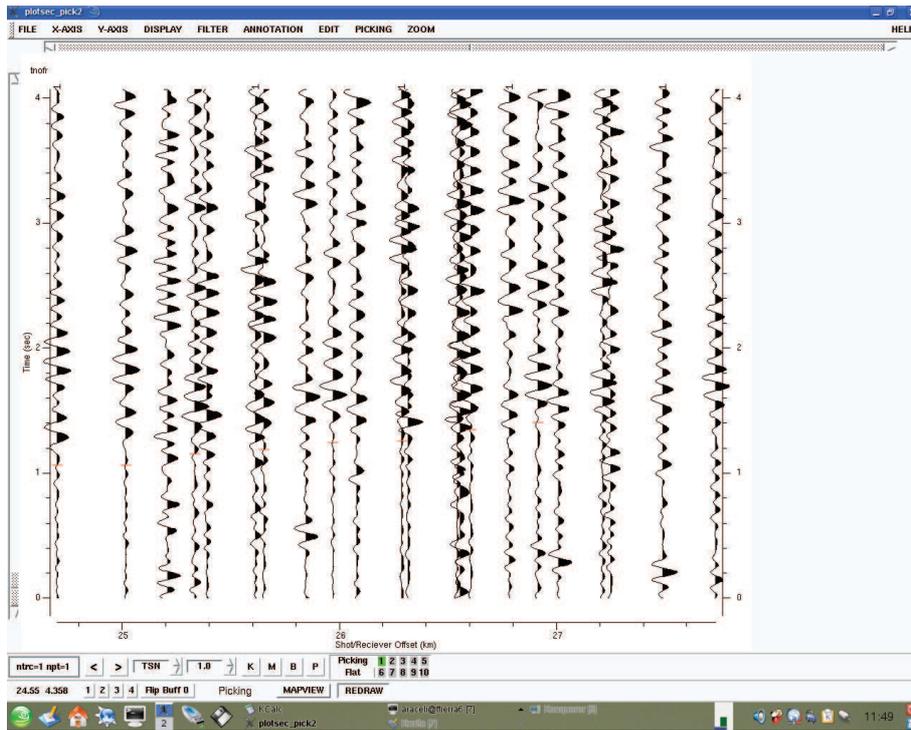
**Figura 4.27:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 1. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y. En la esquina superior dentro del cuadro viene representada la trayectoria seguida por el barco al realizar los distintos disparos realizados.



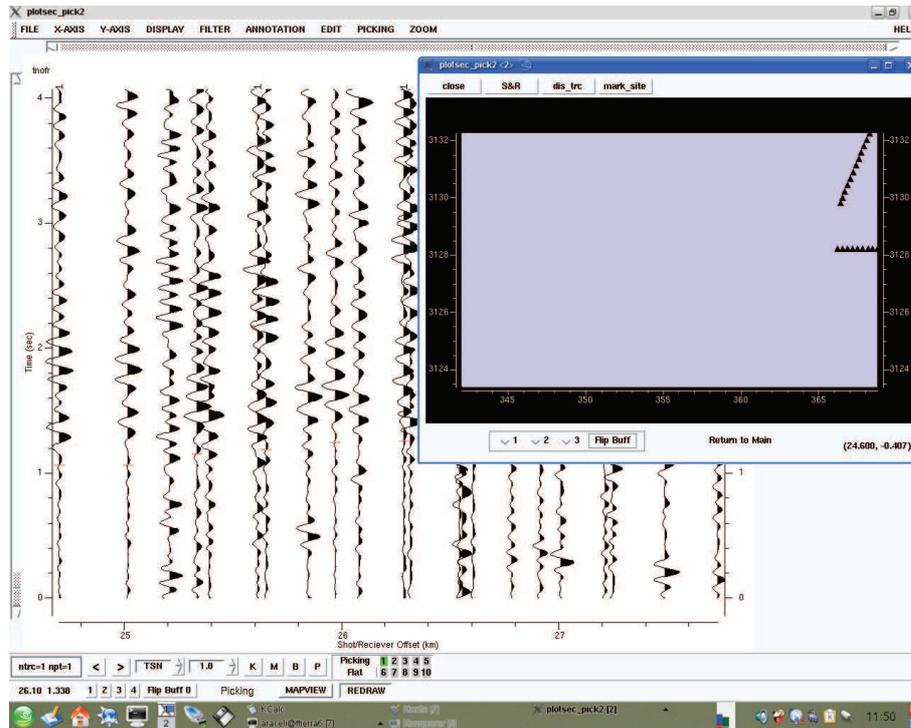
**Figura 4.28:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 2. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y.



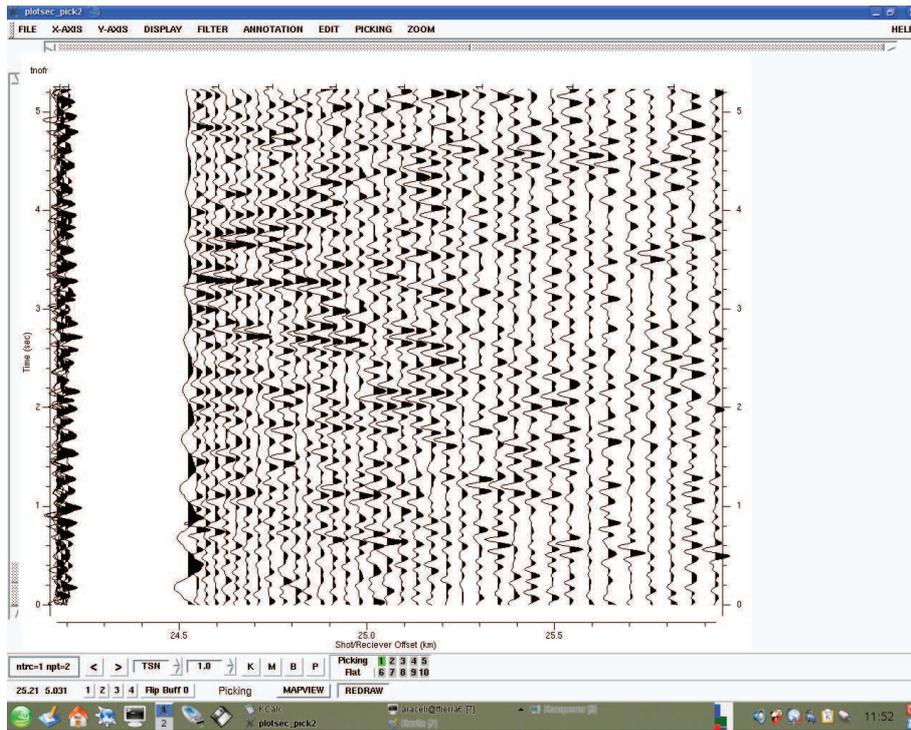
**Figura 4.29:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 2. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y. En la esquina superior dentro del cuadro viene representada la trayectoria seguida por el barco al realizar los distintos disparos realizados.



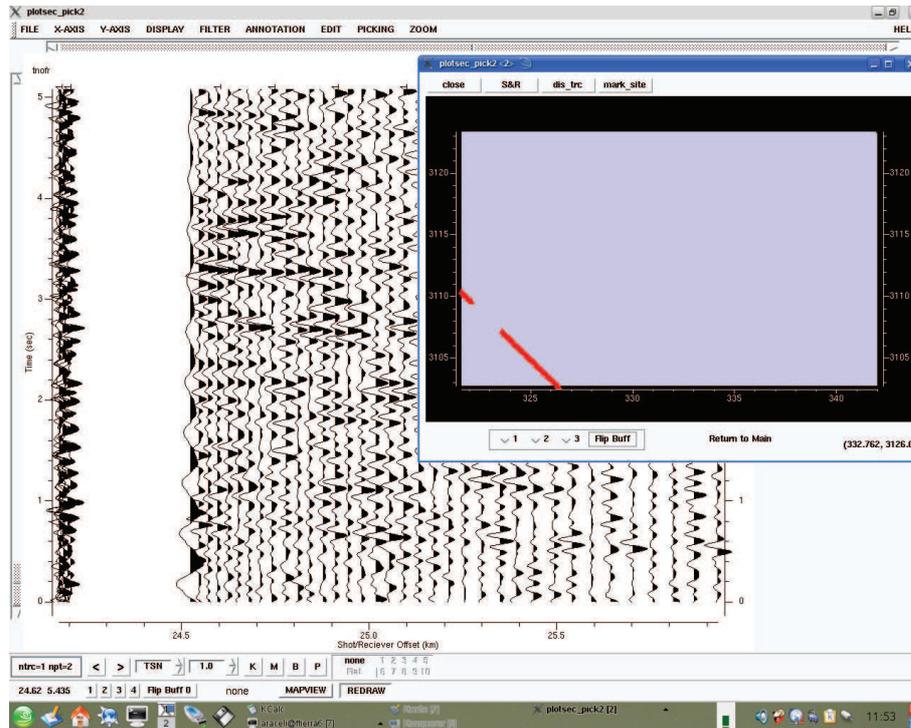
**Figura 4.30:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 3. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y.



**Figura 4.31:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 3. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y. En la esquina superior dentro del cuadro viene representada la trayectoria seguida por el barco al realizar los distintos disparos realizados.



**Figura 4.32:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 4. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y. En la esquina superior dentro del cuadro viene representada la trayectoria seguida por el barco al realizar los distintos disparos realizados.



**Figura 4.33:** Pantalla mostrada por el programa de selección de tiempos de viaje. Estación 102, día 19 de enero de 2007. El factor de calidad asignado es 4. En el eje x está representada la distancia receptor-fuente, frente al tiempo, en el eje y.

Este trabajo necesitó la dedicación de varios meses, casi un año. En total determinamos 12692 tiempos de viaje con peso 1 y 62592 tiempos de viaje con peso 2 (estos serán los que usemos en la obtención de las imágenes tomográficas).

Esta base de datos constituye la entrada para la realización del modelo 3D de velocidad de la Isla de Tenerife.



# Capítulo 5

## Análisis de datos

Una vez obtenidos los datos, es necesario aplicar técnicas tomográficas para realizar el trazado del rayo y la inversión, con el fin de ajustar los datos y obtener un modelo tomográfico.

Los datos que vamos a usar son tiempos de viaje de primeras llegadas de ondas P. Por otro lado, en la elección de las técnicas a usar, hemos tenido en cuenta la posibilidad de incluir la capa de agua, puesto que este experimento tiene sus fuentes en el mar. Hemos aplicado dos códigos que se ajustan a estos requisitos: Koulakov (2009) (ATOM-3D (Para más información: <http://www.ivan-art.com/science/>)) y Zelt and Barton (1998) (FAST (Para más información: <http://www.geophysics.rice.edu/department/faculty/zelt/fast.html>)). En ambos es posible usar primeras llegadas de ondas P y además incluir la capa de agua en el modelo inicial. Cabe pensar que el uso de un solo código hubiese sido suficiente para obtener el modelo tomográfico. Sin embargo, hemos querido usar otro código más para corroborar nuestros resultados comparando imágenes obtenidas con ambos.

En este capítulo describiremos la elección del modelo inicial, los códigos usados para la realización de la tomografía (Koulakov (2009) (ATOM-3D) y Zelt and Barton (1998) (FAST)) y la elección de los parámetros. Para cada código dedicaremos un apartado a los tests aplicados para estudiar la resolución y por último, haremos la comparación de

---

los resultados obtenidos con ambos códigos.

## 5.1. Modelo inicial

En este apartado vamos a estimar un modelo de velocidades 1D. Este modelo representará el punto de partida para la inversión tomográfica. El resultado es un valor medio del ajuste de las mejores lecturas de tiempos de viaje.

Para obtener el modelo inicial hemos ajustado los tiempos de viaje con calidad 1 y 2 (capítulo 4) mediante una regresión como se representa en la figura Fig.5.1. La nube de puntos fue ajustada por un polinomio de grado 4 ( $f(x) = ax^4 + bx^3 + cx^2 + dx + e$ ), con los siguientes valores para los parámetros:

$$\mathbf{a} = -1,09 \times 10^{-6} \pm 8 \times 10^{-8}$$

$$\mathbf{b} = 1,40 \times 10^{-4} \pm 9 \times 10^{-6}$$

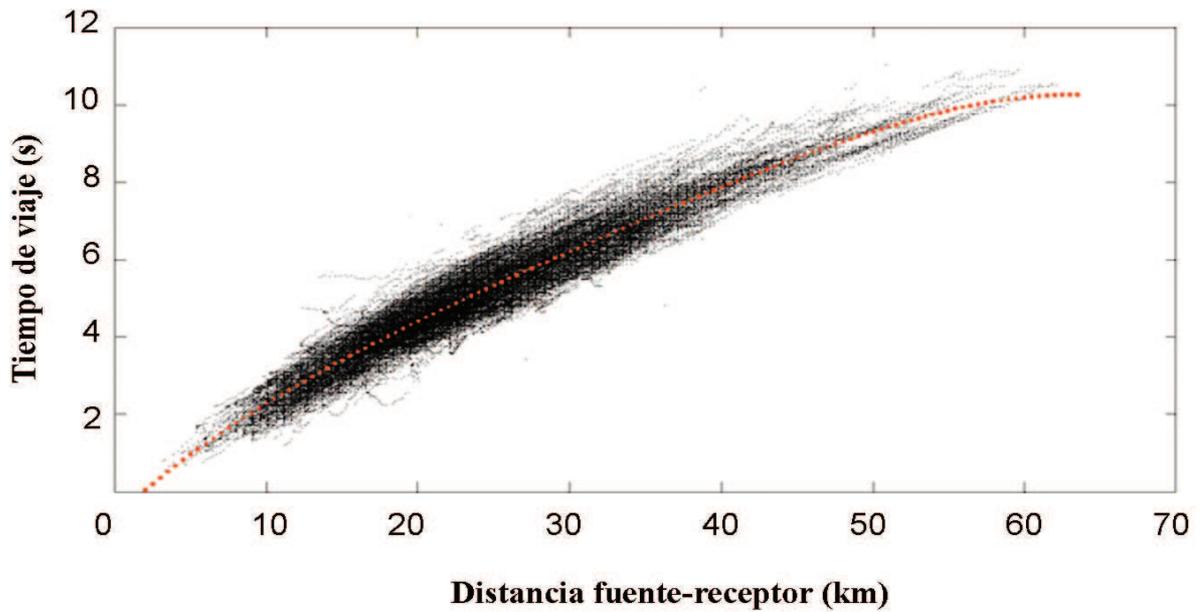
$$\mathbf{c} = -7,3 \times 10^{-3} \pm 4 \times 10^{-4}$$

$$\mathbf{d} = 0,350 \pm 7 \times 10^{-3}$$

$$\mathbf{e} = -0,63 \pm 4 \times 10^{-2}$$

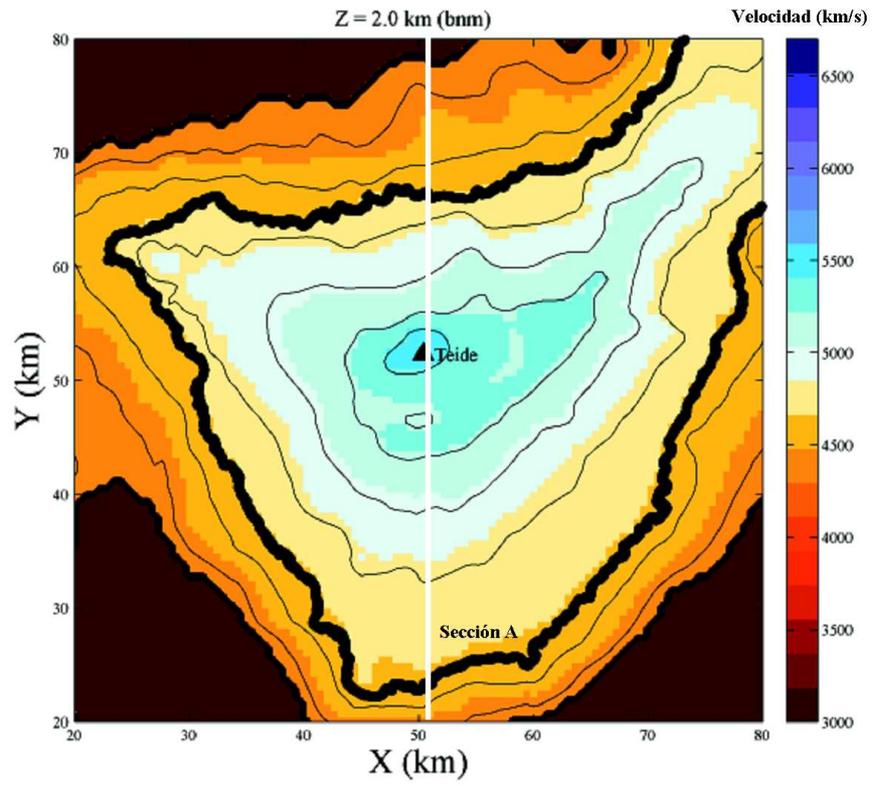
	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>	<b>e</b>
<b>a</b>	1.000				
<b>b</b>	-0.994	1.000			
<b>c</b>	0.972	-0.992	1.000		
<b>d</b>	-0.930	0.963	-0.989	1.000	
<b>e</b>	0.860	-0.905	0.948	-0.943	1.000

**Tabla 5.1:** *Matriz de correlación de los parámetros.*

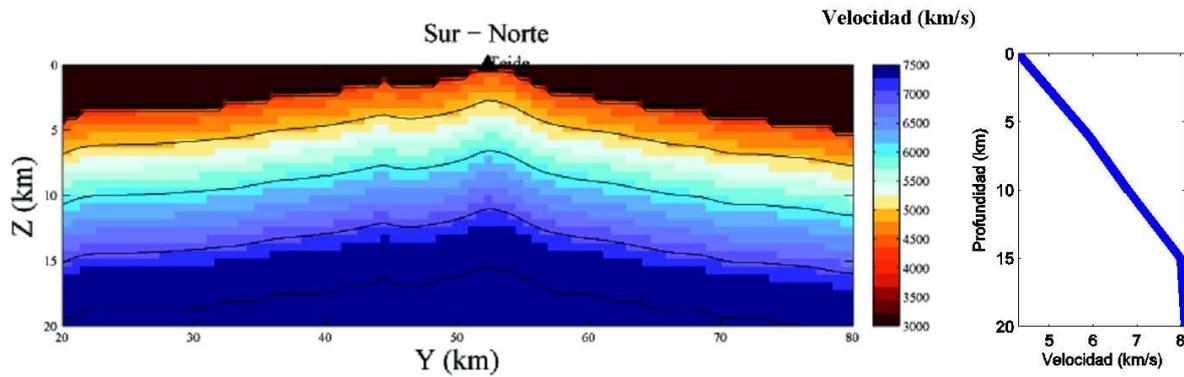


**Figura 5.1:** *Tiempos de viaje con factor de calidad 1 y 2 (puntos negros). Los tiempos de viaje correspondientes a la línea de ajuste están en color rojo.*

La recta de regresión ha sido discretizada tomando 124 muestras para todo el rango de tiempos de viaje y distancias. Estos datos son los que hemos usado para determinar un modelo 1D con el código RAYINVR (Song and ten Brink (2004), Zelt and Smith (1992)). El modelo 1D lo hemos obtenido ajustando manualmente las capas de velocidad del mismo, hasta obtener un RMS final de 0.03 ms ((Fig.5.2) y (Fig.5.3)). El modelo inicial 1D es un modelo de gradiente, es decir, la velocidad de propagación de las ondas P aumenta con la profundidad. Es destacable las altas velocidades de propagación de ondas P que aparecen representadas como ya indicaban estudios previos (Canales et al. (2000), Watts et al. (1997)).



**Figura 5.2:** Sección horizontal a 2 km de profundidad (bnm) del modelo inicial 1D. La línea blanca indica el corte de la sección vertical.



**Figura 5.3:** Sección vertical del modelo inicial 1D a la izquierda (indicado por una línea blanca en la figura (Fig.5.2)). A la derecha variación con la profundidad del modelo inicial 1D.

## 5.2. Algoritmos de modelado

El procedimiento de la tomografía sísmica consiste en, a partir de un conjunto de lecturas de tiempos de viaje y de un modelo de velocidad inicial, determinar la estructura de velocidad que se ajusta para obtener la menor diferencia entre los datos reales de lectura y los teóricos calculados para dicho modelo. Como hemos descrito anteriormente, existen numerosos procedimientos para realizar esta inversión. En esta tesis hemos usado dos códigos que consideramos los mejores para el estudio de Tenerife. Como veremos de los resultados, el código que mejor resolución e imagen da es el de Koulakov (2009) (ATOM-3D) frente al segundo código usado de Zelt and Barton (1998) (FAST).

A continuación pasamos a aplicarlos con el siguiente esquema:

- Breve introducción del método.
- Selección de parámetros.
- Test de resolución.

---

### 5.2.1. ATOM-3D: Active TOMography in 3D

El código de Koulakov (2009) se denomina ATOM-3D (Active TOMography in 3D). Está diseñado para usar los tiempos de viaje de primeras llegadas de ondas P de fuentes activas. Es la primera vez que se va a aplicar ATOM-3D, sin embargo, procede de otro código denominado LOTOS (Koulakov (2009)), que ha sido aplicado en muchas áreas para investigar la tomografía de terremotos locales (Koulakov and Sobolev (2006a), Koulakov and Sobolev (2006b), Koulakov et al. (2006b), Koulakov and Bushenkova (2010)).

Los datos de entrada consisten en las tres coordenadas de las fuentes, de los receptores, los tiempos de viaje observados (fuente-receptor) y la topografía/batimetría (en el caso de fuentes marinas, como este estudio). Los valores asignados a las coordenadas están referenciados a un sistema propio de coordenadas, es decir, todas las fuentes, receptores y nodos de la malla han sido referenciados a un sistema de coordenadas partiendo de las coordenadas de latitud y longitud UTM y haciendo la siguiente transformación:

$$\begin{aligned}x_{Nuevo\_Sistema\_Referencia} &= (x_{UTM} - 288591,197)/1000 \\y_{Nuevo\_Sistema\_Referencia} &= (y_{UTM} - 3075818,441)/1000\end{aligned}\tag{5.1}$$

Los valores 288591,197 y 3075818,441 pertenecen a las coordenadas UTM de la esquina inferior izquierda del cubo que vamos a referenciar. Por otro lado, la división entre 1000 se realiza para que los valores de las nuevas coordenadas sean en *km*. Es en este punto donde hemos situado el 0.

El algoritmo del trazado del rayo (descrito en el capítulo 3) está basado en la minimización del tiempo de viaje por el Principio de Fermat. La técnica aplicada es la del doblamiento del rayo, similar a la usada por otros autores (Um and Thurber (1987)). A diferencia de la técnica de Um and Thurber (1987), en este caso las modificaciones realizadas permiten utilizar cualquier tipo de parametrización del modelo (celdas, nodos o cualquier otro tipo). Solamente hay que definir un valor positivo de velocidad en cada punto.

En el caso de experimentos marinos, donde las fuentes están localizadas en el mar, el

tiempo de viaje que transcurre la fuente hasta que la onda llega al suelo marino se corrige del tiempo de viaje final.

La parametrización (nodos o celdas) se hace en base a la distribución de los rayos en el modelo 1D. El tamaño de la malla se elige considerablemente más pequeño que el tamaño esperado para las anomalías. El objetivo es reducir los posibles errores en los modelos resultantes debido a la configuración de la malla. Además, para disminuir los efectos que la parametrización pueda generar sobre los resultados, la inversión se repite usando varias configuraciones de malla con diferentes orientaciones (por ejemplo  $0^\circ$ ,  $22^\circ$ ,  $45^\circ$  y  $67^\circ$ ). Finalmente los resultados obtenidos para cada una de las mallas se combinan y se obtiene un modelo promedio.

La inversión de la matriz poco densa se realiza mediante la técnica iterativa LSQR (Sparse Equations and Least Squares) (Paige and Saunders (1982) y der Sluis and der Vorst (1987)). El amortiguamiento y el suavizado de la solución está controlada por dos bloques adicionales. El primer bloque es una matriz diagonal que solamente tiene un elemento en cada línea y cero en el vector de datos. Al incrementar el peso de este bloque, el parámetro del amortiguamiento causa una reducción de la amplitud de las anomalías de velocidad obtenidas. El segundo bloque controla el suavizado de la solución. Cada línea de este bloque contiene dos elementos distintos de cero de signo opuesto, que corresponde a todas las combinaciones de los nodos vecinos en la parametrización de la malla. El vector de datos también es cero. Al incrementar el peso de este bloque, el parámetro de suavizado reduce la diferencia entre las soluciones en los nodos vecinos, esto se traduce en un suavizado de las velocidades calculadas.

## **Selección de parámetros y modelo inicial**

El número de tiempos de viaje que hemos utilizado para realizar la inversión es de 103750, registrados en 125 estaciones. Para obtener robustez y fiabilidad en el modelo resultante y estimar los valores óptimos de los parámetros de inversión hemos realizados docenas de inversiones con diferentes modelos iniciales, suavizado, amortiguamiento, espaciado de la malla y otros parámetros. El modelo es robusto para grandes cambios de los parámetros mencionados. Uno de los parámetros más importantes son los coeficientes

---

de suavizado/amortiguamiento que controlan la amplitud y el suavizado del patrón recuperado. Estos parámetros se acoplan con el número de iteraciones: se puede obtener una solución similar en una iteración con un amortiguamiento bajo que realizando muchas iteraciones y usando un amortiguamiento fuerte. En la mayoría de los intentos fijamos el número de iteraciones a cinco, aceptando el compromiso entre el tiempo de procesado y la calidad de la solución. Los coeficientes de suavizado/amortiguamiento fueron estimados de varios tests usando los datos reales y observando la imagen que proveía mejor información (Tabla.5.2, Fig.5.4).

En la Fig.5.4 representamos los modelos correspondientes a distintos parámetros de amortiguamiento (AM) y suavizado (SM). El RMS respecto al modelo inicial fue 874.80 ms y los RMS finales, para los distintos parámetros, se encuentran en la Tabla.5.2. No observamos grandes diferencias ni en la representación de la figura Fig.5.4 ni en las variaciones del RMS. El RMS menor corresponde a los parámetros para amortiguamiento y suavizado de 0.4 y 0.4, respectivamente. Sin embargo, hemos elegido 0.5 para el amortiguamiento y 0.4, ya que la representación para estos parámetros presenta una mejor correlación entre las anomalías de alta y baja velocidad (Fig.5.4).

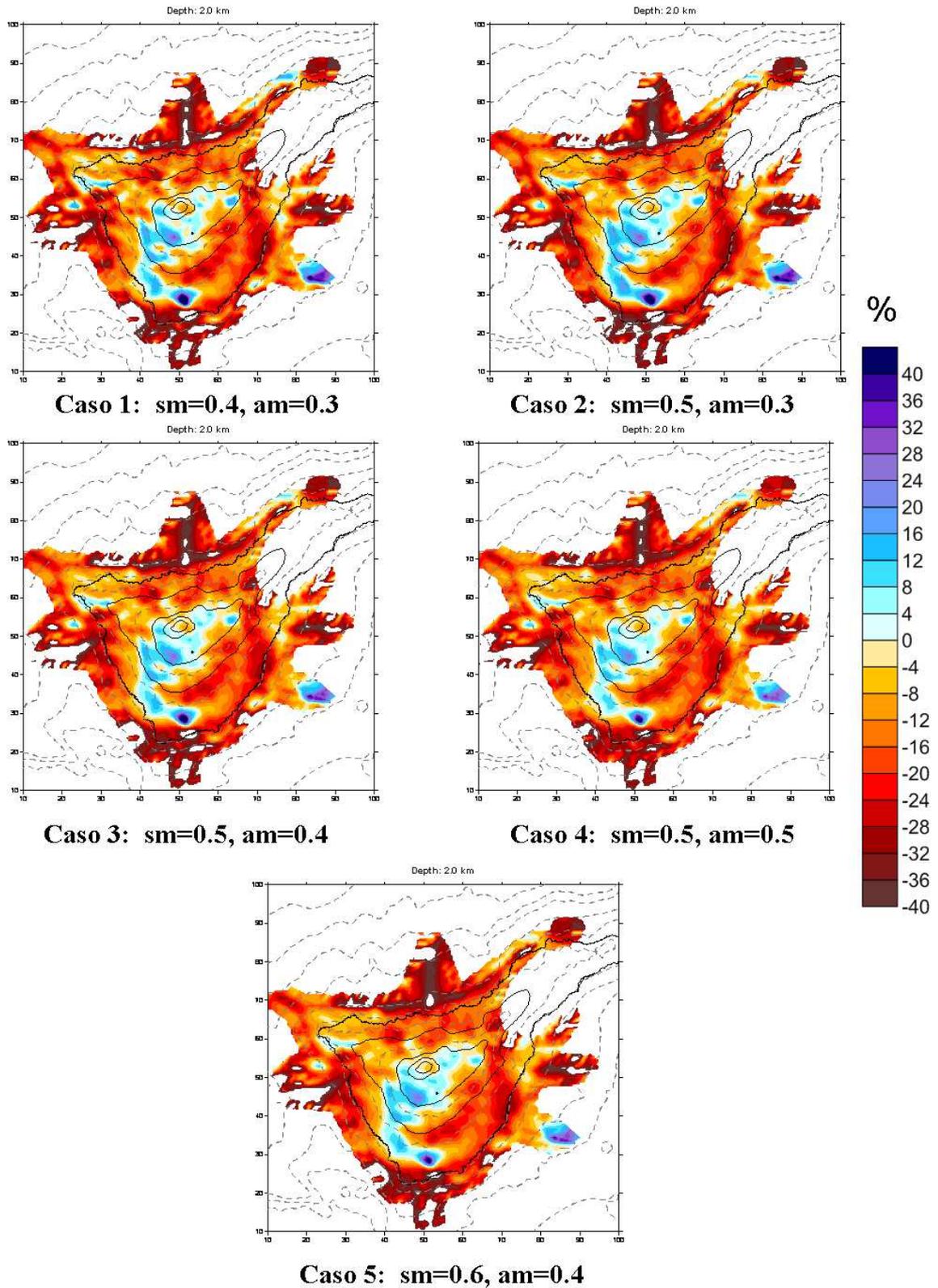


Figura 5.4: Secciones horizontales de los modelos correspondientes a distintos parámetros de amortiguamiento ( $am$ ) y suavizado ( $SM$ ) (Table.5.2).

---

AM	SM	RMS(ms)
0.4	0.4	186.16
0.5	0.3	187.32
0.5	0.4	188.93
0.5	0.5	191.94
0.6	0.4	192.42

**Tabla 5.2:** *Parámetros de amortiguamiento (am) y suavizado (SM) y RMS finales del ajuste correspondientes al modelo inicial obtenido con el código RAYINVR.*

Partiendo del modelo inicial obtenido con RAYINVR hemos realizado inversiones con modelos que presentan variaciones respecto al mismo. En la Tabla.?? mostramos los valores correspondientes para los distintos modelos. Como vemos, el RMS no presenta grandes variaciones, aunque el RMS inicial correspondiente al modelo obtenido con RAYINVR (modelo inicial en la Tabla5.3) es más alto que el del resto de modelos. El modelo elegido fue el modelo 5. Como vemos en la figura Fig.5.5 es el que presenta una correlación mejor entre la representación de las anomalías de alta y baja velocidad. Para el modelo inicial las anomalías de alta velocidad aparecen demasiado suavizadas, debido a que los valores correspondientes son elevados. Por otro lado, el modelo 3 es el que menor RMS presenta, sin embargo, en este caso las anomalías de alta velocidad son predominantes, que es producto de las valores bajos correspondientes al modelo. Por otro lado, vemos que el RMS inicial del modelo 5 también presenta un valor menor al resto, tan solo supera al modelo 3, pero ha quedado descartado por las razones dadas anteriormente.

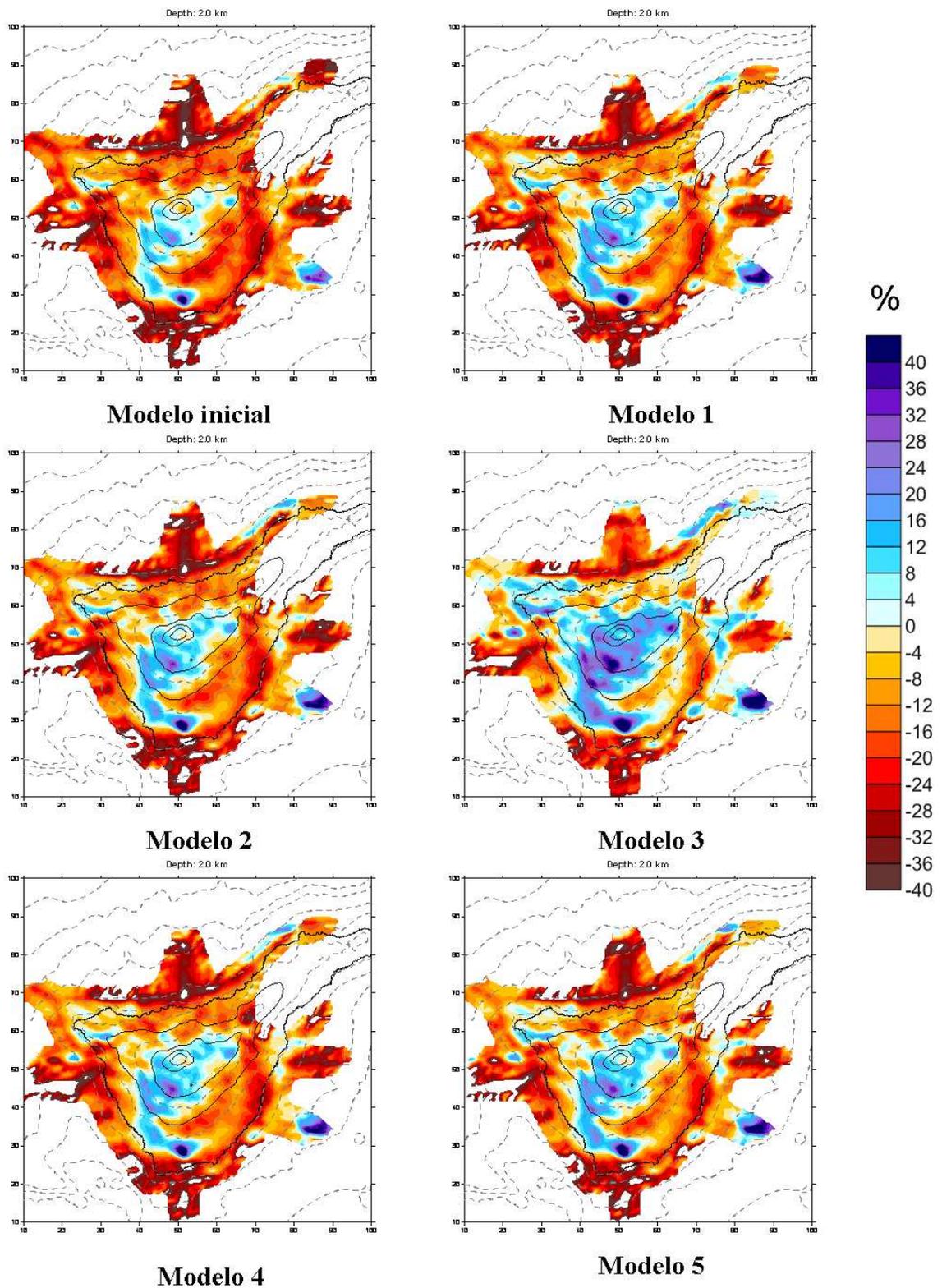


Figura 5.5: Secciones horizontales de los diferentes modelos de velocidad obtenidos para los modelos iniciales de la Tabla.5.3.

	Prof.(km)	Modelo Inicial(km/s)	Modelo 1(km/s)	Modelo 2(km/s)	Modelo 3(km/s)	Modelo 4(km/s)	Modelo 5(km/s)
	-3.0	4.3	4.0	4.3	4.0	4.6	4.1
	2.6	5.9	5.6	5.6	5.0	5.5	5.5
	6.6	6.8	6.5	6.5	6.0	6.5	6.5
	11.4	8.0	7.5	7.5	7.0	7.5	7.2
	16.4	8.1	7.9	7.9	7.5	8.1	8.0
	30.0	8.2	8.2	8.2	8.0	8.3	8.2
RMS inicial (ms)		875.0	719.3	749.7	619.3	756.0	699.0
RMS final (ms)		189.0	187.8	187.9	187.0	189.0	187.8

**Tabla 5.3:** Modelos velocidad iniciales y RMS inicial y final correspondiente a cada uno.

La malla tiene dimensiones de 90 x 90 x 30 km (con el 0 situado en el punto de referencia que hemos visto anteriormente). El tamaño de las celdas de la malla es mucho más pequeño que el de las anomalías que se pueden recuperar en los modelos (obtenido mediante los tests sintéticos). El tamaño elegido ha sido de 0.5 km. Por otro lado, es importante que la solución no dependa de la malla de parametrización. En este caso cambios pequeños en el espaciado o la rotación de las mallas casi no afecta al modelo. Sin embargo, para evitar cualquier dependencia de la malla, hemos realizado inversiones para cuatro mallas diferentes, cada una orientada con un ángulo diferente ( $0^\circ$ ,  $22^\circ$ ,  $45^\circ$  y  $67^\circ$ ) y el resultado final es la media de las cuatro inversiones.

### 5.2.2. Tests de resolución de ATOM-3D

Para estudiar la capacidad de resolución de la inversión tomográfica provista por la base de datos existente hemos realizado varios tests sintéticos, incluyendo reconstrucciones de tablero de ajedrez y diferentes modelos con formas libres. Además, el efecto del ruido lo hemos estudiado usando subconjuntos de estaciones independientes.

**Test del tablero de ajedrez:** El test típico que se aplica en los estudios de tomografía es el del tablero de ajedrez. Usando un modelo en donde las anomalías positivas y negativas (del mismo valor) se alternan se generan los tiempos de viaje. Estos tiempos de viaje los usaremos a posteriori para realizar una inversión tomográfica, partiendo del modelo inicial y los parámetros utilizados para la inversión de los

tiempos de viaje experimentales. Las anomalías del modelo de tablero de ajedrez tienen un tamaño de 5 km en x, 5 km en y y 8 km en z (Fig.5.7, Fig.5.8 y Fig.5.9). El valor de la anomalía en velocidad es  $\pm 12\%$ .

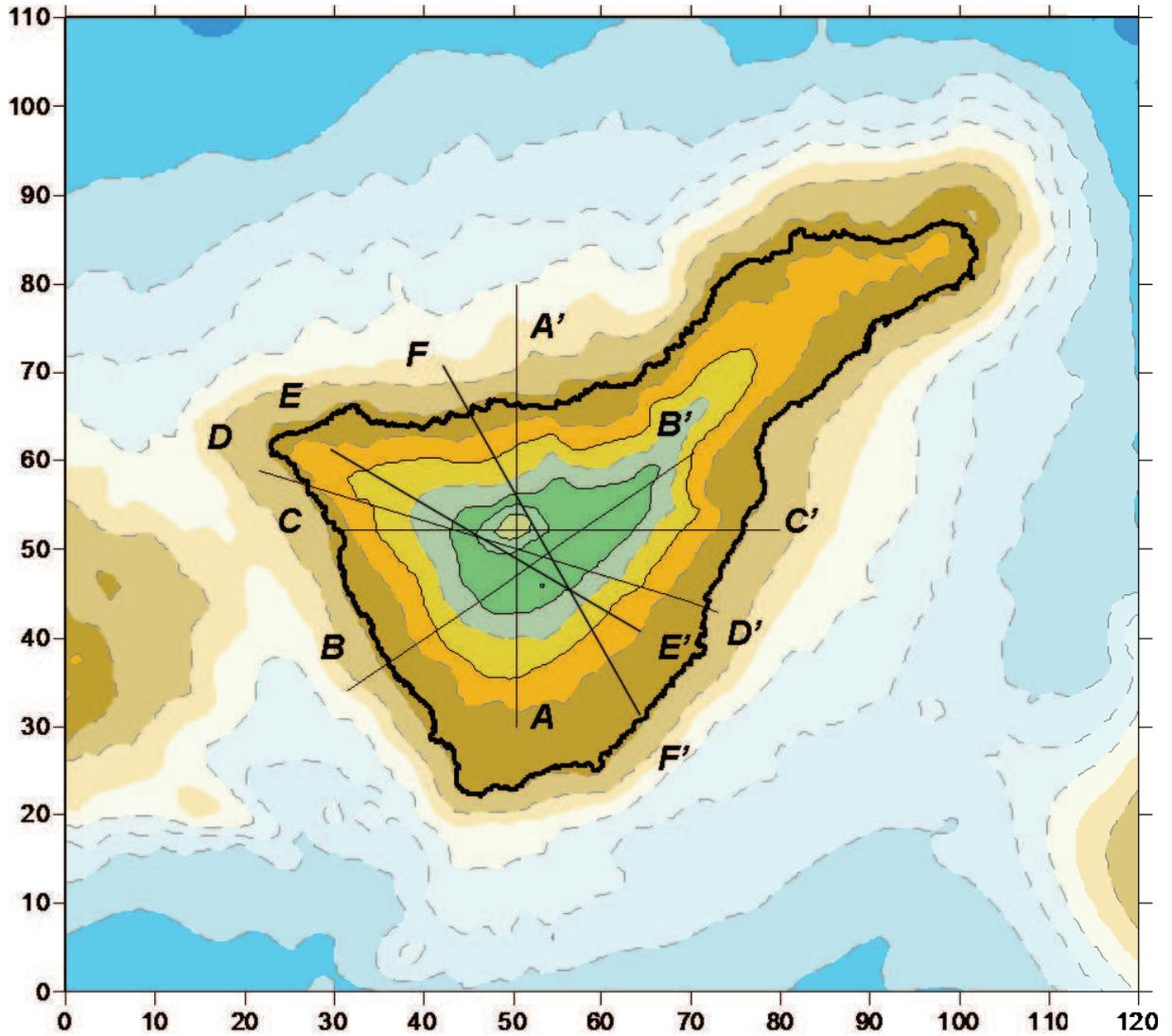


Figura 5.6: Mapa de la Isla de Tenerife donde se indican las secciones verticales A'-A, B-B', C-C' y D-D'.

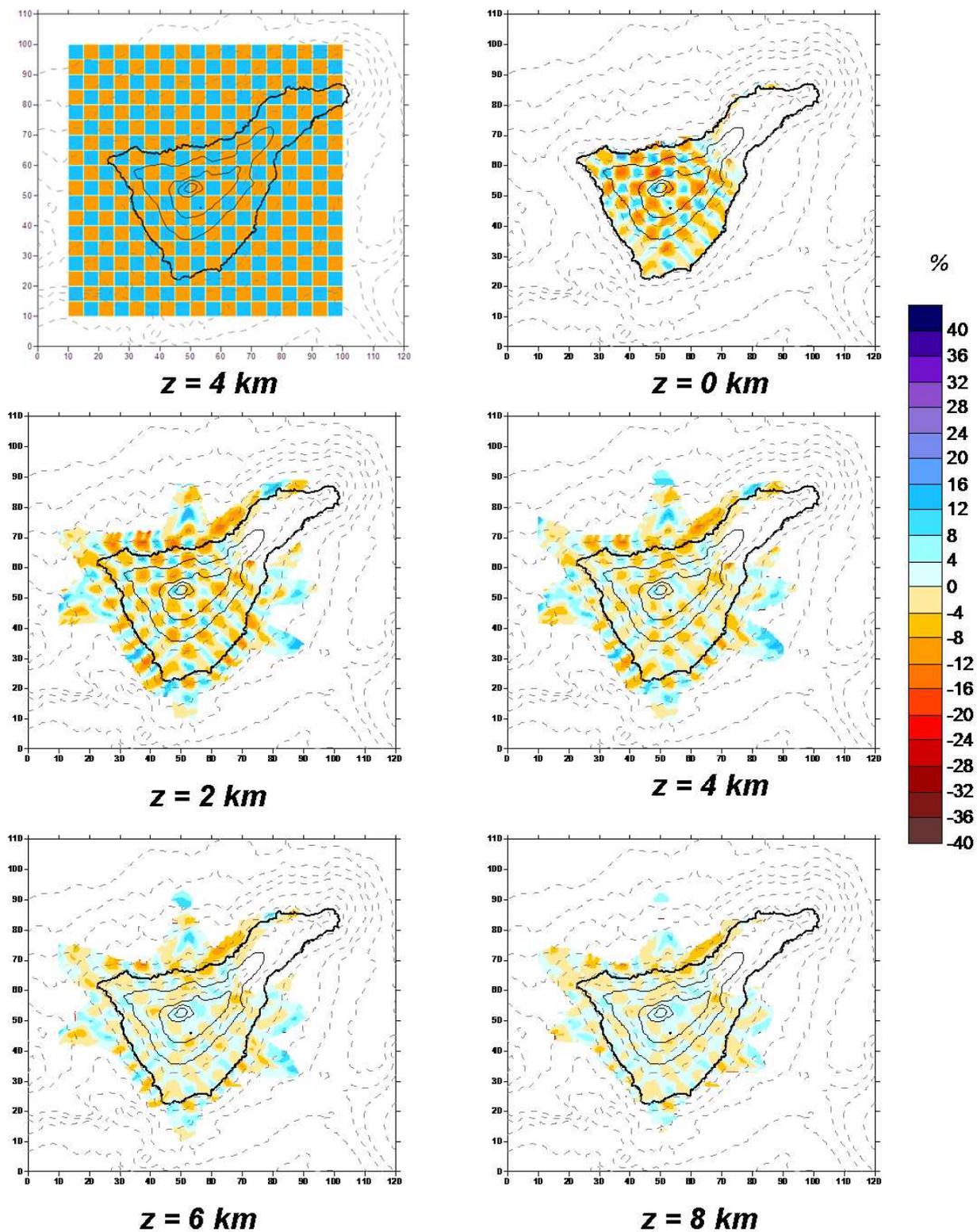
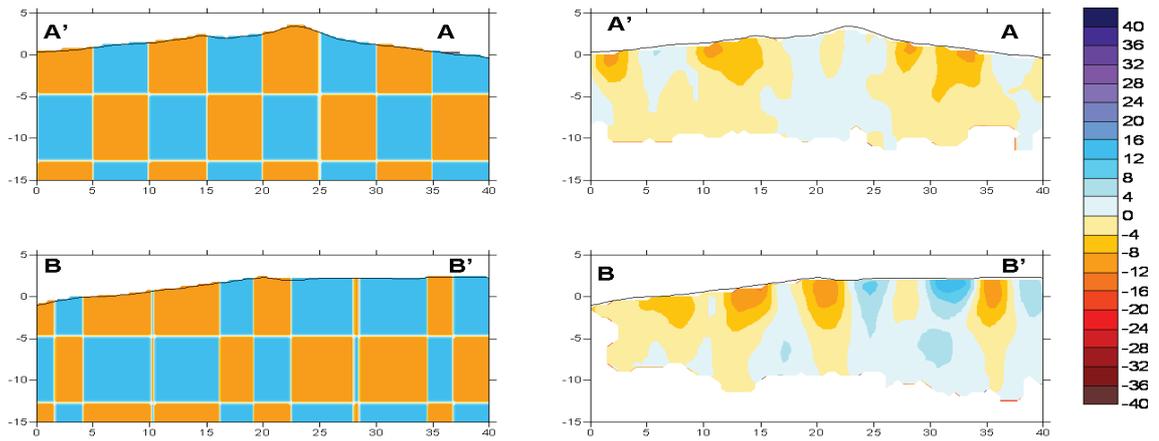
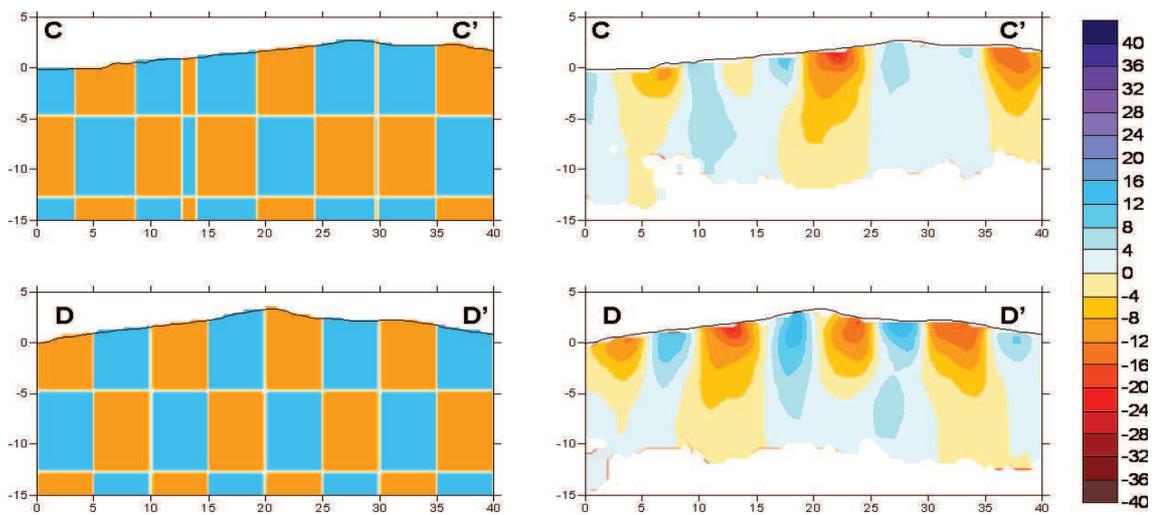


Figura 5.7: Sección horizontal del modelo de tablero de ajedrez inicial, esquina superior izquierda y secciones horizontales a diferentes profundidades, 0 km, 2 km, 4 km, 6 km y 8 km, del modelo recuperado 249



**Figura 5.8:** Secciones verticales A-A' y B-B', indicadas en la figura Fig.???. A la derecha está representado el modelo inicial y a la izquierda el modelo recuperado.



**Figura 5.9:** Secciones verticales C-C' y D-D', indicadas en la figura Fig.???. A la derecha está representado el modelo inicial y a la izquierda el modelo recuperado.

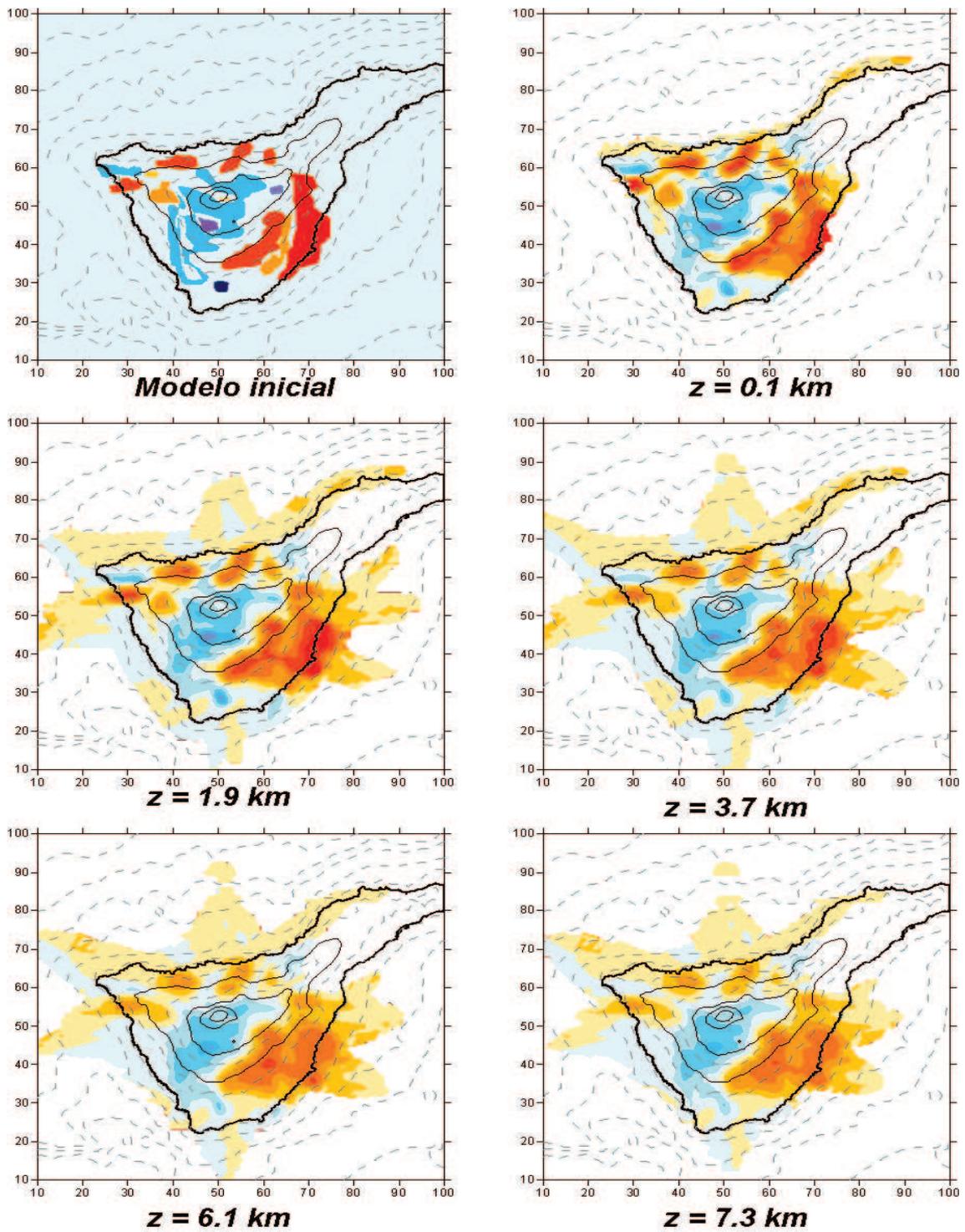
Los resultados del test del tablero de ajedrez en las secciones horizontales (Fig.5.7)

---

muestran una recuperación muy buena del modelo a 0 y 2 km (b.n.m.), siendo ésta mejor en la zona norte que en el extremo sur. A 4 km la recuperación es buena y aún a 6 y 8 km se consiguen recuperar zonas de anomalías.

En el caso de las secciones verticales, la sección A'-A de la figura Fig.5.8 (indicada en la figura Fig.??) observamos la recuperación de anomalías, aunque muy suavizadas. También vemos que está limitada a los primeros 4 km (b.n.m.). En la sección B-B' la recuperación es menos suavizada. En las secciones de la figura Fig.5.9 C-C' y D-D' la recuperación de las anomalías es de gran calidad, aunque limitada a los primeros 4-5 km (b.n.m.)

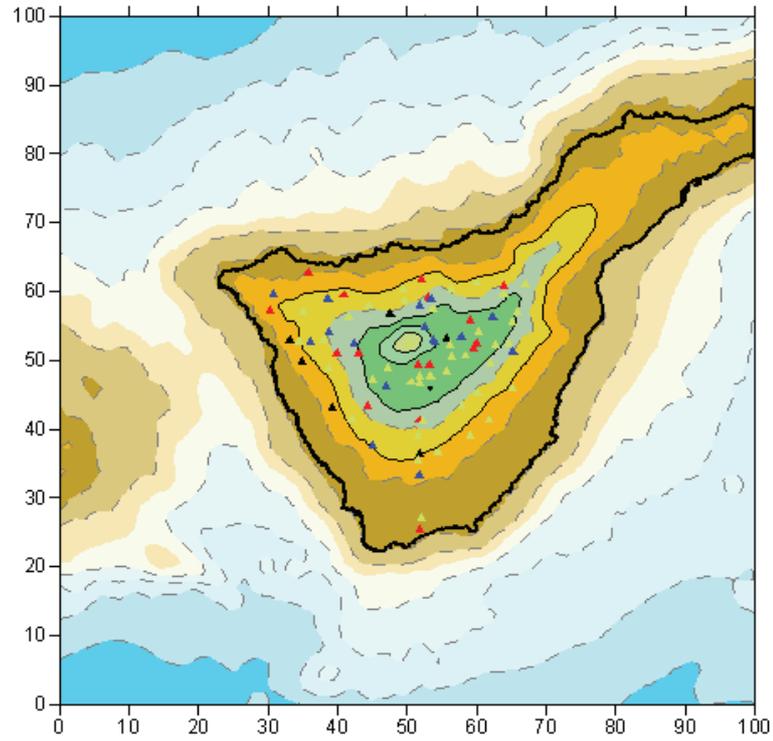
**Test de anomalías de forma libre:** El test de tablero de ajedrez parte de un modelo dividido en cubos de anomalías positivas y negativas alternantes. Sin embargo, no corresponde con las anomalías obtenidas para los datos experimentales. Para comprobar la capacidad de resolución de las anomalías obtenida en el modelo final, diseñamos un modelo teórico inicial que se correspondiese con el modelo resultado. En la figura Fig.5.10 en la esquina superior izquierda mostramos el modelo teórico, que corresponde las anomalías obtenidas en los resultados más importantes. No mostramos secciones verticales debido a que las anomalías están definidas solamente en horizontal. Observamos anomalías con distintas formas, tamaños y valores (correspondientes a la escala de la derecha). Mostramos cortes horizontales a distintas profundidades, 0.1 km, 1.9 km, 3.7 km, 6.1 km y 7.3 km (b.n.m.). Las anomalías se recuperan muy bien, incluso en los cortes a 6.1 y 7.3 km, donde siguen apareciendo, aunque algo más suavizadas.



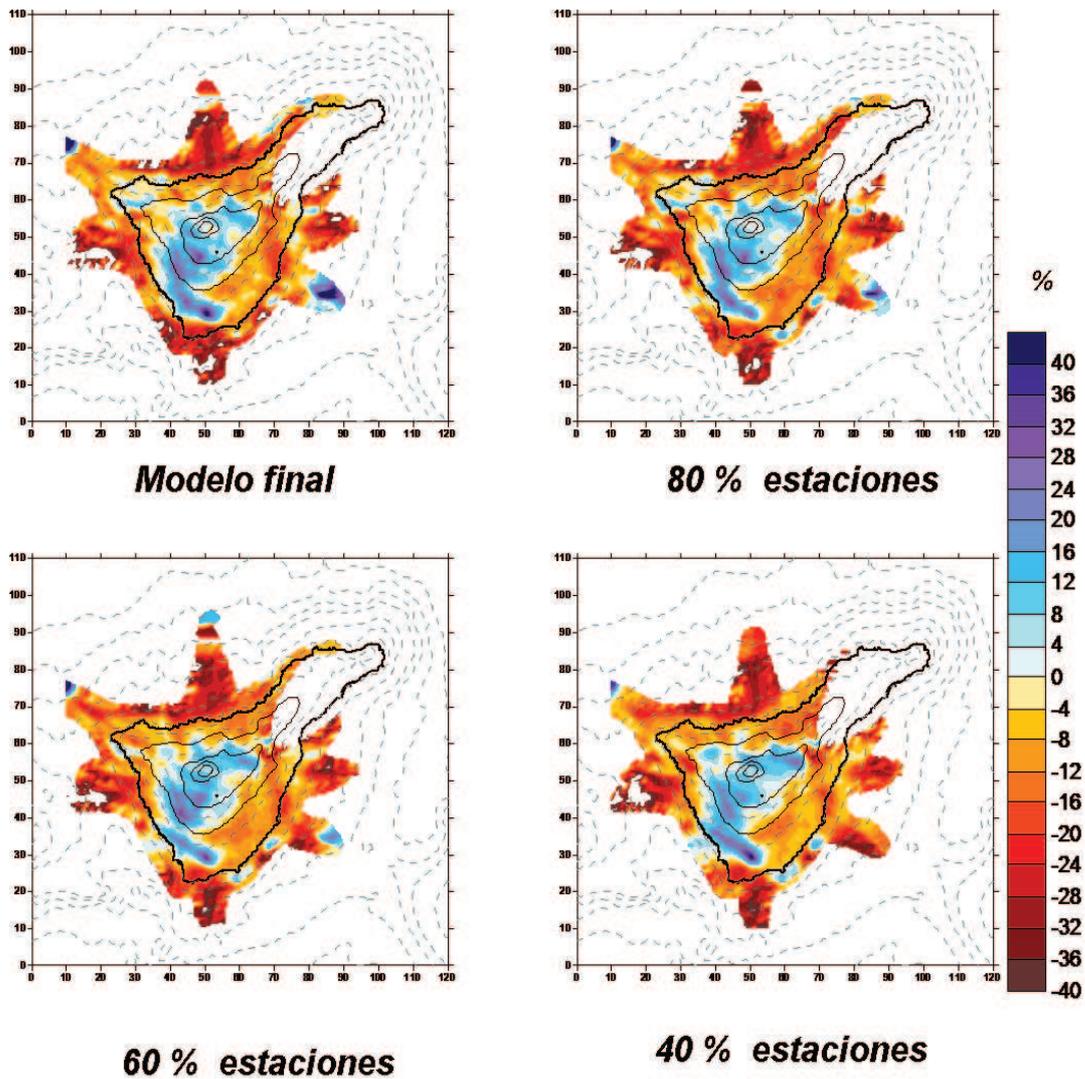
**Figura 5.10:** Sección horizontal del modelo inicial de anomalías similares a las resultantes, esquina superior izquierda y secciones horizontales a diferentes profundidades, 0.1 km, 1.9 km, 3.7 km, 6.1 km y 7.2 km, del modelo recuperado.

---

**Técnica del *jackknifing*:** Hemos investigado el efecto del ruido usando subconjuntos de estaciones independientes para realizar la inversión. Hemos seleccionado porcentajes del 20, 30, 40, 50 y 60 % de todo el conjunto de estaciones, eliminándolas sucesivamente. Este proceso lo hemos repetido para diferentes conjuntos de estaciones. El resultado que mostramos pertenece a conjuntos de estaciones, elegidos de forma azarosa, del 80, 60 y 40 % de un total de 125, la eliminación ha sido sucesiva, no incluyendo el conjunto con menor número estación alguna perteneciente a conjuntos mayores. En la figura Fig.5.11 vienen representados los conjuntos de estaciones usados en cada caso. En verde tenemos el 40 % de las estaciones, el 60 % lo componen las estaciones en color verde más las azules, el 80 % incluye las verdes, azules y rojas. Todos los conjuntos de estaciones junto con las negras formarían el conjunto de 125 estaciones usadas en la tomografía. En la figura Fig.5.12 mostramos los resultados obtenidos para el 80, 60 y 40 % de las estaciones.



**Figura 5.11:** Conjuntos de estaciones utilizados para realizar el test del jackknifing. En verde está representado el conjunto compuesto por el 40% de las estaciones, el 60% lo componen las estaciones en verde más las azules, el 80% incluye los conjuntos anteriores más las rojas y al total hay que añadirle las que tienen color negro.



**Figura 5.12:** Secciones horizontales a 3 km (b.n.m.) de los modelos resultados tras realizar la inversión tomográfica con distintos conjuntos de estaciones. La figura de la parte superior izquierda es el resultado obtenido con todos los datos, el resto son los resultados para los conjuntos de estaciones, indicados en la figura Fig.5.11, de 80 %, 60 % y 40 % de un total de 125.

En la figura Fig.5.12 están representadas las secciones horizontales a 3km (b.n.m.) correspondientes a los modelos resultantes tras realizar la inversión con distintos conjuntos de datos. La elección de los conjuntos de datos ha sido de forma azarosa. En el caso de tener un 80 % de las estaciones observamos que se recuperan

todas las anomalías. Para los conjuntos de 60 % y 40 % se recuperan las anomalías más importantes, perdiéndose tan sólo la anomalía situada al NO (probablemente porque la cobertura de rayos no es muy alta en ese área).

Los tests realizados muestran una recuperación de la imagen de gran calidad. Esto significa que la geometría del experimento permite reproducir las anomalías mostradas en las imágenes resultantes de la tomografía sísmica, sobretodo las que están incluida en la parte subaérea de la Isla de Tenerife, como observamos en el test del tablero de ajedrez. En el test de las formas libres hemos generado un modelo parecido al resultante de la tomografía sísmica, para ver la capacidad de recuperar estas anomalías. Los resultados son de gran calidad, ya que reproducen prácticamente todas las anomalías, positivas y negativas, incluso las de menos tamaño. Por otro lado, la gran densidad de datos permite generar un modelo solución de gran calidad y fiabilidad, como muestra el test del *jackknifing*. Incluso de contar con un 40 % de estaciones, el modelo resultante muestra la mayoría de las anomalías, perdiendo solamente la anomalía situada el NO (Teno).

Las secciones verticales muestran una recuperación del modelo hasta 4-5 km (b.n.m.). La resolución horizontal es mayor que en vertical. Esto viene delimitado por el alcance de los rayos, al tratarse de explosiones con cañones de aire comprimido en el mar y disponer solamente de estaciones en tierra.

### 5.2.3. FAST: First Arrival Seismic Tomography

El segundo código que hemos usado ha sido FAST (First Arrival Seismic Tomography) (Zelt and Barton (1998)). Es un código para tomografía de tiempos de viaje de primeras llegadas de ondas P. Ha sido aplicado en gran cantidad de zonas del mundo (Bräuer and Ryberg (2007), Flecha et al. (2004), Kashubin et al. (2009), Rodríguez-Tablante et al. (2006), Zelt et al. (2006)).

La parametrización del modelo se realiza en una malla cuadrada uniforme (las velocidades se especifican en los nodos con un espaciado igual en las direcciones x, y, z). La malla inversa está basada en celdas con un tamaño constante en cada dirección, pero

---

los tamaños pueden variar para las direcciones x, y, z. El cálculo directo de los tiempos de viaje y las trayectorias de los rayos se realizan usando un esquema modificado de Vidale (1988) y Vidale (1990), preparado para tratar grandes contrastes de velocidad de acuerdo al método de Hole and Zelt (1995) (Descripción más detallada en el capítulo 3). Las fuentes y los receptores pueden localizarse en cualquier lugar del modelo, aunque es recomendable que estén rodeadas por algunos nodos, para evitar que los rayos alcancen el borde del modelo y terminen bruscamente. Se asume un punto por fuente. El método tomográfico consiste en una inversión regularizada, que resuelve la matriz poco densa mediante la técnica iterativa LSQR (Sparse Equations and Least Squares) (Paige and Saunders (1982) y der Sluis and der Vorst (1987)), incorporando una combinación especificada por el usuario de condiciones de perturbación de *flattest* ('liso') y *smoothest* (suavizado) (parámetros  $sz$  que representan la relación entre el suavizado horizontal/vertical), es decir, la 'aspereza' del modelo ( $\lambda$  que representa el acuerdo entre la 'aspereza' horizontal/vertical) (Zelt and Barton (1998)).

## Selección de parámetros y modelo inicial

El número de tiempos de viaje que hemos utilizado para realizar la inversión es de 63972, registrados en 99 estaciones, ya que inicialmente el código está preparado para esta cantidad y no hemos visto necesario cambiarlo para nuestro propósito. Para obtener robustez y fiabilidad en el modelo resultante y estimar los valores óptimos de los parámetros de inversión hemos realizados varias inversiones con diferentes parámetros de suavizado ( $sz$ ), amortiguamiento ( $\lambda$ ), espaciado de la malla y otros parámetros. El modelo es robusto para grandes cambios de los parámetros mencionados. Uno de los parámetros más importantes son los coeficientes de suavizado/amortiguamiento que controlan la amplitud y el suavizado del patrón recuperado. Estos parámetros se acoplan con el número de iteraciones: se puede obtener una solución similar en una iteración con un amortiguamiento bajo que realizando muchas iteraciones y usando un amortiguamiento fuerte. En la mayoría de los intentos fijamos el número de iteraciones a cinco, aceptando el compromiso entre el tiempo de procesado y la calidad de la solución. Los coeficientes de suavizado/amortiguamiento fueron estimados de varios tests usando los datos reales y observando la imagen que proveía mejor información (Fig.8.1, Fig.8.2).

La malla tiene dimensiones de 120 x 109.5 x 19.9 km (con el 0 situado en el punto de referencia que hemos visto anteriormente). El tamaño de las celdas de la malla es mucho más pequeño que el de las anomalías que se pueden recuperar en los modelos (obtenido mediante los tests sintéticos). El tamaño elegido ha sido de 0.6 km.

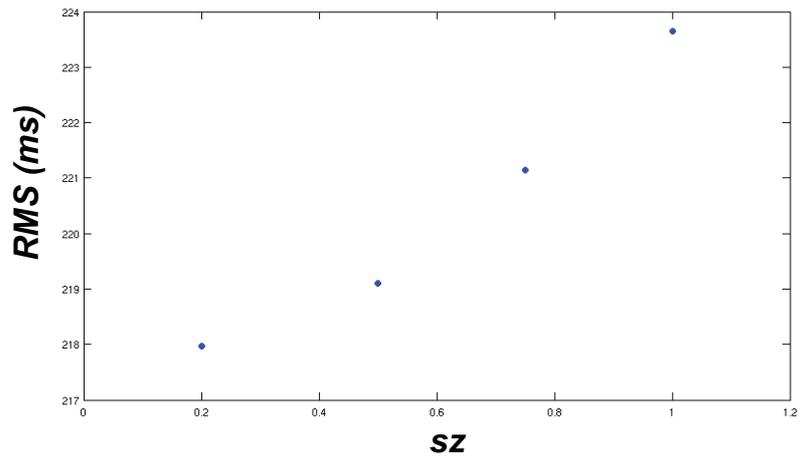
Los valores asignados a las coordenadas, al igual que para ATOM-3D, están referenciados a un sistema propio de coordenadas, es decir, todas las fuentes, receptores y nodos de la malla han sido referenciados a un sistema de coordenadas partiendo de las coordenadas de latitud y longitud UTM y haciendo la siguiente transformación:

El modelo inicial utilizado, finalmente, ha sido el obtenido como modelo inicial para ATOM-3D, con el objetivo de que la máxima similitud posible.

Para realizar el trazado del rayo y la inversión es necesario introducir distintos parámetros en diferentes ficheros, aquí solamente vamos a describir la elección de los parámetros necesarios para realizar la inversión,  $sz$  y  $\lambda$ , el resto de parámetros están descritos en el Apéndice adjunto al final de esta tesis.

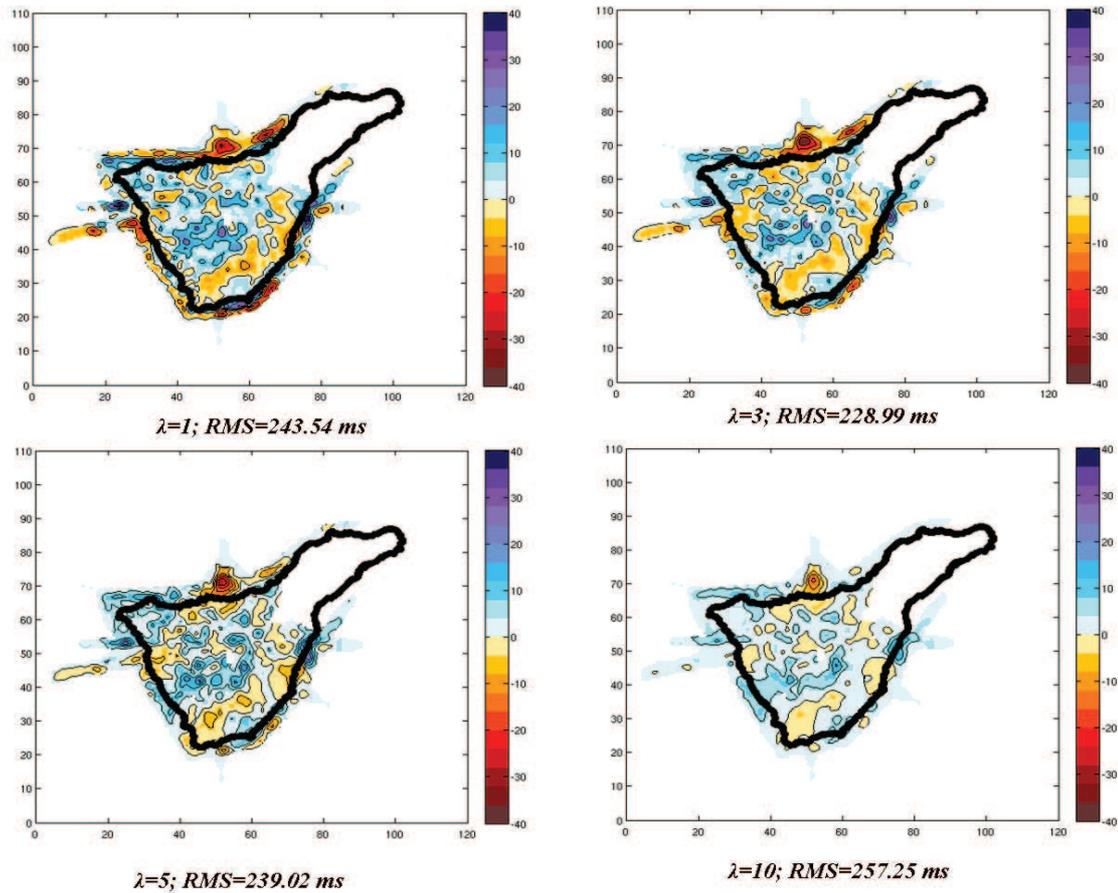
Los valores de los parámetros que hemos seleccionado, para realizar la inversión son  $sz$  y  $\lambda$ .

El parámetro  $sz$  hace referencia a importancia relativa de mantener el suavizado/alisado vertical versus suavizado/alisado horizontal (se permiten valores mayor o igual a 0). Para seleccionar el parámetro  $sz$  hemos realizado inversiones para un  $\lambda$  fijo ( $\lambda=3$ ) y varios valores de  $sz$ , 0.2, 0.5, 0.7 y 1. En la figura Fig.8.1 observamos cómo los valores para RMS más pequeños corresponden a valores de  $sz$  menores, siendo 0.2, valor elegido, el de menor RMS.



**Figura 5.13:** Gráfica en la que se observa la variación del RMS para distintos valores de  $sz$ .

El parámetro  $\lambda$  representa el acuerdo entre la 'aspereza' horizontal/vertical. Para la elección de  $\lambda$  hemos realizado varias inversiones para el valor de "sz" de 0.2. En la figura Fig.8.2 vemos que el RMS de menor valor pertenece a un valor de  $\lambda$  de 3.



**Figura 5.14:** Secciones horizontales a la profundidad de 1.9 km para los valores de lambda de 1, 3, 5 y 10.

Al aumentar el valor de  $\lambda$  el RMS aumenta y los modelos resultantes están más suavizados. Para valores menores, como  $\lambda=1$ , el RMS aumenta. Finalmente el valor elegido para  $\lambda$  es 3.

---

#### 5.2.4. Tests de resolución de FAST

Para estudiar la capacidad de resolución de la inversión tomográfica provista por la base de datos existente hemos realizado el test del tablero de ajedrez. Además, hemos utilizado la técnica de Montecarlo para dar una estimación del error de propagación del modelo.

**Test del tablero de ajedrez:** Para generar los tiempos de viaje hemos usado un modelo con anomalías de un tamaño de 5 x 5 x 5 km, alternando valores de  $\pm 15\%$  para cada cubo. En las figuras Fig.5.15 y Fig.5.16 observamos cómo recuperamos el modelo a 0.1 km de profundidad. A 1.9 km se recuperan las anomalías de alta velocidad y, en menor medida, las de baja velocidad. Ya a la profundidad de 5.5 km la recuperación es menor, sobretodo para las anomalías de baja velocidad.

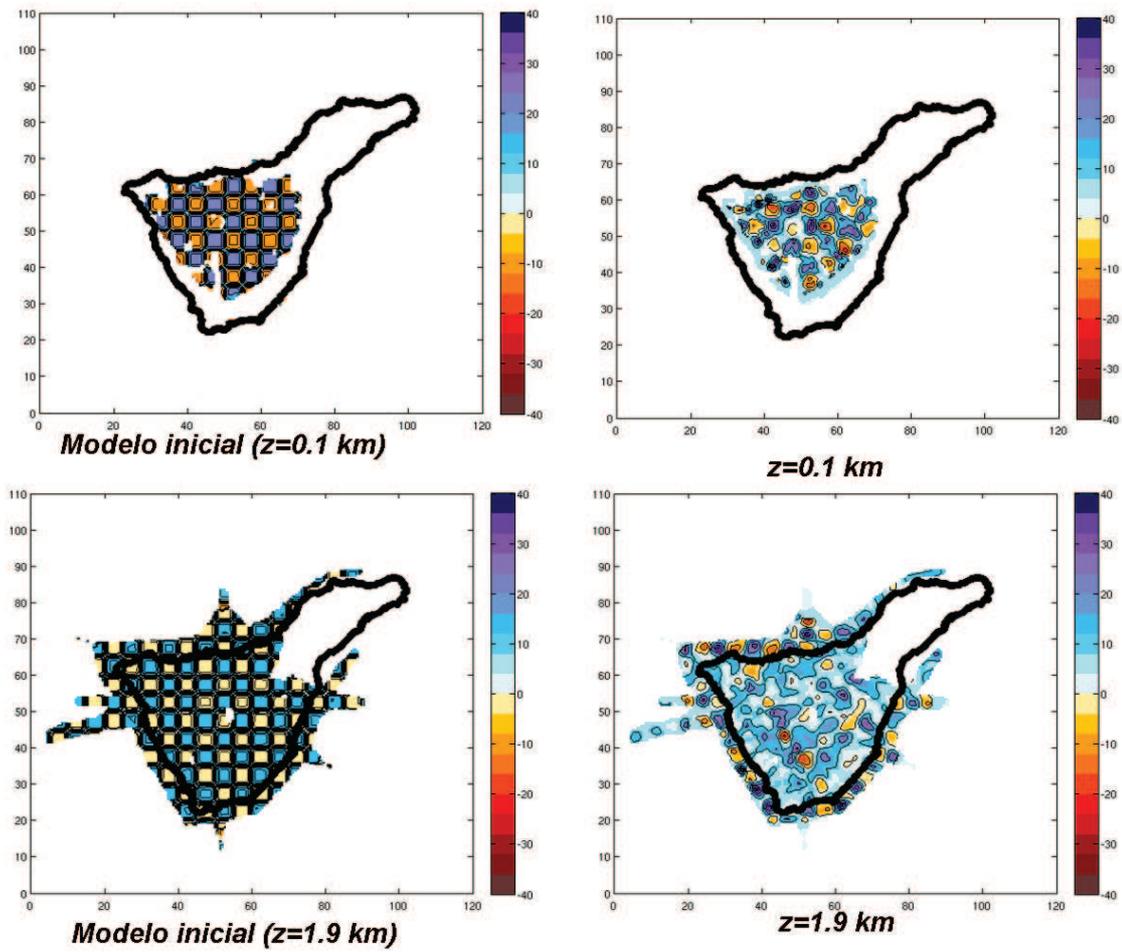
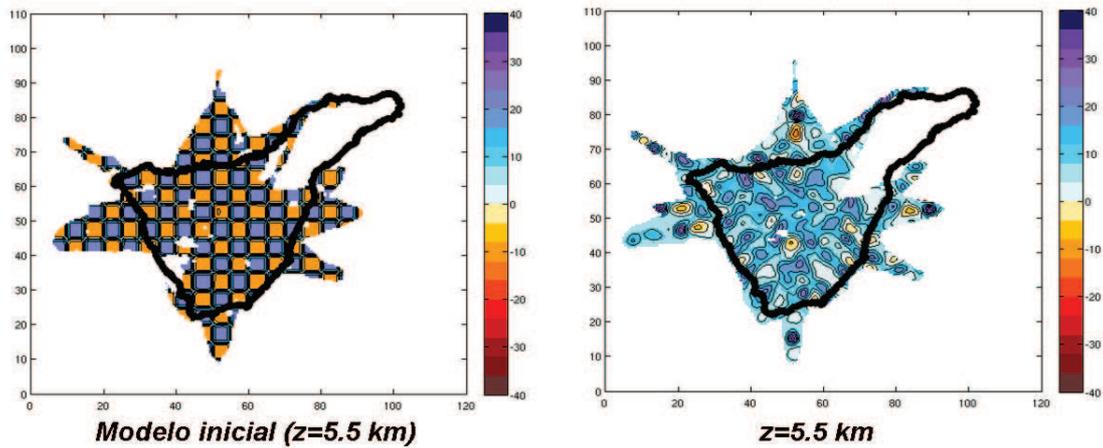
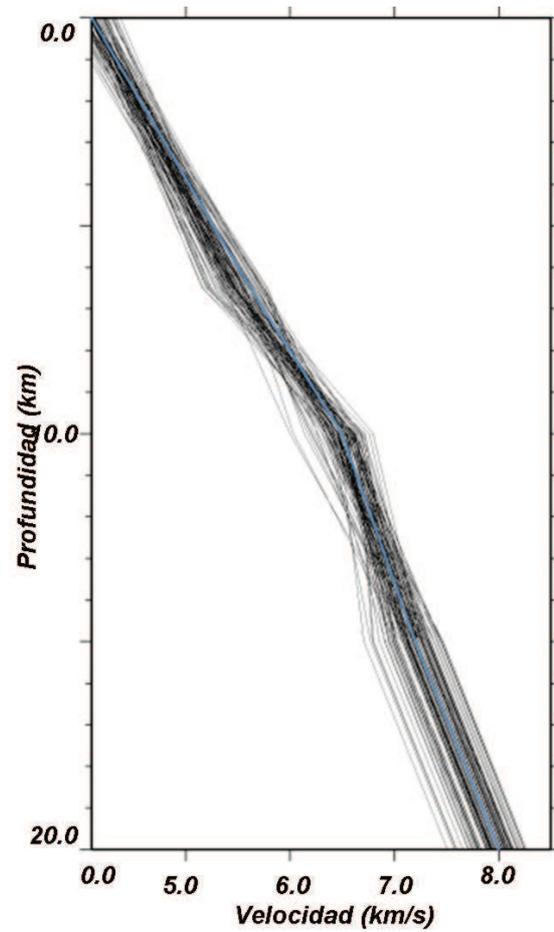


Figura 5.15: Secciones horizontales a profundidades 0.1 km y 1.9 km de los resultados del test del tablero de ajedrez. A la izquierda están las secciones del modelo inicial y la derecha el modelo recuperado.



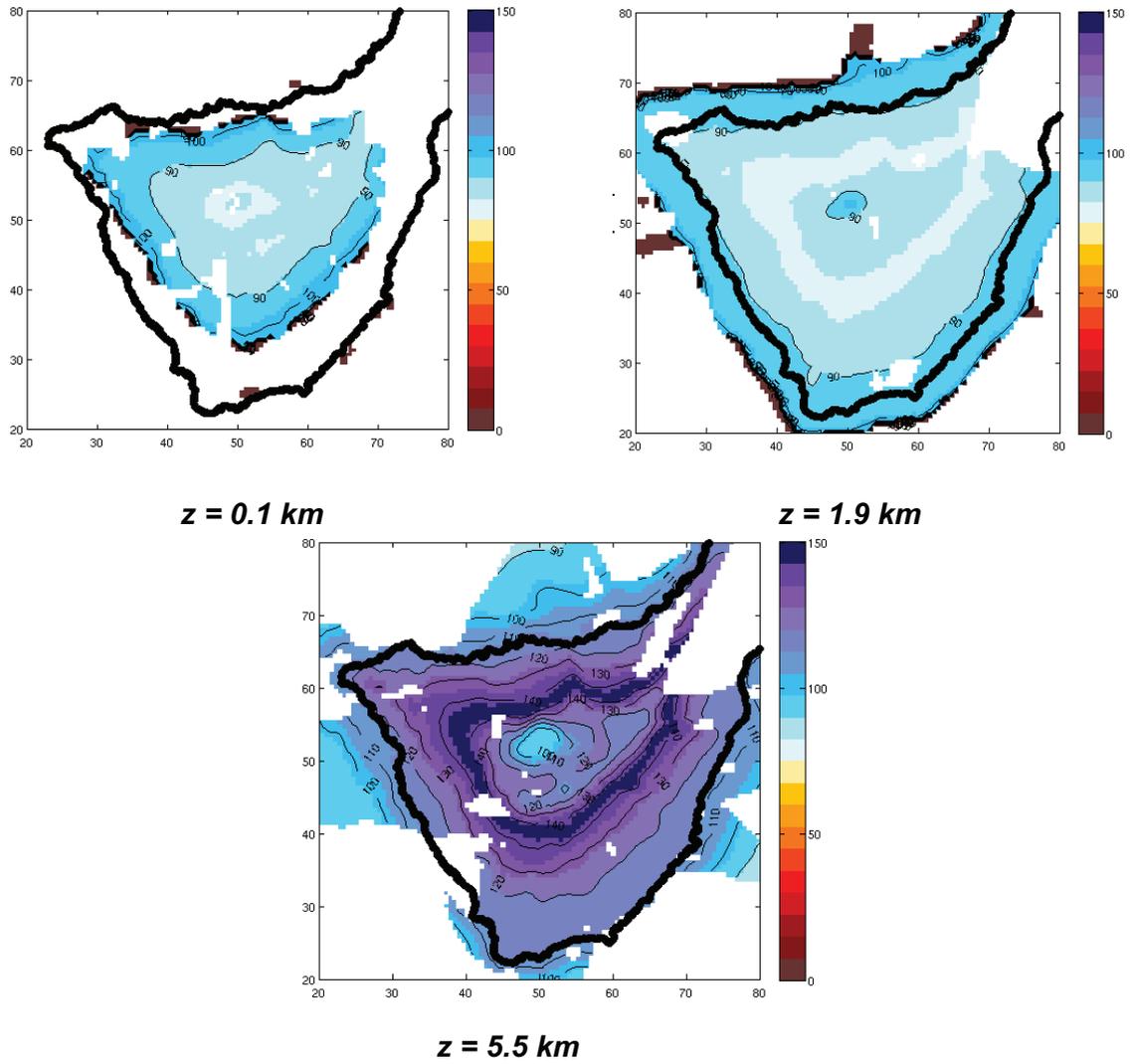
**Figura 5.16:** Sección horizontal a profundidad 5.5 km de los resultados del test del tablero de ajedrez. A la izquierda están las secciones del modelo inicial y la derecha el modelo recuperado.

**Test de Monte Carlo:** Hemos generado 100 modelos diferentes y para cada uno de ellos tiempos de viaje también con ruido respecto a los iniciales. Para ello hemos introducido ruido Gaussiano en los tiempos de viaje (para la estación, la fase y el error de selección del tiempo de viaje)  $N(0, \sigma_{receptor}=25 \text{ ms}, \sigma_{fase}=25 \text{ ms}, \sigma_{error-tiempoviaje}=15 \text{ ms})$  y en el modelo inicial  $N(0, \sigma=150 \text{ m/s})$  (Sallarès et al. (2003)) (Fig.5.17).



**Figura 5.17:** Conjunto de 100 modelos 1D iniciales usados para realizar el test de Monte Carlo. La línea azul corresponde al modelo 1D de partida al que hemos añadido ruido.

Los resultados de la incertidumbres de las velocidades se muestran en la figura Fig.5.18. Se observa cómo a medida que aumenta la profundidad y nos alejamos del centro la incertidumbre aumenta. Por otro lado, en a 1.9 km de profundidad hay un aumento de incertidumbre en el centro bajo la zona del Teide.



**Figura 5.18:** Secciones horizontales a profundidades 0.1 km, 1.9 km, 3.7 km y 5.5 km de la desviación estándar para determinar las incertidumbres obtenidas a partir del test de Monte Carlo.

Los resultados representados en el siguiente apartado son el promedio obtenido de los 100 valores resultantes de las 100 inversiones realizadas en este test.

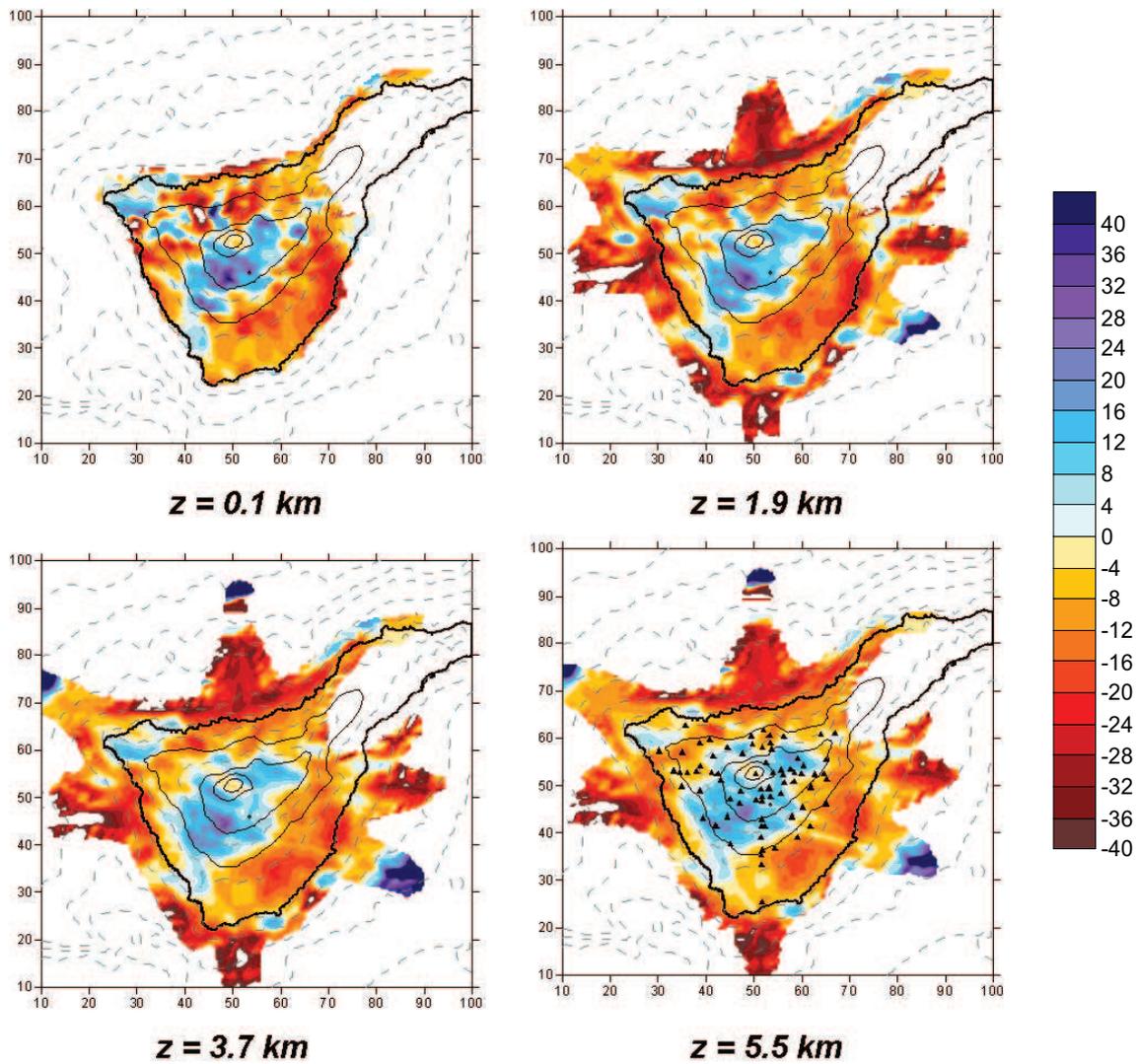
### 5.2.5. ATOM-3D versus FAST

Ambos códigos son abiertos, siendo posible su modificación en caso necesario. Una de las razones para su elección ha sido la posibilidad de incluir la capa de agua, debido a que la geometría de nuestro experimento la requería.

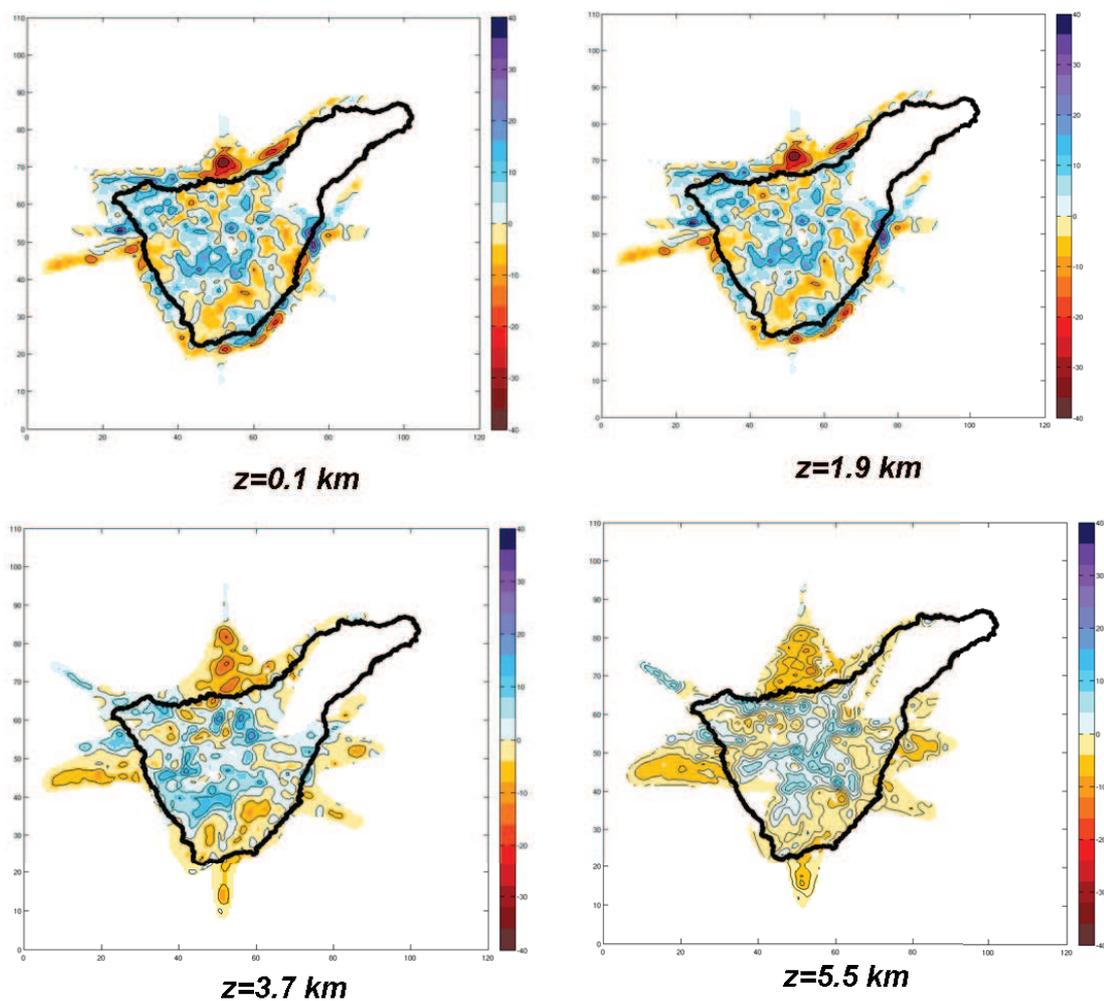
Como vimos anteriormente, usan técnicas distintas para el trazado del rayo. En el caso de ATOM-3D (Koulakov (2009)), la técnica usada es la del doblamiento (capítulo 3). En el caso del código FAST (Zelt and Barton (1998)) la técnica es una modificación de las diferencias finitas de Vidale (1988), Vidale (1990), realizada por Hole and Zelt (1995).

Las imágenes de las figuras Fig.5.19 y Fig.5.20, muestran los resultados obtenidos para cuatro secciones horizontales (0.1 km, 1.9 km, 3.7 km y 5.5 km) con ATOM-3D y FAST, respectivamente. Observamos que la cobertura de rayos es mayor para los resultados obtenidos con ATOM-3D que con FAST.

Por otro lado, los resultados muestran similitudes y también diferencias, si bien ambos muestran las anomalías mejor definidas. La escala para el porcentaje de anomalías en velocidad es similar y varía de -40 a 40 %, lo que conlleva contrastes de velocidad muy grandes entre las zonas de baja y alta velocidad. Observamos que las anomalías de alta velocidad en las imágenes obtenidas con FAST son menos fuertes (Fig.5.20), pero aparecen en la zona central, al igual que en los resultados con ATOM-3D (Fig.5.19). También vemos que en el caso de FAST (Fig.5.20) en la zona NO aparece una anomalía de alta velocidad de mayor dimensión que la que aparece en el mismo lugar para la imagen obtenida con ATOM-3D (Fig.5.19). Vemos otra anomalía en la imagen de FAST (Fig.5.20) a la profundidad de 0.1 y 1.9 km en la zona SE que no aparece en ATOM-3D (Fig.5.19). La alta velocidad que aparece en la zona central de Las Cañadas es común en ambos modelos.

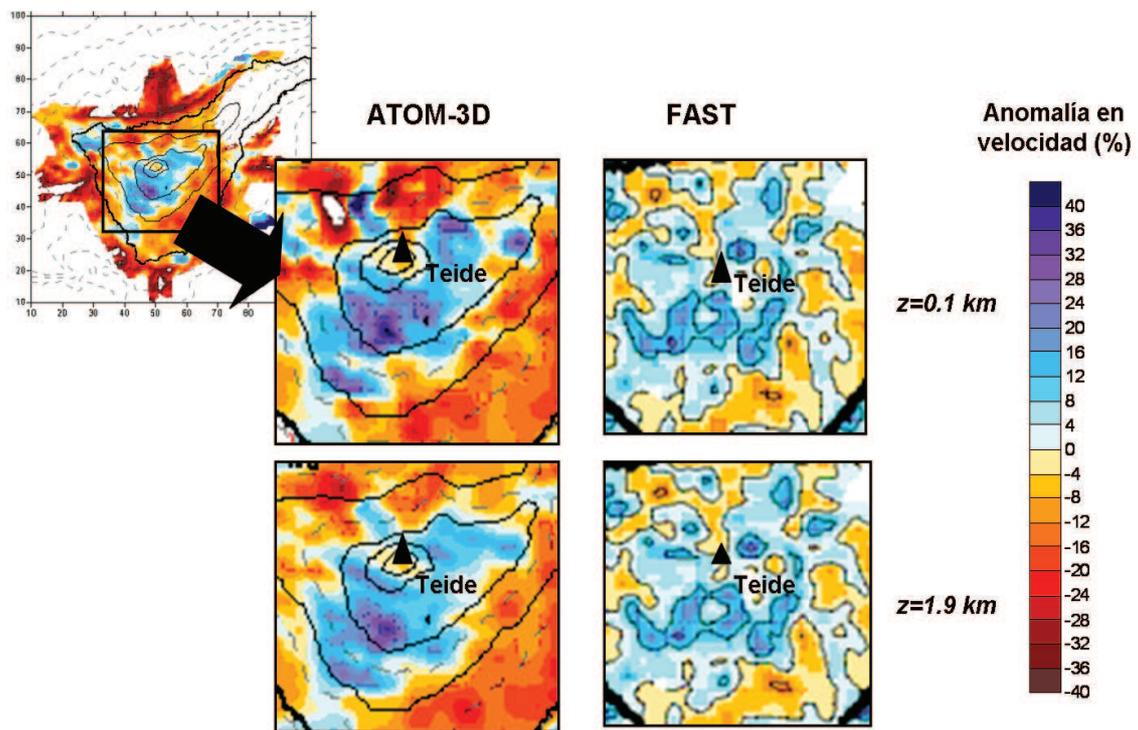


**Figura 5.19:** Secciones horizontales a profundidades 0.1 km, 1.9 km, 3.7 km y 5.5 km de los resultados obtenidos con el código ATOM-3D (Koulakov (2009)). Las 99 estaciones usadas, al igual que en FAST, vienen indicadas con triángulos negros en la figura de la parte inferior derecha. El número de iteraciones ha sido 5 y el  $RMS = 185.46 \text{ ms}$ .

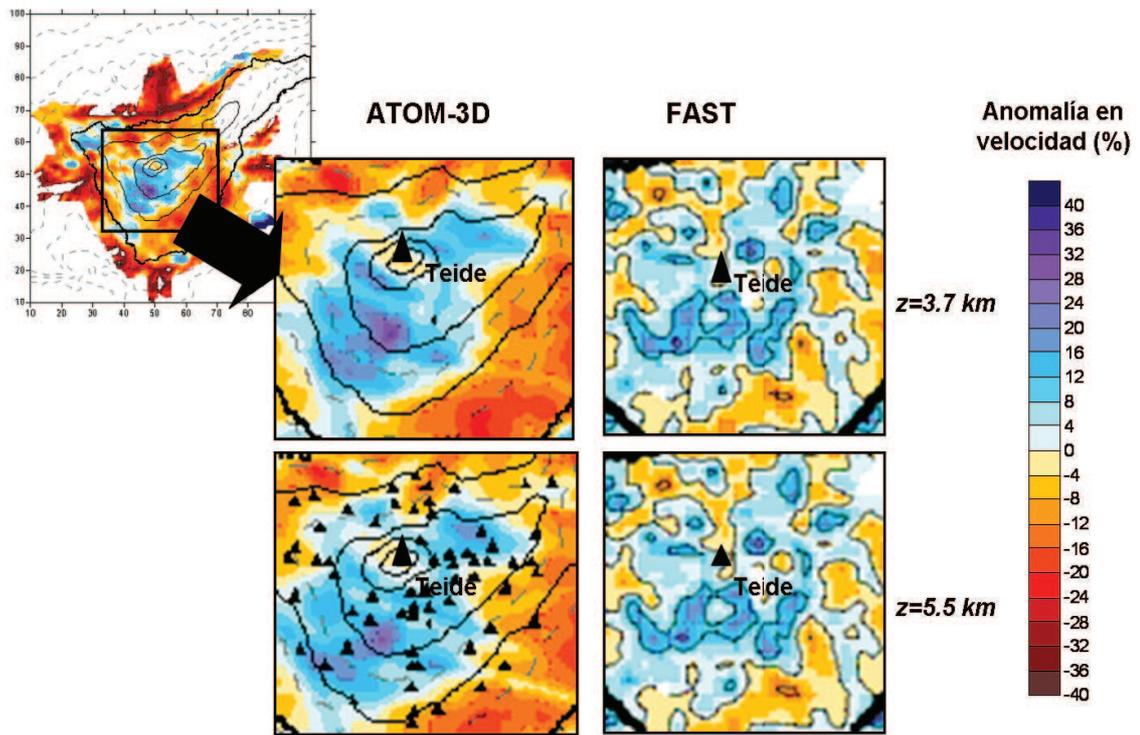


**Figura 5.20:** Secciones horizontales a profundidades 0.1 km, 1.9 km, 3.7 km y 5.5 km de los resultados obtenidos con el código FAST (Zelt and Barton (1998)). El número de iteraciones ha sido 5 y el RMS =  $227 \pm 2 \text{ ms}$ .

Las figuras Fig.5.21 y Fig.5.22 muestran un zoom de las imágenes de la parte central de la Isla de Tenerife.



**Figura 5.21:** Zoom del área recuadrada en la imagen de la esquina superior izquierda de las secciones horizontales a profundidades 0.1 km, 1.9 km de los resultados obtenidos con el código ATOM-3D (Koulakov (2009)) (izquierda) y FAST (Zelt and Barton (1998)) (derecha). El número de iteraciones ha sido 5 y el  $RMS = 185.46\text{ ms}$ .



**Figura 5.22:** Zoom del área recuadrada en la imagen de la esquina superior izquierda de las secciones horizontales a profundidades 3.7 km, 5.5 km de los resultados obtenidos con el código ATOM-3D (Koulakov (2009)) (izquierda) y FAST (Zelt and Barton (1998)) (derecha). El número de iteraciones ha sido 5 y el  $RMS = 227 \pm 2ms$ .

En ellas podemos observar cómo las áreas de anomalías, tanto positivas como negativas, se encuentran en el mismo lugar. Sin embargo, las imágenes obtenidas con FAST están menos suavizadas respecto al tamaño de las anomalías, pero no en el valor, donde las imágenes de ATOM-3D presentan valores mayores.

Además, FAST presenta anomalías de menor tamaño que no serían interpretables, teniendo en cuenta el tamaño que nos indican los tests realizados. Las imágenes de ATOM-3D están más suavizadas, lo que las hace más creíbles. Esto se puede deber a los parámetros usados para realizar la inversión, sin embargo, la elección se ha hecho intentando elegir los que mejor se ajustasen a los datos y a la representación de los resultados obtenidos.

---

La parametrización se puede realizar para nodos, celdas, entre otras posibilidades, en el caso de ATOM-3D, en cambio, FAST solamente permite hacerla para nodos en una malla dividida en cubos. Además, ATOM-3D permite realizar la inversión para cuatro mallas orientadas con ángulos diferentes, obteniendo el promedio como resultado. La ventaja frente a FAST es que elimina la posible influencia que podría ejercer la parametrización sobre los resultados.

Los tests de tablero de ajedrez, realizados para ambos códigos (ATOM-3D: Fig.5.7 y FAST: Fig.5.15 y Fig.5.16) muestran una resolución mejor en el caso de ATOM-3D, capaz de resolver anomalías de baja velocidad incluso a 8 km de profundidad. En cambio FAST a 5.5 km tan solo resuelve anomalías de alta velocidad y casi no lo hace con las de baja velocidad.

ATOM-3D es mucho más amigable y fácil de manejar que FAST, que además se encuentra limitado, inicialmente, para usar 99 estaciones. También ATOM-3D incluye la posibilidad de realizar tests sintéticos usando cualquier geometría, en cambio este paso es más complicado de realizar con FAST.

La elección de los parámetros es más sencilla con ATOM-3D, ya que permite cambiar los parámetros de amortiguamiento y suavizado, visualizando los resultados de forma inmediata. En el caso de FAST es necesario introducir una serie de parámetros en los ficheros de entrada para indicar el proceso que estamos realizando, tests sintéticos, inversión..., algo mucho más simple en ATOM-3D.

La velocidad de procesado en ambos es bastante similar, no llevando más de unas horas obtener el modelo resultante para un número de iteraciones razonable.

Por otro lado, ATOM-3D no trabaja en Linux, haciendo necesario trabajar en otros sistemas operativos. Los ficheros de salida también están en un formato concreto para un tipo de programa, lo que hace necesaria su transformación para manejarlos con otros programas. Los resultados obtenidos con FAST son en formato binario, pero si los transformamos a ascii hacen muy fácil su manejo.

# Capítulo 6

## Resultados e interpretación

### 6.1. Resultados

En este capítulo vamos a describir los resultados obtenidos y finalmente una interpretación de los mismos, basándonos en estudios similares, así como una comparación con estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos realizados en la zona.

#### 6.1.1. Imágenes de velocidad absoluta y secciones verticales

Los algoritmos de inversión dan como resultado un conjunto de nodos que tienen asociados valores de las velocidades de propagación de las ondas. Las imágenes son la representación suavizada del conjunto de dichos nodos. Estos valores de velocidad son el resultado final de la comparación entre el modelo inicial de velocidad y el ajustado por el método tomográfico. Estos ajustes se basan en unos observables que son las lecturas de los tiempos de llegada de las fases P a las diferentes estaciones.

Como hemos visto anteriormente, para realizar estas lecturas hemos filtrado la señal aplicado procedimientos manuales de lectura. Esta manipulación previa del dato puede

---

introducir errores en el mismo. Por ejemplo, el filtro del dato puede inducir retrasos o adelantos de las fases. La selección de la ventana de filtro regula la resolución y desfase de las lecturas. Si el procedimiento usado es el mismo para todos los datos, estos errores pasan a ser sistemáticos e iguales para todos. Por tanto, es probable que la imagen final tomográfica se vea afectada por este error del dato. Sin embargo, esta desviación implicará que los valores absolutos de velocidad obtenidos sean reales, o superiores o inferiores a los reales. Es por ellos que, aunque podamos trabajar y estudiar la región en velocidad absoluta, es más fiable, y sin contaminación alguna de error, trabajar en anomalías de velocidad. La anomalía es la diferencia entre el valor absoluto de velocidad y el esperado. Ambos han podido ser afectados por este posible error sistemático, pero su diferencia lo elimina.

Las imágenes que vamos a analizar son las de anomalías en velocidad, por las razones descritas anteriormente. Sin embargo, hemos querido exponer secciones horizontales en velocidad absoluta para visualizar, según nuestro modelo resultante, la velocidad a la que se propagarían las primeras llegadas de ondas P por el medio.

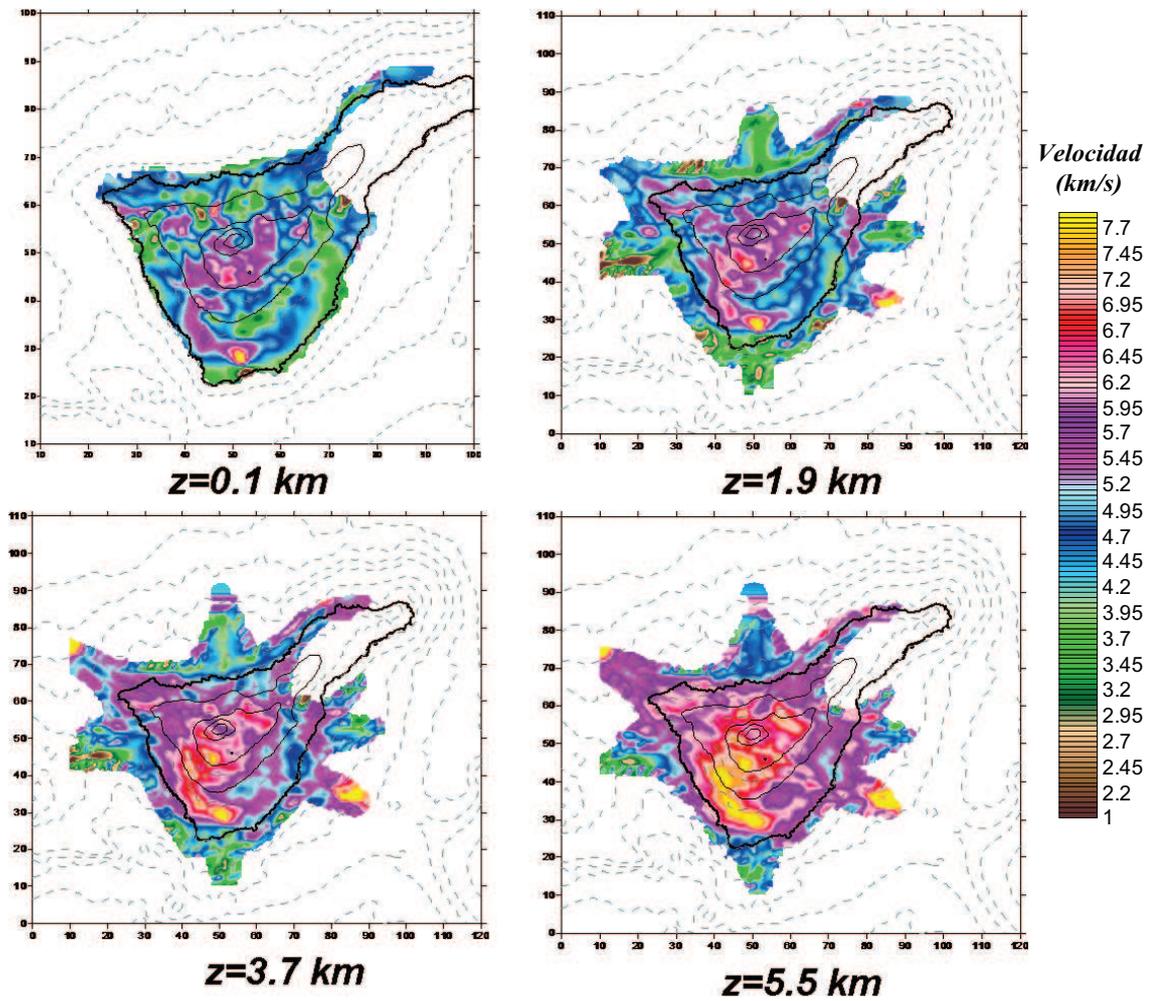


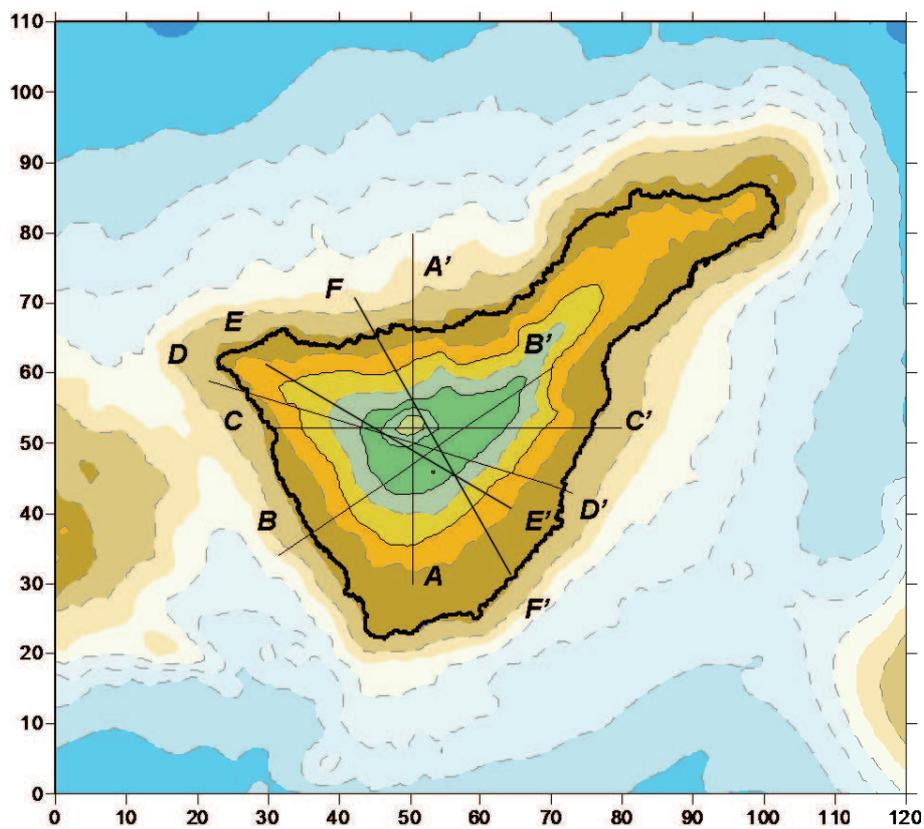
Figura 6.1: Secciones horizontales del modelo resultante de la tomografía sísmica a profundidades de 100 m, 1900 m, 3700 m y 5500 m. Las velocidades vienen representadas en km/s.

En la figura Fig.6.1 observamos velocidades de ondas P muy altas. Éstas varían desde 4.5 km/s hasta 7.7 km/s. En la sección correspondiente a 0.1 km, en el área situada en el Roque de Jama (al sur) las velocidades alcanzan valores de 7 km/s, así como en Boca Tauce llegan a ser de 6.7 km/s (como obtuvieron los estudios de Canales et al. (2000) y Watts et al. (1997)).

Al aumentar la profundidad los valores de la velocidad aumentan y observamos cómo en el área central-sur, como analizaremos después, es donde hemos obtenido los valores mayores de ondas P. Las áreas con valores de velocidad menores oscilan entre 3.5 km/s, a la profundidad de 0.1 km, hasta 5.7 km/s a 5.5 km.

No podemos olvidar que el modelo inicial tenía valores altos de velocidad.

Hemos realizado secciones verticales siguiendo cuatro direcciones distintas, como indica la figura Fig.6.2.



**Figura 6.2:** Mapa de la Isla de Tenerife. En él están indicadas las direcciones correspondientes a las secciones verticales A'-A, B-B', C-C' y D-D', E-E' y F-F'.

En primer lugar veremos los cortes en velocidad absoluta y posteriormente en anomalías de velocidad.

La figura Fig.6.3 muestra las secciones verticales del modelo de velocidad absoluta resultante de la tomografía sísmica, como está indicado en la figura Fig.6.2. La resolución está limitada a los primeros 4-5 km, si bien hemos obtenido información hasta los 10 km, ya que hay rayos que llegan a estas profundidades.

La sección A'-A atraviesa las Cañadas, pasando por el Teide, desde el sur al norte. En ella observamos las altas velocidades de la zona sur de Las Cañadas y el área de más baja velocidad situada al norte.

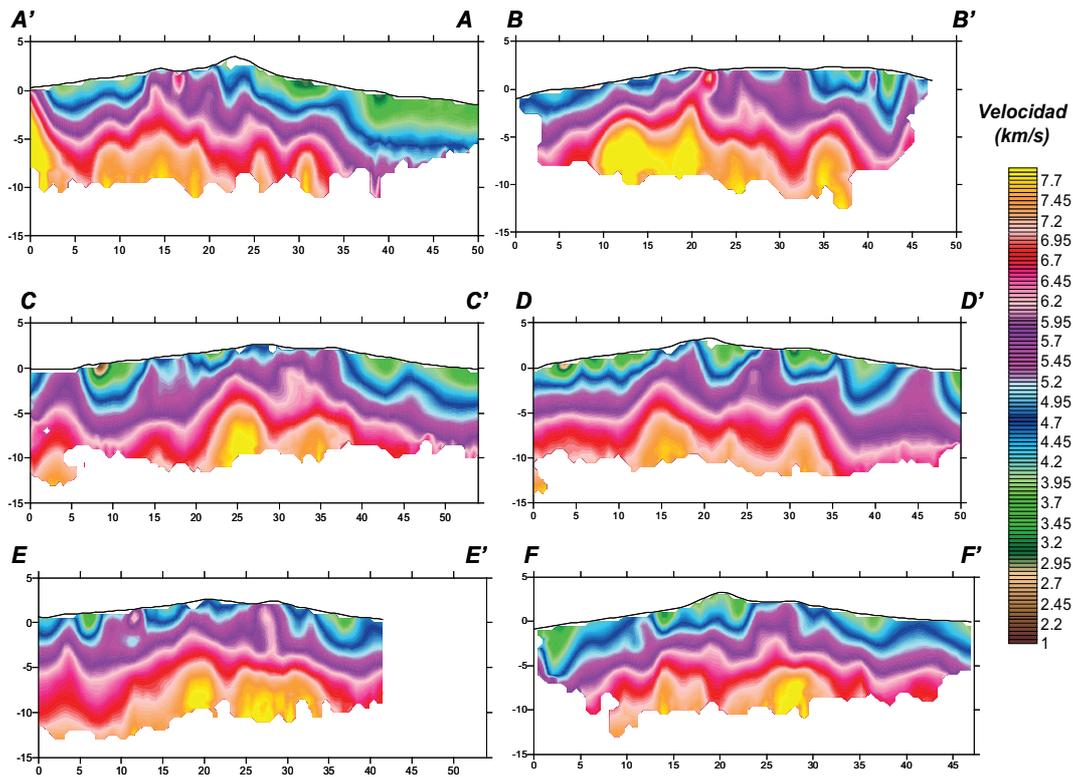
La sección B-B' corta la isla desde el SO al NE, al sur del Teide, pero atravesando Las Cañadas. En ella observamos también las altas velocidades, con valores cercanos a 6.7 km/s, al atravesar Las Cañadas.

La sección C-C' atraviesa la isla de oeste a este, pasando por el Teide. Son destacables las zona de velocidad alta (5.7 km/s) al este de Las Cañadas.

La sección D-D' atraviesa la isla de NO a SE. La imagen muestra velocidades con valores cercanos a 5.95 km/s, al atravesar Las Cañadas, en cambio, la velocidad disminuye a 3.7 km/s, al pasar bajo el pico del Teide.

La sección E-E' cruza la isla de NO-SE, pasando por el área donde se han dado tres erupciones históricas (la última la del Chinyero en 1909). Muestra altas velocidad al cruzar la zona de estas erupciones históricas, con valores entorno a 6 km/. Al atravesar el área de las Cañadas también muestra valores altos (6 km/s). En el área SE las velocidades son inferiores, entorno a 3.7 km/s.

La sección F-F' atraviesa la isla de NNO-SSE. Observamos altas velocidades a la izquierda de las Cañadas, con valores de 5.8 km/s y al otro lado del Teide, la pared de las Cañadas (5.8-6.0 km/s). La zona bajo el Teide muestra velocidades más bajas, inferiores a 4 km/s.



**Figura 6.3:** Secciones verticales del modelo resultante de la tomografía sísmica en velocidades absolutas de ondas P: A'-A, B-B', C-C', D-D', E-E' y F-F', indicadas en la figuras Fig.6.2. Las velocidades vienen representadas en km/s.

La figura Fig.6.4 muestra las secciones verticales de las anomalías de velocidad en porcentaje del modelo resultante de la tomografía sísmica, como está indicado en la figura Fig.6.2. No olvidemos que la resolución está limitada a los primeros 4-5 km, si bien hemos obtenido información hasta los 10 km, ya que hay rayos que llegan a estas profundidades.

La sección A'-A atraviesa las Cañadas, pasando por el Teide, desde el sur al norte. Observamos anomalías de velocidad, con valores cercanos al 40 % al sur del Teide (Las Cañadas). Bajo el Teide hay una anomalía de baja velocidad, con un valor entre 0 y -4 %, así como la zona norte combina una de alta velocidad y en su flanco sur una de baja velocidad, con valores cercanos a -28 %.

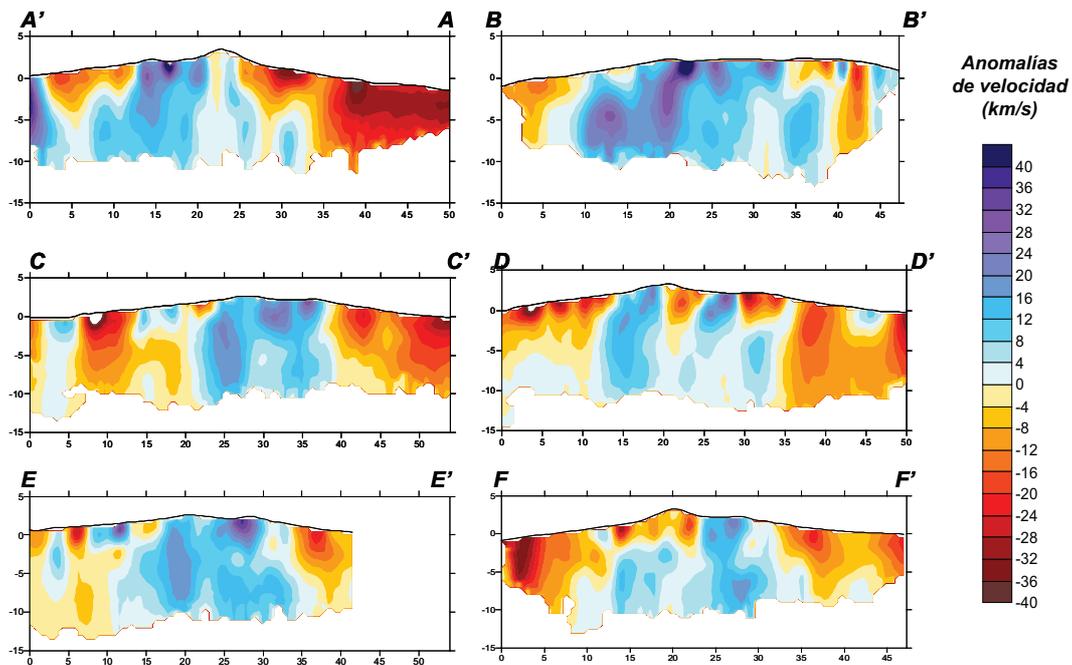
La sección B-B' corta la isla desde el SO al NE, al sur del Teide, pero atravesando Las Cañadas. En ella observamos también las altas velocidades, con valores cercanos a 6.7 km/s, al atravesar Las Cañadas. Es destacable el área de alta velocidad, con anomalías cercanas al 36 % al atravesar el área de Las Cañadas.

La sección C-C' atraviesa la isla de oeste a este, pasando por el Teide. Son destacables las zona de velocidad alta (5.7 km/s) al este de Las Cañadas. En esta sección tenemos una anomalía de alta velocidad junto a otra de baja velocidad y a unos 2 km de profundidad aparecen dos anomalías de alta velocidad (a 20 km), situadas en la zona de las las erupciones históricas de Garachico, Boca Cangrejo y el Chinyero. Al cruzar Las Cañadas de nuevo tenemos un cuerpo con anomalías positivas (-24 %). Aparece una anomalía de baja velocidad, con valores del -20 %, en el área este, al finalizar Las Cañadas.

La sección D-D' atraviesa la isla de NO a SE. En la imagen observamos anomalías de baja velocidad a la izquierda, hasta 10 km (-20 %), donde comienza una anomalía de alta velocidad. Bajo el flanco este del Teide aparece una anomalía de baja velocidad (-18 %), seguida de otra de alta velocidad (28 %). Aparecen anomalías de baja velocidad (-18 %), intercaladas por anomalías de alta velocidad, con valore no superiores al 8 %.

La sección E-E' cruza la isla de NO-SE. En la imagen observamos una anomalías de alta velocidad que comienza a una profundidad de 5 km (12 %). A continuación encontramos una de baja velocidad con valores del -20 % seguida de otra de alta velocidad, con una profundidad de unos 2 km y valores del 30 %. Estas anomalías se encuentran en el área de las tres erupciones históricas, en la dorsal de Santiago del Teide. Al atravesar la zona de las Cañadas observamos una anomalía de alta velocidad con un máximo entre 25 y 30 km de distancia (30 %), seguido de un mínimo de baja velocidad (-20 %).

La sección F-F' cruza la isla de NNO-SSE. En la zona situada bajo el Teide, antes de llegar a las Cañadas, observamos una anomalía de baja velocidad que se extiende en profundidad hasta 2-3 km (con valores entre -4 y -24 %). Entre 25 y 30 km aparece una anomalía de alta velocidad que está situado bajo la pared de las Cañadas (20 %). Siguiendo a esta encontramos una anomalía de baja velocidad, con valores entre -8 % y -20 %.



**Figura 6.4:** Secciones verticales del modelo resultante de la tomografía sísmica en anomalías de velocidad  $P$ : A'-A, B-B', C-C' y D-D', E-E' y F-F', indicadas en la figuras Fig.6.2. Las anomalías vienen representadas en porcentajes.

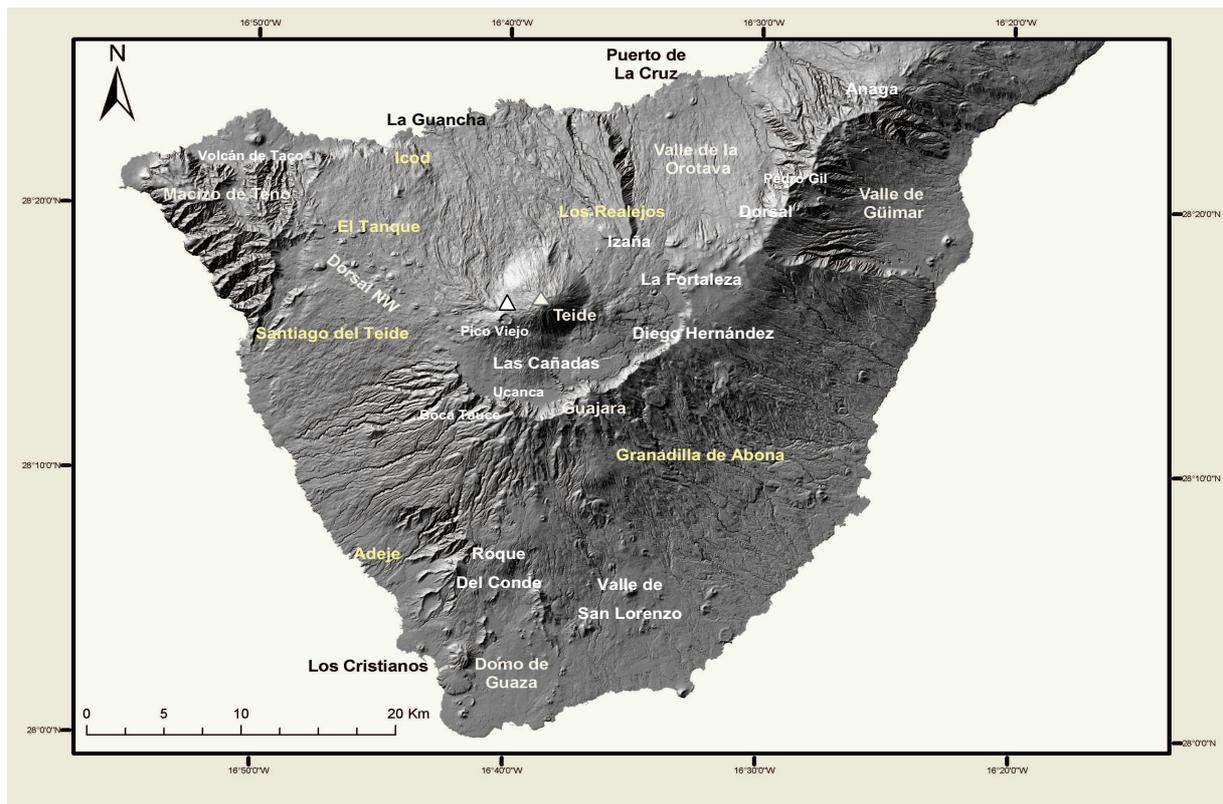
### 6.1.2. Análisis de las imágenes del modelo tomográfico

Las imágenes de resultantes del modelo de tomografía sísmica que vamos a analizar, son secciones horizontales de anomalías de velocidad en porcentaje, que varían desde una profundidad de 10000 m (bajo el nivel del mar (b.n.m.)) hasta 2000 (sobre el nivel del mar (s.n.m.)).

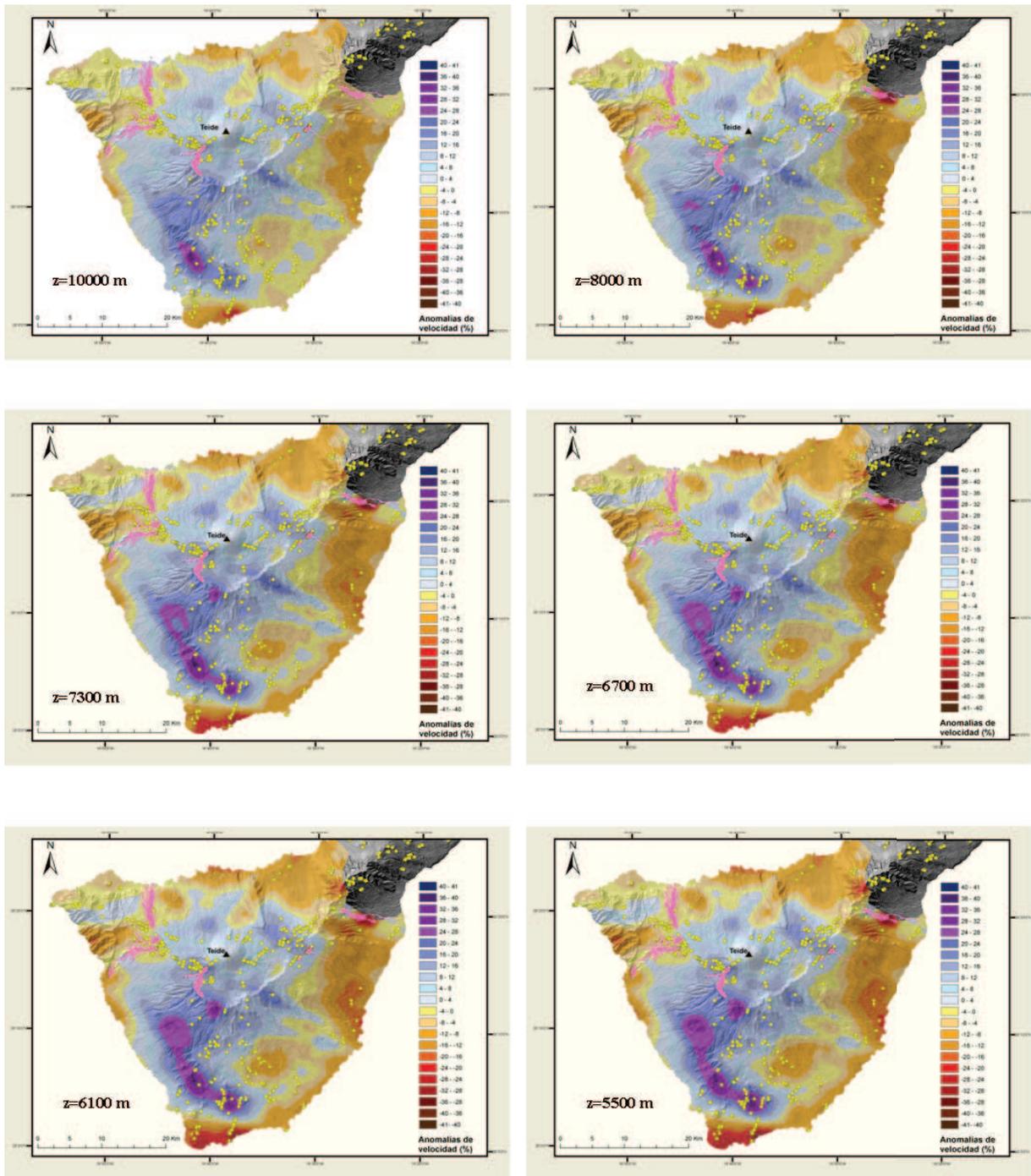
Las imágenes han sido georrreferenciadas usando un sistema de información geográfica, práctica poco común en los trabajo de tomografía. Por otro lado, con este tratamiento hemos intentado correlacionar la información existente en superficie, geología, centros de emisión, erupciones históricas, geoquímica y otros estudios geofísicos, (gravimetría, magnetotélúrica, estudios sísmicos), con los resultados que nos proporciona la tomografía

sísmica de primeras llegadas de ondas P en la Isla de Tenerife.

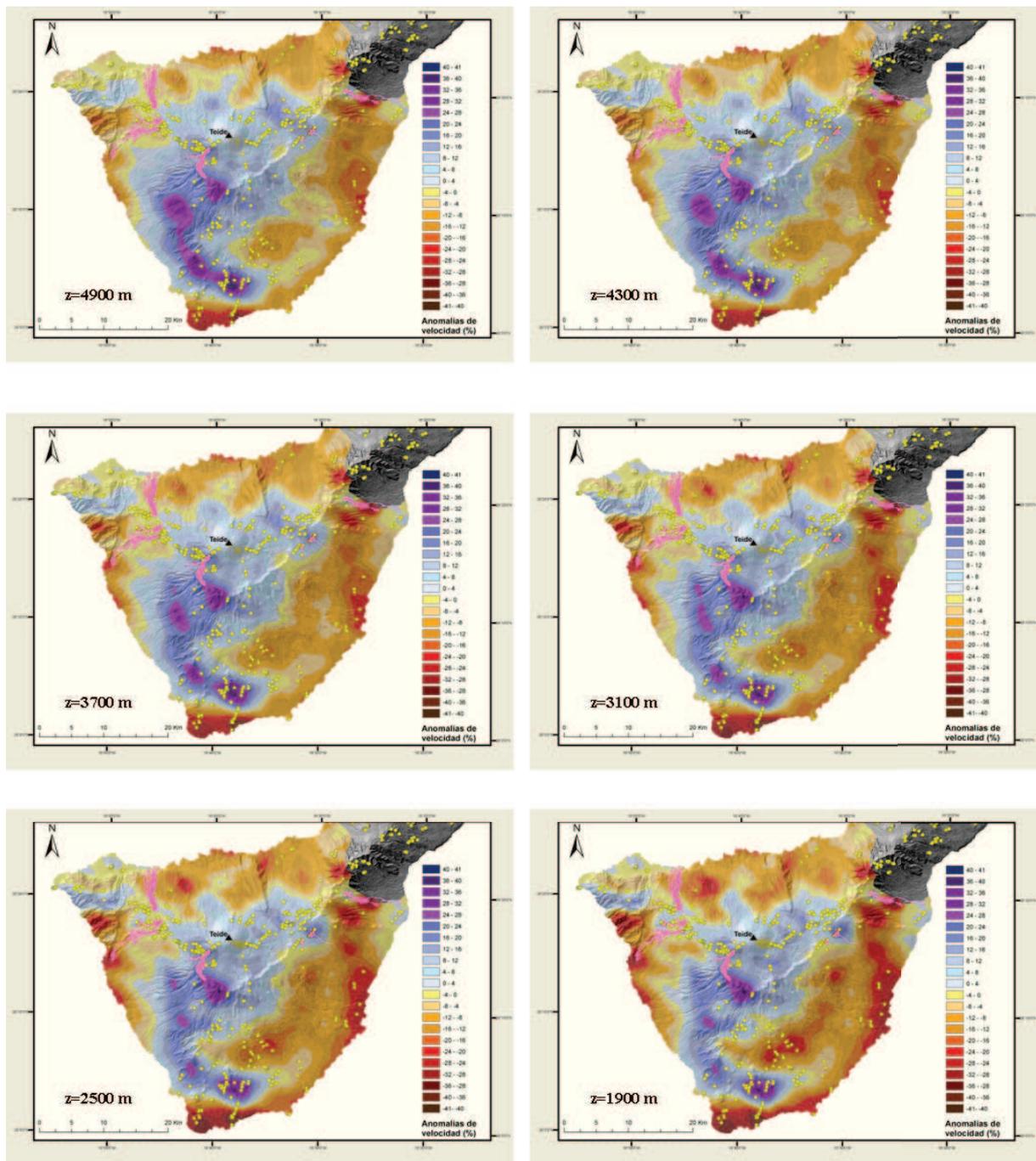
Comenzaremos la descripción de las anomalías de velocidad desde la sección más profunda, 10000 m (b.n.m.), hasta la capa más alta que nos da información a 2500 m (s.n.m.) (La resolución vertical, como hemos visto, está limitada a los primeros 4-5 km, sin embargo, hemos decidido extender nuestro análisis a capas más profundas, ya que también nos proveen información, aunque sea menos fiable que para capas más superficiales). Las figuras Fig.6.6, Fig.6.7, Fig.6.8, Fig.6.9, son secciones horizontales situadas a 10000 m, 9500 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, 1300 m, 700 m (todas bajo el nivel del mar), 0 m (nivel del mar), 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m (sobre el nivel del mar) de profundidad. En las figuras Fig.6.10, Fig.6.10 y Fig.6.10 mostramos secciones a 5500 m (b.n.m), nivel del mar y 2000 m (s.n.m.). En color azul, hacia el violeta, pasando por el rosa, establecemos las anomalías de alta velocidad, es decir, las áreas del modelo resultante con una velocidad superior al modelo de referencia inicial (visto en el capítulo 5). En naranja, hacia el marrón, pasando por el rojo, observamos las anomalías de baja velocidad, es decir, las zonas donde la velocidad es inferior a la del modelo de referencia. Los círculos amarillos representan los centros de emisión que se han observado en superficie y en color rosa están representadas las erupciones históricas recientes (últimos 500 años). Por otro lado, las figuras han sido recortadas con el fin de analizar solamente el área que tiene mejor resolución, como hemos visto en el apartado anterior.



**Figura 6.5:** *Mapa de sombras de la Isla de Tenerife con los topónimos de los lugares de referencia en el análisis de las imágenes.*



**Figura 6.6:** Secciones horizontales del modelo resultante de la tomografía sísmica a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, 5500 m, (b.n.m). En este mapa las anomalías de velocidad vienen representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.7:** Secciones horizontales del modelo resultante de la tomografía sísmica a profundidades de 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, (b.n.m.). En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En amarillo están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

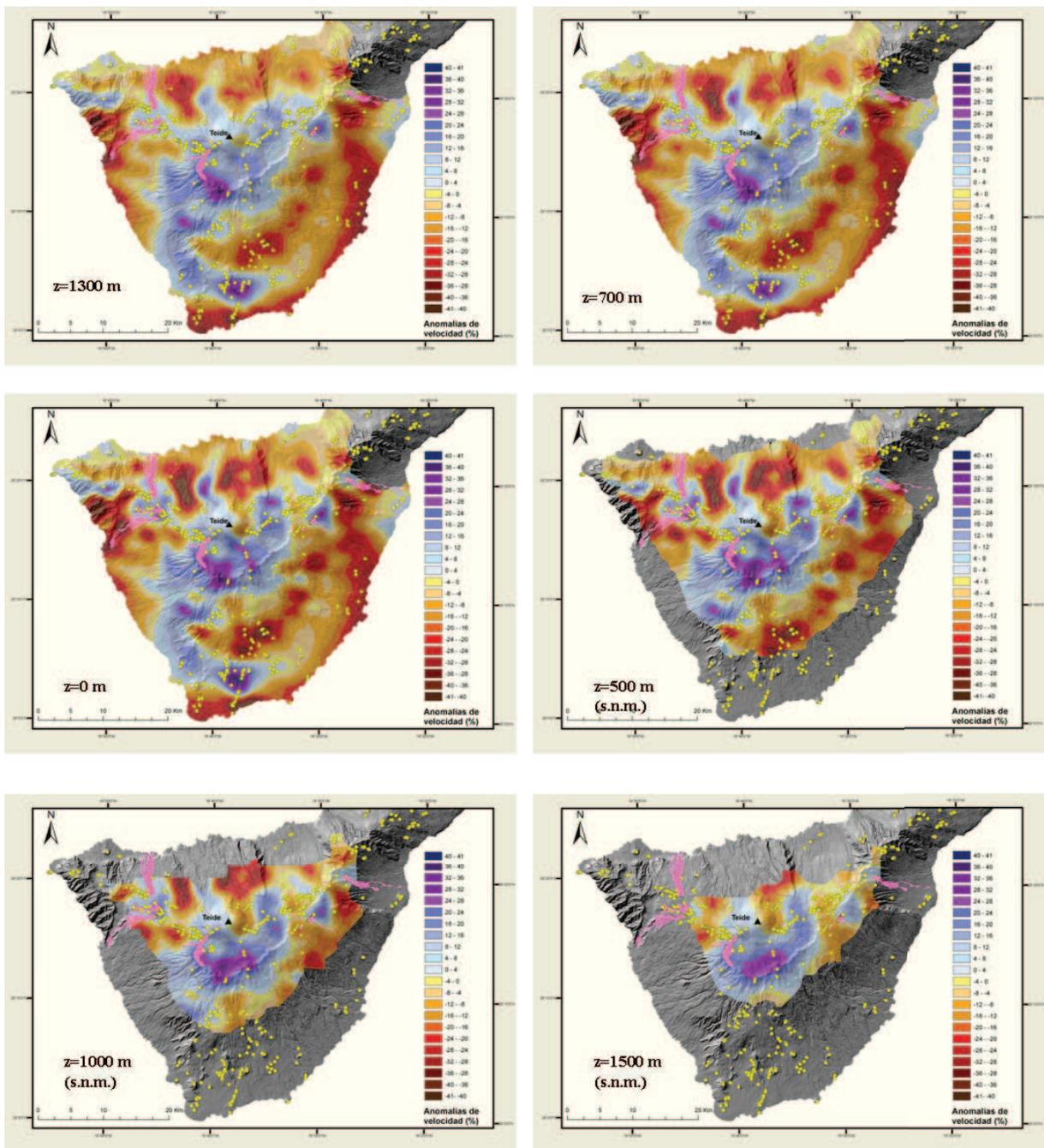
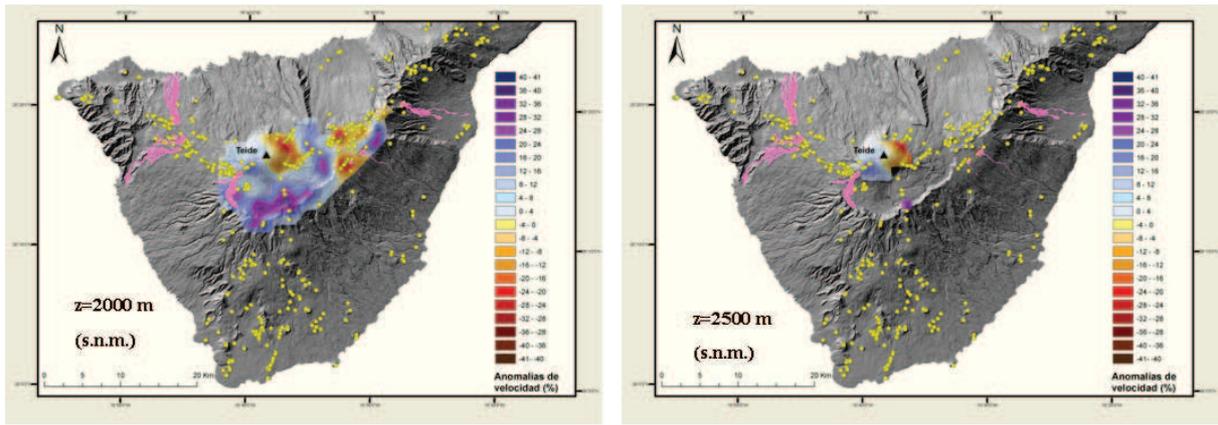
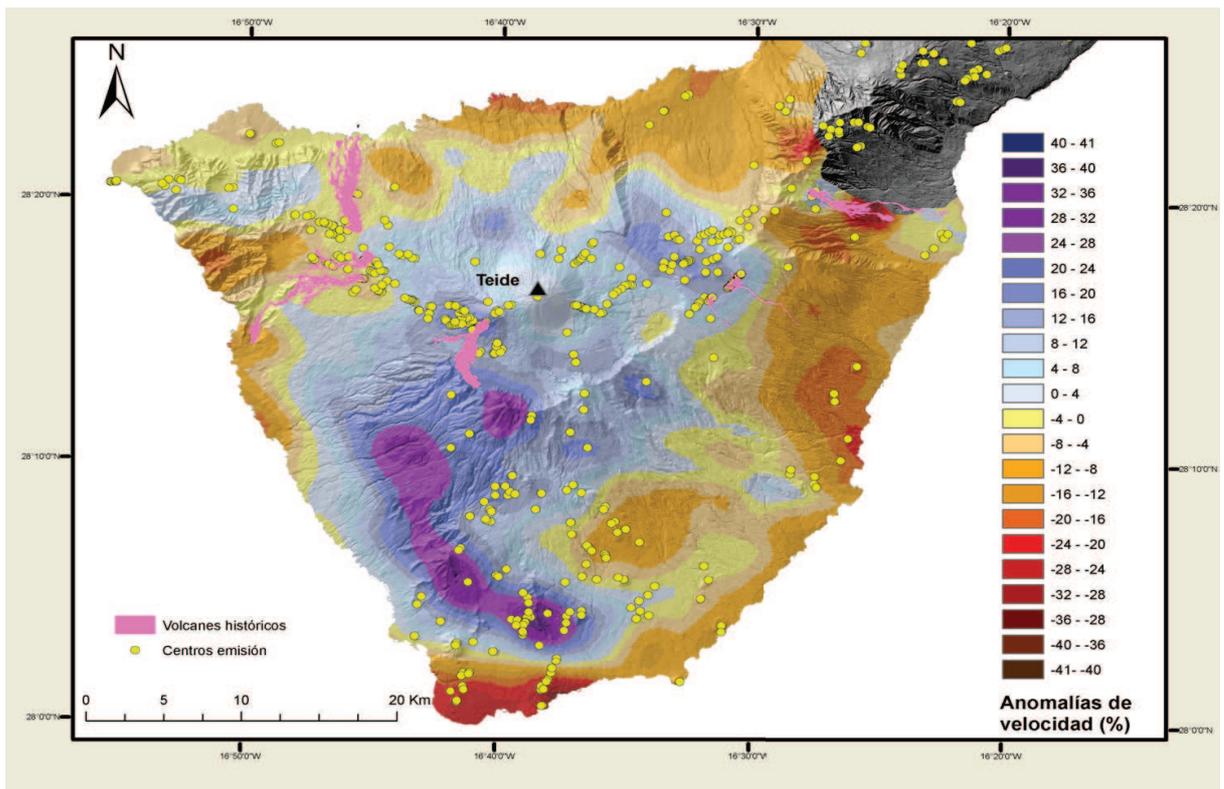


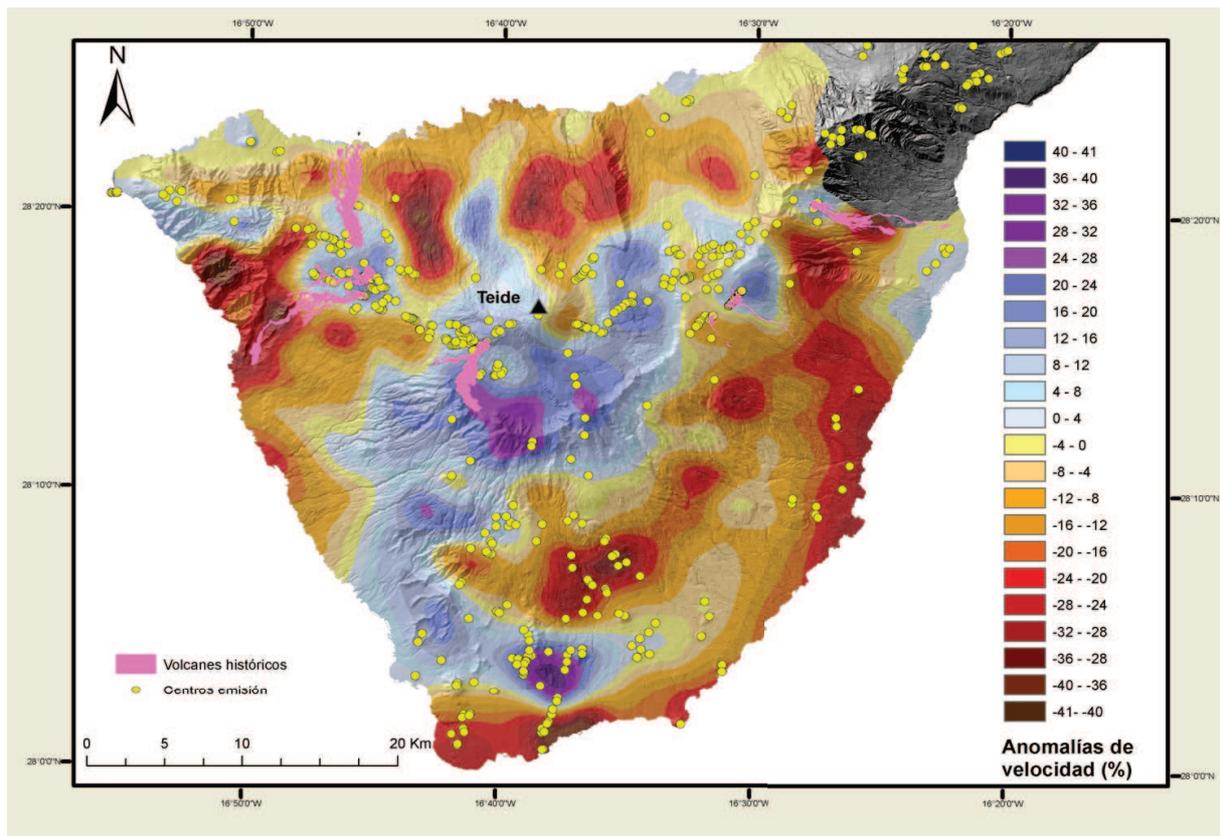
Figura 6.8: Secciones horizontales del modelo resultante de la tomografía sísmica a profundidades de 1300 m, 700 m, (b.n.m), nivel del mar, 500 m, 1000 m, 1500 m, (s.n.m). En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En amarillo están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



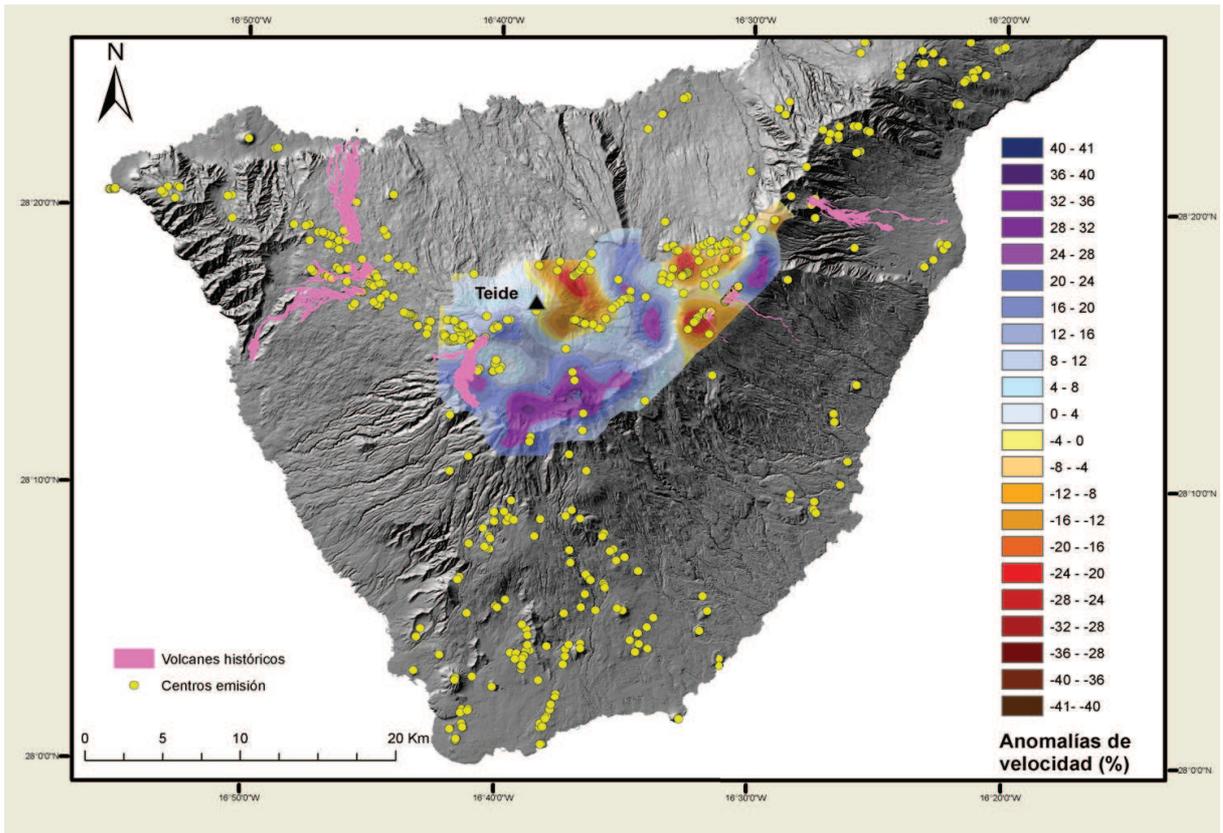
**Figura 6.9:** Secciones horizontales del modelo resultante de la tomografía sísmica a profundidades de 2000 m, 2500 m, (s.n.m). En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En amarillo están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.10:** Sección horizontal del modelo resultante de la tomografía sísmica a la profundidad de 5500 m (b.n.m). En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En amarillo están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.11:** Sección horizontal del modelo resultante de la tomografía sísmica al nivel del mar. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En amarillo están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.12:** Sección horizontal del modelo resultante de la tomografía sísmica a la profundidad de 2000 m (s.n.m). En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En amarillo están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

??

### Áreas de anomalías de velocidad negativa (velocidad menor a la del modelo inicial)

Las áreas de anomalía negativa en las figuras Fig.6.6, Fig.6.7, Fig.6.8, Fig.6.9, Fig.6.10, Fig.6.11, Fig.6.12, representadas en colores anaranjados rodean, en su mayoría a una zona

---

de alta velocidad que se extiende desde el centro de la isla hacia los bordes. Si observamos las anomalías en sentido contrario a las agujas del reloj tendremos: en el sur de la isla observamos una anomalía de baja velocidad, con un porcentaje que llega a ser de -20 %, cerca de la costa. En la zona sureste de la isla, zona de Granadilla de Abona (Fig.6.5), encontramos otra anomalía de baja velocidad, con valores comprendidos entre el -8 % y el -12 %. En el este hacia la costa hay otra anomalía negativa con valores entre -12 % y -16 %. Al noreste, zona del Valle de la Orotava (Fig.6.5), comprendiendo también la zona de la Dorsal hacia Anaga (Fig.6.5), observamos una anomalía correspondiente a una baja velocidad con valores comprendidos entre -8 % y -12 %. En la zona comprendida entre Icod (Fig.6.5) y el Puerto de la Cruz (Fig.6.5), también hay una anomalía negativa que varía entre -8 % y -12 %. En área noroeste hacia la costa, Teno (Fig.6.5), y tomando parte de la dorsal de Santiago del Teide (Fig.6.5), tenemos una anomalía negativa con valores que varían entre -4 % (zona de la dorsal de Santiago del Teide y norte de Teno) a -12 % al sur de Teno.

Al ir disminuyendo la profundidad las anomalías negativas van aumentando su tamaño hacia el centro de la isla, así la anomalía negativa situada al sur de la isla llega a tomar valores que alcanzan el -30 %. A 5500 m de profundidad los valores de estas anomalías son del -12 % en la zona de Granadilla de Abona, del -20 % en la zona este, valores superiores se alcanzan en las anomalías que rodean la caldera de Pedro Gil (Fig.6.5) y la situada al sur de Teno también llega al -20 %.

Las anomalías negativas que observamos a 1300 m (b.n.m.) alcanzan valores del -24 % al -30 % en el extremo sur de la isla, la zona de Granadilla de Abona, este de la isla, las anomalías que rodean la caldera de Pedro Gil, Valle de la Orotava, sur de La Guancha (Fig.6.5), Icod, sur de Teno y costa oeste. Valores algo menores aparecen rodeando a las anomalías de Granadilla de Abona, La Orotava e Icod. Entre Boca Tauce (Fig.6.5) y Santiago del Teide existe una anomalía de baja velocidad que alcanza el -12 %. La anomalía menos pronunciada, que se sitúa en la zona de El Tanque-Santiago del Teide, desde los 3100 m (b.n.m) comienza a desaparecer y para pasar a ser de alta velocidad, lugar donde se sitúan tres erupciones históricas, Boca Cangrejo (S. XV), Garachico (1706) y Chinyero (1909) (en color rosa en las figuras Fig.6.6, Fig.6.7, Fig.6.8, Fig.6.9, Fig.6.10, Fig.6.11, Fig.6.12). Por otro lado, en el flanco este del Teide aparece una anomalía negativa de valores entorno al -8 % a una profundidad de 3100 m (b.n.m) que va aumentando en tamaño y valor, hasta unirse a los 700 m (b.n.m) con la anomalía situada en La

Guancha-Los Realejos (Fig.6.5). El valor que llega a alcanzar esta anomalía es de -16 %, a 2500 m (s.n.m), que es el nivel máximo del que tenemos información (Fig.6.6, Fig.6.7, Fig.6.8, Fig.6.9).

### **Áreas de anomalías de velocidad positiva (velocidad mayor a la del modelo inicial)**

A 10000 m (b.n.m) (Fig.6.6) encontramos una anomalía positiva que se extiende desde el sur de la isla (Valle de San Lorenzo (Fig.6.5)) hasta Las Cañadas (Boca Tauce), con valores del 12 %. Esta anomalía tiene un máximo situado en el Roque del Conde, tomando valores del 30 %. Por otro lado, aparecen anomalías positivas alrededor de Las Cañadas, al sureste aparece una con forma elongada, otra al noreste, al NNO, al este y una más en la zona de Pico Viejo (Fig.6.5). En la zona de Teno aparecen dos anomalías positivas con valores entorno al 10 %.

Al disminuir la profundidad (Fig.6.6, Fig.6.7, Fig.6.8, Fig.6.9, Fig.6.10, Fig.6.11, Fig.6.12), aparece otro máximo en la zona del Valle de San Lorenzo, que acompaña a la situada en el Roque del Conde (Fig.6.5), con valores del 24 %. Ya a 8000 m (b.n.m.) aparecen otros dos máximos en la parte del norte de Adeje (Fig.6.5) y en la zona suroeste de Las Cañadas (Fig.6.5), Boca Tauce. Los valores oscilan entre el 24 y 28 %, mientras las anomalías de Roque del Conde y Valle de San Lorenzo superan el 30 %. Las anomalías situadas al alrededor de Las Cañadas aumentan su tamaño y su valor, pero no llegan a ser superiores al 20 %. La zona de Teno permanece estable al disminuir la profundidad. También aparece a esta profundidad otra nueva anomalía situada en la caldera de Pedro Gil.

A 5500 m (b.n.m.) las anomalías positivas situadas en el Valle de San Lorenzo, Roque del Conde y norte de Adeje aparecen unificadas. La anomalía situada en Boca Tauce toman un valor entorno al 30 % y su tamaño aumenta. A partir de esta profundidad las anomalías de la alta velocidad situadas al sur, excepto Boca Tauce, van disminuyendo su tamaño y su valor. Las anomalías situadas alrededor de Las Cañadas también disminuyen su valor, llegando a desaparecer, a 4300 m (b.n.m), la anomalía elongada que estaba situada al sureste.

---

Si proseguimos en ascenso las anomalías positivas comienzan a aparecer en el interior de Las Cañadas. Ya a 2500 m (Fig.6.8) aparecen anomalías positivas en la zona de Guajara (Fig.6.5) y La Fortaleza (Fig.6.5), con valores del 12 al 16 %. Otra anomalía que aumenta en valor es la situada en Izaña (Fig.6.5).

A 1300 m (b.n.m.) (Fig.6.8) en Las Cañadas aparece anomalías en Boca Tauce, con valores del 30 %, Guajara (16 %), Cañada de Diego Hernández (16 %) (Fig.6.5), La Fortaleza (16 %) y Pico Viejo, esta última ha permanecido estable desde que fue representada.

Otra anomalías que han ido apareciendo son la situada por la zona de Icod, con un valor del 16 % a 1300 m (b.n.m.) y otra que va tomando forma desde los 3100 m (b.n.m.) sobre la dorsal de Santiago del Teide, en la zona donde se produjeron tres erupciones históricas de Boca Cangrejo, Garachico y Chinyero, mencionadas anteriormente.

A medida que ascendemos las anomalías descritas en la zona de Las Cañadas, aumentan su valor, así como la situada en la dorsal de Santiago del Teide. El edificio Teno sigue estable en todo momento.

A 500 m (s.n.m.) (Fig.6.8) las anomalías positivas de la caldera de Las Cañadas, Boca Tauce, Guajara, Cañada de Diego Hernández y La Fortaleza alcanzan valores que superan el 24 %, con máximos en Boca Tauce, Guajara y La Fortaleza entorno al 30 %. La anomalía de Pico Teide aumenta su valor, pero no es superior al 20 %.

La anomalía de la Dorsal de Santiago del Teide también aumenta su valor, al igual que la situada en Icod e Izaña, con valores cercanos al 30 %. La anomalía de la caldera de Pedro Gil permanece estable, con valores que rondan el 20 %.

A continuación realizaremos una descripción detallada dividiendo la zona en distintas partes: zona de Teno, Norte de Tenerife, zona sur (Roque del Conde), dorsal de Santiago del Teide y Las Cañadas.

### 6.1.3. Zona de Teno

La zona de Teno está situada al NO de la Isla de Tenerife. Forma parte de las formaciones antiguas, junto con Anaga y Roque del Conde (Fig.??) (Ancochea et al. (1989); Ancochea et al. (1990)), que conformaron tres edificios independientes en el Mioceno. Está datada entre 4.5 Ma y 7.5 Ma. La formación de Teno, según Leonhart and Soffel (206), tuvo lugar mediante la construcción del escudo subaéreo durante un periodo de polaridad inversa entre 6.3 a 6.1 Ma. Las lavas subhorizontales aparecieron después de dos colapsos del sector mayor. Estos autores (Leonhart and Soffel (206)) concluyen que el macizo de Teno, de 6.3 Ma, representa un volcán de escudo parásito de un volcán de escudo Central de 12 Ma.

En las imágenes tomográficas (Fig.6.13, Fig.6.14, Fig.6.15, Fig.6.16, Fig.6.17 y Fig.6.18) aparece una anomalía positiva con valores situados entre 8 y 12%, a 10000 m (b.n.m.). Esta anomalía está situada al sur de la Punta de Teno. Bajo esta anomalía, al oeste de Santiago del Teide, aparece otra anomalía de baja velocidad con valores máximos de -8 y -12% a 10000 m (b.n.m.).

Al disminuir la profundidad ambas anomalías aumentan su tamaño. La de alta velocidad se alarga en dirección noreste y la de baja velocidad se extiende hacia Santiago del Teide, en cambio su valor se mantiene constante, a la profundidad de 6700 m (b.n.m.).

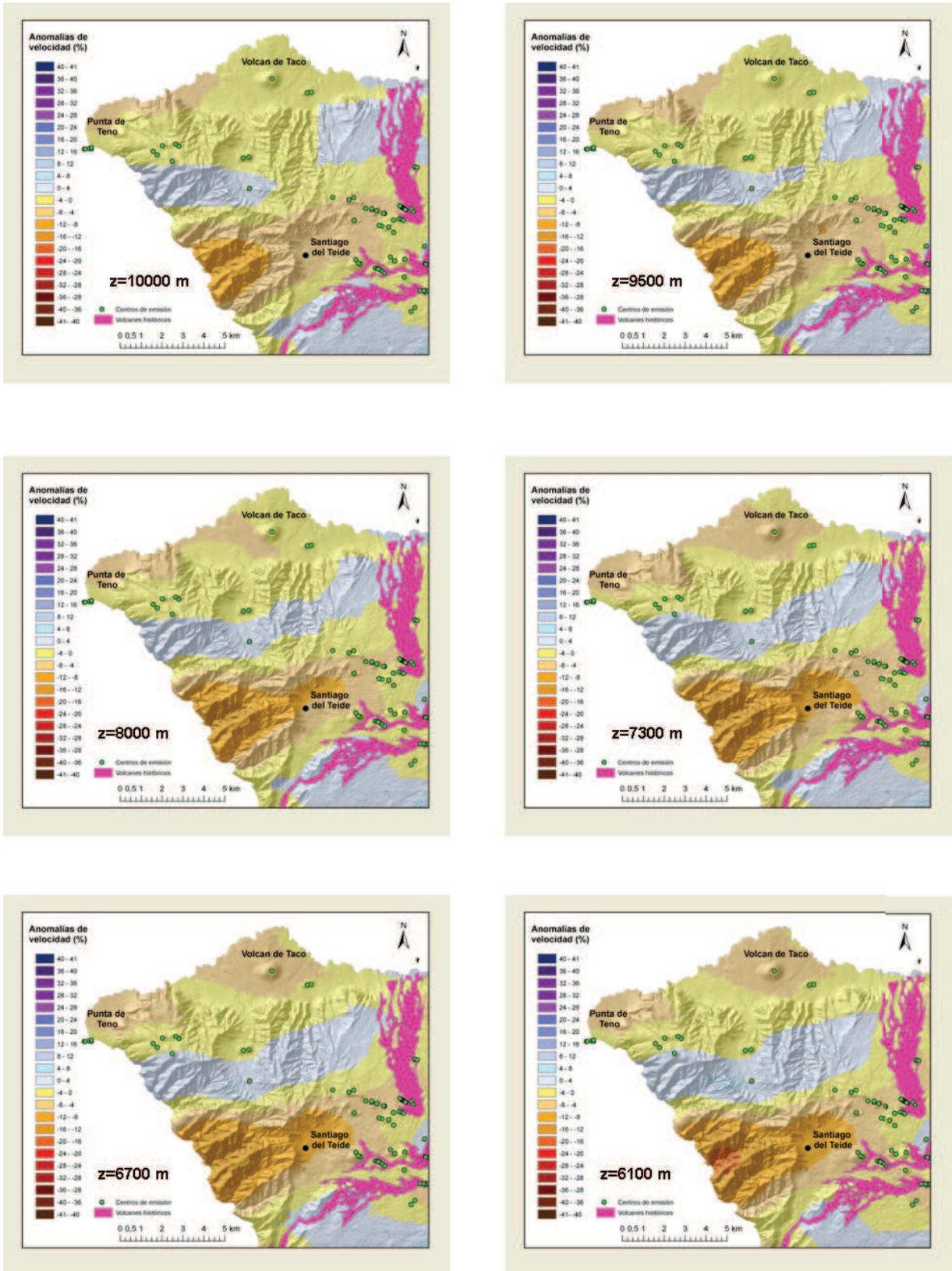
A partir de 6700 m (b.n.m.) (Fig.6.13) disminuyen su tamaño estas anomalías e incrementa su valor la negativa. A 3100 m (b.n.m.) (Fig.6.14) el valor de la anomalía de baja velocidad es de -24% en la zona cercana a la costa. La anomalía positiva apenas incrementa su valor a un 12%, en el área central.

Aparece una anomalía positiva (8-12%), centrada en el Volcán de Taco (Fig.6.5) a 1900 m (b.n.m.) (Fig.6.15). El valor de las anomalías positiva y negativa, se incrementa tomando valores de 18% y -28%, en su zona central, respectivamente.

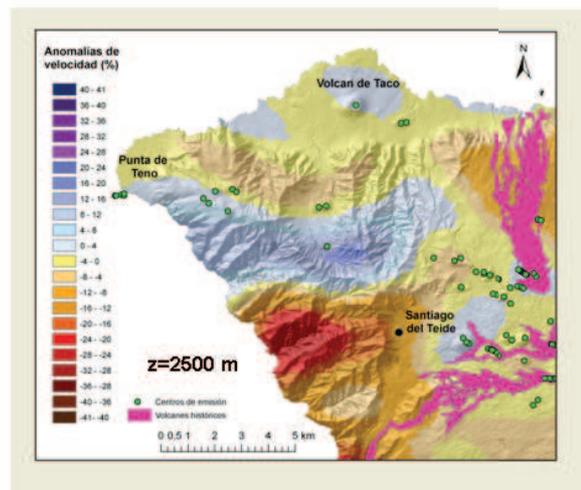
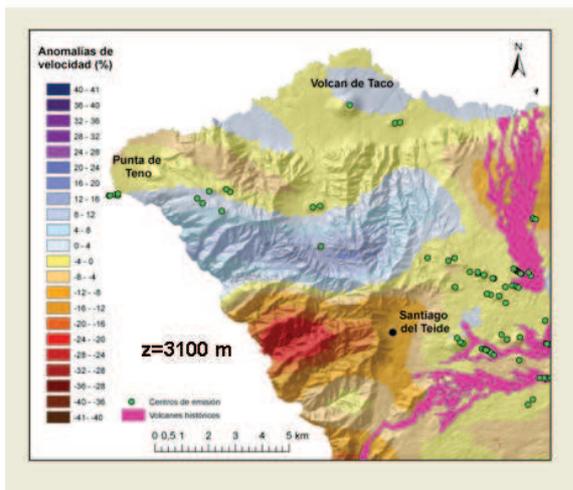
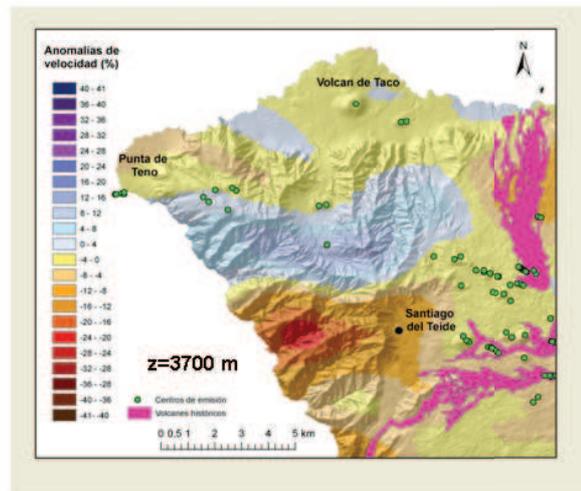
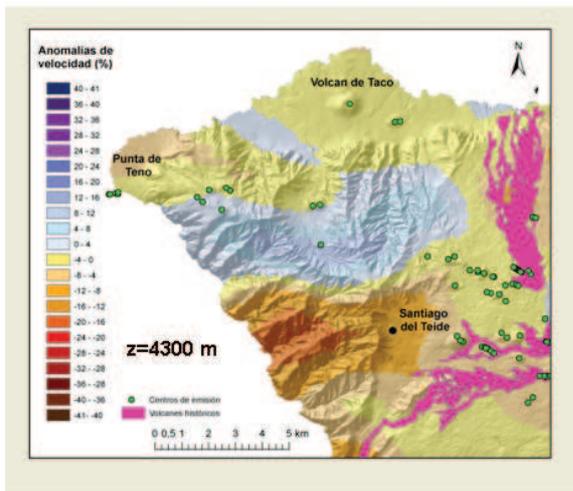
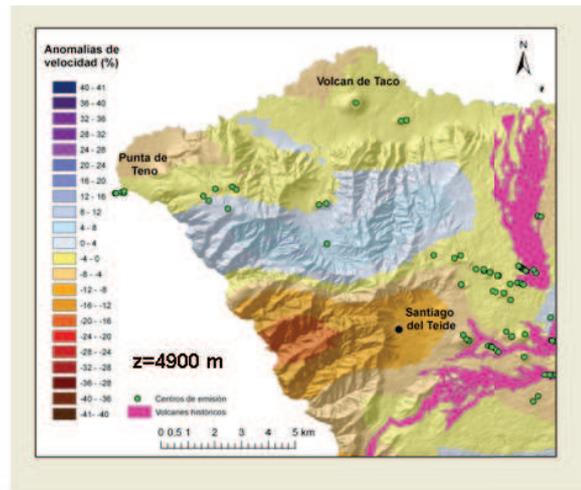
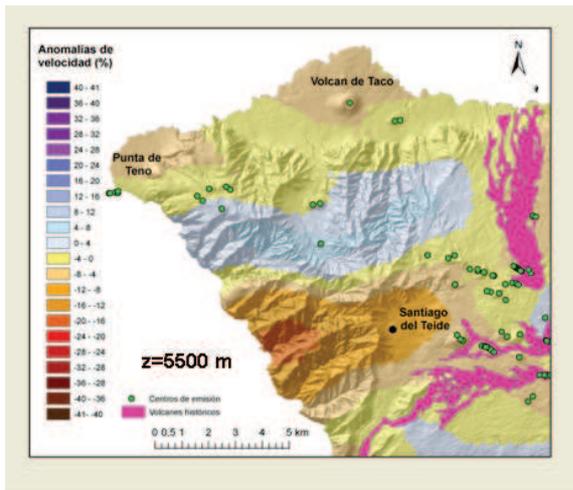
A 500 m (s.n.m.) (Fig.6.15) la anomalía negativa toma valores máximos de -30% y la anomalía positiva tiene un pico del 24%, sin embargo, podemos ver que el incremento de la anomalía positiva es bajo y se mantiene prácticamente constante en la mayoría de

---

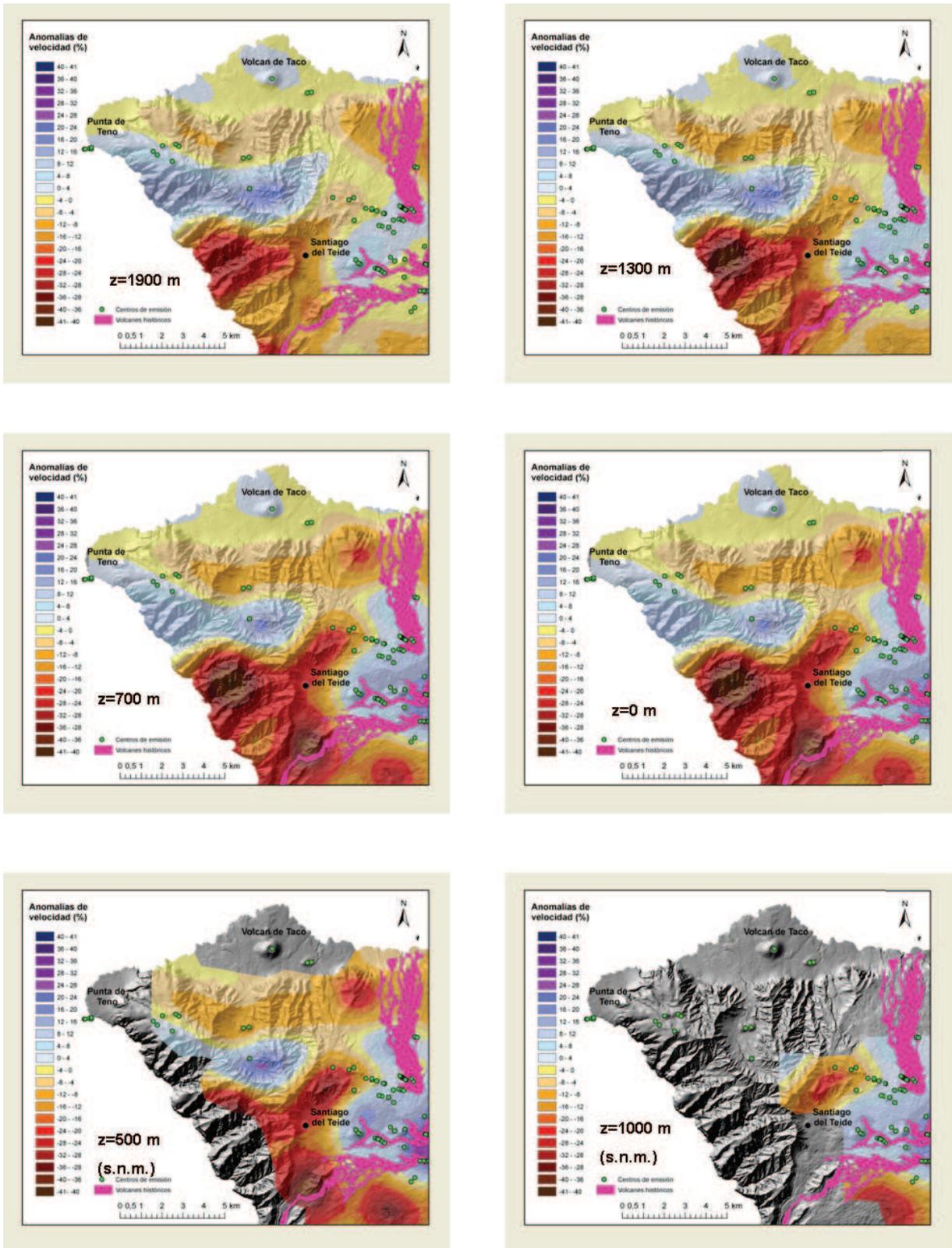
las profundidades en casi toda su extensión.



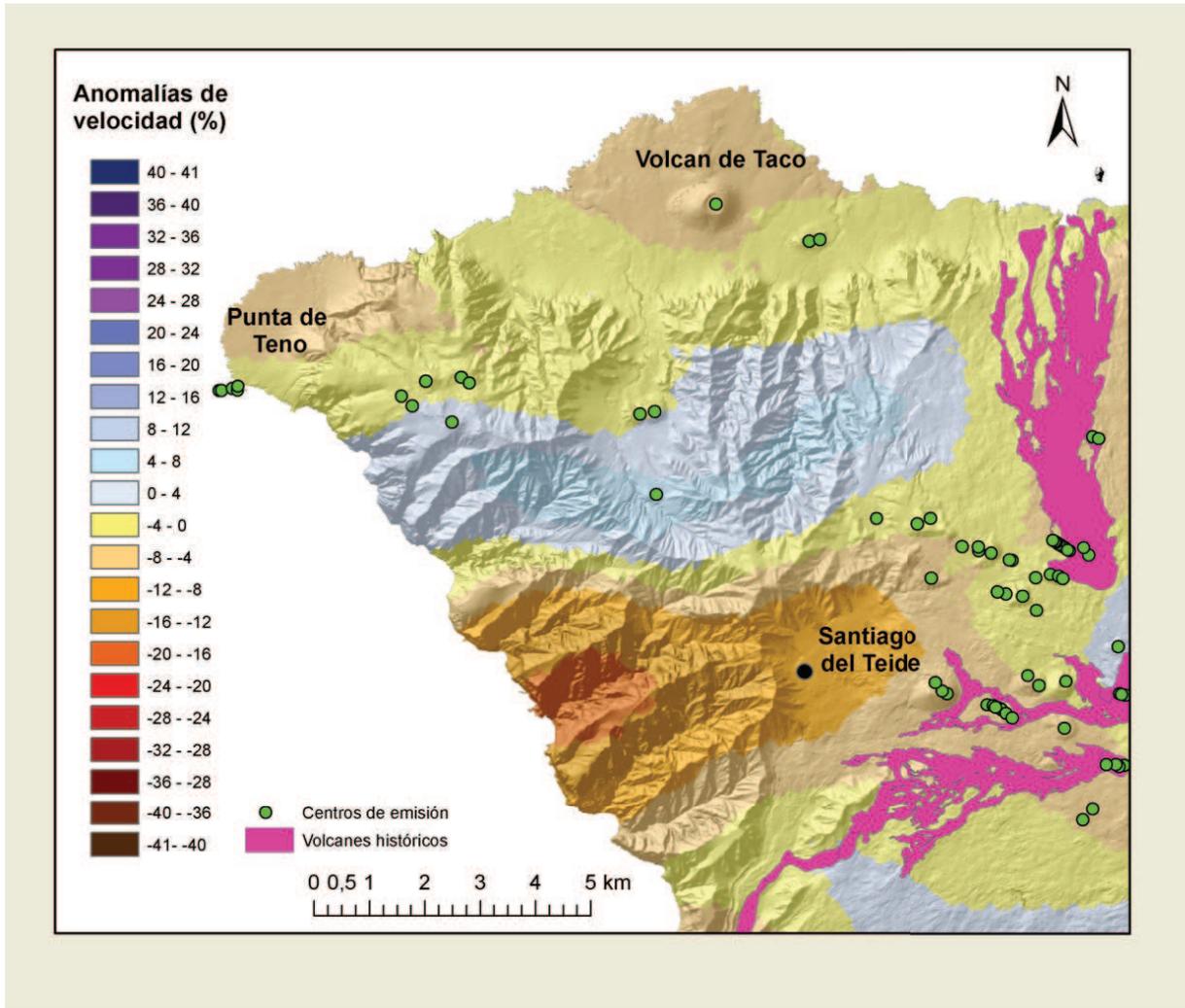
Araceli García Yeguas, 294  
**Figura 6.13:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, (b.n.m), para la zona situada en el macizo de Teno. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



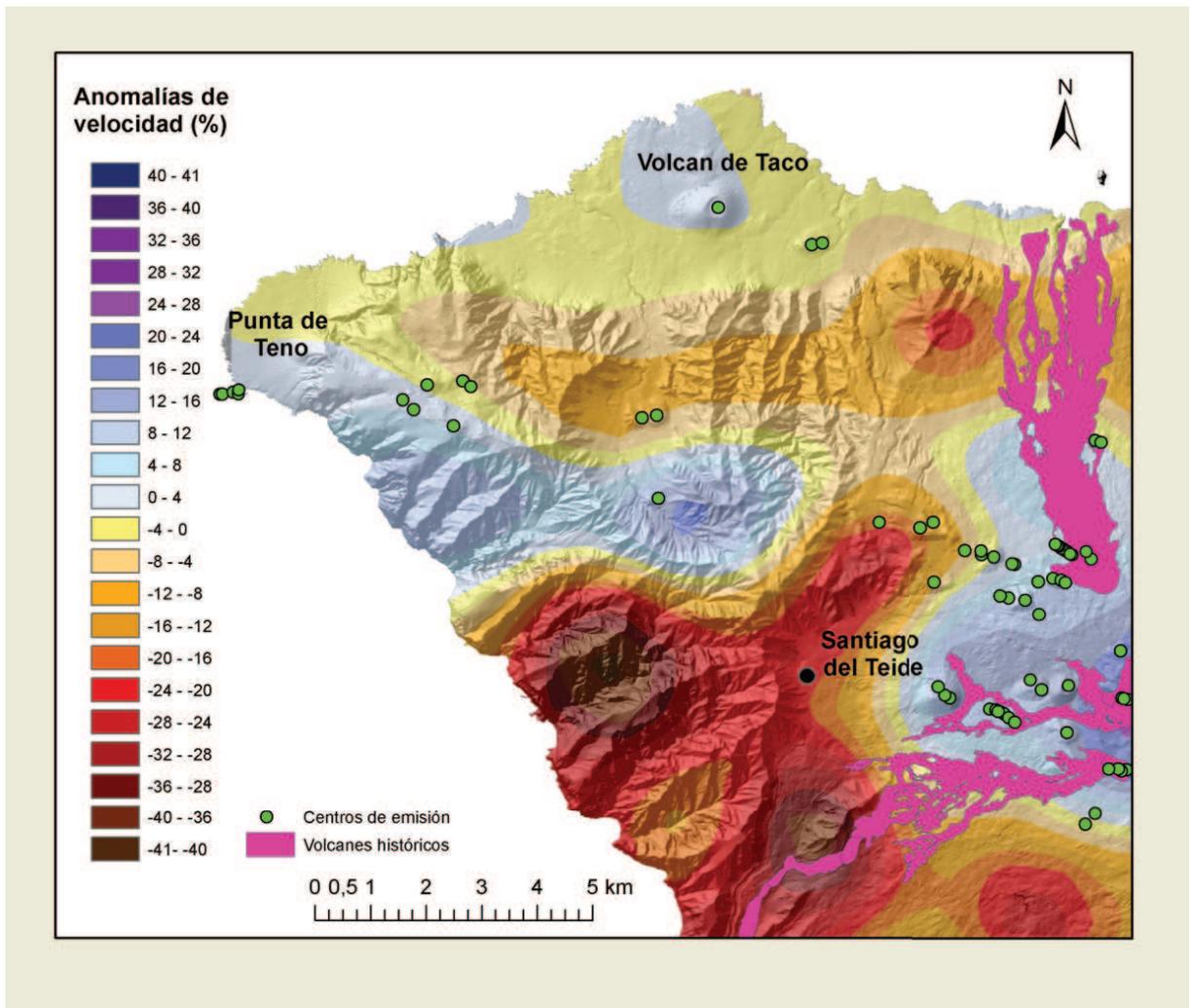
295  
**Figura 6.14:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, (b.n.m), para la zona situada en el macizo de Teno. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



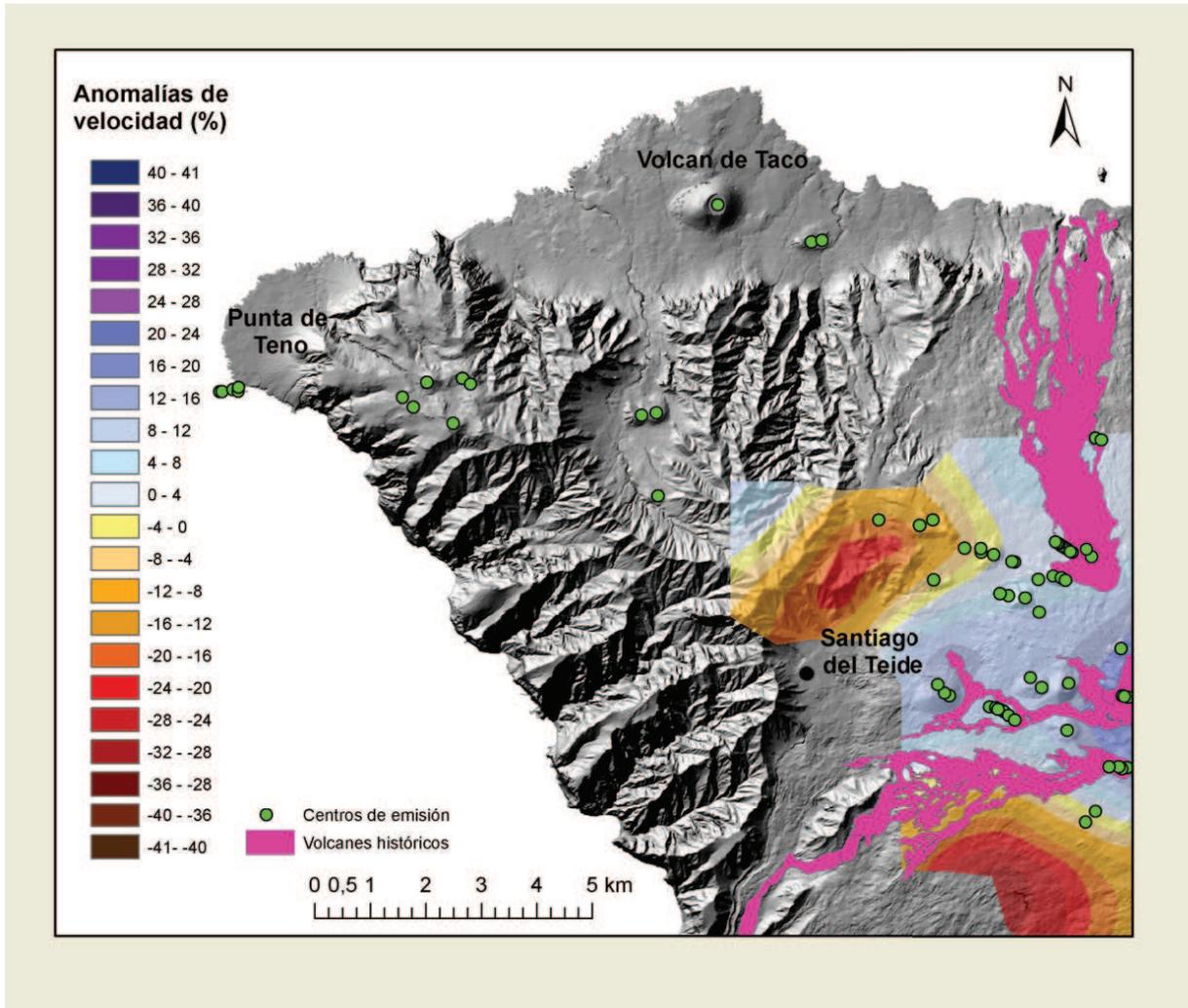
**Figura 6.15:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1900 m, 700 m, (b.n.m.), nivel del mar, 500 m, 1000 m, (s.n.m.), para la zona situada en el macizo de Teno. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.16:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 5500 m, (b.n.m), para la zona situada en el macizo de Teno. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.17:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica al nivel del mar, para la zona situada en el macizo de Teno. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.18:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 1000 m, (s.n.m), para la zona situada en el macizo de Teno. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

#### 6.1.4. Norte de Tenerife

El área norte de la Isla de Tenerife comprende la zona situada entre el Teide (al sur), Icod (al oeste), Anaga (al este) y el mar al norte (Fig.6.5). Forman parte de ella la zona norte del edificio de Las Cañadas (que trataremos más adelante) y la Dorsal. Vamos a realizar el análisis de las anomalías en secciones horizontales que van de mayor profundidad a menor.

A una profundidad de 10000 m (b.n.m.) (Fig.6.19) aparecen zonas de anomalía negativa en Tigaiga, sur del Puerto de la Cruz y Volcán de Arafo en la dorsal noreste, con valores no superiores a -8%. Entre Icod y Tigaiga, rodeando el edificio de Las Cañadas aparece una anomalía positiva (8%) y otra en Izaña (8%). Volvemos a tratar las anomalías positivas en la descripción de las anomalías de Las Cañadas.

A 8000 m (b.n.m.) (Fig.6.19) las anomalías negativas aumentan su tamaño y la situada al sureste del Volcán de Arafo aumenta su valor hasta -24%. Las anomalías de alta velocidad también incrementan su valor hasta el 16% y aparece una nueva situada bajo la boca eruptiva del Volcán de Arafo (12%).

Las anomalía positiva situada entre Icod y Tigaiga desaparece progresivamente con la disminución de profundidad y aumenta la negativa. A 3700 m (b.n.m.) (Fig.6.20) las anomalías negativas en Tigaiga y Puerto de la Cruz tienen valores de -12% y al sur del Volcán de Arafo toman valores de -24%. La anomalía de alta velocidad, situada al oeste de Izaña se desdobra en dos, una situada al oeste de Izaña, de mayor tamaño (12%) y otra en el Volcán de Fasnía (12%).

A 1300 m (b.n.m.) (Fig.6.21) las anomalías negativas están situadas en la zona de Icod (-24%), zona de Tigaiga (-24%), zona de La Orotava (-24%), sur del Volcán de Arafo (-24%). Las zonas de anomalías positivas evolucionan de modo que aparece una nueva anomalía entre Icod y Tigaiga (12%) con forma elongada que se extiende desde Las Cañadas, la anomalía situada al oeste de Izaña se desplaza hasta introducirse en el edificio de Las Cañadas (16%) y las anomalía bajo el Volcán de Fasnía aumenta su tamaño y su valor (24%). Por otro lado, la anomalía situada en el Volcán de Arafo permanece en tamaño y valor. Al seguir ascendiendo, si observamos el corte de 500 m (s.n.m.) vemos

---

que las anomalías descritas a 1300 m incrementan su valor, tanto las positivas como las negativas. Las positivas disminuyen su tamaño, excepto la situada entre Tigaiga e Icod, alcanzando valores del 28 %. Las negativas aumentan su tamaño y su valor llega a ser del -30 % en el caso de la situada en la zona de Icod, Tigaiga y sur del Volcán de Arafo. Por otro lado, la anomalía situada al sur de Tigaiga se extiende hasta el flanco este del Teide (-12 %).

Las figuras Fig.6.23, Fig.6.24 y Fig.6.25 muestran las secciones a 5500 m (b.n.m), nivel del mar y 1500 (s.n.m.) también mostradas en las figuras Fig.6.19, Fig.6.20 y Fig.6.21 a mayor tamaño.

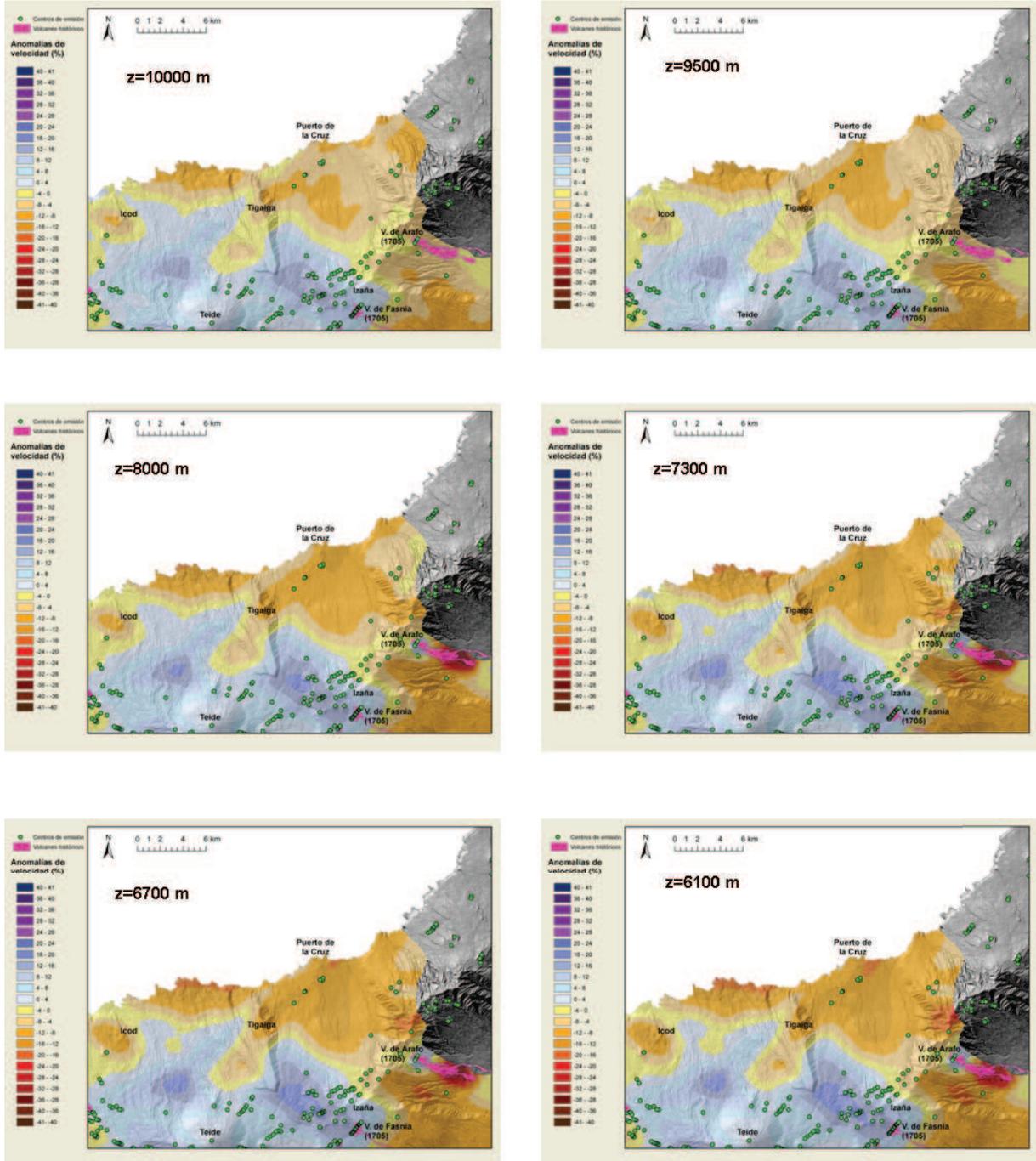
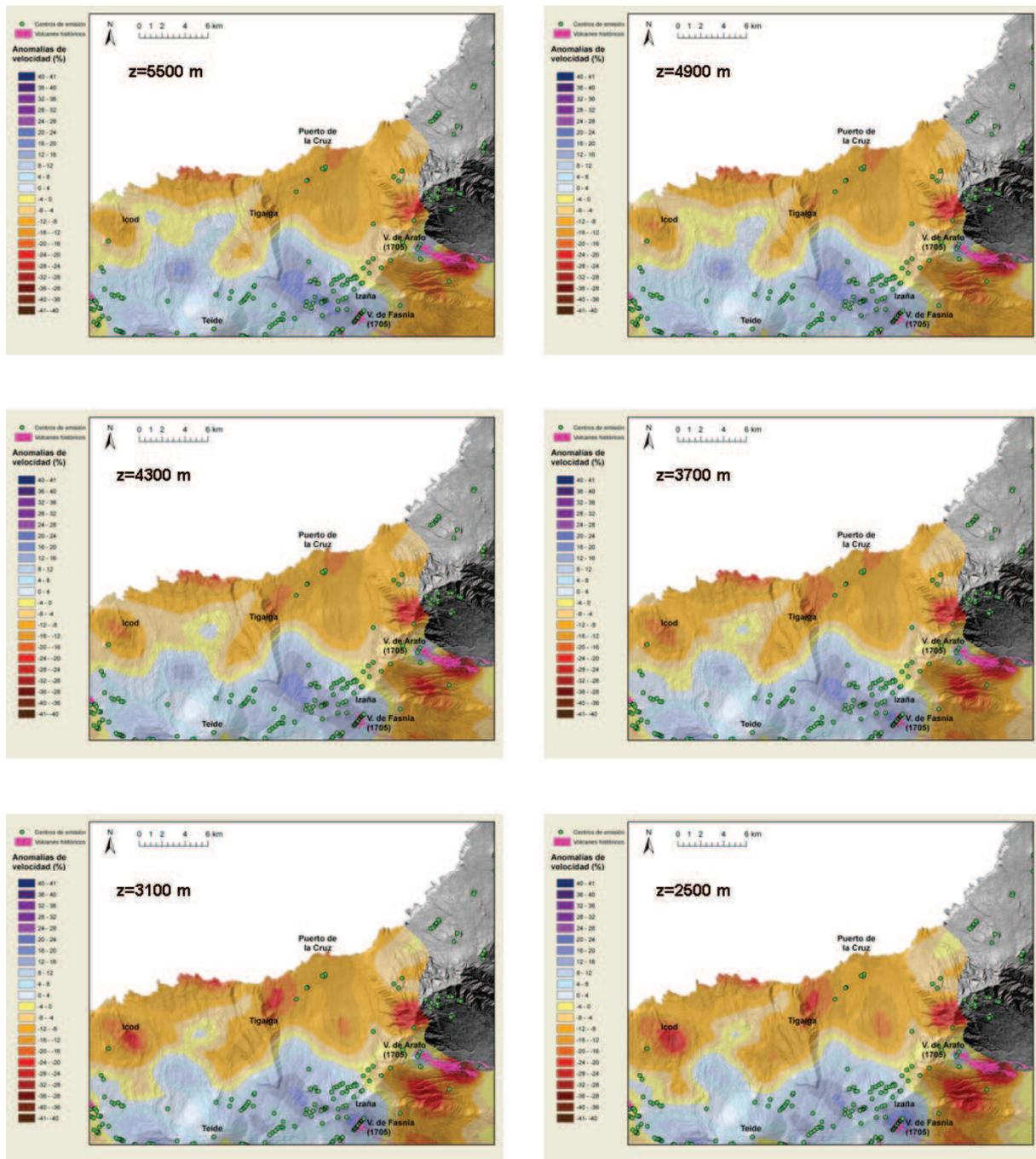


Figura 6.19: Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, (b.n.m), para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.20:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, (b.n.m), para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

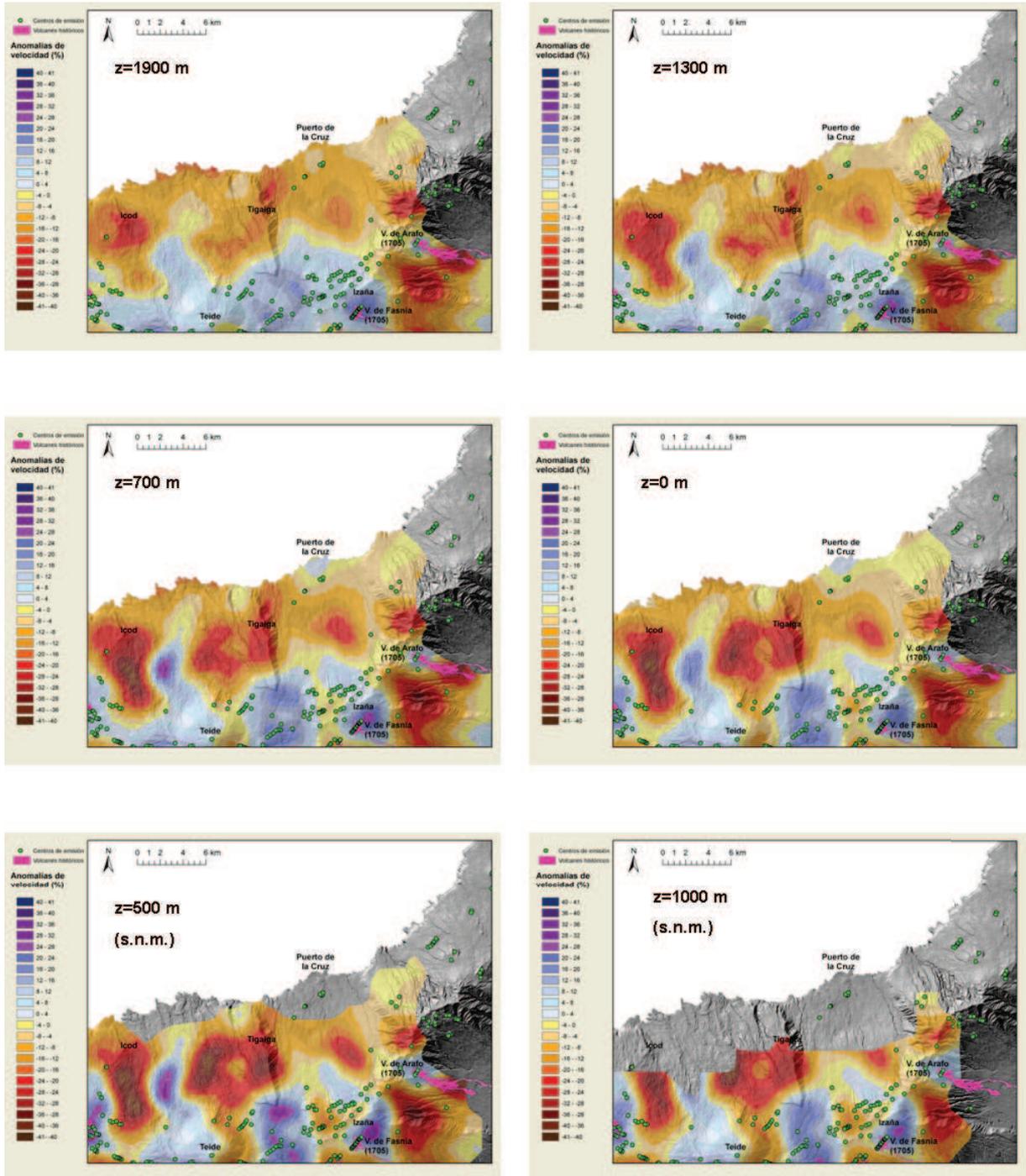
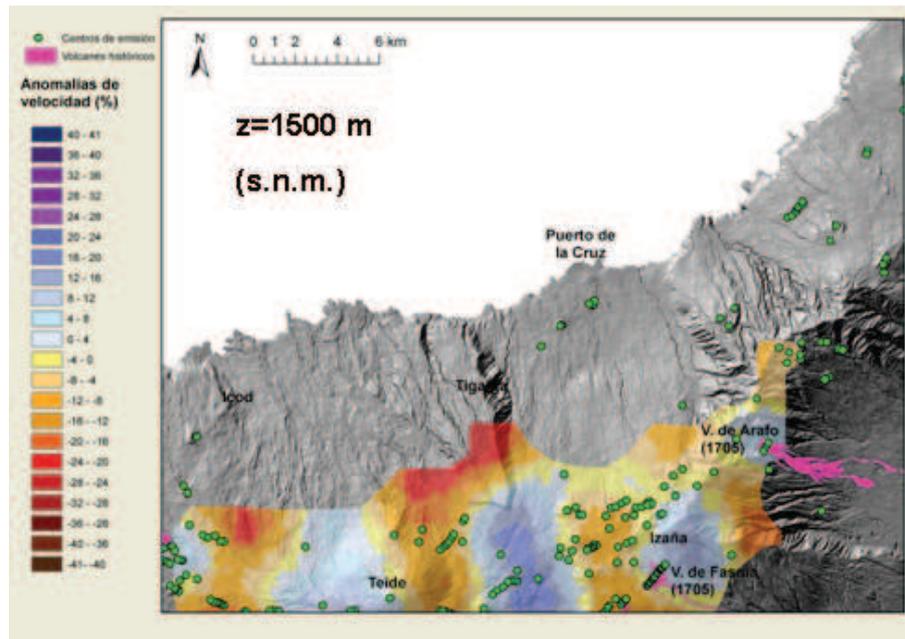
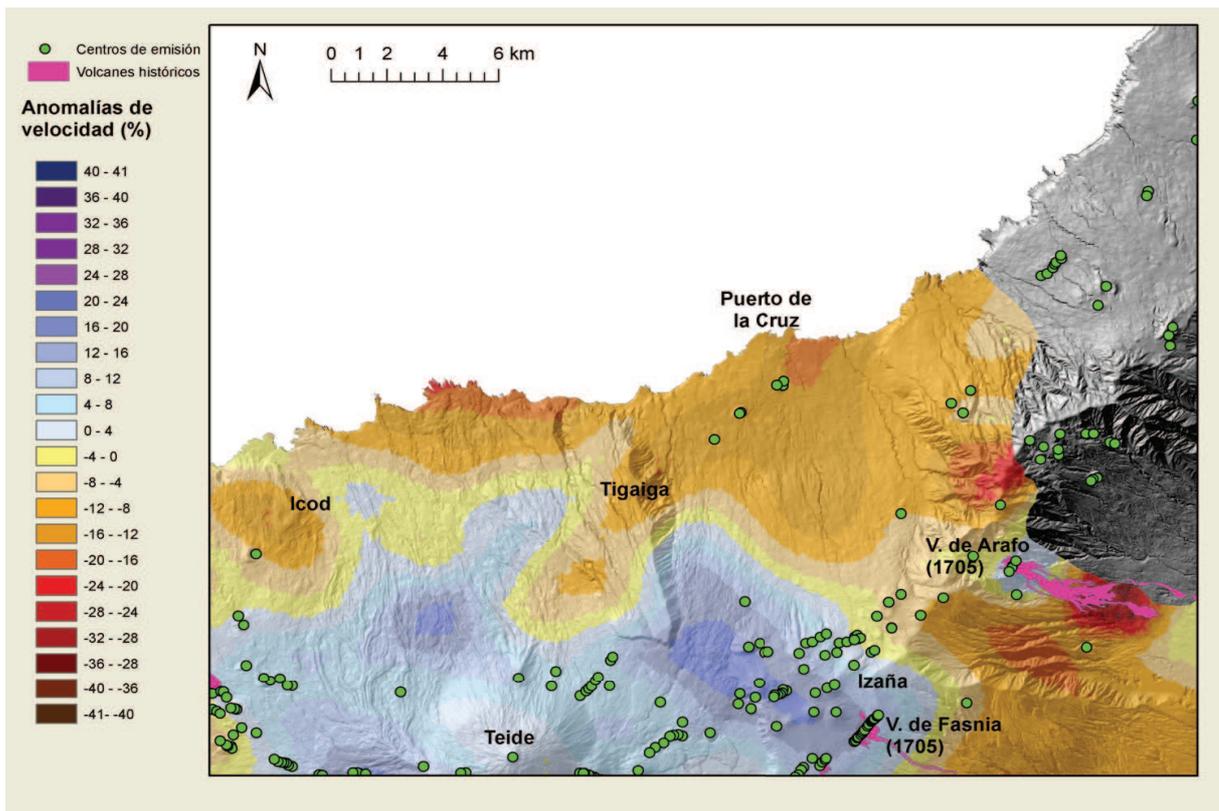


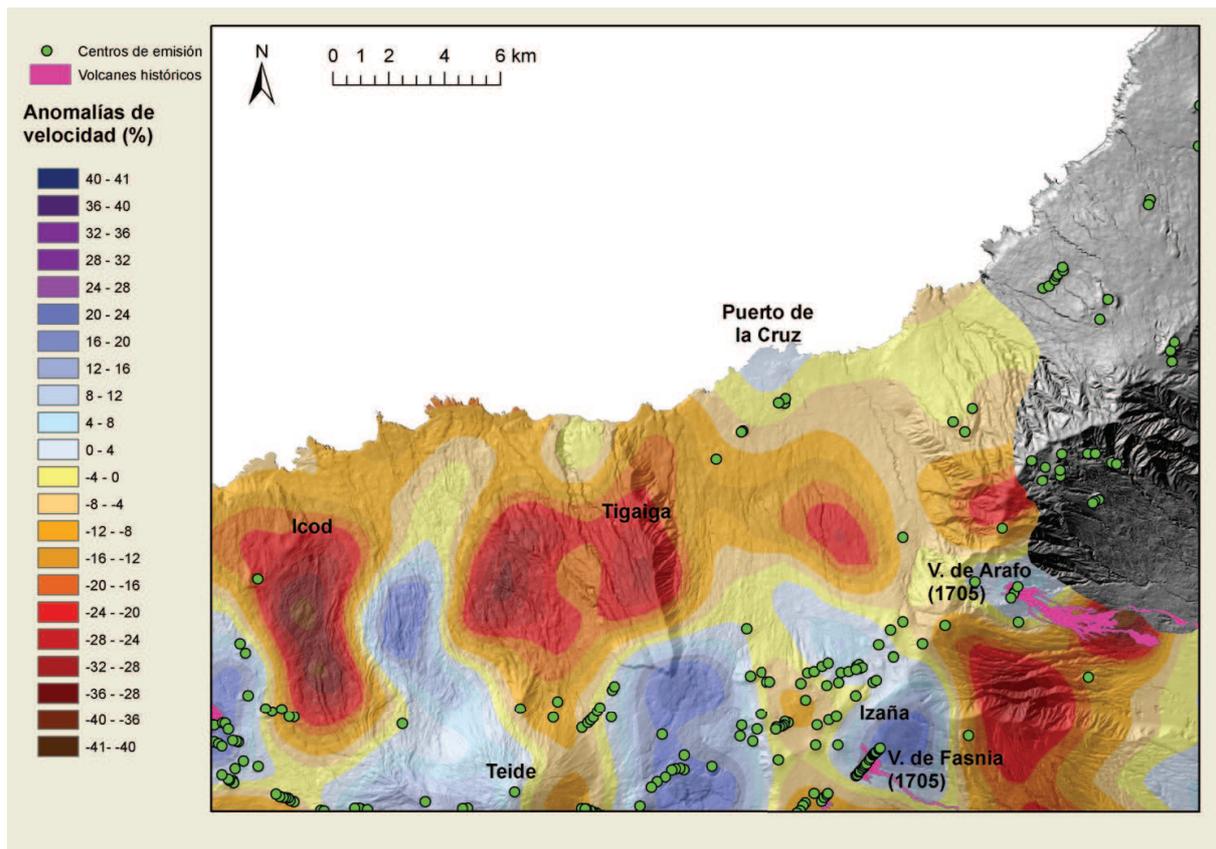
Figura 6.21: Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1900 m, 1300 m, 700, (b.n.m), nivel del mar, 500 m, 1000 m, (s.n.m), para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



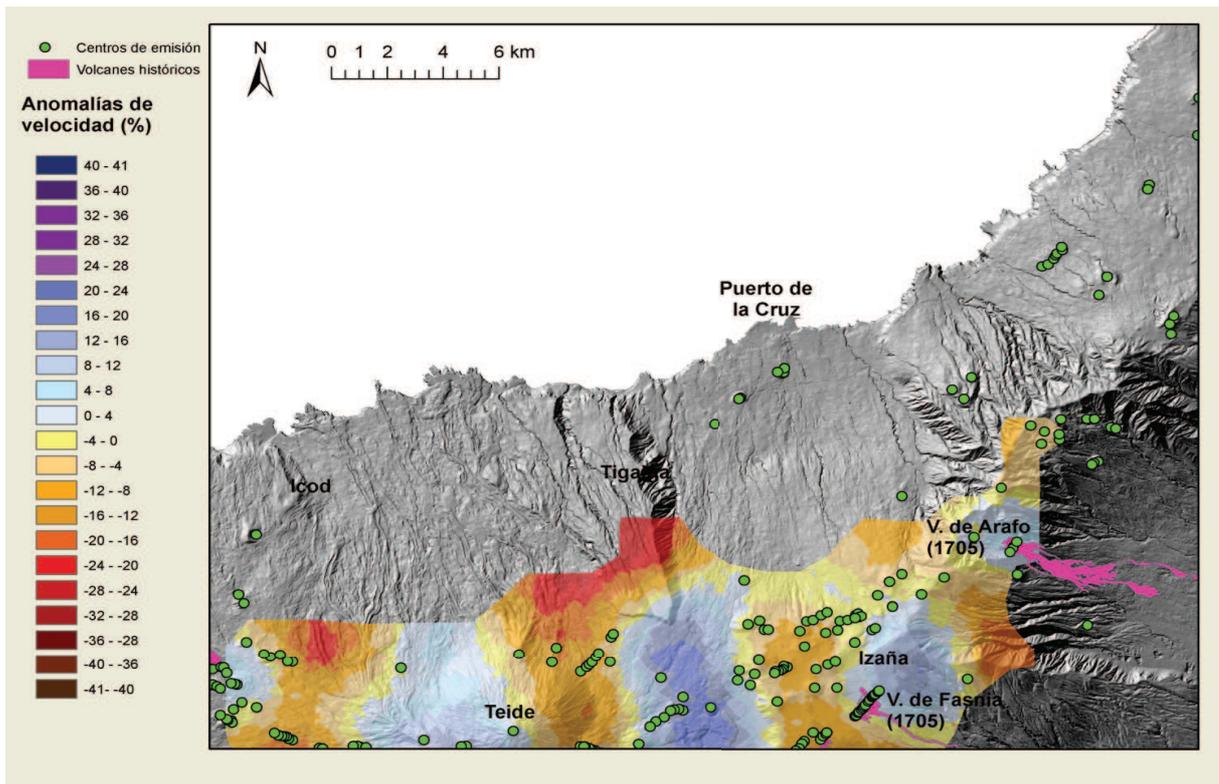
**Figura 6.22:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1500 m, (s.n.m), para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.23:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 5500 m (b.n.m), para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.24:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica al nivel del mar, para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.25:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 1500 m (s.n.m), para la zona situada en el norte de la isla. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

### 6.1.5. Zona sur (Roque del Conde)

Está situada en el sur de Tenerife. Las coladas más antiguas están son de 11.6 Ma, estando la zona datada entre 11.6 y 3.5 Ma. Forma parte de las formaciones antiguas (Fig.??) y está muy erosionada. Como hemos visto, representa la fase de crecimiento subaéreo de la isla, junto con Anaga y Teno (Ancochea et al. (1989); Ancochea et al. (1990)). Está compuesta por lavas basálticas, intrusiones, piroclastos, diques y domos (Ancochea et al. (1990)). El afloramiento más importante es el del Roque del Conde (Fig.6.5).

---

En las imágenes tomográficas a la profundidad de 10000 m (b.n.m.) el máximo de la anomalía positiva (24 %) que aparece dibujada desde Boca Tauce hasta el Roque de Jama, pertenece al Roque del Conde. A continuación el máximo que nos aparece es el del Roque de Jama, desplazándose hacia el sureste. La dirección marcada por estas anomalías coincide con la marcada por la tendencia de las fallas transformantes de la Dorsal Atlántica, siendo ésta paralela la dorsal de Santiago del Teide. El siguiente máximo que aparece es el situado al norte de Adeje, y el de Boca Tauce, a 8000 m (b.n.m.). El máximo situado al norte de Adeje está alineado con el del Roque del Conde y Roque de Jama, paralelo a la dorsal de Santiago del Teide. En cambio, el máximo situado en Boca Tauce aparece alineado con el del norte de Adeje, pero esta vez siguiendo la tendencia marcada por el Atlas africano (dirección de la Dorsal (Noreste)).

A partir de 5500 m (b.n.m.) (Fig.6.26), las anomalías situadas sobre Roque de Jama, Roque del Conde y norte de Adeje, comienzan a disminuir en tamaño y valor, mientras que la anomalía situada en Boca Tauce aumenta si envergadura. Es en este punto donde los máximos de anomalías de alta velocidad, comienzan a observarse en Las Cañadas, como veremos más adelante.

Por otro lado, la anomalía negativa situada sobre Granadilla de Abona crece y aumenta su valor (-20 % a 1300 m (b.n.m.)) (Fig.6.28). A 700 m (b.n.m.) (Fig.6.28) aparece una anomalía negativa en la zona situada entre el suroeste de Boca Tauce y noroeste de Adeje con un valor de 0 a -4 %. Esta anomalía se extiende hasta la superficie. También aquí la anomalía de baja velocidad situada en la zona de Granadilla de Abona crece hasta la zona de Arona (Fig.6.5), donde su magnitud llega a ser de -24 %, a nivel del mar.

En Ucanca y Guajara aparecen anomalías de alta velocidad (24 %) a nivel del mar, aumentando en tamaño y magnitud al ascender hacia el Teide (lo veremos más adelante).

En esta zona no se han producido erupciones que estén documentadas.

Las figuras Fig.6.30, Fig.6.31 y Fig.6.32 muestran las secciones a 5500 m (b.n.m.), nivel del mar y 1500 (s.n.m.) también mostradas en las figuras Fig.6.26, Fig.6.27, Fig.6.28, Fig.6.29 a mayor tamaño.

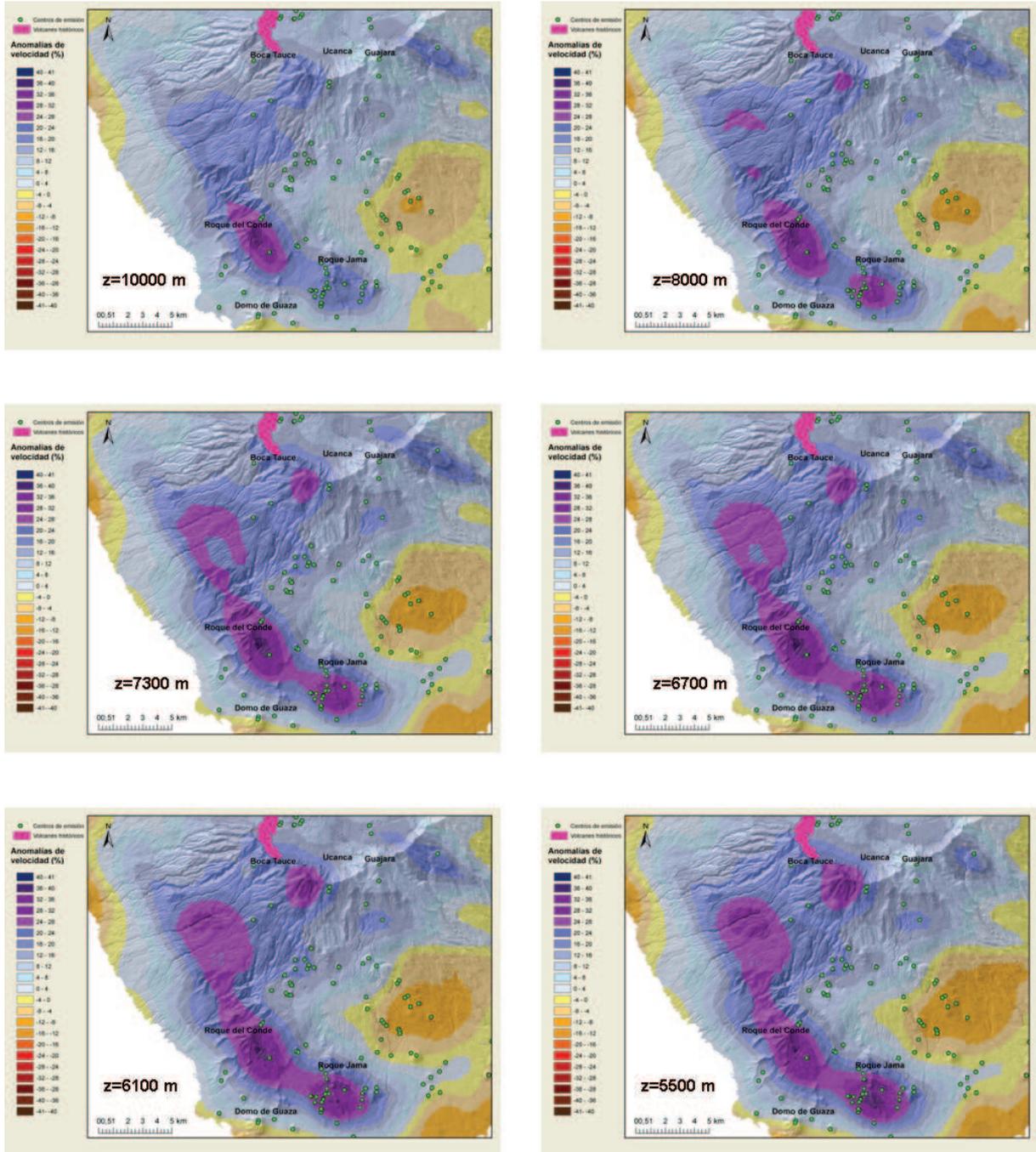
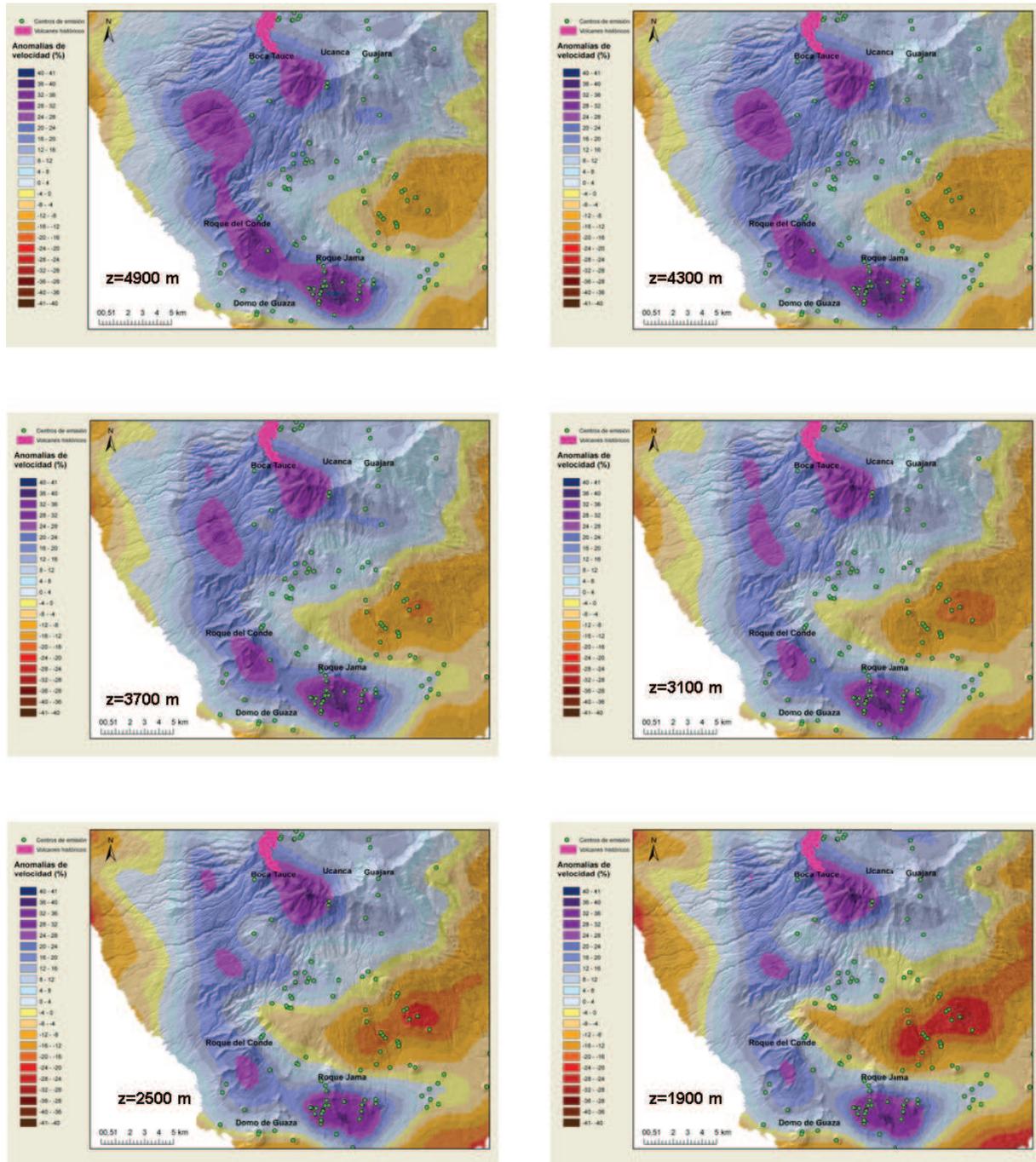
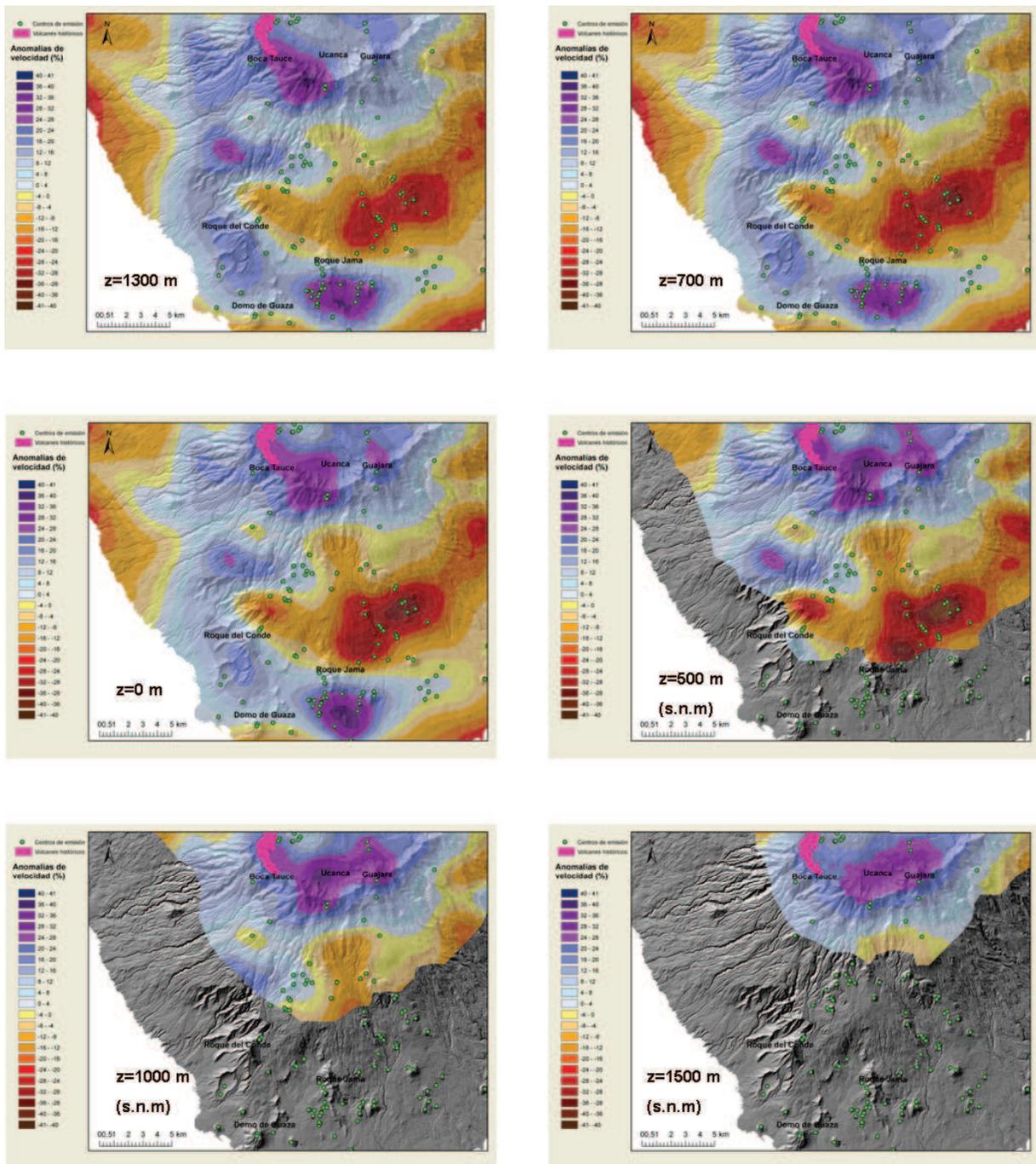


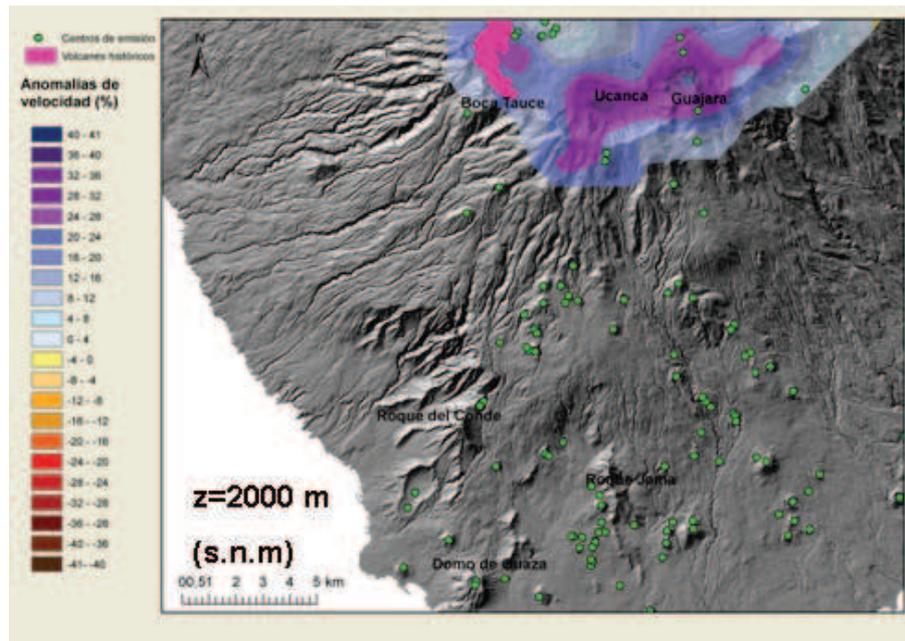
Figura 6.26: Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, 5500 m, (b.n.m), para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



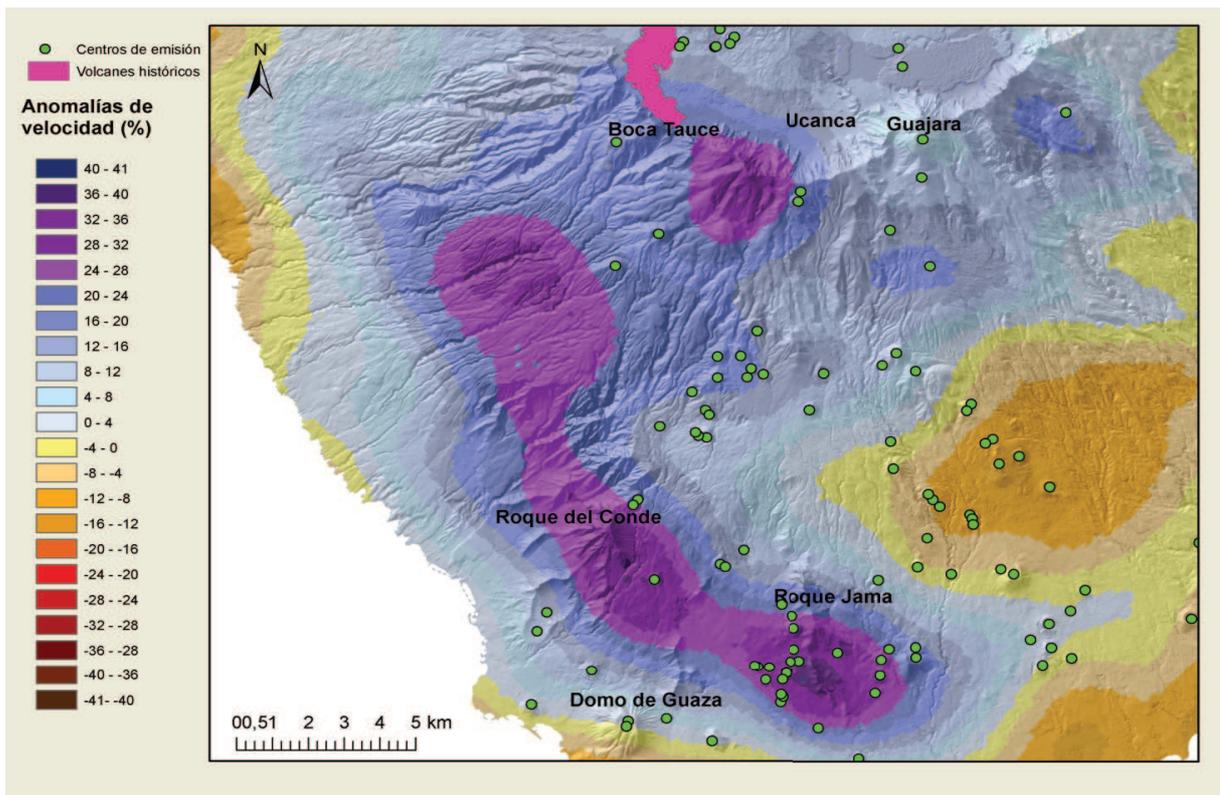
**Figura 6.27:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, 1900 m, (b.n.m), para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



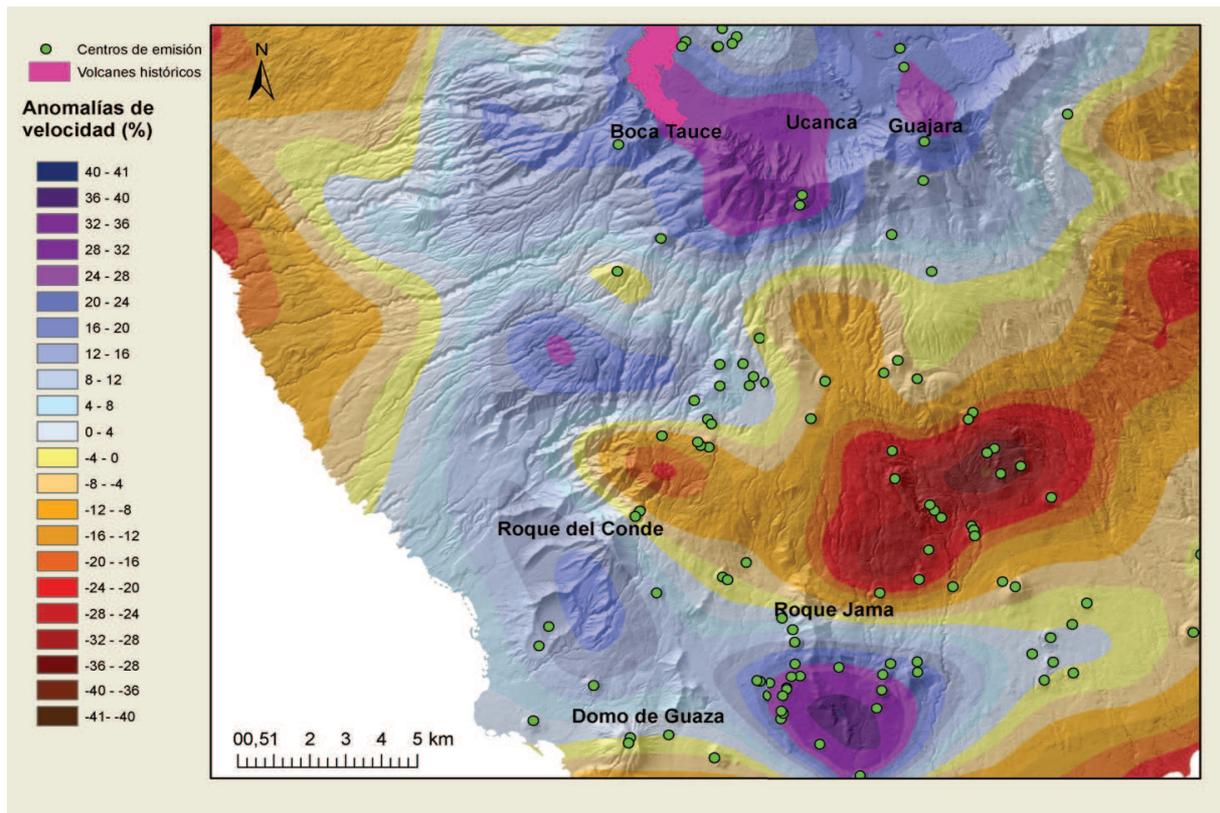
**Figura 6.28:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1300 m, 700 m, (b.n.m), nivel del mar, 500 m, 1000 m, 1500 m, (s.n.m), para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



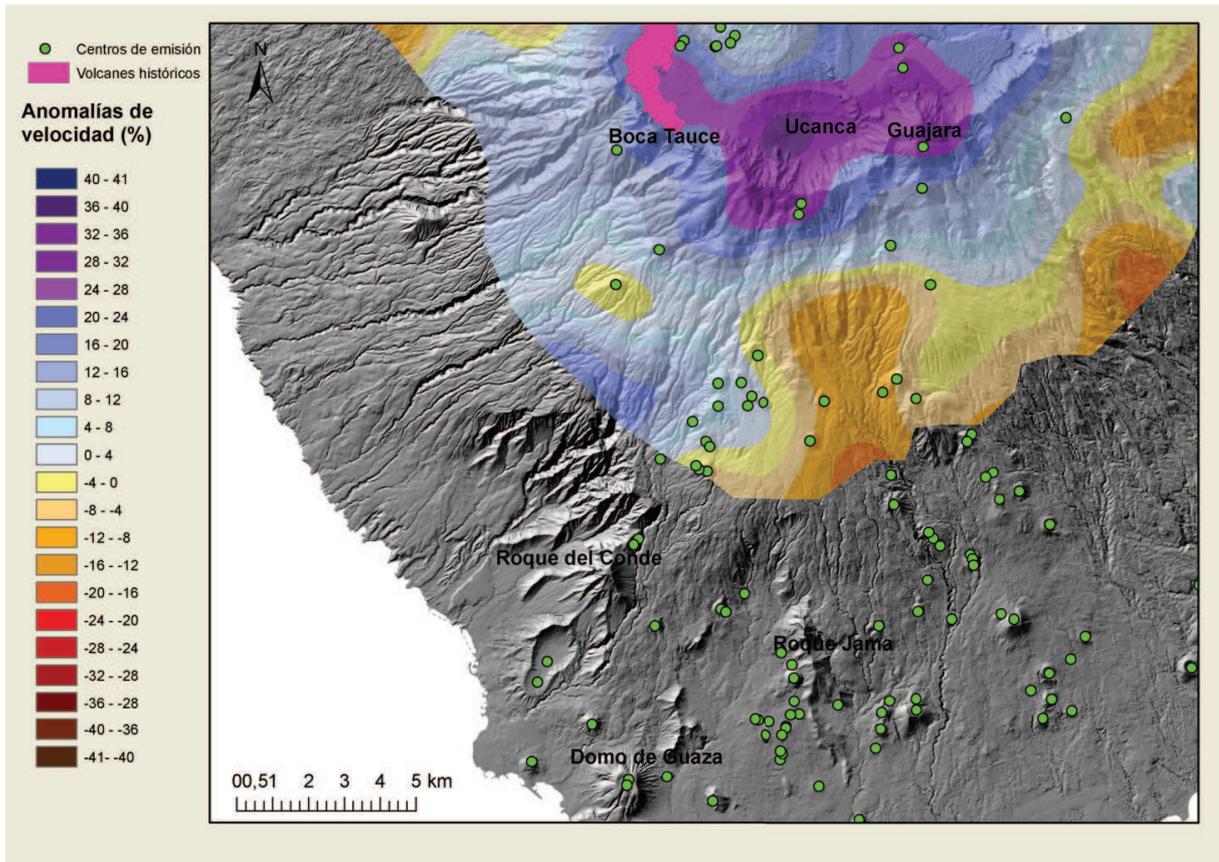
**Figura 6.29:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 2000 m, (s.n.m), para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.30:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 5500 m (b.n.m), para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.31:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica al nivel del mar para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.32:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 1500 m (s.n.m), para la zona situada en el Roque del Conde. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

### 6.1.6. Dorsal de Santiago del Teide (Noroeste)

La dorsal de Santiago del Teide está situada al NO de la Isla de Tenerife. Es paralela a las fallas transformantes de la Dorsal Atlántica. En esta zona se han producido tres erupciones históricas (Volcán de Boca Cangrejo (S. XVI), Volcán de Garachico (1706) y Chinyero (1909)), entre ellas, la última que se produjo en la isla de Tenerife, la del Chinyero (1909). Además, se observa una gran densidad de centros de emisión, lo que

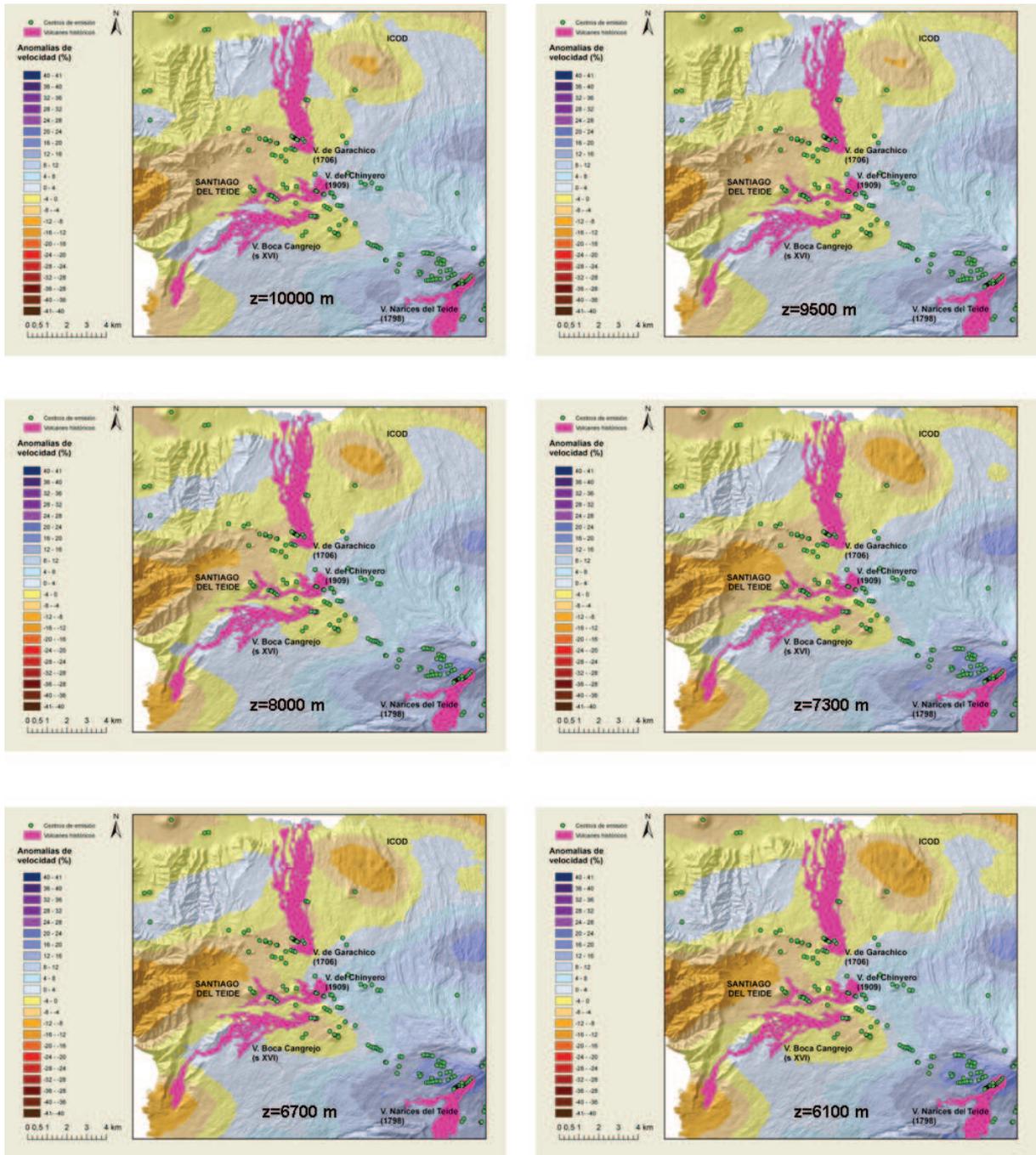
---

la convierte, junto con la Dorsal (noreste) en un lugar preferente para que se produzcan erupciones. Estas erupciones suelen ser fisurales, donde el magma es basáltico, ascendiendo directamente del manto.

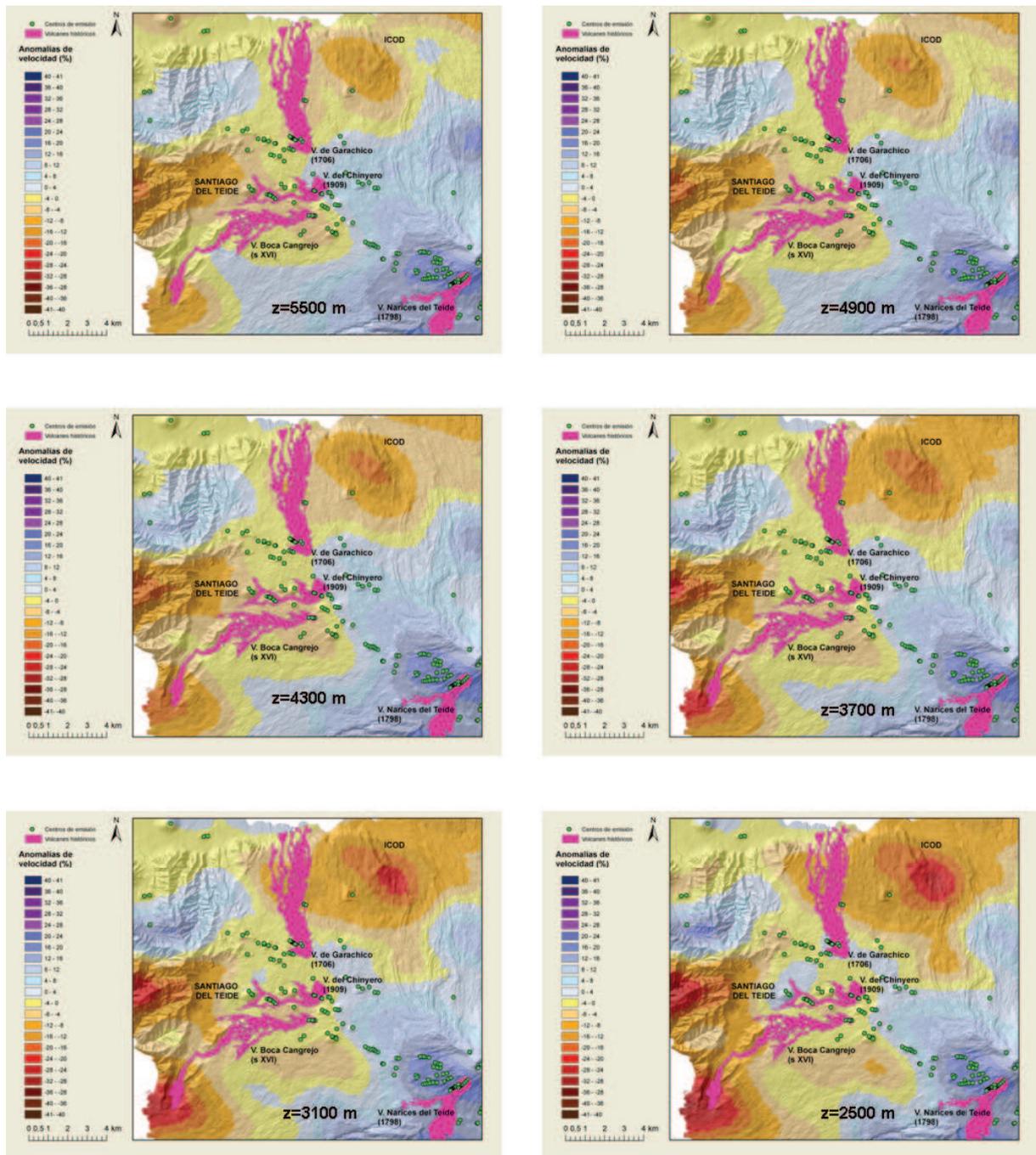
A 10000 m (b.n.m.) (Fig.6.34) observamos una anomalía positiva (8-12%), en la zona que rodea a Las Cañadas, en cambio, en el lugar donde se sitúan las erupciones históricas del Volcán Boca Cangrejo y Garachico, la anomalía es negativa, con valores bajos, cercanos a 0%.

No es hasta 2500 m (b.n.m.) (Fig.6.34) cuando empieza a aparecer una anomalía positiva (8-12%) en el lugar que ocupan las erupciones históricas, descritas anteriormente. La zona donde se se sitúa el Chinyero aumenta su valor hasta 24-28%, a una profundidad de 1000 m (s.n.m.) (Fig.6.35).

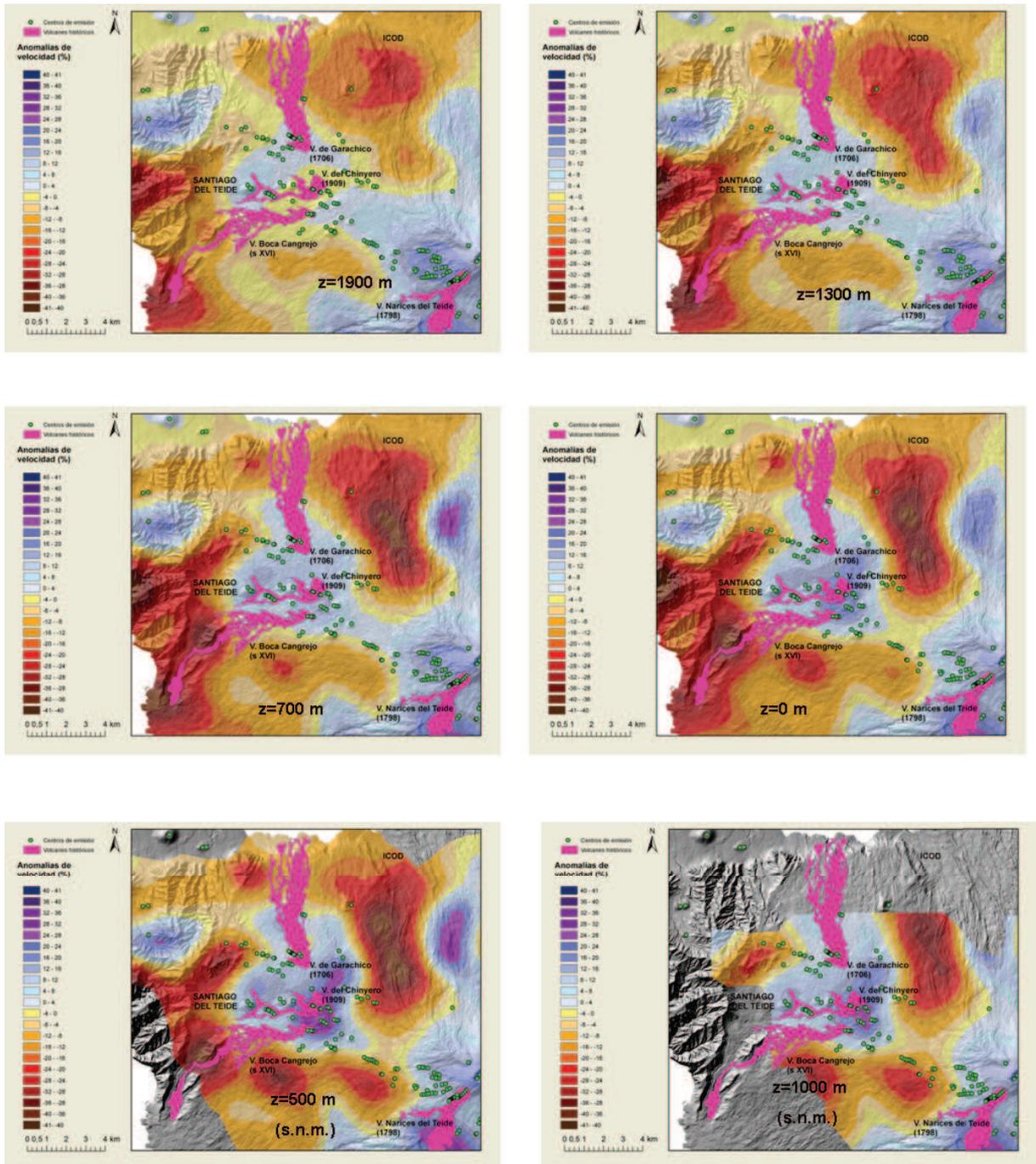
Las figuras Fig.6.37, Fig.6.38 y Fig.6.39 muestran las secciones a 5500 m (b.n.m), nivel del mar y 1500 (s.n.m.) también mostradas en las figuras Fig.6.34, Fig.6.35 y Fig.6.36 a mayor tamaño.



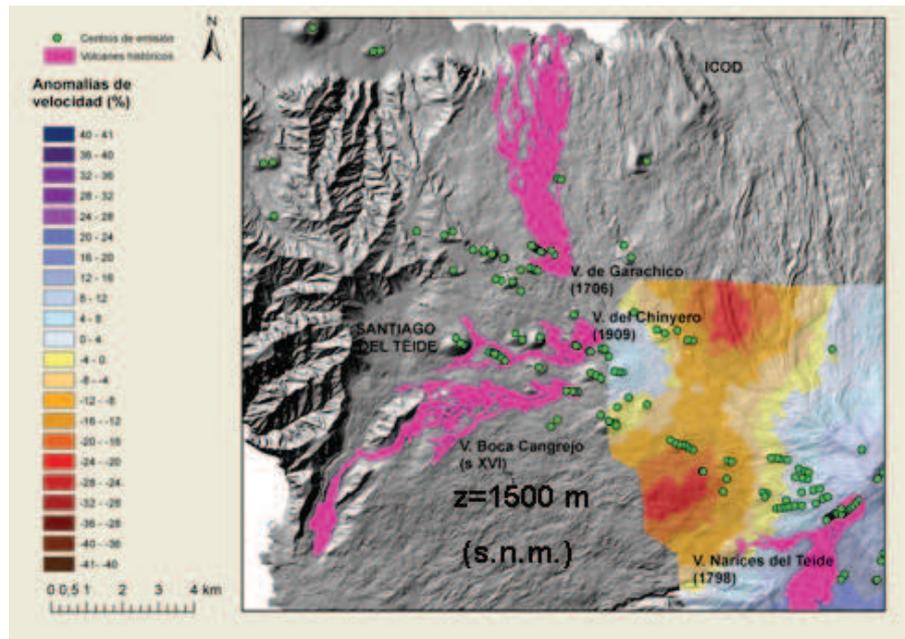
**Figura 6.33:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, (b.n.m), para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



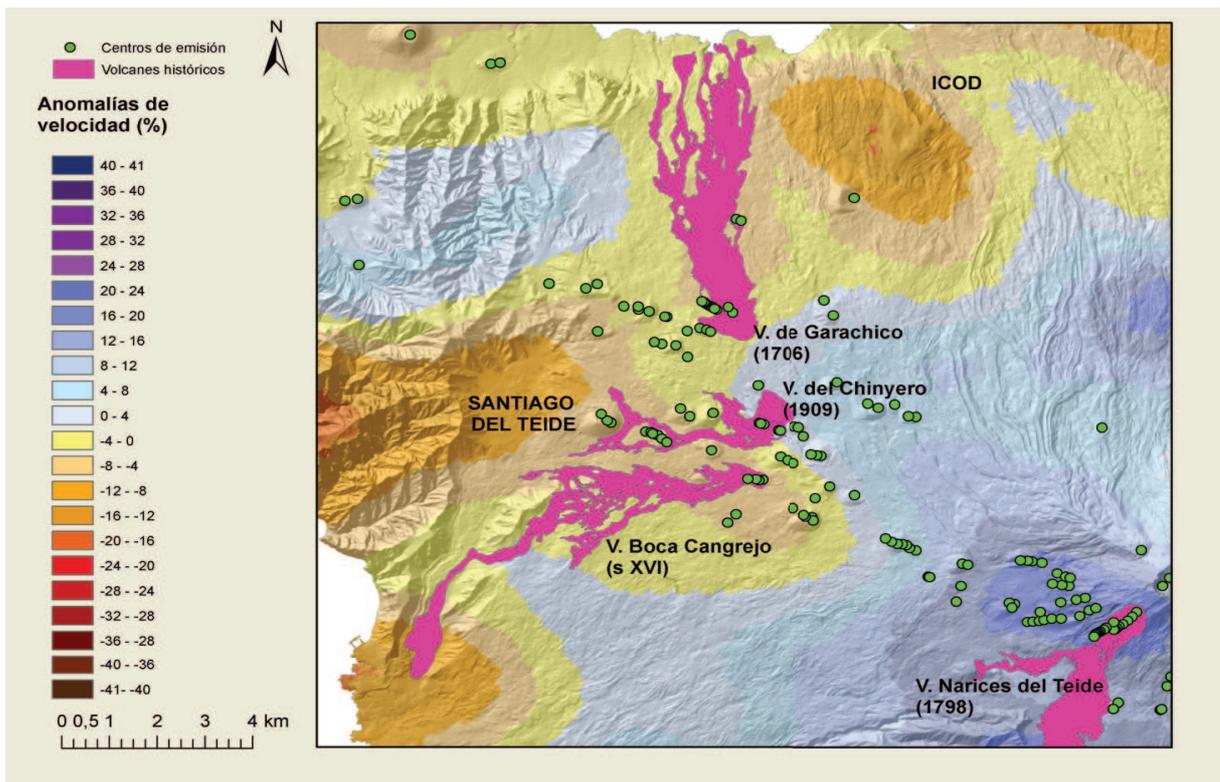
**Figura 6.34:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, (b.n.m), para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



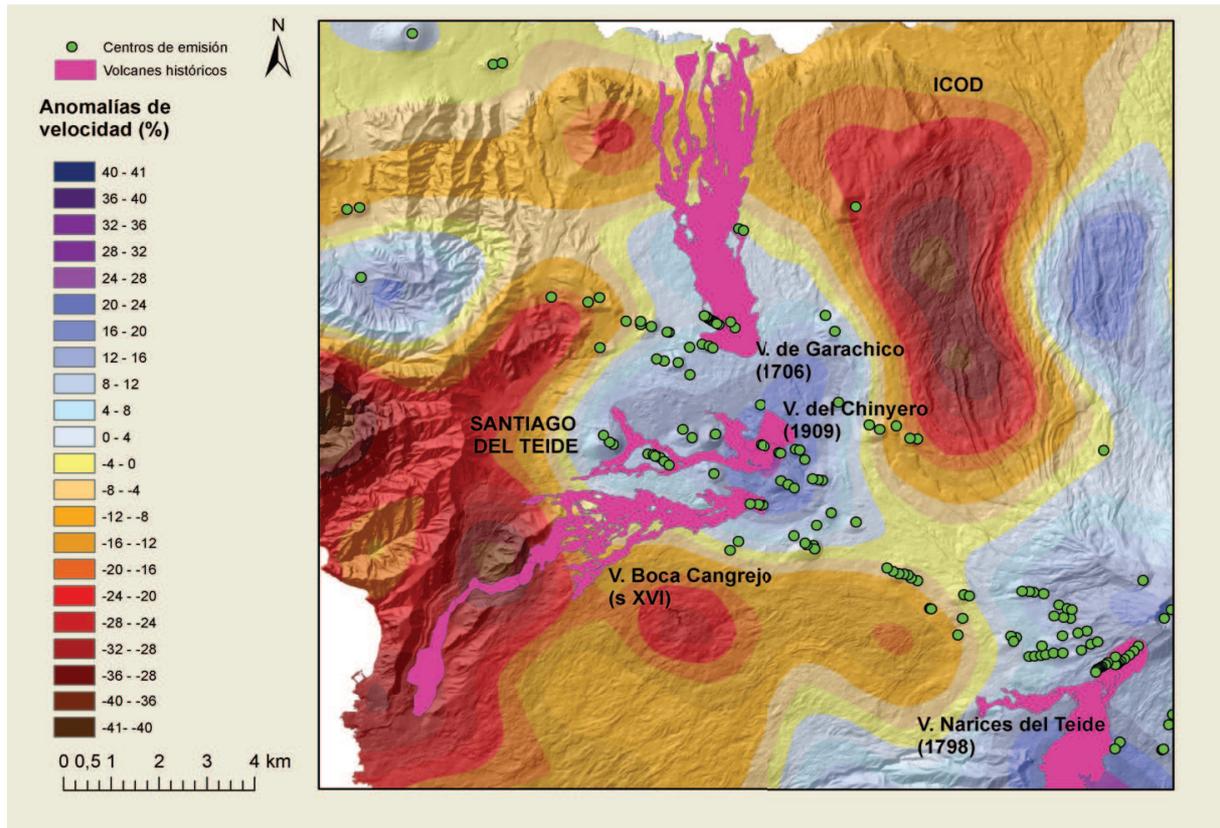
**Figura 6.35:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1900 m, 700 m, (b.n.m.), nivel del mar, 500 m, 1000 m, (s.n.m.), para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



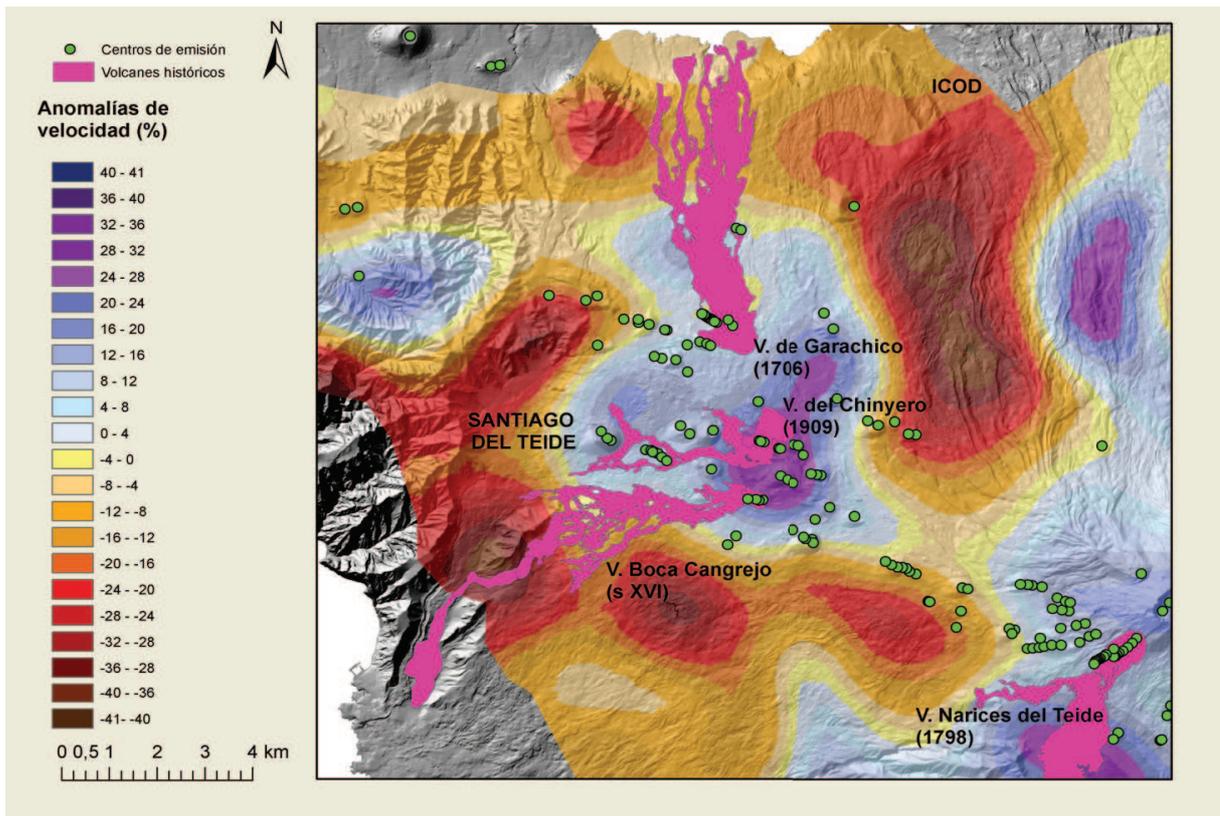
**Figura 6.36:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 1500 m, (s.n.m), para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.37:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 5500 m (b.n.m), para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.38:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica al nivel del mar, para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.39:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 500 m, (s.n.m), para la dorsal de Santiago del Teide. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

### 6.1.7. Las Cañadas

El edificio de Las Cañadas está situado en el centro de la Isla de Tenerife. Está formado por una caldera elíptica de 16 x 9 km y una profundidad máxima de 600 m, bajo la parte más alta de las paredes, Guajara (2.717 m) (Martí et al. (1995)). En su interior, desplazados al norte, están situados los estratovolcanes Pico Viejo y Teide. La edad del edificio de las Cañadas varía entre 3.5 y 0.17 Ma. Ha estado sometido a varios procesos de construcción y destrucción. Se caracteriza por tener erupciones fonolíticas, si bien,

---

también cuenta con erupciones basálticas como la del Volcán de las Narices del Teide (1798), que cuenta con algo más de dos siglos de edad.

Describimos las anomalías de velocidad de las imágenes del área de Las Cañadas, comenzando por la más profunda a 10000 m.

A 10000 m (b.n.m.) (Fig.6.40) prácticamente toda la zona del Edificio de Las Cañadas presenta una anomalía positiva (8-12%). Además, encontramos otras anomalías de valor superior. Observamos una anomalía positiva (16-20%) al noreste de Guajara, con forma elongada siguiendo su eje mayor la dirección marcada por las fallas transformantes de la Dorsal Atlántica. Aparece también la anomalía positiva (16-20%) descrita en el apartado dedicado a la zona de Roque del Conde, en la zona de Boca Tauce. En el flanco oeste de Pico Viejo aparece otra anomalía positiva (12-16%), así como al noreste del Teide y entre La Fortaleza y la Cañada de Diego Hernández, fuera del edificio Cañadas, con valor del 12-16%.

Hasta 7300 m (b.n.m.)(Fig.6.40), las anomalías positivas, descritas anteriormente, aumentan su valor, llegando a tener 20-24%, excepto la de Boca Tauce que llega a máximos de 28-32%. A partir de esta profundidad las anomalías comienzan a disminuir, en tamaño, excepto la de Boca Tauce que se hace mayor y la de Pico Viejo que se mantiene.

La anomalía situada al noreste de Guajara desaparece a 4300 m (b.n.m.) (Fig.6.40) y la situada al noroeste del Teide también disminuye su tamaño y su valor, así como la que se encuentra entre La Fortaleza y la Cañada de Diego Hernández.

En este punto las anomalías parecen desplazarse al interior del Edificio de Las Cañadas. A 3100 m (b.n.m.) aparece una anomalía positiva (12-16%) en el interior de Las Cañadas al NNE de Guajara y otra al noreste del Teide de tamaño menor y valor similar (12-16%). La anomalía situada en Boca Tauce aumenta su tamaño, si bien la situada al suroeste de Pico Viejo se mantiene. Por otro lado, la anomalía positiva situada entre La Fortaleza y la Cañada de Diego Hernández, parece partirse en dos, una parte se sitúa en Izaña y la otra se mueve hacia el interior de Las Cañadas.

Si seguimos ascendiendo, a 1900 m (b.n.m.) (Fig.6.42) las anomalías positivas se disponen de la siguiente forma en sentido horario: anomalía de Boca Tauce (28-32 %), anomalía del flanco oeste de Pico Viejo (16-20 %), anomalía entre La Fortaleza y la Cañada de Diego Hernández (16-20 %), anomalía al oeste de la Cañada de Diego Hernández (16-20 %) y anomalía al norte de Guajara (16-20 %). En el flanco este del Teide aparece una anomalía negativa desde los 4900 m (-4 %), que va aumentando en tamaño y valor, a medida que disminuimos la profundidad.

Las anomalías descritas anteriormente evolucionan con la disminución de la profundidad. Al nivel del mar (Fig.6.42) la anomalía de Boca Tauce aumenta su tamaño mayor y un valor 28-32 %. La de Pico Viejo disminuye en tamaño con un valor de 12-16 %, la situada en La Fortaleza y la de la Cañada de Diego Hernández toman valores de 20-24 %, así como la de Guajara aumenta su tamaño y su valor hasta 24-28 %. Por otro lado, la anomalía negativa situada en el Teide se abre hacia La Orotava a una profundidad de 700 m (b.n.m.) (Fig.6.42), teniendo valores de -12 a -16 % en el lugar donde se sitúa Montaña Blanca.

A 500 m (s.n.m.) (Fig.6.42) la anomalía positiva de Boca Tauce aumenta (36-40 %), además aparece otra al noroeste de ésta con un valor de 32-36 %. En Pico Viejo la anomalía positiva se sitúa encima de éste pero con valores algo más bajos, 20-24 %. Las anomalías situadas en La Fortaleza y la Cañada de Diego Hernández llegan a valores de 28-32 % y 24-28 %, respectivamente. La anomalía negativa situada en el Teide alcanza un máximo de -16 a -20 %.

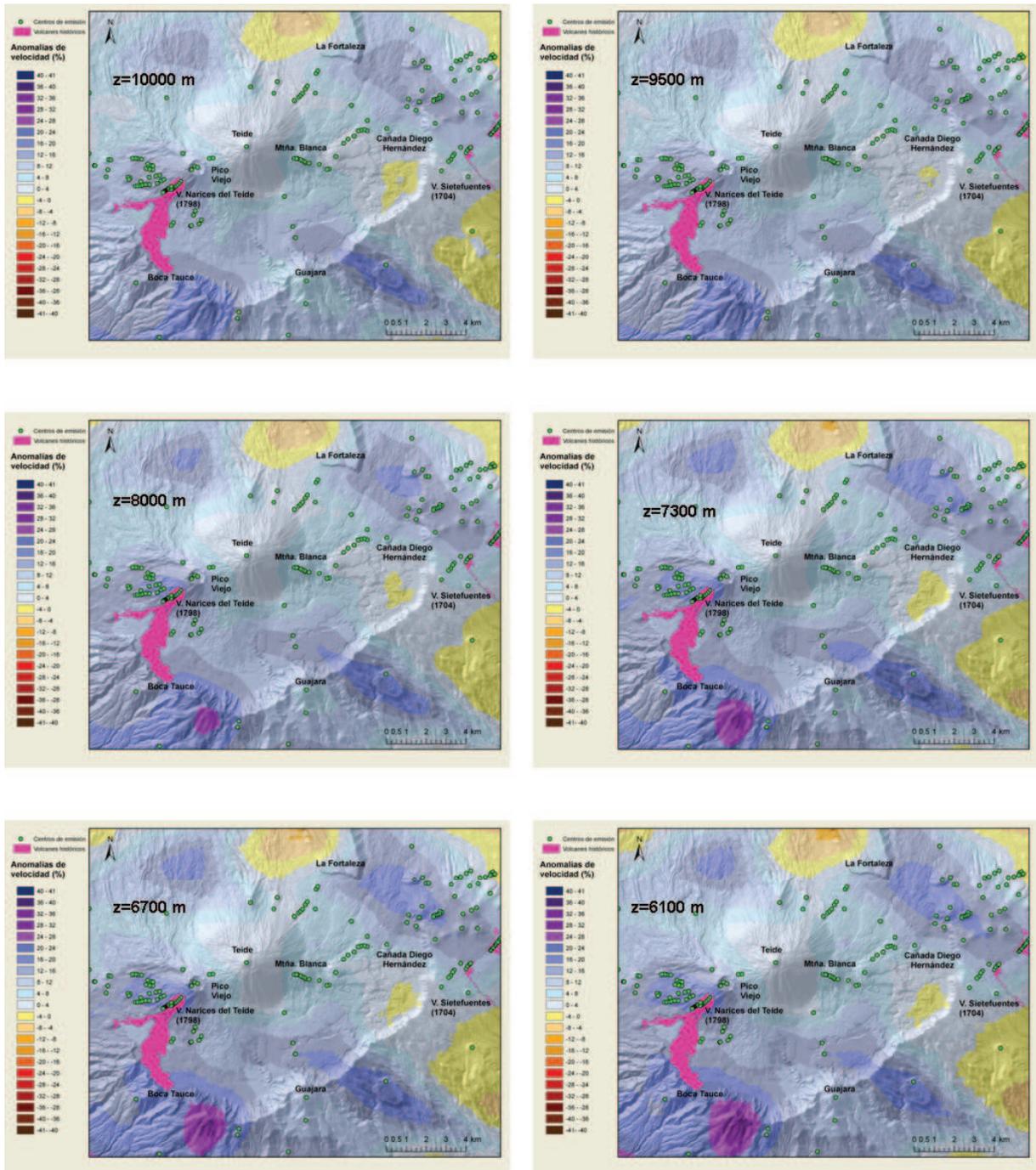
Desde los 500 m (s.n.m.), al disminuir la profundidad, las anomalías se suavizan y disminuyen su valor. Aparece así, una anomalía positiva que parte de La Fortaleza, bordeando por el interior la pared de Las Cañadas, hasta el oeste Boca Tauce, Ucanca. Entre Boca Tauce y Guajara toma un valor máximo de 28-32 %. La anomalía positiva de Pico Viejo parece estable con un valor del 12-16 %. La zona de anomalía negativa en el flanco este del Teide permanece también a esta profundidad.

En la sección situada a 2000 m (s.n.m.) (Fig.6.43) aparecen las mismas anomalías, con máximos en Boca Tauce (28-32 %), Ucanca (24-28 %), Pico Viejo (16-20 %), noroeste de la Cañada de Diego Hernández (24-28 %), Cañada de Diego Hernández (24-28 %) y Guajara (28-32 %).

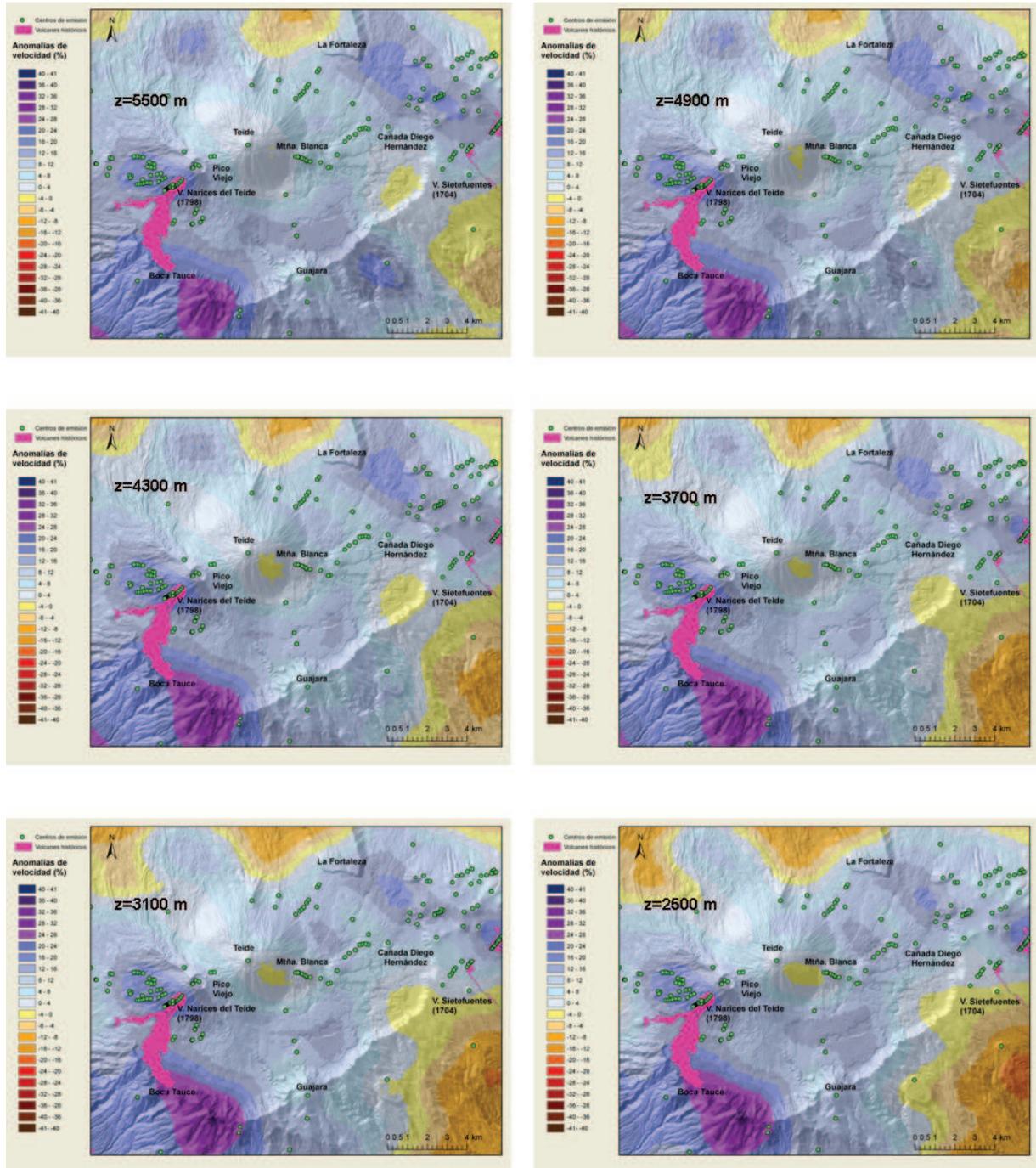
---

A 2500 m (s.n.m.) (Fig.6.43) tan solo observamos la anomalía positiva bajo Pico Viejo (20-24 %), la situada en Guajara (24-28 %) y la anomalía negativa en el flanco este del Teide (-16 a -20 %).

Las figuras Fig.6.44, Fig.6.45 y Fig.6.46 muestran las secciones a 5500 m (b.n.m), nivel del mar y 1500 (s.n.m.) también mostradas en las figuras Fig.6.40, Fig.6.41, Fig.6.42 y Fig.6.43 a mayor tamaño.



**Figura 6.40:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 10000 m, 8000 m, 7300 m, 6700 m, 6100 m, (b.n.m), para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.41:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 5500 m, 4900 m, 4300 m, 3700 m, 3100 m, 2500 m, (b.n.m), para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

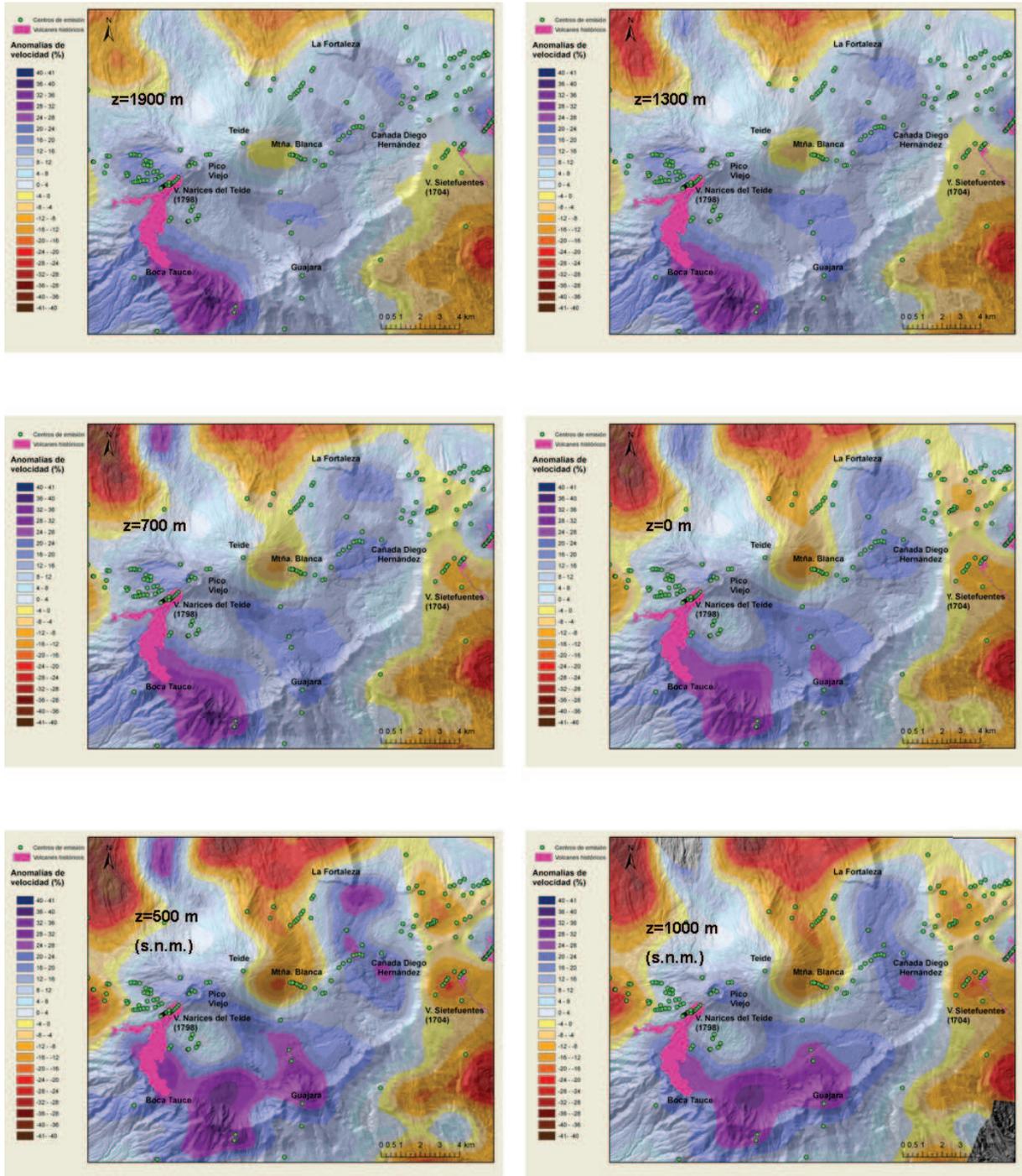
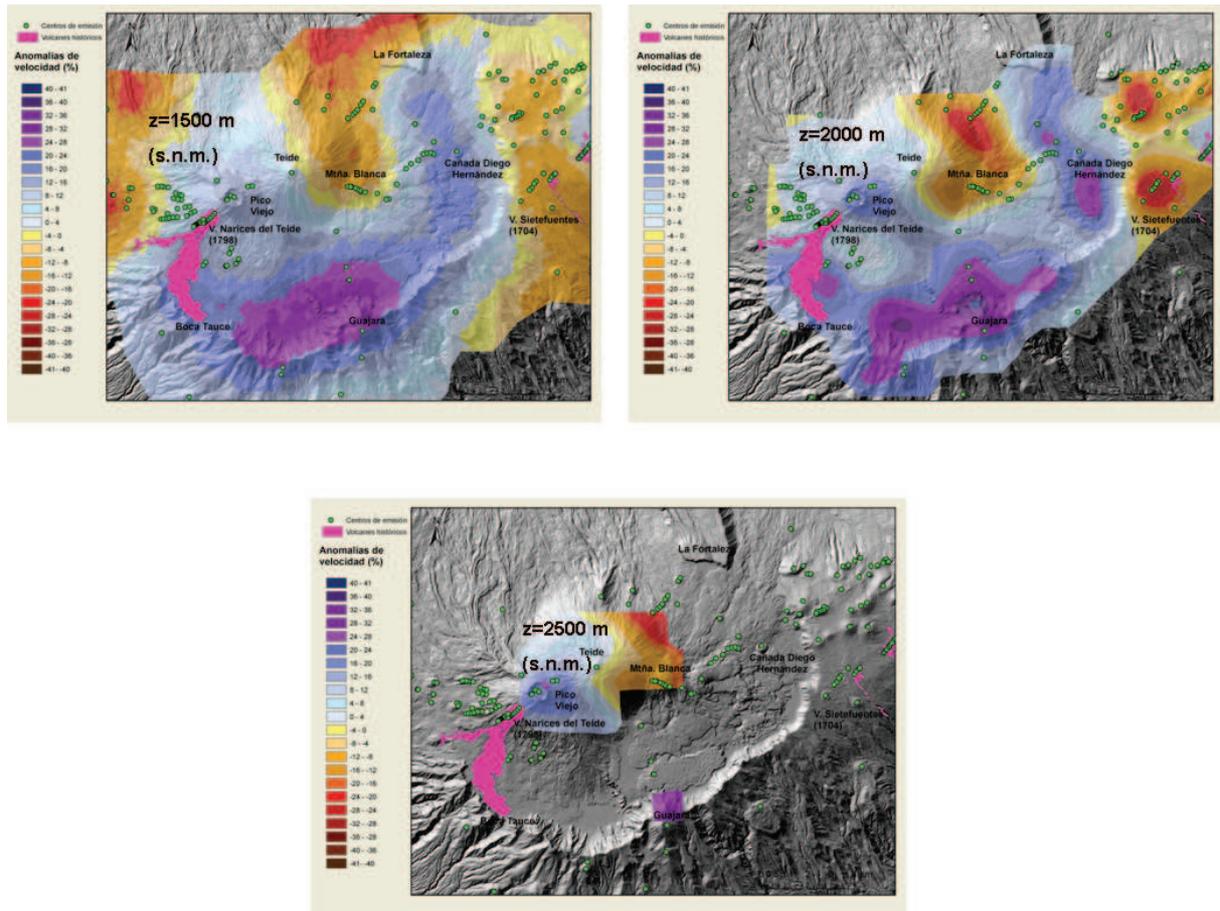
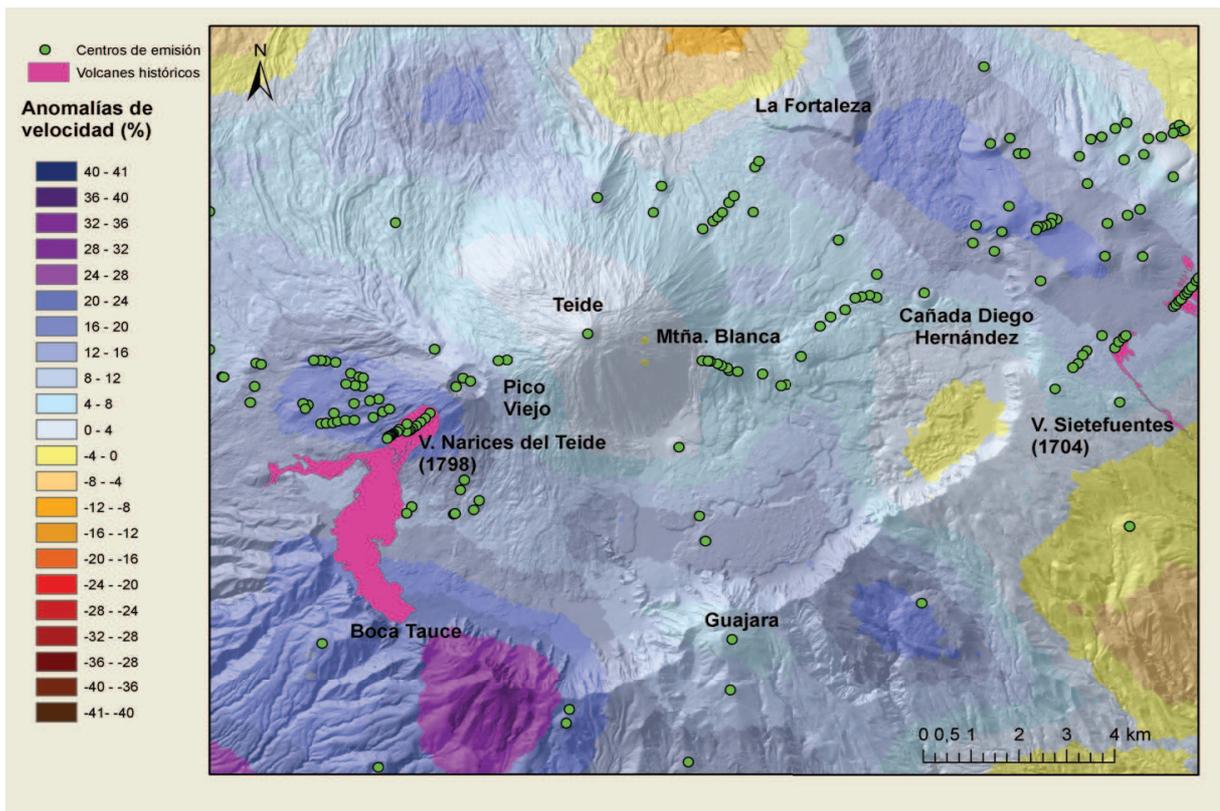


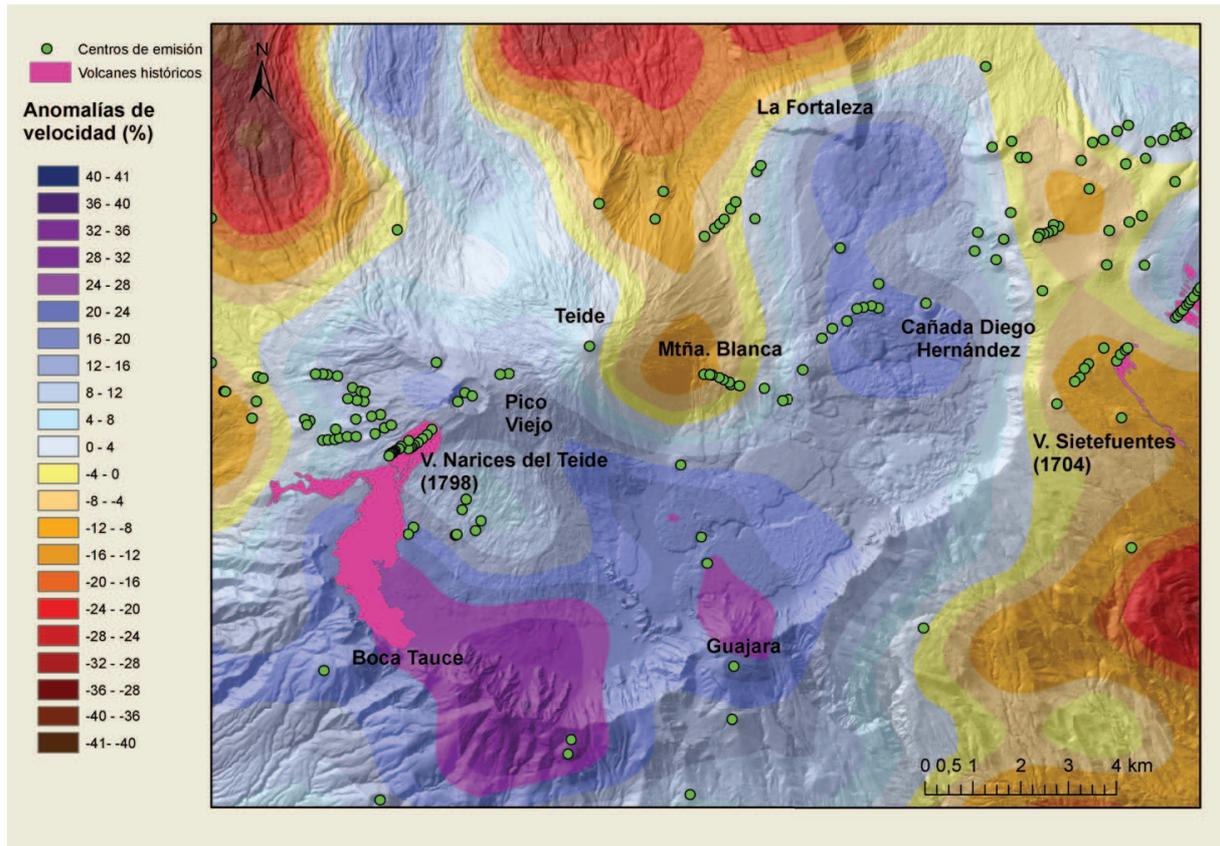
Figura 6.42: Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1900 m, 700 m, (b.n.m.), nivel del mar, 500 m, 1000 m, (s.n.m.), para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



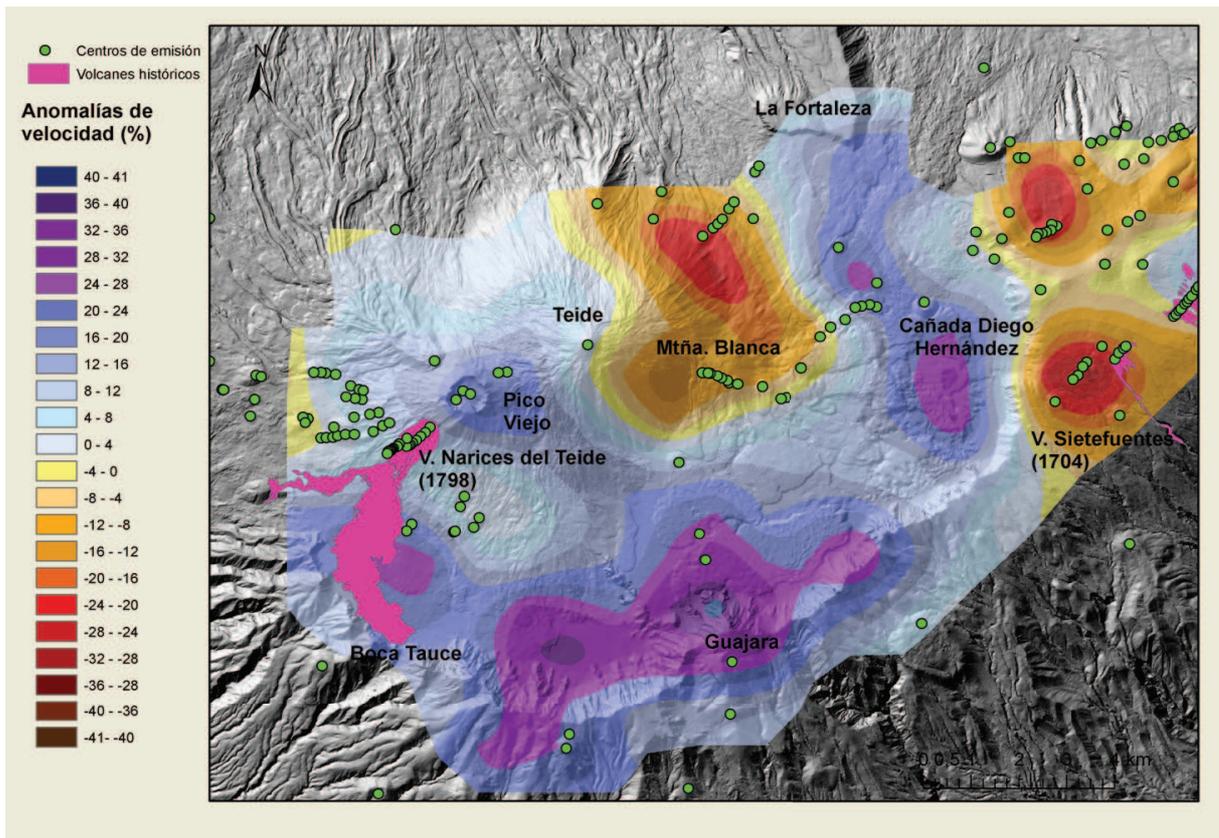
**Figura 6.43:** Secciones horizontales del modelo de tomografía sísmica a profundidades de 1500 m, 2000 m, 2500 m, (s.n.m.), para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.44:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 5500 m (b.n.m), para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.45:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica al nivel del mar, para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).



**Figura 6.46:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 2000 m (s.n.m), para la zona situada en el Edificio de Las Cañadas. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes. En verde están indicados los centros de emisión y en rosa las erupciones históricas (documentadas, lo que hace referencia al periodo de los últimos 500 años).

## 6.2. Interpretación

Los volcanes son áreas muy heterogéneas, tanto en superficie como en su estructura interna. En la descripción que hemos realizado de las anomalías, observamos esta gran heterogeneidad. Es muy importante hacer una interpretación correcta de las anomalías observadas, pues ayuda a entender mejor la estructura y la evolución del volcán.

---

Los distintos materiales que componen el interior de la Tierra presentan diferentes propiedades físicas, incluida la velocidad. Las velocidades de las ondas sísmicas se pueden ver afectadas por heterogeneidades laterales debido a cambios en la litología, el contenido en fluidos, cambios en la textura (como zonas fracturadas), cambios en la temperatura y la presión, la anisotropía. Por ejemplo, las zonas donde hay magma, aparecen representadas como una zona de baja velocidad. En cambio, las intrusiones cristalinas se representan por altas velocidades.

No obstante, la interpretación de las anomalías de velocidad no es tan simple. Un área de baja velocidad también se puede asociar a la presencia de fluidos, materiales porosos o fracturados, por ejemplo.

Se han realizado diferentes trabajos de laboratorio (?) y teóricos (?, ?) con el fin de hallar la relación entre la velocidad de las ondas sísmicas y las propiedades físicas de las rocas. Sin embargo, las condiciones no son muy realistas y es mejor tomar las interpretaciones hechas en los distintos estudios tomográficos en las diversas áreas volcánicas, teniendo en cuenta que cada lugar es único.

Las propiedades, como la temperatura y la presión, afectan a la variación de la velocidad de las ondas sísmicas. Un incremento de la temperatura provoca una disminución de la velocidad de las ondas P. Probablemente sea debido al debilitamiento de la matriz de la roca y el incremento de la porosidad producido por la expansión termal de los minerales.

La presión también afecta a la velocidad de las ondas sísmicas. Al aumentar la profundidad la presión se incrementa y esto se traduce en una velocidad de las ondas P más alta.

Por otro lado, es importante tener en cuenta la fracturación, el contenido en fluidos, la porosidad de las rocas, como factores que pueden afectar a la velocidad de propagación de las ondas.

La Isla de Tenerife se caracteriza por tener un núcleo de alta velocidad que se extiende desde el centro (Las Cañadas) hasta el sur (Roque de Jama). Esta característica

también ha sido observada en otras islas como el volcán Etna, en el que se han detectado áreas de alta velocidad asociadas a estructuras de diques, intrusiones plutonianas, reservorios de magma enfriados (Aloisi et al. (2002), Patane et al. (2002), Villaseñor et al. (1998)). Otros volcanes en los que se presenta el mismo tipo de anomalías de alta velocidad, son Asama (Aoki et al. (2009)), Bandai (Yamawaki et al. (2004)), Isla Ascensión (Evangelidis et al. (2004)), Isla Montserrat (Paulatto et al. (2010)), Piton de la Fournaise (Nercessian et al. (1996)), São Miguel (Azores) (Zandomeneghi et al. (2008)), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), Tungurahua (Molina et al. (2005)), Unzen (Ohmi and Lees (1995)), Vesubio (Natale et al. (2004), Scarpa et al. (2002)). Las anomalías de alta velocidad han sido asociadas a intrusiones magmáticas enfriadas y complejos de diques. En la Isla de Tenerife hemos asociados las anomalías positivas (altas velocidades) a áreas de diques (Boca Tauce, Roque del Conde), intrusiones magmáticas enfriadas, intrusiones plutónicas, lavas almohadillas o acumulaciones de materiales.

Por otro lado, rodeando al núcleo, caracterizado por anomalías de altas velocidades (llegando a alcanzar valores superiores a 30 % en áreas superficiales), observamos anomalías de baja velocidad, que superan el -24 %, que en otros volcanes han sido interpretadas como áreas relacionadas con materiales termalmente alterados, altamente fracturados o modificados geoquímicamente. Algunos ejemplos son el Etna (Aloisi et al. (2002)), Piton de la Fournaise (?), São Miguel (Azores) (Zandomeneghi et al. (2008)), Spurr (Power et al. (1998)), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), Tungurahua (Molina et al. (2005)). Las anomalías de baja velocidad asociadas con materiales de baja densidad aparecen en Bandai (Yamawaki et al. (2004)), Campi Flegrei (Judenherc and Zollo (2004)), Isla Ascensión (Evangelidis et al. (2004)), zona volcánica del Taupo (Sherburn et al. (2003)), São Miguel (Azores) (Zandomeneghi et al. (2008)). Nosotros asociamos las anomalías de baja velocidad, obtenidas en nuestro estudio de tomografía, a materiales como hialoclastitas y brechas eruptadas durante el estado emergente, mezclado con sedimentos hemipelágicos, en las capas más profundas (Krautel and Schmincke (2002)). En la parte más externa, las bajas velocidades pueden asociarse a lavas subaéreas porosas y débiles o áreas con grandes fracturas. Algunas interpretaciones de bajas velocidades, caracterizadas por estos materiales, lo asocian a materiales producidos en colapsos de flancos, avalanchas o materiales muy erosionados, sin embargo estos productos solo aparecerán en las capas más superficiales.

---

### 6.2.1. Anomalías de las secciones verticales de la Isla de Tenerife

Las secciones verticales de la figura Fig.6.4, pertenecientes al modelo final de tomografía de la Isla de Tenerife, muestran grandes contrastes de velocidad, ya que las anomalías positivas y negativas se alternan tomando valores altos.

Todas las secciones atraviesan la zona de Las Cañadas. En ellas se observa una anomalía de alta velocidad, con valores que llegar a ser del 24 %, en la parte oeste, sur y este, no siendo tan grande (en horizontal) al norte. Esta anomalía la asociamos a intrusiones magmáticas enfriadas, complejos de diques, cuerpos plutónicos. Otras anomalías de alta velocidad que aparecen son de un tamaño menor. En la sección E-E' observamos una anomalía de alta velocidad (a 5km, en la escala de la figura) que no llega más allá de los 2-3 km (b.n.m.) (con valores cercanos al 30 %, en las capas más superficiales). Está situada en la zona donde se tenido lugar tres erupciones históricas, incluida la última (Chinyero, 1909). El tipo de material al que la podemos relacionar son intrusiones magmáticas enfriadas, complejos de diques, entre otros.

Las anomalías de baja velocidad aparecen en la zona del Teide (valores entre -8 y -12% a una profundidad entre 2-3 km (b.n.m.)) y alrededor de Las Cañadas. El tipo de material al que asociamos estas anomalías de baja velocidad son materiales fracturados, porosos o poco densos. En el caso de la anomalía bajo el Teide, la podemos relacionar con materiales hidrotermalmente alterados (existen fumarolas en el cráter del Teide), incluso material fundido. Sin embargo, el uso exclusivo de ondas P tiene asociada gran incertidumbre y por tanto, podríamos extender esta interpretación a otras áreas con anomalías similares, en valor y profundidad.

### 6.2.2. Anomalías de velocidad en diferentes áreas de Tenerife

Analizaremos las distintas zonas de la isla descritas anteriormente.

## Zona de Teno

La zona de Teno (NO) está caracterizada por tener un cuerpo de alta velocidad, con anomalías entre 12 % y 16 %. Éste permanece constante en las secciones mostradas en las figuras (Fig.6.13, Fig.6.14 y Fig.6.15). Si comparamos esta anomalía, de alta velocidad, con otras encontradas en otras áreas, como Roque del Conde (valores cercanos al 30 %), observamos que no se caracteriza por valores muy altos. Al tratarse de un edificio antiguo puede que los materiales estén afectados por procesos de alteración y ceolitización (Vera (2004)). Esta anomalía puede estar asociada a los materiales pertenecientes al edificio antiguo de Teno. Las bajas velocidades pueden estar asociadas con materiales más porosos y fracturados. También destacamos la anomalía de alta velocidad que aparece a 3100 m bajo el Volcán de Taco (24 %). Probablemente esté asociada a intrusiones magmáticas enfriadas, diques o sistemas de diques.

## Zona Norte

El área Norte está caracterizada por áreas de alta velocidad, unidas al edificio central de Las Cañadas y a la Dorsal (NE), (Izaña (Volcán de Fasnía)) y el estratovolcán de Pedro Gil (Volcán de Arafo) (valores entorno a 24 %). Aparece una anomalía al este de Icod de alta velocidad (30 %), a 500 m (s.n.m.), podría estar asociada a intrusiones magmáticas enfriadas, aunque no ha sido posible correlacionarla con otros estudios. Las anomalías de Izaña el Volcán de Arafo pueden estar asociadas a intrusiones magmáticas, cuerpos plutónicos enfriados.

Las anomalías de baja velocidad aparecen en la zona de Icod, Tigaiga, Valle de la Orotava, con valores que llegan a ser superiores al -30 %, en las capas más superficiales. Es posible asociarlas con materiales más porosos, más fracturados. Estos materiales pueden haberse generado en la formación de la isla. A medida que ascendemos aumenta el valor de las anomalías, lo que indica que los materiales están menos consolidados. La existencia de estos materiales en la zona de la Dorsal (NE) la convierte en un lugar idóneo para posibles erupciones, ya que el magma encontraría un área fácil ascenso.

---

## Roque del Conde

La zona de Roque del Conde (S) se caracteriza por anomalías de alta velocidad de valores elevados, entre el 32 % y 36 %. Roque del Conde forma parte de las formaciones antiguas, al igual que Teno y Anaga. Está caracterizado por altas velocidades centradas en varios núcleos: El Roque de Jama forma, el Roque del Conde y el área entre Adeje y Boca Tauce (Boca Tauce lo incluimos en Las Cañadas). Ancochea et al. (1989) muestra varias zonas de diques, en el área del Roque del Conde, Roque de Jama, suroeste de Boca Tauce y sur de Guajara. Las anomalías del Roque de Jama (donde existe un gran número de centros de emisión), Roque del Conde, suroeste de Boca Tauce y sur de Guajara (anomalía positiva de menor valor (20 %)) están asociadas a intrusiones de diques, visibles en superficie. La anomalía positiva entre Adeje y Boca Tauce (24 %) también puede estar asociada a la formación del edificio antiguo de Roque del Conde y estar relacionada con intrusiones magmáticas frías, cuerpos plutónicos, redes de diques.

La anomalía de baja velocidad (valores superiores al -30 %, en las capas más superficiales) se encuentra en el Valle de San Lorenzo. A medida que disminuimos la profundidad aumenta su valor y su tamaño. Podría estar relacionada con materiales fracturados, lavas porosas, materiales poco consolidados.

## Dorsal de Santiago del Teide

La dorsal de Santiago del Teide se caracteriza por una zona de alta velocidad (llegando a superar el 30 % en la zona del Chinyero, en las capas más superficiales), que proviene del edificio central y otra de más baja velocidad (valores superiores al -30 %, en las capas más superficiales) entre Teno y el área central. Hay un gran número de centros de emisión. Si observamos las imágenes Fig.6.34, Fig.6.35, Fig.6.36, al llegar a la profundidad de 3100 m empieza a aparecer una anomalía de alta velocidad, que aumenta de tamaño y valor al ascender (entre 20 % y 24 %). La posición y la forma que toma coincide con las erupciones históricas de Boca Cangrejo (s.XVI), Garachico (1704) y el Chinyero. A 500 m (s.n.m.) el valor máximo de la anomalía positiva se sitúa bajo la zona de la última erupción (30 %), el Chinyero (1909). Esta anomalía coincide con un gran número de centros de emisión. Esta anomalía la asociamos a material basáltico enfriado,

caracterizado por altas velocidades, posibles intrusiones, sistemas de diques.

Al igual que en la Dorsal (NE), esta zona está caracterizada por bajas velocidades para profundidades inferiores a 2500 m (b.n.m.), lo que la convierte en una zona propicia para el ascenso de magma, al poner una resistencia mínima. Esto la convierte en un lugar probable para posibles erupciones futuras.

## Las Cañadas

El área de las Cañadas se caracteriza por tener alta velocidad (con valores superiores al 30 %, en varios puntos). Hasta 2500 m (b.n.m.) las anomalías de alta velocidad se sitúan fuera del área de Las Cañadas, exceptuando la de Boca Tauce (24 %), con grandes valores desde 6700 m, la que aparece en La Fortaleza, de menor valor y la situada en el área de Pico Viejo. A medida que ascendemos las anomalías desaparecen, a excepción de Boca Tauce que aumenta su tamaño y su valor (32 %). A 1900 m aparecen tres anomalías de alta velocidad en la zona de Las Cañadas, en Guajara, Cañada de Diego Hernández y La Fortaleza. Estas anomalías aumentan su valor y se acercan a la pared de Las Cañadas, al ascender. Por otro lado, la anomalía de Boca Tauce se desdobra y aparece otra al oeste del mismo. A 500 m (s.n.m.) tenemos anomalías positivas en (sentido horario) (valores cercanos al 30 %): La Fortaleza, Cañada de Diego Hernández, Guajara, Ucanca-Boca Tauce, oeste de Boca Tauce y Pico Viejo.

Según Ancochea et al. (1989) y Ancochea et al. (1990) la formación de las Cañadas tuvo lugar en tres fases de construcción y destrucción.

En la fase Cañadas I (3.5 Ma a 2.6 Ma) se formaron La Angostura y Boca Tauce. En el área de La Angostura aparece una anomalía de alta velocidad (24 %) a 6100 m (b.n.m.) de profundidad. Por otro lado, Boca Tauce coincide con una anomalía de alta velocidad (32 %). Estas zonas pueden estar asociadas con intrusiones de magma, cuerpos plutónicos, entre otros. En la fase Cañadas II (2.4 Ma a 1.4 Ma) se formó Ucanca donde podemos observar una anomalía positiva que corresponde a este área en las imágenes tomográficas (24 %-30 %). La unidad inferior de Ucanca está atravesada por un gran número de diques que convergen en el interior de la caldera de Las Cañadas, en el Llano

---

de Ucanca, cercano a los Roques de García (Ancochea et al. (1989)). Esto nos indica que en este área se produjo una gran cantidad de intrusiones magmáticas, que correlacionaría con la anomalía de alta velocidad que aparece en la zona. Además, en la pared de la caldera y al oeste de Boca Tauce, se pueden ver dos familias de diques (Ancochea et al. (1989)), que podría corresponder a la anomalía de alta velocidad que está representada en esa zona.

En la fase Cañadas III (1.4 Ma a 0.13 Ma) se formó Guajara, Diego Hernández y La Fortaleza. De nuevo vemos la correspondencia entre las anomalías positivas y estas formaciones (24%-30%). Las zonas de alta velocidad de Las Cañadas probablemente estén asociadas a complejos de diques, intrusiones magmáticas, cuerpos plutónicos.

La anomalía de baja velocidad que aparece en Montaña Blanca (con valores entre -8 (a 3100 m (b.n.m.)) y -16 % 1500 m (s.n.m.)), flanco este del Teide, podría estar asociada a magma. Sin embargo, los distintos autores que han realizado estudios geofísicos en la zona (Araña et al. (2000), Gottsmann et al. (2008)) lo han asociado a materiales hidrotermalmente alterados. En el cráter del Teide hay fumarolas, lo cual indica que existe alteración hidrotermal, sin embargo, esta anomalía hace su aparición a 3100 m (b.n.m.), lo que no descarta la posible existencia de material fundido. No obstante, interpretar esta anomalía de baja velocidad como presencia de material fundido bajo Montaña Blanca, no es exclusivo de esta zona. La incertidumbre asociada al uso únicamente de ondas P, puede permitir que esta misma interpretación pueda extenderse a otras anomalías de baja velocidad encontradas en la isla a igual o mayor profundidad. Esta anomalía aparece rodeada de una alta velocidad hasta los 700 m (b.n.m.) donde la parte norte desaparece. Podríamos asociar esta zona a la pared norte de Las Cañadas, que no es visible a profundidades menores.

### **6.3. Comparación de los resultados con otros estudios geofísicos**

Watts et al. (1997) dedujeron, para los resultados obtenidos de un experimento de reflexión, que el núcleo central de la isla tenía velocidades altas (5-6 km/s), desplazadas al

sur del Teide, que podría corresponder con la zona de alta velocidad de los resultados de tomografía de la zona que va desde Boca Tauce, hasta el Roque de Jama, pasando por el Roque del Conde. Por otro lado, Canales et al. (2000) realizaron un estudio usando datos de sismica activa, para el que obtuvieron residuos de tiempos de viaje superiores a  $0.8$  s en amplitud. Esto indica que en la parte suroeste de Tenerife está caracterizada por una zona de alta velocidad, que coincide con un máximo de gravedad que fue modelado como la formación de un antiguo volcán máfico de gran tamaño. Las velocidades obtenidas por Canales et al. (2000) eran superiores a  $7.3$  km/s, dentro de este cuerpo anómalo, coincidente con nuestros resultados, para la zona de Roque del Conde, que también engloba a Boca Tauce, zona al que se refiere este estudio. Estos autores interpretaron esta anomalía de alta velocidad como una posible intrusión plutónica. Por otro lado, según sus conclusiones, este cuerpo habría jugado un papel muy importante para evitar la producción de deslizamientos en la zona sur de la isla.

Nuestros resultados muestran velocidades superiores a  $7.5$  km/s en la zona situada en el Roque de Jama, Roque del Conde, noreste de Adeje y Boca Tauce. Sin embargo, la alta velocidad desciende con la disminución de la profundidad y tan solo permanece en la zona del Roque de Jama y Boca Tauce.

Las velocidades obtenidas en las dorsales para Canales et al. (2000), son moderadas, que también coinciden con las obtenidas en nuestros resultados, donde oscilan entre  $5.5$  y  $6.7$  km/s, los valores máximos para zonas más profundas.

Araña et al. (2000) usando datos gravimétricos, aeromagnéticos y volcanológicos, realizaron un estudio acerca de la estructura de la isla de Tenerife. Para ello dividieron la isla en tres zonas, más de  $12$  km (b.n.m.) (zona profunda), entre  $12$  km (b.n.m.) y  $1$  km (s.n.m.) (zona intermedia), por encima de  $1$  km (s.n.m.) zona superficial. Nuestros resultados estarían enmarcados en la zona intermedia y superficial.

Gottsmann et al. (2008) han realizado un trabajo más reciente usando datos de gravimetría antiguos y nuevos y han obtenido resultados de más precisión que los obtenidos por Araña et al. (2000).

La primera imagen de nuestros resultados que podemos comparar es la sección situa-

---

da a 10000 m (b.n.m.) (Fig.6.6). Gottsmann et al. (2008) obtienen una zona de anomalía positiva en densidad que se extiende desde el sur de Las Cañadas y ocupa toda la zona de Las Cañadas. A grandes rasgos, si tenemos en cuenta la anomalía positiva con valores de 8-12 % en velocidad, podría coincidir, si bien la anomalía en velocidad es de tamaño mayor. Por otro lado, aparecen máximos, como el de Roque del Conde (28-32 %), que no refleja el estudio de gravimetría. También se observan anomalías puntuales que rodean a Las Cañadas que tampoco se observan aquí, aunque podrían estar englobadas en toda la zona de alta densidad. La otra zona de anomalía que no aparece reflejada es la situada en el macizo de Teno.

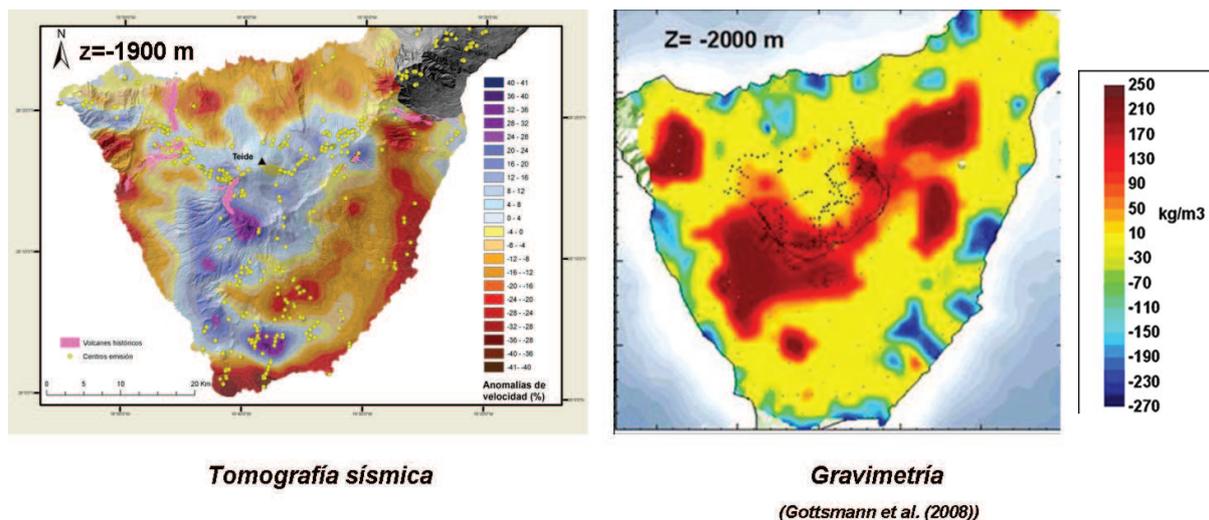
A 8000 m (b.n.m.) (Fig.6.6) los resultados de Araña et al. (2000) muestran una anomalía de alta densidad que se extiende desde el sur de Las Cañadas hasta la Dorsal de Pedro Gil y a lo largo de ésta. Gottsmann et al. (2008) obtuvieron un resultado similar al de 10000 m (b.n.m.). Las imágenes de tomografía muestran máximos de alta velocidad en el Roque de Jama, Roque del Conde, zona entre Adeje y Boca Tauce, Boca Tauce (24-32 %) y zonas que rodean a Las Cañadas (16-20 %). De nuevo sigue sin aparecer la anomalía positiva del macizo de Teno (12-16 %). La alta velocidad mostrada en la tomografía no se alarga tanto como la de Araña et al. (2000), pero es más extensa que la mostrada por Gottsmann et al. (2008). Por otro lado, la tomografía muestra una anomalía positiva asociada al volcán de Pedro Gil, que no se muestra en estos resultados.

A la profundidad de 6000 m (b.n.m.) (Fig.6.6) en los resultados de Gottsmann et al. (2008) aparece una alta densidad al noroeste de la isla, pero no coincide con la mostrada por la tomografía en el macizo de Teno, quedándose esta en la Dorsal de Santiago del Teide.

Los resultados obtenidos por Araña et al. (2000) y Gottsmann et al. (2008) presentan características similares a una profundidad de 4000 m (b.n.m.). Con una zona de anomalía positiva de alta densidad rodeando Las Cañadas y extendiéndose hacia el sur y alargándose hacia el Volcán de Pedro Gil. Por otro lado, también obtienen una anomalía aislada en la Dorsal de Santiago del Teide. La imagen de Gottsmann et al. (2008) para esta profundidad muestra anomalías de baja densidad en la zona sureste, norte y noroeste que coinciden con las anomalías de baja velocidad presentadas en la tomografía. De nuevo las anomalías de alta velocidad aparecen asociadas a la zona que se extiende desde el sur, Las Cañadas y hacia el noreste. Estos autores obtienen densidad neutra en

la zona del Teide, en cambio los datos de tomografía muestran anomalía positiva y algo de anomalía neutra en el flanco sureste del Teide.

A 2000 m (b.n.m.) (Fig.6.47) Araña et al. (2000) y Gottsmann et al. (2008) muestran resultados similares. Una zona de alta densidad que se propaga a través de la pared de Las Cañadas, se prolonga hacia el sur y el noreste, con un satélite hacia el sur, desde la dorsal. Además aparece la anomalía situada al noroeste de la Dorsal de Santiago del Teide. Las zonas de baja densidad mostradas en la imagen de Gottsmann et al. (2008) están situadas al sureste, norte y oeste de la isla, coincidiendo con algunas anomalías negativas de velocidad de las mostradas en la tomografía, si bien no coinciden con la situada sobre Granadilla de Abona. Aparece una anomalía de baja densidad en los resultados de Araña et al. (2000) en la zona situada bajo el Teide, esta anomalía la muestran los resultados de Gottsmann et al. (2008) a partir de 1000 m (b.n.m.) (Fig.6.8). Es a esa profundidad cuando la anomalía negativa situada en el flanco este del Teide se une con la anomalía negativa del Valle de La Orotava. Además la tomografía muestra una anomalía de alta velocidad en la zona de la Dorsal de Santiago del Teide, coincidente con la mostrada por los resultados de gravimetría de ambos autores.



**Figura 6.47:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 2000 m (s.n.m) y del modelo de densidad obtenido mediante la inversión de datos de gravimetría por Gottsmann et al. (2008) para la Isla de Tenerife. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes y las densidades en  $\text{kg/m}^3$ .

A nivel del mar la tomografía muestra una anomalía positiva que separa Icod de La Orotava. Esta anomalía parece estar reflejada en los resultados obtenidos por Gottsmann et al. (2008), como alta densidad, si bien parecen estar desplazadas hacia el este.

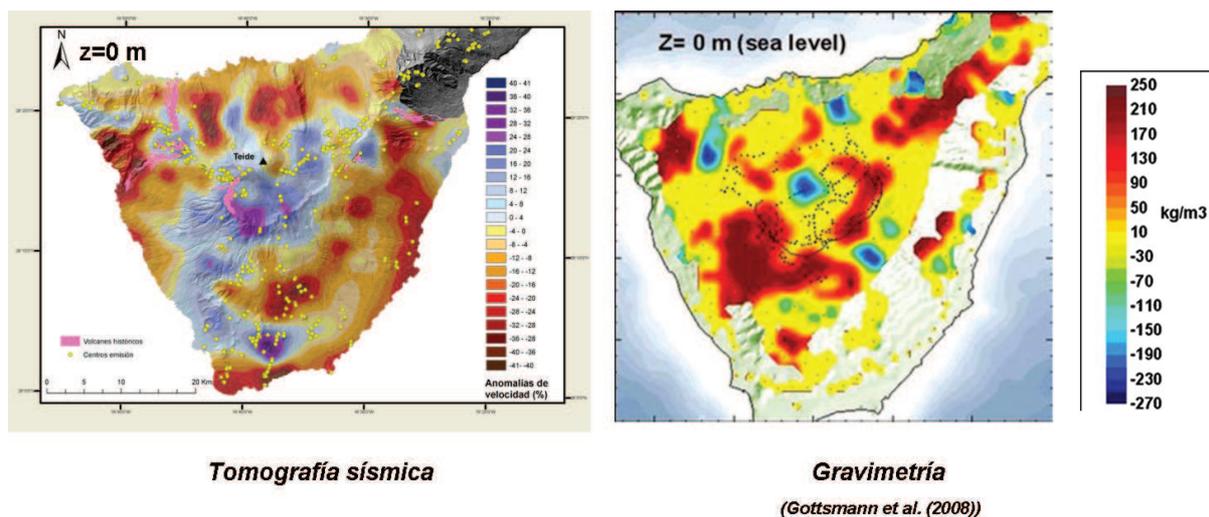
La zona de Las Cañadas aparece como alta densidad en los resultados de Araña et al. (2000) y Gottsmann et al. (2008), al igual que en la tomografía. Sin embargo, la zona de baja densidad que muestran estos autores para la zona del Teide no aparece reflejada de igual manera en las imágenes de tomografía. En lugar de esta baja densidad, aparece una anomalía de baja velocidad en el flanco este del Teide, que se une a la anomalía del Valle de la Orotava.

Gottsmann et al. (2008) muestran resultados sobre la evolución de las anomalías de densidad con la disminución de profundidad. A 2000 m de profundidad muestran anomalías de alta densidad en la zona de Ucanca, Boca Tauce y Guajara, en menor proporción. En la tomografía aparecen anomalías de alta velocidad con gran intensidad

en la zona de Ucanca y Boca Tauce (24-32%), si bien apenas se refleja Guajara y aparecen otras de menor intensidad en la zona norte de Guajara, Pico Viejo, Cañada de Diego Hernández y La Fortaleza (12-16%).

A 1000 m (b.n.m.) (Fig.6.42) aparecen zonas de alta densidad en la zona de Boca Tauce, Ucanca, Guajara, Cañada de Diego Hernández y La Fortaleza. Estas anomalías también aparecen reflejadas en la imagen de tomografía, si bien aparece con más intensidad la situada en Boca Tauce (24-32%) y en menor medida la de Guajara (12-16%). La tomografía también muestra una anomalía de alta velocidad situada en la zona de Pico Viejo, que no viene en los resultados de gravimetría de Gottsmann et al. (2008). La imagen de gravimetría muestra una anomalía de baja velocidad en la zona del Teide, que se refleja en la imagen de tomografía como una anomalía de baja velocidad, pero situada en el flanco este del Teide (Montaña Blanca).

Las anomalías presentadas por la imagen de Gottsmann et al. (2008) para el nivel del mar (Fig.6.48) presenta anomalías positivas de densidad en zonas que corresponden a anomalías positivas en velocidad de la tomografía (Fig.6.42), a excepción de la que presenta Pico Viejo y la elongación hacia Icod de otra anomalía positiva de velocidad. La anomalía negativa de densidad sobre el Teide se corresponde con la anomalía negativa en velocidad situada en el flanco este del Teide, en Montaña Blanca.



**Figura 6.48:** Sección horizontal del modelo de tomografía sísmica a la profundidad de 2000 m (s.n.m) y del modelo de densidad obtenido mediante la inversión de datos de gravimetría por Gottsmann et al. (2008) para la Isla de Tenerife. En este mapa las anomalías de velocidad están representadas en porcentajes y las densidades en  $\text{kg/m}^3$ .

A 1000 m (s.n.m.) (Fig.6.49) las anomalías positivas de densidad (Gottsmann et al. (2008)) se extienden alrededor de la caldera de Las Cañadas, teniendo menor tamaño por el norte. En la tomografía sísmica las anomalías de alta velocidad aparecen también alrededor de Las Cañadas. La anomalía de baja densidad aparece más acentuada, al igual que en la tomografía, la anomalía negativa de velocidad aumenta su valor.

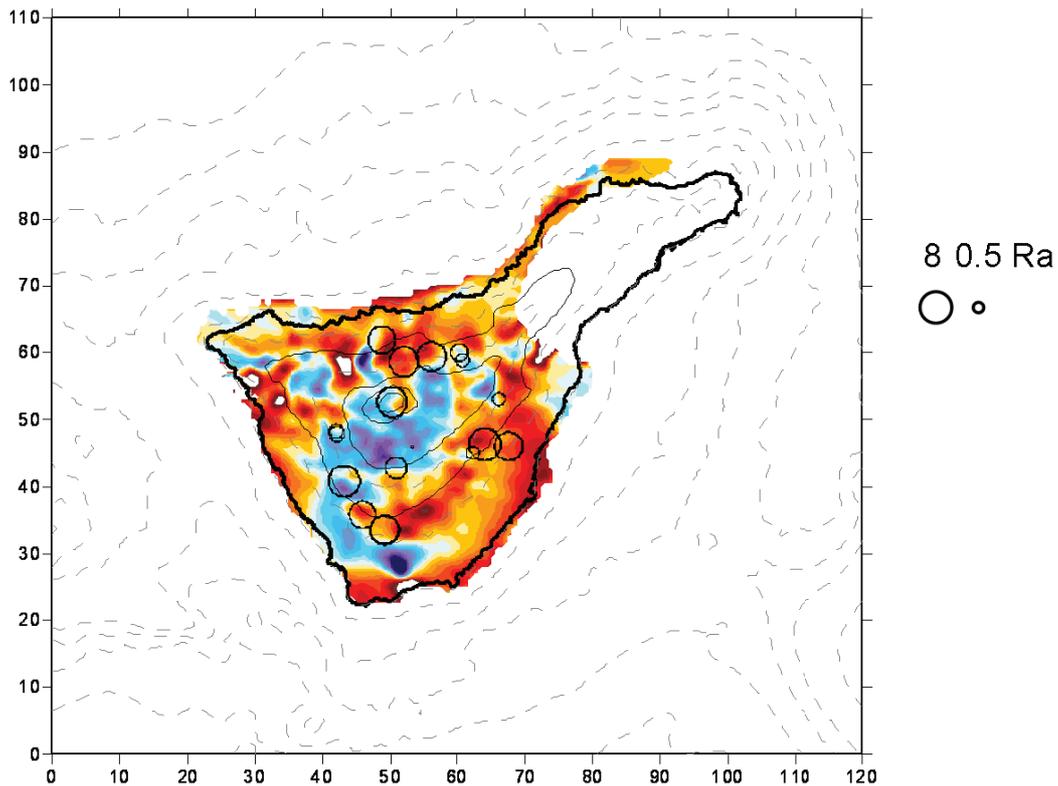
Gottsmann et al. (2008) propusieron la existencia de un complejo volcánico central desde bastante pronto en la evolución de Tenerife. En cambio según nuestros modelos, habría una parte inicial que habría evolucionado desde el sur (Roque de Jama), partiendo desde el Roque del Conde y llegando a Boca Tauce. Inicialmente siguiendo la dirección marcada por la tendencia de las fallas transformantes de la dorsal Atlántica y luego siguiendo la dirección de la Dorsal de Pedro Gil. Posteriormente aparecen zonas de más alta velocidad en la zona de Las Cañadas que podrían asociarse a intrusiones superficiales. Según Gottsmann et al. (2008) estas intrusiones pueden estar enterradas por el deslizamiento de Icod, sin embargo en la tomografía aparece una anomalía de alta

velocidad que interrumpe la posible zona donde se hallaría este deslizamiento.

Por otro lado, Araña et al. (2000) y Gottsmann et al. (2008) hablan de la anomalía de baja densidad situada bajo el Teide relacionándola con productos eruptivos evolucionados con un grado de alteración hidrotermal. En la tomografía esta anomalía aparece en el flanco este del Teide (bajo Montaña Blanca) y podrían estar asociados a las mismas causas.

García et al. (2007) realizaron una campaña con un helicóptero para recoger datos magnéticos. Sus resultados muestran anomalías positivas en la zona sur de la isla, así como en la zona de la Dorsal de Pedro Gil. Aparece muy marcado el volcán de Boca Tauce al igual que en los resultados de gravimetría (Gottsmann et al. (2008)) y en los de tomografía.

Los datos de geoquímica obtenidos por Pérez et al. (1996) y otros sin publicar de la relación de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  están mostrados en la figura Fig.6.49



**Figura 6.49:** Datos de la relación de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  sobre una sección horizontal de la tomografía sísmica a 100 m (s.n.m.). El tamaño de los círculos indica la magnitud que varía desde 8 hasta 0.5 Ra.

También se han registrado medidas directas de gas en el Teide y área sur del Teide (Fig.6.49). Otras medidas han sido tomadas en aguas (Pérez et al. (1996)). Si observamos las medidas en la figura Fig.6.49, casi todas las medidas están tomadas sobre áreas de baja velocidad. Tan solo al SO de Boca Tauce existe un dato sobre un área de alta velocidad. En las imágenes de la tomografía aparece una anomalía de baja velocidad al norte de Roque del Conde y aquí hay otra medida con valores cercanos a 8 Ra.

## 6.4. Conclusiones

La descripción detallada realizada en los apartados anteriores, junto con los estudios geológicos y geofísicos de la zona, nos aporta la información suficiente para concluir como sigue:

- La isla, en todo su rango de resolución (10000 m (b.n.m.)) tiene un bloque central de alta velocidad.
- Las anomalías negativas (velocidad más baja que la esperada en el modelo inicial) rodean la anomalía de alta velocidad y se hacen mayores en tamaño y valor a medida que ascendemos.
- Desde la primera sección aparece una zona de alta velocidad en el macizo de Teno, que evoluciona, pero siempre permanece estable. El valor de su anomalía no es muy grande, pudiéndose deber a que estos materiales se encuentren afectados por procesos de alteración y ceolitización (Vera (2004)).
- Tendencia de las direcciones en distintas zonas siguiendo las fallas transversales del Atlántico y el rift africano.
- A los 8000 m (b.n.m.) aparece una anomalía de alta velocidad en la caldera de Pedro Gil, volcán de tamaño comparable a Pico Viejo o Teide, esta alta velocidad permanece y se hace mayor en valor al disminuir la profundidad.
- En la zona de la Dorsal de Santiago del Teide aparece una anomalía de alta velocidad, en la zona donde se sitúan las últimas erupciones históricas de este área, a 2500 m (b.n.m.). Esta anomalía podría representar las inyecciones de magma producidas en la zona. Es importante hacer notar, que a más de 2500 m (b.n.m.) no existe anomalía de alta velocidad, lo que podría convertir este área en un lugar óptimo para permitir el ascenso de magma.
- Aparece otra anomalía de alta velocidad en la zona situada entre Icod y El Valle de la Orotava, a la que no hemos podido dar explicación.
- Según nuestros resultados en la zona sur existe un bloque de alta velocidad, con máximos que se alternan siguiendo las direcciones marcadas por las tendencias

---

tectónicas de la zona. El edificio sur se habría desarrollado inicialmente, con una extensión que va desde el Roque de Jama hasta Boca Tauce. El primer máximo que aparece está situado en el Roque del Conde, con valores de anomalía positivos del 30 %. A continuación, y siguiendo la tendencia marcada por las fallas transformantes de la Dorsal Atlántica, aparece un segundo máximo en el Roque de Jama, desplazándose hacia el sur. Siguiendo la misma dirección, aparece otro máximo entre Adeje y Boca Tauce y en Boca Tauce, estas anomalías se ubican siguiendo la dirección de la Dorsal de Pedro Gil. Al ascender, la anomalía situada en el Roque de Jama permanece, así como la de Boca Tauce, que se hace mayor en tamaño y valor. Las otras anomalías se atenúan y disminuyen su tamaño, dando paso a la actividad en Las Cañadas. Estas zonas de máximo pueden deberse a intrusiones plutónicas o intrusiones de diques producidas a lo largo de mucho tiempo.

- Inicialmente aparecen anomalías de alta velocidad alrededor de Las Cañadas, dentro de ese edificio inicial de alta velocidad. Estas anomalías parecen estar alineadas siguiendo la tendencia marcada en la zona. En la zona sureste aparece una anomalía de alta velocidad, al sureste de Guajara, que incluso parece tomar la forma que dicta la Dorsal de Santiago del Teide. A 3100 m (b.n.m.) estas anomalías parecen ir *desplazándose* desde el exterior de Las Cañadas a su interior. La anomalía situada en Boca Tauce permanece en todo momento, incluso aumenta su tamaño y valor. También se observa una anomalía positiva en Pico Viejo, que permanece en todas las secciones. A 1900 m (b.n.m.) ya aparecen las anomalías situadas en Guajara, Cañada de Diego Hernández y La Fortaleza. Estas anomalías evolucionan con la altura desplazándose hacia la pared de Las Cañadas y además adquieren valores superiores de anomalía positiva de velocidad, llegando a ser ésta del 30 %.

# Capítulo 7

## Effects of the lateral heterogeneities on the seismic waves propagation in volcanic areas (Deception Island and TAG (Trans-Atlantic Geotraverse (Mid-Atlantic Ridge)))

### 7.1. Introduction

The presence of lateral heterogeneities in a region is a decisive factor in the seismic waves propagation. In this way, the hypothesis of straight seismic ray is far of the reality in these media. The volcanic regions are highly heterogeneous and, therefore, they have a meaningful influence in the seismic waves propagation. On the other hand, a sharp and complex topography also affects to the seismic waves propagation (Métaxian et al. (2009), O'Brien and Bean (2009)).

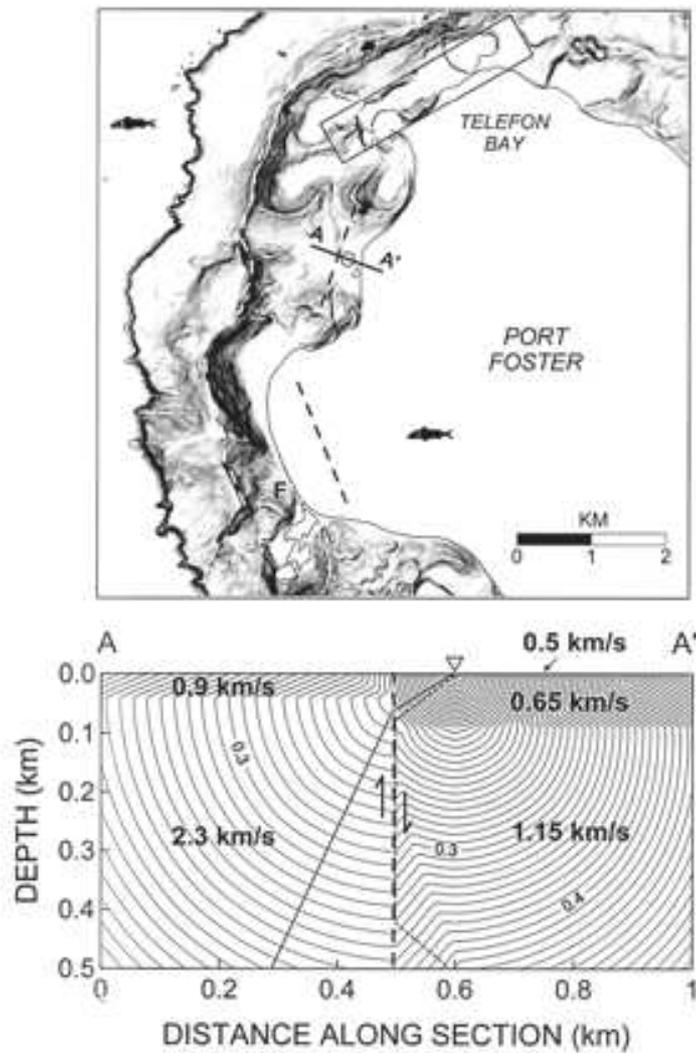
The influence of the medium topography ad lateral heterogeneities on the seismic

---

waves propagation have been study signals registered in several volcanic environment (Almendros et al. (2001), Rocca et al. (2001), Lomax et al. (2001), Nisii et al. (2007), Saccorotti et al. (2001), Saccorotti et al. (2004)). The mostly of these works have used active seismicity, but some results have been accessed analyzing passive seismicity. The instruments used to register the seismic waves were seismic arrays. Using arrays techniques to calculated the ray parameters (slowness and azimuth), the influence of the medio on the seismic waves propagation have been determined.

Rocca et al. (2001) analyzed explosions on the Vesuvius volcano registered by seismic antennas. They analyzed secondary phases of the signals. These phases were composed of surface waves, mainly. They performed the location of the sources that scattered the seismic waves. A big concentration of scatter sources inside and around the volcanic building were observed. In conclusion, the topography plays a very important role in the scattering of seismic waves at high frequencies.

Saccorotti et al. (2001) made a study of the seismicity recorded by two seismic arrays at Deception Island volcano (Antarctica). The seismic antennas were deployed in two different places. The events were regional earthquakes, located outside the island, and local volcano-tectonic earthquakes. The apparent velocities (reverse of the apparent slowness) calculated for each seismic antennas showed different values. To understand the behavior of the seismic waves, these authors investigated the dispersive properties of the Rayleigh waves in both antennas. They inverted both dispersion curves for each shallower velocity structure. The results showed a high difference in the seismic waves velocities values. This result is due to the effect of a lateral heterogeneity which bend down the seismic rays, for one antenna. The heterogeneity could be explain because each antenna was deployed on a different material. To corroborate these results, Saccorotti et al. (2001) calculated the seismic waves fronts, using finite difference technique in a 2D heterogeneous medium (Fig.7.1). The discontinuity was related with a fracture system with ring shape which border the collapse caldera and extend to the inner of the island. The F antenna (Fig.7.1) was located on an old volcanic building, while the O antenna was deployed on the collapse part of the caldera, filling with marine and volcanoclastic deposits.

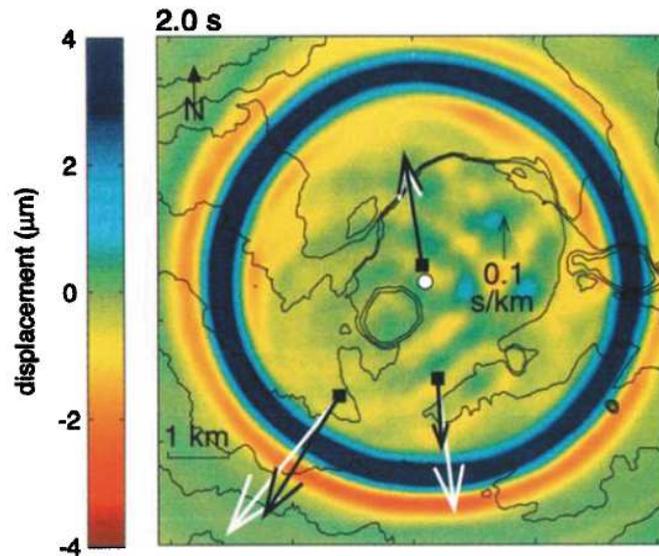


**Figura 7.1:** a) Shadow map with the seismic antennas location used by Saccorotti et al. (2001). The white broken line indicates the boundary of the caldera. At Telephone Bay happened the freatomagmatic and strombolian eruptions of 1967-1970. The black line A-A' indicates the profile of the part b) of the figure. It divides the inferred fault related to the collapse caldera. b) Cross section indicated on figure part a) like A-A'. The triangle represents the antenna location. The values in km/s are P waves velocities and correspond to the different areas in the structure (Taken of Saccorotti et al. (2001)).

---

A study using passive seismicity, to analyze the influence of the medium on the seismic waves, was performed by Saccorotti et al. (2004) at Etna volcano. These authors studied tremor registered in two seismic antennas deployed in the North and South flanks. Using a probabilistic approximation they performed a slownesses inversion in both antennas to locate the source. The results pointed to different sources. This observation was interpreted in terms of the ray bending related with lateral heterogeneities and/or high tomography effects on the seismic waves propagation.

Theoretical studies have been performed to analyze the influence of the medium on the seismic waves propagation. At Kilauea volcano Almendros et al. (2001) applied a probabilistic method to locate the source of the seismic events, registered by seismic antennas. The method is based on the comparison of azimuths and slownesses of the events. These parameters were calculated with antennas analysis techniques, using different slowness vector models. The different models were homogeneous, horizontal layers and more complex media, with topography and 3D velocity structure of Kilauea volcano. There are discrepancies between results for each model if they are compared. It shows the importance to take into account the topography and structure to get a good location of the events (Fig.7.2).



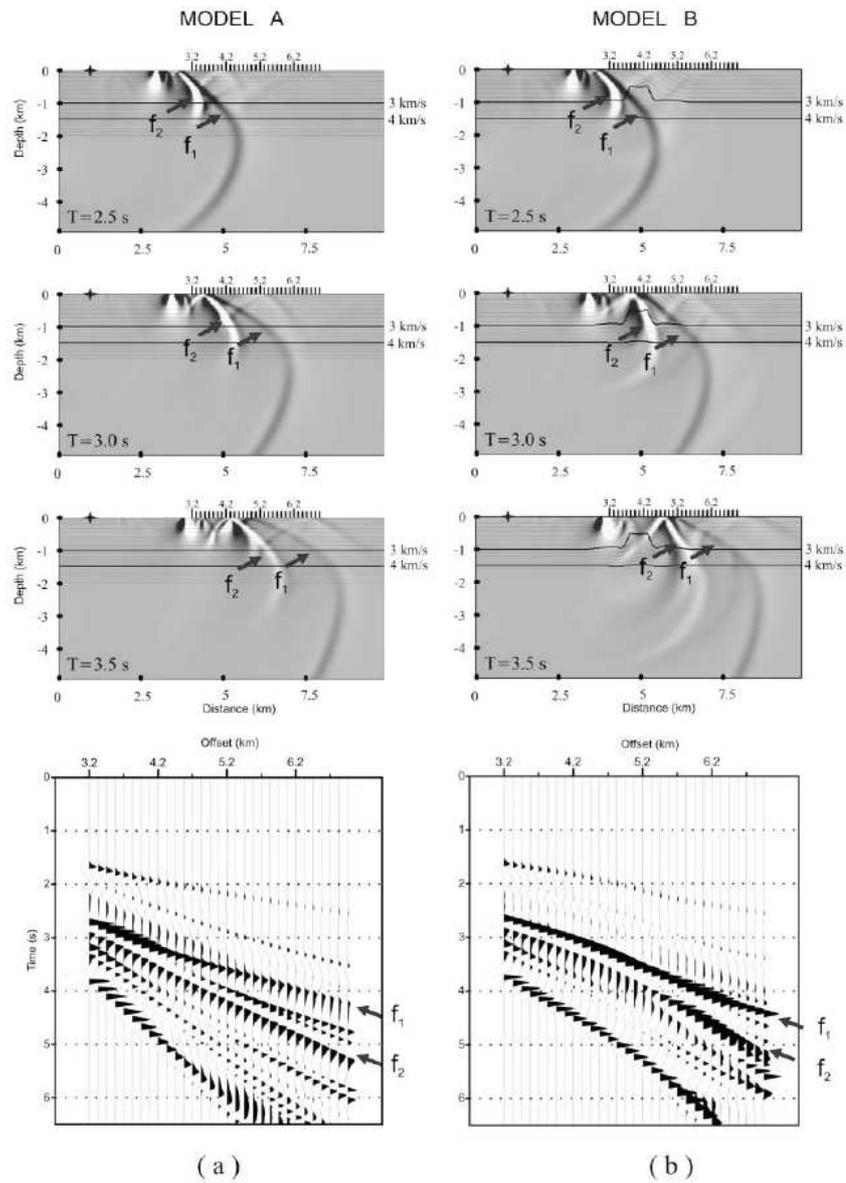
**Figura 7.2:** Snapshot of the vertical component of the free surface movement of the field waves 2.0 s after origin time for a synthetic event. The medium includes the topography and 3D velocity structure of Kilauea volcano. The epicenter is indicated with a white circle. The white arrows represent the apparent slowness vectors for each of three antennas (black squares) for a heterogeneous medium including topography. The black arrows represent the apparent slowness vectors for a medium including topography and tomography. Important differences are observed for azimuth and apparent slowness. These results show the importance of consider the topography and the structure (Taken of Almendros et al. (2001).)

In Campi Flegrei (Italy) an active seismic experiment was carried out, firing shot in the sea. Nisii et al. (2007) analyzed the seismic waves propagation for some explosions registered by seismic antennas. The ray parameters, azimuth and slowness, were in agreement for the shots with an offset less than 5 km with the results for 1D model. However, for offset higher than 5 km in the seismograms appeared maximum peaks related with secondary phases. These phases propagated with a velocity less than P wave the first arrival. To investigate this effect the authors generated synthetic seismograms using finite difference for a 2D realistic model (Fig.7.3).

In the comparison for the results accessed for both models, the arrival time for the

---

phase  $f_2$  (Fig.7.3) is lower in the B model than in the A model. This effect is due to the presence of a high velocity anomaly. Moreover, the phase  $f_2$  and the next phases have more complex waveform for the B model, mainly between 6.2 and 7.4 km. It is due to the effects of diffraction produce for the high velocity anomaly. For B model, the phase amplitude  $f_1$  is higher for offset between 5.6 and 7.4 km. It is due to the complex effect of focused/unfocused that the anomaly produces on the wave front for this phase. The lower part of this anomaly deflects down part of the wave front. This bending produces an unfocused of the seismic energy in the region around the anomaly. Nevertheless, the anomaly produces a focused on the energy for offset between 5.8 and 7.4 km.

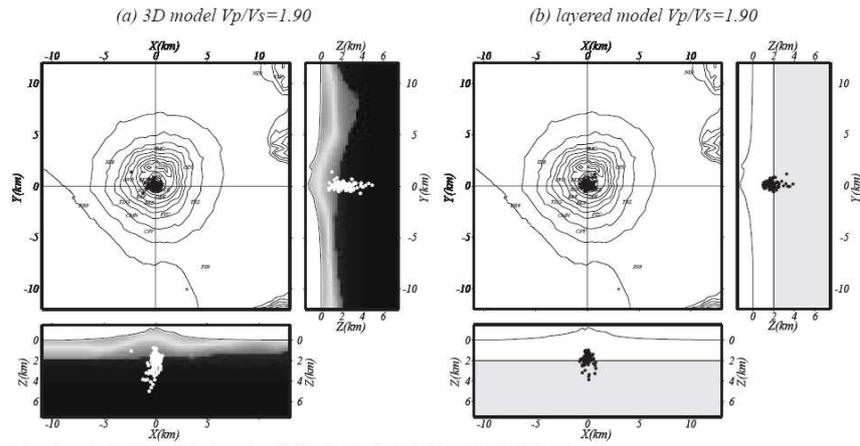


**Figura 7.3:** Field waves calculated by finite difference across 1D model at A and 2D model at B. These figures show the snapshots at different times, 2.5, 3 and 3.5 s, after fire the shot. The star indicates the location of the source and the arrows the receivers positions. The lower figure shows the synthetic seismograms of the shots generated for each model (Taken of Nisii et al. (2007)).

---

This effect was due to the velocity discontinuity located at 1 km of depth. This discontinuity corresponds to a P wave high velocity anomaly (Vanorio et al. (2005)), related with the Campi Flegrei collapse caldera boundaries. This structure was generated during an explosive eruption 12000 years ago. On the other hand, these authors calculated the azimuth and apparent slowness vectors using arrays techniques, for the source and receptor. The difference between the experimental and theoretical azimuth values (for an homogeneous model) were up to 50°. These discrepancies were related in terms of ray *bending* in the interphase of the positive anomaly, in the source case. The observed anomalies in the antenna were attributed to the velocity variations of a low velocity model.

Lomax et al. (2001) relocated 400 natural seismic events (recorded between 1989 and 1998) using a 3D velocity model at Vesubio volcano. The model was calculated by interpolation for two 2D models performed at Vesubio volcano using active seismic data. The new locations were compared with the old calculated using a layer model (Capuano et al. (1999), Natale et al. (1998), Villardo et al. (1996)). The figure Fig.7.4 shows how the hypocenters calculated using a layer model group in clusters around 2 km interface. However, the new locations, using a 3D model, distribute along with the depth, not in clusters. It is possible that the hypocenters calculated for the 3D model are closer to the reality, even though this model was performed using shots fired in the sea (with known position and origin time).



**Figura 7.4:** Localización de la sismicidad producida bajo el Vesuvio utilizando el modelo tomográfico en 3 D (derecha) y con un modelo 1D a capas (izquierda) (Lomax et al. (2001))

In this chapter we will study the effect that these media exert on some seismic parameters. Using known media we will show this influence up on the seismic waves propagation and on the location on the sources hypocenters. In particular, we will analyze how Deception Island heterogeneous medium affects on the seismic waves recorded using seismic arrays. Finally, we will study the effect on the hypocenters earthquakes locations if we take into account a P waves tomographic model of the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) in the Mid-Atlantic Ridge.

---

## 7.2. Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antarctica) using seismic arrays

We analyze shot data recorded by eight seismic arrays during an active-source seismic experiment carried out at Deception Island (Antarctica) in January 2005. For each source we estimate the apparent slowness and propagation azimuth of the first wave arrival. Since both source and receiver positions are accurately known, we are able to interpret the results in terms of the effect of the heterogeneities of the medium on wave propagation. The results show the presence of significant propagation anomalies. Nearby shots produce large apparent slowness values above 0.6 s/km, while distant shots produce small values, down to about 0.15-0.20 s/km. These values are different for each array, which shows the importance of the local structure under the receiver. The spatial distributions of apparent slowness are not radial as we would expect in a flat-layered medium. And again, these distributions are different for each array. The azimuth anomalies defined as the difference between the empirical estimates and the values expected in a 1D model (i.e. the source-array directions) suggest ubiquitous wavefront distortions. We have detected both positive and negative anomalies. For some shot-array geometries, azimuth anomalies are quite large with values up to 60°. The distribution of the anomalies depends on the position of the array. Some of these features can be interpreted in terms of a shallow magma chamber and shallow rigid bodies imaged by high-resolution seismic tomography. However several details remain unexplained. Further work is required, including modeling of synthetic wavefields on realistic models of Deception Island and/or apparent slowness vector tomography.

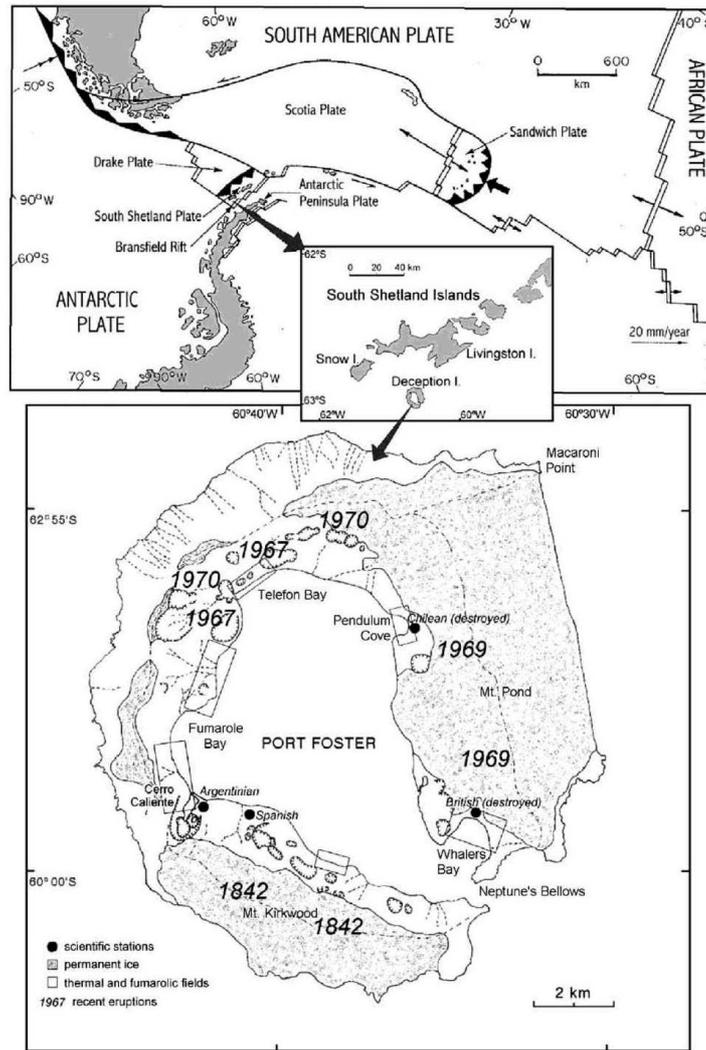
### 7.2.1. Geological and geophysical setting

Deception Island is an active strato-volcano located at the southwest end of the Bransfield Strait, a back-arc basin that developed between the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula (Fig.7.5). The South Shetland Islands formed as the result of

the subduction of the Phoenix plate beneath the Antarctic plate. The rate of subduction decreased dramatically at about  $\sim 4$  Ma ago (Barker (1982)) and continues today, if at all, only very slowly (Robertson-Maurice et al. (2003)).

Deception Island lies at the boundary between the Central and Western Bransfield Basins and its footprint extends from the northeastern boundary of the basin to the axis of back-arc extension. The emerged top of the volcano is a small horseshoe-shaped island with a diameter of 15 km that encircles a flooded caldera, named Port Foster, with a narrow opening to the sea. Most of the island is covered by glaciers, cones and lava flows. The volcanic activity extends from 0.75 Ma ago to the last eruptions in 1842, 1967, 1969 and 1970 (e.g. Baker et al. (1975), Smellie (2001)).

Deception Island has traditionally been considered a collapse caldera (Baker et al. (1975)), although extensive deposits from the caldera-forming eruption have yet to be identified. Martí and Baraldo (1990) interpreted fault patterns around the caldera in terms of an alternative model in which the caldera formed as a passive response to regional extension. More recently, Smellie (2001) re-interpreted the lithostratigraphy of Deception Island and proposed a model in which mixing of two magma types lead to an explosive eruption with collapse occurring on intersecting faults that had been formed by regional extension. The main fault directions are NE-SW (parallel to the Bransfield extension), NW-SE, and NNW-SSE, among others (Rosa et al. (1995), Gonzalez-Casado et al. (1999), Paredes et al. (2006), Rey et al. (1997), Rey et al. (2002)). Deception Island seismicity includes volcano-tectonic earthquakes related to the activation of these sets of faults, as well as long-period seismicity mostly related to the interactions between shallow aquifers and hot materials (Alguacil et al. (1999), Almendros et al. (1997), Ibañez et al. (2003), Ortiz (1997)).



**Figure 7.5:** Geological setting of Deception Island volcano, Antarctica. (top) Tectonic setting of the South Shetland Islands-Antarctica Peninsula region, and situation of Deception Island, ~50 km south of Livingston Island (bottom) Map of Deception Island, showing the main volcanic features.

Many seismic studies have demonstrated the complexity of the structure of Deception Island volcano. For example, Vila et al. (1992) observed low velocities of the seismic waves across Port Foster. They related these delays to the presence of a low velocity body. Saccorotti et al. (2001) estimated the shallow velocity structure at two sites, obtaining

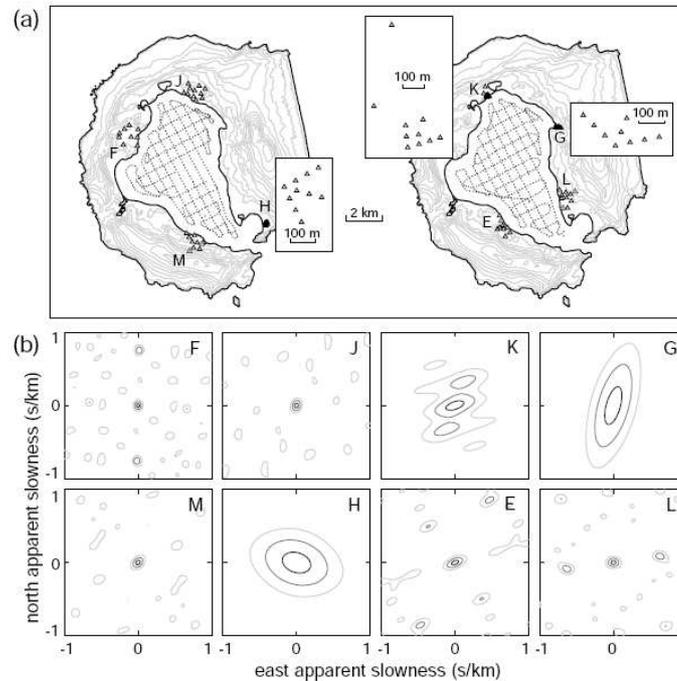
very different results. These differences were responsible of a strong bending of the ray paths from regional earthquakes. Almendros and García-Jerez (2010) have completed this study sampling nine sites around Port Foster. They obtain a variety of velocity models that show important differences, even for nearby sites. Recently, Ben-Tzi et al. (2009) and Zandomeneghi et al. (2009) have performed active source seismic tomography inversions in 2D and 3D, respectively. The main feature of the tomographic images of Deception Island is the presence of a low-velocity, shallow magma chamber under Port Foster, surrounded by high-velocity chilled magmatic bodies.

### 7.2.2. Instruments and data

The instruments and data we analyze are part of the TOMODEC experiment, carried out at Deception Island in January 2005 as an international effort led by University of Granada, Spain. This experiment was designed to obtain a high resolution, three-dimensional P-wave velocity model of the volcano and surrounding areas (Zandomeneghi et al. (2009)). It combined a high density of seismometers, both on land and on the sea floor, with an even denser distribution of active sources. The shots were produced by an airgun array fired from the Spanish R/V Hesperides. Within the caldera, we used an airgun capacity of 1500-2000 cu.in., shooting every 60 s ( $\sim 150$  m) while cruising along a 0.5 km grid (Fig.7.6a). We performed two rounds of shooting along similar grids on January 8 and 16, which allowed us to re-deploy part of the instruments and improve the coverage. Each shooting leg took over ten hours, and produced around 600 shots.

We analyze the first arrivals of shot seismic data recorded by eight seismic arrays deployed at the most accessible sites around Port Foster during the TOMODEC experiment. Figure Fig.7.6 shows the array locations, configurations, and beam-forming responses. Array apertures ranged from 0.2 to 1.3 km. Arrays M, F, J, and H recorded the shots fired in the first leg, while arrays E, K, G, and L recorded the shots fired in the second leg. The twelve array channels available were connected by cable to up to 11 vertical-component seismometers and one (optional) three-component seismometer. All receivers were Mark L28 instruments, with natural frequency of 4.5 Hz electronically extended to 1 Hz. A data acquisition system sampled these channels in continuous mode at 100 sps with a 24-bit A/D converter, and stored the data into an external hard disk.

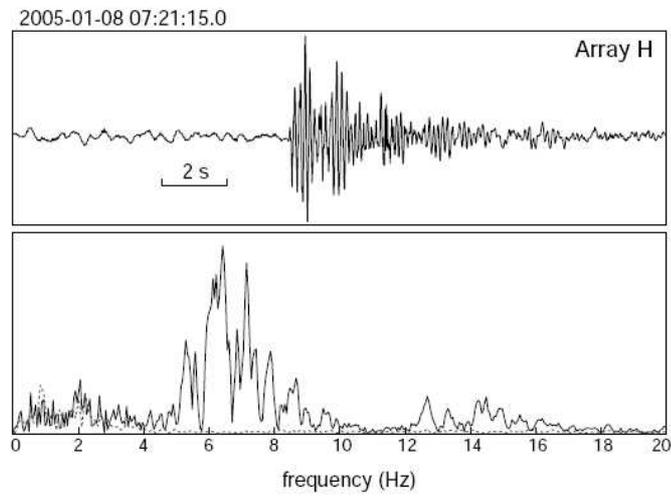
Absolute timing was obtained using a GPS receiver. See Abril (2007) for a full description of the data acquisition system.



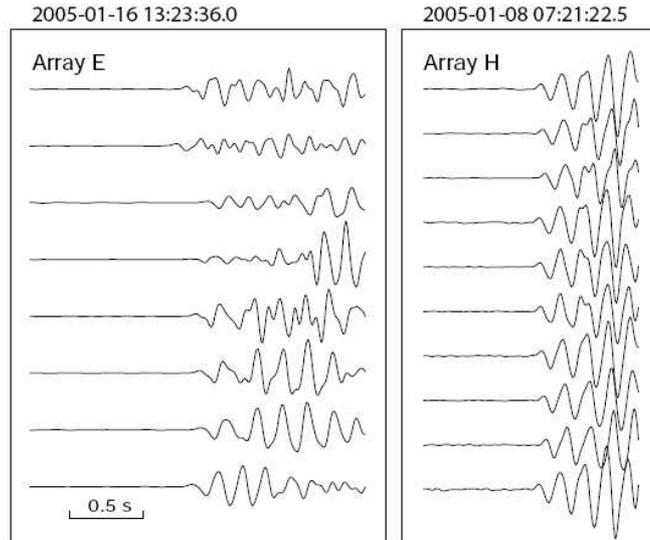
**Figura 7.6:** (a) Location and configuration of the arrays used for this work. The left and right maps correspond to the shot and instrument locations used during the first and second legs of the TOMODEC experiment (see text for explanations). The insets show a zoom on the configurations of the small aperture arrays. (b) Beam forming array responses at 6 Hz for the eight arrays selected, in the slowness range from -1 to 1 s/km in east and north components.

Shot seismograms are characterized by relatively impulsive first arrivals. However, the character of the signals depends on the shot range and also the shot azimuth. This suggests that wave propagation occurs across a highly heterogeneous medium. Travel times from source to receiver range between 0.5 and 5 s. Shot records have durations around 10-15 s, and their spectral contents are centered at  $\sim 6$  Hz (Fig.7.7). Array re-

cords show coherent first arrivals (Fig.7.8), although the duration of this coherent phase depends strongly on the array aperture.



**Figura 7.7:** (top) Seismogram of a shot recorded at array H. The shot was fired at 3.0 km NW of the array site. (bottom) Amplitude spectra of the signal (solid line) and noise (dashed line).



**Figure 7.8:** *Filtered seismograms (3-15 Hz) showing the P-wave arrivals for all channels at arrays E (large aperture, left) and H (small aperture, right).*

### 7.2.3. Method and data processing

We have used the Zero Lag Cross Correlation (ZLCC) method (Pezzo et al. (1997), Frankel et al. (1991)) to calculate the apparent slowness vectors of the first arrivals generated by the airgun shots. The ZLCC technique performs a grid search in the apparent slowness space, intended to maximize the array-average cross-correlation of the aligned waveforms. In this time-domain method, the wavefronts propagating across the array are assimilated to plane wavefronts, that can be represented by their apparent slowness vectors, or alternatively by their propagation azimuths and apparent slownesses.

In order to apply the ZLCC method to array data, we have to select an adequate set of parameters, including the filter, time window, and apparent slowness grid. We used a band-pass, zero-phase Butterworth filter in the 3-15 Hz frequency band, where most of the

shot energy is concentrated (Fig.7.7). With this filter we reduce the influence of oceanic noise, volcanic tremor, and other volcanic signals generally observed at frequencies below 3 Hz (Ibañez et al. (2003)). We also eliminate other sources of high-frequency noise such as wind, human activities, etc. We selected a window length of 0.4 s (40 samples) for the correlation analyses. This window represents about 2.5 periods at the dominant frequency of 6 Hz, which has been suggested as the optimum window length for this type of analysis. The size and spacing of the apparent slowness grid have to be chosen carefully, having into account the expected range of apparent slowness, array configuration, and sampling rate. We assumed that first arrivals are composed of body waves propagating from the source to the array along relatively shallow paths. For these waves, we can not expect arrivals with apparent slowness larger than the slowness of the shallowest layer, which in most models of Deception Island is smaller than 1 s/km. Thus, we took a range of -1 to 1 s/km for the East and North components of the apparent slowness vector. The optimum grid interval has to provide at least a delay of one sample between the shot arrivals recorded at the most distant stations of the array. Theoretically, the minimum grid interval can be estimated as  $s = t/D$ , where  $t$  is the sampling interval of 0.01 s and  $D$  is the array aperture. For the small- and large aperture arrays, the average apertures are about 0.35 and 1.1 km, respectively, which implies optimum apparent slowness grid intervals of 0.025 and 0.01 s/km.

We calculated the array-averaged cross-correlation for the selected array data at all the apparent slowness grid nodes, using the apparent slowness vector defined by the node to correct the waveform delays. The position of the node where the maximum average cross-correlation (MACC) is reached provides an estimate of the apparent slowness and azimuth of the incoming wavefronts. The region in the apparent slowness space with average cross-correlations above 90 % of the maximum provides an estimate of the uncertainty of the solution. The sizes and shapes of these regions are related to the array configurations. In Figure Fig.7.6b we show the beam-forming array responses at 6 Hz for the selected arrays. Large aperture arrays generally display a narrow main peak, although there are relatively important secondary peaks produced by spatial aliasing. Small-aperture arrays show wider peaks, resulting in lower resolution and larger uncertainties.

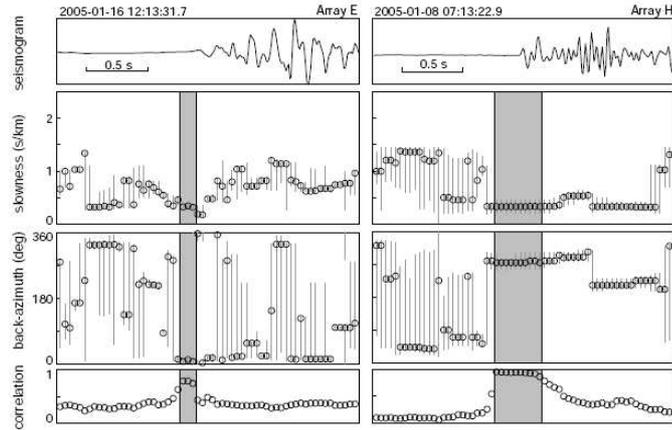
We repeated these operations along the seismograms by shifting the selected time window by a 10 % of its duration (four samples). In this way, we obtain time series of

---

apparent slowness, azimuth, and MACC for the whole shooting period.

In order to assign unique apparent slowness and propagation azimuth to each shot at each array, we analyzed the results in a temporal window around the P-wave arrival (Fig.7.9). We selected the best solutions based on these criteria: (1) temporal proximity to the first arrival of the shot records; (2) occurrence of a correlation peak with a correlation value larger than twice the noise correlation; (3) small uncertainties in the apparent slowness and azimuth estimates; and (4) stability of the solutions in apparent slowness and azimuth. The final apparent slowness and azimuth are obtained as a correlation-weighted average of the selected values. To quantify the quality of these estimates, we assign a quality factor ranging from 1 (for a very good solution) to 5.

Figure Fig.7.9 shows an example of the procedure for two shots at arrays E and H, at ranges of 3.1 and 2.1 km, respectively. The gray windows correspond to the selected interval, where the former criteria are met. Small aperture arrays have larger maximum correlations than large aperture arrays. The number of the stable solutions for azimuth and apparent slowness is generally smaller for large aperture arrays, where correlation decreases faster than for the short aperture arrays.



**Figura 7.9:** *Example of the procedure to determine the propagation parameters of a shot recorded at a seismic array. We show examples from arrays E (large aperture, left) and H (small aperture, right). Shot-array distances are 3.1 and 2.0 km, respectively. From top to bottom, we display the seismogram from one of the array channels; apparent slowness; back-azimuth; and maximum average cross correlation. In the central panels, vertical bars indicate the uncertainties of the solutions. The gray areas indicate the solutions selected to perform a weighted average (see text for explanations).*

## 7.2.4. Results

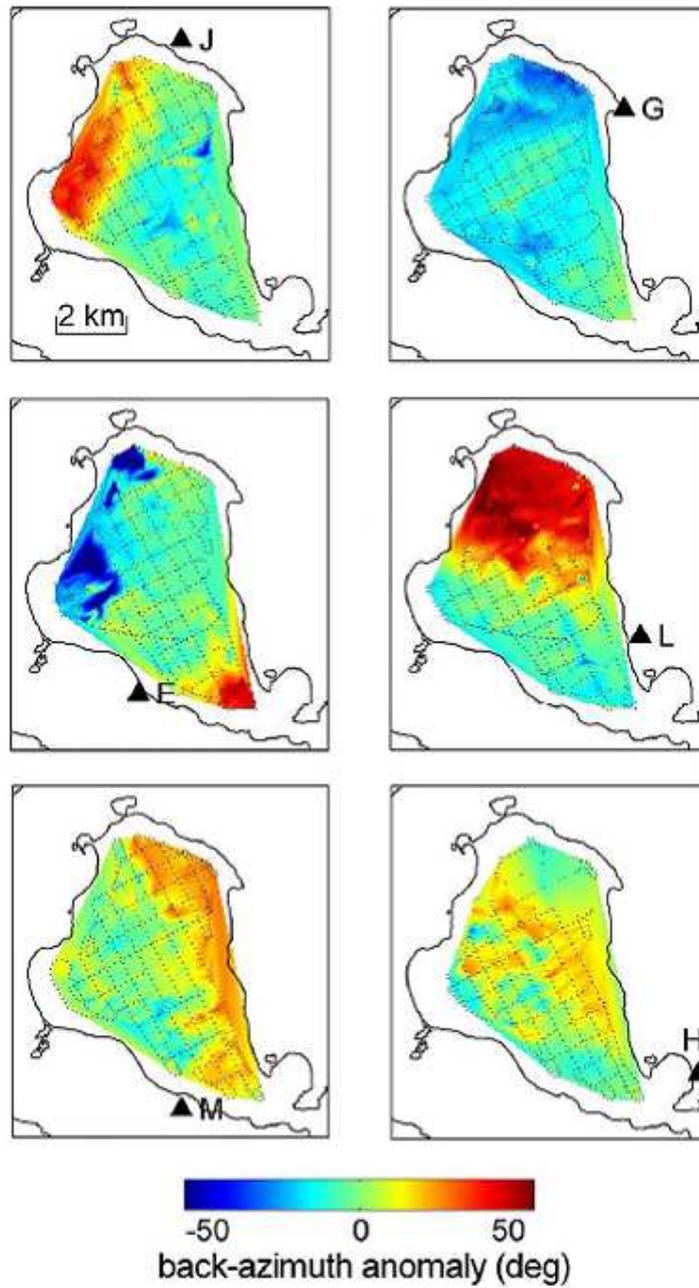
The procedure described above allows us to calculate a set of  $\sim 5000$  slowness vectors that characterize the first arrivals of the shots to the seismic arrays. To extract the most significant solutions among this dataset, we consider only those solutions characterized by: (1) quality factors of 1 or 2; (2) maximum average cross-correlations larger than 0.5 and 0.6 for large- and small-aperture arrays, respectively; and (3) minimum apparent slownesses of 0.05 and 0.15 s/km for large- and small-aperture arrays, respectively. These limits represent 5-6 times the slowness grid interval, which ensures an adequate resolution in azimuth.

Figures Fig.7.106 and Fig.7.11 show a summary of the results for six of the seismic arrays. To build these figures we artificially place the propagation parameters estimated

---

by the array (azimuth and apparent slowness) at the corresponding shot locations. These parameters are spatially interpolated to obtain 2D distributions. We have to mention that interpolation creates some artifacts, especially in those areas with few shots (for example the bay boundaries). We plot the shot positions to help discriminate the significant areas. Nevertheless, it is very important to keep in mind that the values should not be assigned to the point where they appear. They are not a property of the medium at the shot location, but a result of the interactions of the seismic wavefield and the medium between the shot location and the array.

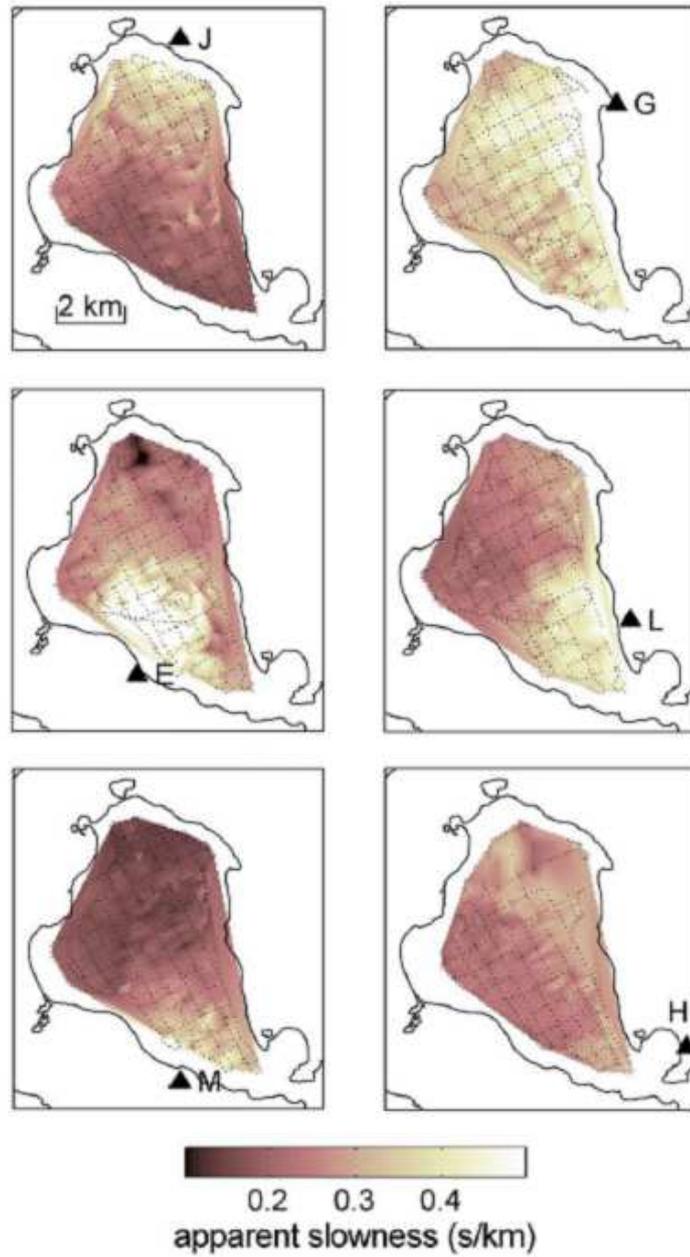
In Figure Fig.7.10 we display the azimuth anomaly, rather than the propagation azimuth itself. For each shot, the azimuth anomaly is defined as the difference between the azimuth estimated by the array, that describes the orientation of the apparent slowness vector, and the geometrical azimuth from the shot position to the array center. A positive/negative anomaly means a clockwise/counterclockwise rotation of the observed slowness vector compared to the shot-array direction. For most arrays, we observe the occurrence of large azimuth anomalies (up to 60 deg) at extended regions of Port Foster. Four areas display significant positive anomalies: the east and northeast limits of Port Foster for array M; the southern limit of the caldera, near Whalers Bay, for array E; the west side of Port Foster for array J; and the north half of the bay for array L. Negative anomalies are found mostly at the west side of Port Foster for array E, and at the northernmost limits of the bay for array G.



**Figura 7.10:** Distributions of azimuth anomalies obtained at the eight arrays. For each shot, we assign the azimuth anomaly measured at the array to the shot location, and interpolate to obtain a 2D distribution.

---

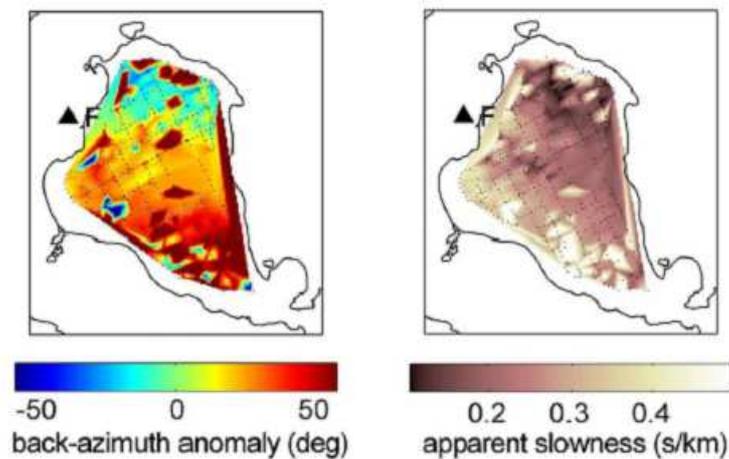
In Figure Fig.7.11 we plot the distributions of apparent slowness. Generally speaking, the most important factor controlling the apparent slowness of the first arrival is the shot-array distance. Nearby shots produce large apparent slowness values above 0.6 s/km, while distant shots produce small values, down to about 0.15-0.20 s/km. In terms of apparent velocities, shot arrivals range between 1.5 and 7 km/s. However, the radial patterns are not identical, and indeed there are important differences among arrays. For example, for similar shot-array distances array G seems to detect arrivals that are always slower than in the remaining arrays, while array M produces the fastest results. Moreover, the apparent slowness variation with shot-array distance for array H is slow, resulting in a quite homogeneous distribution. On the contrary, array E results show the strongest gradient, containing both the largest and the smallest of the apparent slowness estimates for all the array data.



**Figura 7.11:** *Distributions of apparent slowness obtained at the eight arrays. For each shot, we assign the apparent slowness measured at the array to the shot location, and interpolate to obtain a 2D distribution.*

---

Results for arrays F and K have been neglected on the base of their internal inconsistency. In several areas, the apparent slowness vector estimates provided by these arrays for nearby explosions are incompatible, either in azimuth or apparent slowness or both. As an example, Figure Fig.7.12 shows the results for azimuth anomaly and apparent slowness for array F. A relatively large percentage of the results are inconsistent, showing unrealistic changes in azimuth along the shooting lines and/or exceedingly large apparent slowness values. Shot distances along the shooting lines are just  $\sim 150$  m, and it seems very difficult to imagine what mechanism would explain such sharp variations.



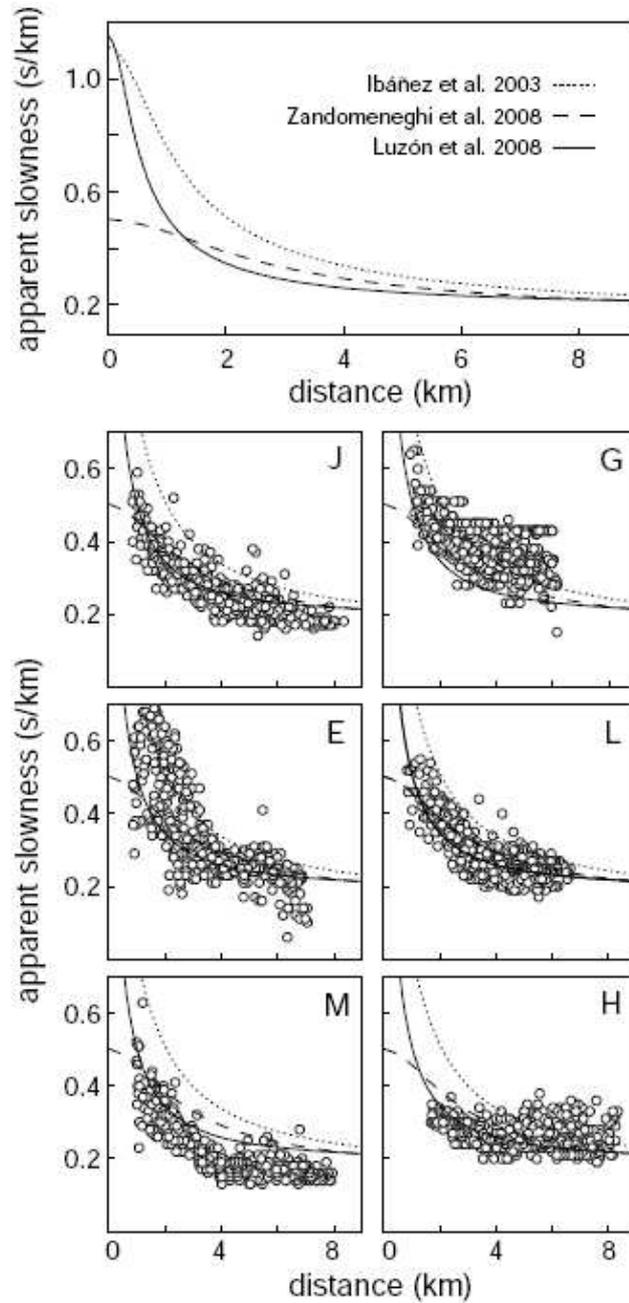
**Figure 7.12:** *Distributions of azimuth deviations and apparent slowness obtained for array F.*

## 7.2.5. Discussion

### Quality of the results

In this work we use eight seismic arrays to measure the apparent slowness vectors of the first arrivals generated by airgun shots at Deception Island volcano. The array

apertures and configurations affect the resolving capabilities and the quality of the apparent slowness vector estimates. We used large and small arrays, with average apertures of about 1.1 and 0.35 km respectively. The aperture is related to the size of the central peak in the response function, while the configuration of the stations influences its shape (Fig.7.6b). Large arrays (M, E, F, J, and L) have narrow central peaks, although secondary peaks due to spatial aliasing may appear. The small value of the apparent slownesses of the first arrivals ensures that we are choosing the right solutions. On the contrary, small arrays (K, G, and H) have wide peaks, but they do not show secondary peaks in the slowness range selected. This produces larger uncertainties in the estimates of apparent slowness and azimuth. This effect can be seen in Figure Fig.7.13, where the slowness distributions have more dispersion for arrays G and H, especially for distant shots that reach the array with small values of apparent slowness.



**Figura 7.13:** (top) Apparent slowness calculated as a function of distance for different models of Deception Island volcano. (bottom) Apparent slowness measured at the seismic arrays, plotted against the shot-array distance.

Arrays F and K provide a large percentage of inconsistent solutions (e.g. Fig.7.12). The low quality of the estimates could be due to the complexity of the shallow structure beneath the array site. One of the hypotheses behind the application of seismic antennas is the assumption of a common, homogeneous structure under the different array receivers. This ensures that the wavefronts propagating across the array can be considered locally as plane wavefronts represented by an apparent slowness vector. In the case of the array F, located at Obsidians Beach, several studies suggest the existence of a strong lateral velocity contrast in the NW boundary of Port Foster, beneath the array F site. For example, Saccorotti et al. (2001) determined the shallow structures under two seismic arrays located respectively at Obsidians Beach (the F array site) and Fumarole Bay, near the Argentinean Station (e.g. Fig.7.5). These structures were very different, suggesting the presence of a fracture system between the array sites, perhaps related to caldera formation. Almendros and García-Jerez (2010) investigated the shallow structure around the Port Foster coastline, using the same instrument layout described in this work. Most arrays were located on structures that could be modeled using 1-D models. However array F had to be divided into two subarrays to obtain coherent results. The SW stations were deployed on a fast structure that is in concordance with the caldera border. The NE stations were on a slow structure related to post-caldera volcanoclastic deposits. These results are supported by the high resolution seismic tomography performed by Zandomenghi et al. (2009). The main structural features of the seismic image of Deception Island are a low-velocity volume located under Port Foster and interpreted as a shallow magma chamber, and a high velocity region NW of Deception, that corresponds to the basement of the South Shetland Islands. Array F was located in the contact between these two features. We believe that the inability of array F to produce a consistent set of apparent slowness vectors for the shot data is related to wavefront distortions induced by this strong lateral heterogeneity.

In the case of the array K, located near Telefon Bay, not far from array F, the inconsistency of the results could be related to a similar effect. However, the array aperture is smaller, which would require an even larger horizontal gradient. This area is located among the sites of the 1967 and 1970 eruptions, and is nowadays a water saturated zone with several lakes and maars. Perhaps the properties of pyroclastic deposits with different degrees of water saturation may induce site effects important enough to reduce the coherence of the first arrivals and distort the wavefronts.

---

Therefore, only seismic arrays M, E, J, G, L, and H are used to assess the apparent slowness vectors distributions. These vectors represent the directions and apparent velocities of the wavefronts propagating across the array sites. They depend primarily on: (1) the shot locations, where the wavefields are produced; (2) the arrays, where the wavefields are recorded; and (3) the characteristics of the medium in which the wavefields propagate. In our case, since shot and array locations are known, we are in a fair position to investigate the effect of the medium on seismic wave propagation.

## Interpretation of the results

In laterally homogeneous media, seismic rays are contained in a vertical plane that includes the source and the receiver (i.e. the array center). Thus the expected azimuth anomaly is zero everywhere. Any deviation from zero indicates the presence of lateral heterogeneities that affect the ray path. In the case of apparent slowness, the interpretation is a bit more complex. A laterally homogeneous medium implies a radial distribution of apparent slowness. If the seismic velocity increases with depth, we should observe that apparent slowness decreases with increasing shot-array distance. For example, for a medium with a constant velocity gradient,  $v(z) = v_0 + kz$ , the apparent slowness can be expressed as a function of distance as  $s(x) = ((kx/2)^2 + v_0^2)^{-1/2}$ . But in general the expected values of apparent slowness in a laterally homogeneous medium are not known a priori, since they depend on the velocities of the different layers of the medium. In any case, the assumption of lateral homogeneity simplifies the problem to a radial distribution of apparent slowness vectors.

Nevertheless, volcanic regions are not laterally homogeneous media. They display strong lateral contrasts with different bodies of low and high velocity, as imaged by seismic tomography studies (e.g. Lees (167)). The seismic wavefronts are affected by these heterogeneities. Seismic waves speed up in high-velocity regions and slow down in low-velocity areas, producing distorted wavefronts and twisted ray paths. For example, to fix ideas, let us assume the presence of a low-velocity body (i.e. a magma chamber) located between the source and the receiver. Seismic rays would follow the fastest paths, turning around (instead of across) the low-velocity body. The rays would not necessarily be contained in a vertical plane. In terms of azimuth, this implies that the wavefronts would

reach the array with a propagation azimuth different from the source-array direction. Looking from the receiver to the low-velocity body, those sources located to the right of the low-velocity zone would have a positive azimuth anomaly, while those to the left would have a negative anomaly. Apparent slownesses tend to be smaller, since the rays will penetrate deeper to avoid the low-velocity region. If we have a high-velocity region between the source and the array, we expect that the sign of the azimuth anomaly is opposite to the low-velocity case; and that the apparent slowness gets larger, indicating shallower ray paths.

However, the interpretation in real situations can be much harder. Real volcano structures usually combine depth-dependent velocity gradients, low-velocity regions related to partial melt and/or hydrothermal alterations, and high-velocity regions usually interpreted as chilled magma bodies. On top of this, we must keep in mind the effects produced by the sharp topography of volcanic areas and the presence of strong scatterers and attenuating bodies (Pezzo (2008), Martínez-Arévalo et al. (2003), Métaxian et al. (2009), Neuberg and Pointer (2000), O'Brien and Bean (2009), Tramelli et al. (2006)). Therefore, it is very difficult to estimate precisely what values of azimuth and apparent slowness should be expected for seismic waves propagating in heterogeneous media.

In the case of Deception Island, we have a horseshoe-shaped island with a complex velocity distribution. Seismic images of Deception Island volcano obtained by seismic tomography (Zandomenighi et al. (2009)) show the presence of different high and low-velocity volumes related to the volcano structure. The dominant feature is an elongated low-velocity region located at shallow depths (0.5-5 km) under Port Foster. It is elongated in NW-SE direction with a size of roughly 5 x 2 km. The center of the anomaly is a bit offset towards the NW. It has been interpreted as a shallow magma reservoir (Ben-Tzi et al. (2009), Zandomenighi et al. (2009)). Smaller high-velocity regions surround the inner bay along the coastline in the NE and S-SW sides, related to the ancient caldera structure. The NE anomaly is located near Pendulum Cove, and extends to about 2.5 km in depth. The S-SW anomaly follows the shape of the caldera from Neptune's Bellows to Fumarole Bay. In this case, the anomaly extends deeper and merges with another high-velocity anomaly located south of Deception Island.

Apart from these evidences about the highly heterogeneous structure of Deception Island volcano, we have to underline that we are using data provided by an active seismic

---

experiment. Thus we are dealing with high-frequency, very shallow sources. In this sense, our apparent slowness estimates from the TOMODEC dataset may constitute an extreme situation. In general, high-frequency seismic waves are affected by topography and the heterogeneous structure more than low-frequency waves, due to the reduced wavelengths. Moreover, the shallow structure is expected to be more heterogeneous. Deeper sources should provide a better agreement between expected and observed apparent slowness vectors since the rays sample a more homogeneous medium.

In the following, we discuss the apparent slowness vector distributions in terms of propagation azimuth and apparent slowness.

**Propagation azimuth:** Although many of the azimuth estimates are in concordance with the apparent slowness vectors expected for a layered medium, there are also noticeable differences. We identify several regions where the shots produce wavefronts that propagate across the array sites in directions quite different from the shot-array directions. In these cases, the medium plays indeed a crucial role in wave propagation. Similar azimuth anomalies of up to  $50^\circ$  have been observed by Nisii et al. (2007), who performed a detailed study of wave propagation in the Campi Flegrei area during the TOMOVES experiment using both source and receiver arrays. Almendros et al. (2001) also detected large azimuth anomalies of tens of degrees during the analysis of long-period seismicity at Kilauea volcano (Hawaii) using three seismic arrays. Finally, Rocca et al. (2008) found back-azimuth differences of up to  $20^\circ$  between network and array locations of earthquakes in the Cascadia subduction zone.

Some details of the azimuth distributions could be explained by the presence of a magma chamber under Port Foster. In some cases the observed patterns of azimuth anomalies (Fig.7.10) are similar to the expected pattern for a low-velocity anomaly, described above. This pattern is found for example for arrays J and E. For these arrays, the shots to the right of the center of Port Foster (looking from the array) display positive anomalies while the shots to the left show negative anomalies. This observation could constitute a confirmation of the presence of a low velocity body under Port Foster. However, although this positive-negative pattern corresponding to a low-velocity body constitutes an interesting first approximation, it does not completely explain the observed features.

In fact, although most areas of positive azimuth anomaly are found in the proper position, to the right of the bay center looking from the array, some cases do not display a negative anomaly region that should be there by symmetry if the only effect was the presence of a low-velocity body under Port Foster. Although the shot coverage is not symmetric either, having more shots at one side than the other, in general areas of positive anomaly are more marked and extended than the negative anomalies. For example, array L displays a large positive anomaly filling the north half of the bay. There is almost no trace of negative anomalies to the south of the bay. Another discrepancy is related to the position and extent of the magma chamber. This chamber is located at the center of Port Foster, and it is elongated in a NW direction extending from the bay center to the shoreline of Obsidian Beach. At array E, the red-blue pattern extends to the south even further than the chamber limits. We could only explain the red patch in Figure Fig.7.10 by assuming a much larger magma chamber extending also from the center of the bay to the south, which has not been imaged by seismic tomography (Zandomeneghi et al. (2009)).

Therefore, there must be more structures affecting wavefront propagation. For example, high velocity bodies surrounding Port Foster may contribute to the distortion of the simple magma chamber pattern. The positive anomalies observed at the southernmost shots for array E could be related to a high velocity region along the southern shoreline of Port Foster, rather than to the central magma chamber. Given the positions of the anomalous bodies, the effect of both adds in the same sense, producing a strong positive anomaly in the area (Fig.7.10).

The only case where we find negative anomalies to the right of the magma chamber is for array G. In this case, there are no positive anomalies in the analyzed area. We think that a nearby ( $\approx 1$  km) high-velocity body located to the south of array G (Zandomeneghi et al. (2009)) can be responsible for this effect. The fastest seismic rays would be those passing through this high-velocity area. Looking from the array to the high-velocity center, most shots fall to the right, and therefore, they arrive to the array with negative azimuth anomalies (as described above for a high-velocity body).

**Apparent slowness:** As for the apparent slowness, the results show basically radial distributions. Figure Fig.7.13 shows a representation of the apparent slowness results as a function of shot array distance for the six arrays. We also include for comparison the apparent slowness values expected for several 1D Earth models used for

---

Deception Island. In a laterally homogeneous medium, the velocity structure would be the same for all arrays. Therefore, the radial patterns should be identical. We can see that results for arrays J, L, and H are consistent and fit reasonably well the Almendros and García-Jerez (2010) average model. The apparent homogeneity of the array H results, with values limited to the range 0.2-0.4 s/km, can be an artifact due to the relatively large distances from the array to the closest shots.

However, we observe significant differences in the radial patterns for other arrays. Array E has a sharp apparent slowness gradient, especially for close shots, that seems to be anomalous. If we compare these results with the arrays J or L, we find larger apparent slownesses at larger distances. This discrepancy could be explained by the presence of a high-velocity body near array E (Zandomenighi et al. (2009)). This body would force seismic rays to become shallower, and therefore the incidences would be more horizontal and the apparent slownesses larger. This high-velocity anomaly was also invoked to explain the origin of the positive azimuth anomaly.

Another intriguing result refers to the absolute value of the apparent slowness. Most arrays have values around the results expected for the Almendros and García-Jerez (2010) model. However, array G has generally large apparent slowness values, while array M has small values. These variations cannot be easily explained by the simple, qualitative models that we propose to discuss the anomalies observed in our data. However, we have to take into account other effects such as the local structure of the site in which the array is deployed (Almendros and García-Jerez (2010)), which can strongly affect wave propagation. The topography and bathymetry of Deception Island can also introduce important distortions in the wavefronts. These effects can only be addressed by computer simulations using numerical methods that allow for the resolution of the complete wave propagation problem.

## Future work

In this work, we have assessed the effects of lateral heterogeneities on wave propagation. The results underscore the importance of the path effects and demonstrate the need for the use of accurate seismic models and methods in volcanic areas. Traditionally, the heterogeneity of the velocity structure of volcanoes has been purposefully overlooked in order to apply the classical methods of seismology to volcanic areas. For example,

flat-Earth models, although unrealistic, have been and are still used to obtain a general view of the volcanic earthquake locations. The simplicity and efficiency of the calculations (that allow for example for real-time source locations) justify the precision drop induced by the use of these simplistic models.

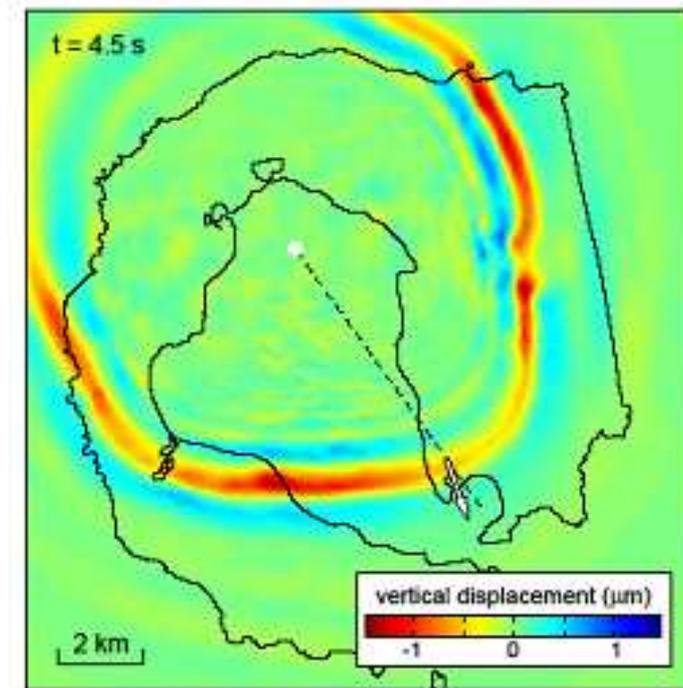
Nevertheless, there is an increasing body of knowledge about the velocity structure of volcanic areas, including digital elevation models to represent the topography and 3D high-resolution seismic tomography models. Moreover, we have the computational methods and power to reproduce the behavior of seismic wavefields in complex media (e.g. Almendros et al. (2001), Métaxian et al. (2009), O'Brien and Bean (2009), Neuberg and Pointer (2000), Ohminato and Chouet (1997), Ripperger et al. (2003)).

A direct consequence of our results 522 is that if we want to gather an optimum understanding of seismo-volcanic sources (locations, sizes, mechanisms, etc) we should review the seismological methods and algorithms to include the effect of the heterogeneities of the medium in wave propagation. This is especially critical for seismic array methods that depend on estimates of apparent slowness vectors. These vectors are very sensitive to the velocity structure, and a simplistic interpretation may introduce important uncertainties. Several authors have successfully addressed this problem using numerical simulations (e.g. Almendros et al. (2001), Jousset et al. (2003), Métaxian et al. (2002)). These simulations allow us to understand the effect of the topography and other lateral velocity heterogeneities on seismic wave propagation.

As an example, we have performed several tests to simulate the effects of the medium heterogeneities on the propagating wavefronts at Deception Island. We use the finite-difference method of Ohminato and Chouet (1997) on a 10x10x5 km volume sampled with a grid cell size of 50 m. The model includes the topography of both the free surface and sea floor. P-wave velocities are obtained from the 3D tomographic model of Zandomenighi et al. (2009). We assume a constant density of 2.65 g/cm<sup>3</sup>, and a constant Poisson ratio of 0.25. Due to the constraints of the methodology, we compute the wavefield for a 1 Hz source. Figure Fig.7.14 shows an example of the results, corresponding to the wavefield at 4.5 s for a shallow isotropic source located under the northern sector of Port Foster. Instead of the radial symmetry expected for a laterally homogeneous (isotropic) medium, we observe that seismic energy propagates faster in some directions, and focuses in particular regions. These effects produce rather asymmetric wavefronts. To quantify the

---

amount of wavefront distortion, we calculate the slowness vector using a synthetic array, that is, a set of spatially-separated synthetic seismograms (Almendros et al. (2001)). In this case, we use a synthetic array simulating the location and configuration of the L array. As can be observed, the estimated azimuth does not correspond to the shot-array direction, but it is rotated clockwise by about  $20^\circ$ . This represents a positive azimuth anomaly, which coincides with the observations (e.g. Fig.7.10). In this case, wavefront distortions are basically produced by the presence of a low velocity region beneath the caldera, which has been interpreted as a shallow magma chamber (Zandomenighi et al. (2009)). The wavefronts move slower to the south (across the magma chamber) than to the southeast. Thus, the initially circular wavefronts become flat in this direction. These results are the inspiration of a work in progress where we try to reproduce the observed distributions of slowness vectors using a more detailed numerical modeling that might overcome the limitations of the present simulations.



**Figura 7.14:** Snapshot of wave propagation through a model of Deception Island volcano that includes topography and 3D velocity structure. The source is a shallow, 1 Hz, isotropic source located under the north sector of Port Foster. The arrow indicates the direction of the apparent slowness vector of the synthetic wavefront at the L array site.

Our results open yet another interesting line of research. Seismic tomography obtains the properties of the medium (e.g. P-wave velocity) by inversion of a large number of measures of an observable (e.g. P-wave travel time) generated along the ray paths between many sources and/or many stations. In our case, we have estimated a large number of apparent slowness vectors, corresponding to the propagation of seismic waves from a large set of sources to six seismic arrays. Therefore, we could use our observations to perform a slowness vector tomography of Deception Island caldera. In other words, we could use the slowness vectors as the observable to compare between data and synthetics obtained in a perturbed model. Slowness vectors are highly sensitive to the velocity gradient,

---

so that a slowness vector tomography would be most adequate to define the sizes and shapes of the velocity heterogeneities (Hu et al. (1994), Nisii et al. (2007)). Moreover, ray coverage can be further improved using clusters of sources as seismic arrays. This is the basis of the double-beam method (Kruger et al. (1996), Nisii et al. (2007)), which allows the measure of reversed, receiver-to-source apparent slowness vectors. Of course, several questions arise, such as the need to develop fast and accurate ray tracers that could provide the apparent slowness vectors expected for a particular model, or the need to consider both azimuth and apparent slowness (a vector observable, instead of a scalar). But given the dense source and receiver distributions, we believe that the TOMODEC experiment constitutes an ideal dataset to test the feasibility of slowness vector tomography.

### **7.3. Relocation of hypocenters from microearthquakes using a 3D tomography model at Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) in the Mid-Atlantic Ridge**

#### **7.3.1. Introduction**

Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) is situated in the Mid-Atlantic Ridge. It is one of the largest and best-studied hydrothermal fields on the seafloor (Rona et al. (1986), Rona et al. (1993), Scott et al. (1974)). For the past  $\sim 140$  ky hydrothermal venting has been active (Lalou et al. (1995)). In a area of  $\sim 5 \times 5$  km on the eastern side of the Mid-Atlantic Ridge axial valley at  $26^{\circ}08'N$ , it has generated several large mineral deposits. The active TAG mound is associated with high temperature (Humphris and Tivey (2000), Kleinrock and Humphris (1996)), a massive sulfide deposit  $\sim 200$  m diameter and  $\sim 50$  m tall containing  $\sim 3.9 \times 10^9$  of sulfides (Humphris and others (1995)) and discharging fluids having temperatures in excess of  $360^{\circ}C$  (Campbell et al. (1988), Chiba et al. (2001), Parker and von Damn (2005)).

The formation of large mineral deposits and hydrothermal discharge, due to the geological conditions and processes (during a long time) in this region have been discussion topic. The first investigations studied the heat extraction from a mid-crustal melt reservoir at the axis (Kong et al. (1992)), it could be a possible path circulation through listric faults (D.G.Temple et al. (1979), Thomson et al. (1985)). Later research studied it like shallow convection from a local heat source beneath the hydrothermal field (Rona et al. (1993), Zunenshain et al. (1989)). Other authors focused it like removal of heat through a broad cracking front, which penetrates downward into the lower crust (Wilcock and Delaney (1996)). On the eastern rift valley wall gabbro and diabase outcrops have been observed (Reves-Sohn et al. (2001), Zunenshain et al. (1989)). On the other hand, on the eastern valley wall magnetics data have showed a zone of reduced magnetization (Tivey et al. (2003)). This result was interpreted like a crustal thinning produced for the long-lived extension on a normal fault. Thus, it allowed the hypothesis that the hydrothermal field is situated on the hanging wall of an active detachment fault. The role of the tectonics would be more important than the volcanic processes, maintaining hydrothermal circulaation for a long time at TAG hydrothermal field (Tivey et al. (2003)).

### 7.3.2. Previous studies

deMartin et al. (2007) locate 19232 microearthquakes observed during eight months ocean bottom seismometer (OBS) deployment. The network was  $7 \times 7$  km size with 13 short-period 4 components OBSs (Fig.7.15). The average rate was  $\sim 80$  events/day along a  $\sim 30$  km stretch of the ridge axis with local magnitudes  $1 \leq M_L \leq 4$ .

deMartin et al. (2007) made hypocenters locations via stochastic descent on a three-dimensional grid using residuals from compressional and shear phase arrivals (P and S) picked from the seismometer records. Mean hypocenter accuracies (95 % confidence level) were  $\pm 1.0$ , 0.9 and 1.1 km in the N-S, E-W and vertical directions, respectively.

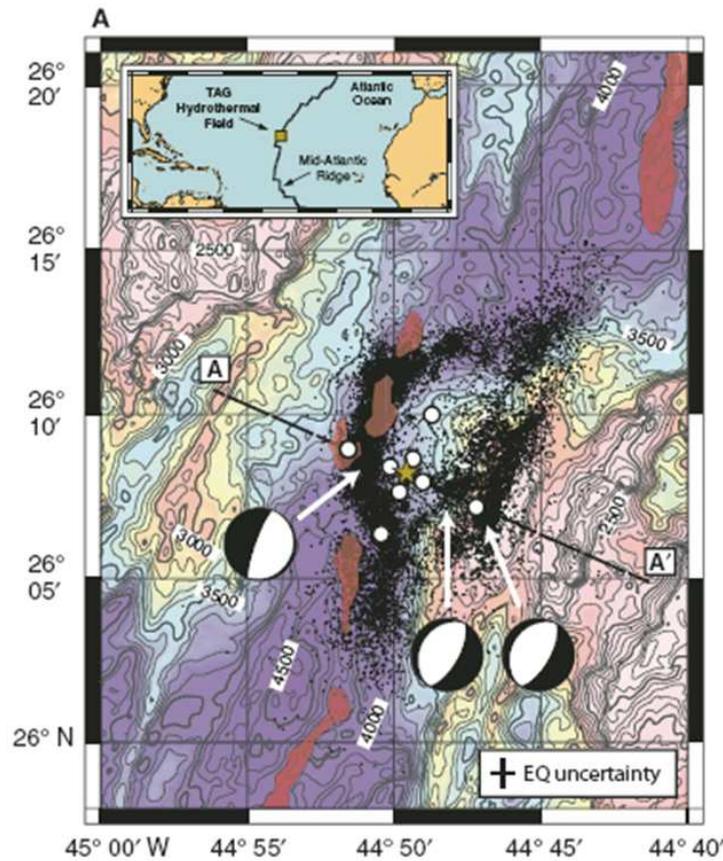
In this study the hypocenters records showed two distinct areas of seismic activity. One group of events forms an arc that wraps around the bulge on the east side of the axial valle. The second set of events is situated parallel to the ridge beneath the eastern valley wall (Fig.7.15). The first set of events are produced in a west dipping fault ( $\sim 70^\circ$

---

dip). This fault extends more at least 7 km below seafloor.

deMartin et al. (2007) calculate the focal mechanisms and they are consistent with a normal faulting along the hypocenters trend ( $80^\circ$  dip). At  $\sim 3$  km depth (below seafloor) the seismic activity decrease drastically. On the other hand, the clusters situated at the eastern valley wall are located between 2-5 km below seafloor. The focal mechanisms, for both clusters, are consistent with antithetic normal faulting, but the relation with fault planes is not very clear.

Moreover, deMartin et al. (2007) performed a tomographic model across the ridge axis A-A' (Fig.7.15) inverting P wave first arrival traveltimes with Korenaga et al. (2000) method. The results showed a highly asymmetric crustal structure across the axial valley. The western side has a similar structure to other Mid-Atlantic Ridge areas built by volcanic activity (Hooft et al. (2000), White et al. (1992)). However, the eastern flank is below a big high velocity anomaly. At  $\sim 1$  km depth the velocities are higher than 6.5 km/s (in contrast with 4.5 km/s beneath neovolcanic zone). This high velocity anomaly value indicated the presence of lower crustal and/or serpentinized upper mantle rocks at anomalously shallow depths. This anomaly penetrates forming  $20^\circ \pm 5^\circ$  of angle toward the spreading axis, passing under TAG at  $\sim 1$  km depth. Also, it intersects the set of earthquakes of the west-dipping fault plane at a depth of  $\sim 3$  km. This study is limited to the first 2.5 km of the crust. However Canales et al. (2007) seismic study doesn't show low-velocity zones, which indicates that there is not crustal melts at the TAG segment, in contrast to the Kong et al. (1992) seismic investigations at the same zone.



**Figura 7.15:** *Mid-Atlantic Ridge at 26°N and Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field map. Fig.A: Bathymetry of the area, microearthquakes epicenters (black dots), ocean bottom seismometer (white circles), active TAG mound (brown star), neovolcanic zona (red patches). Five of the OBS were deployed in a small group beneath the brown star. The composite focal planes are shown for earthquakes along A-A' line. Epicenter earthquakes uncertainties are shown (Taken from deMartin et al. (2007)).*

### 7.3.3. Relocation of hypocenters from microearthquakes using a 3D tomography model at Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) in the Mid-Atlantic Ridge

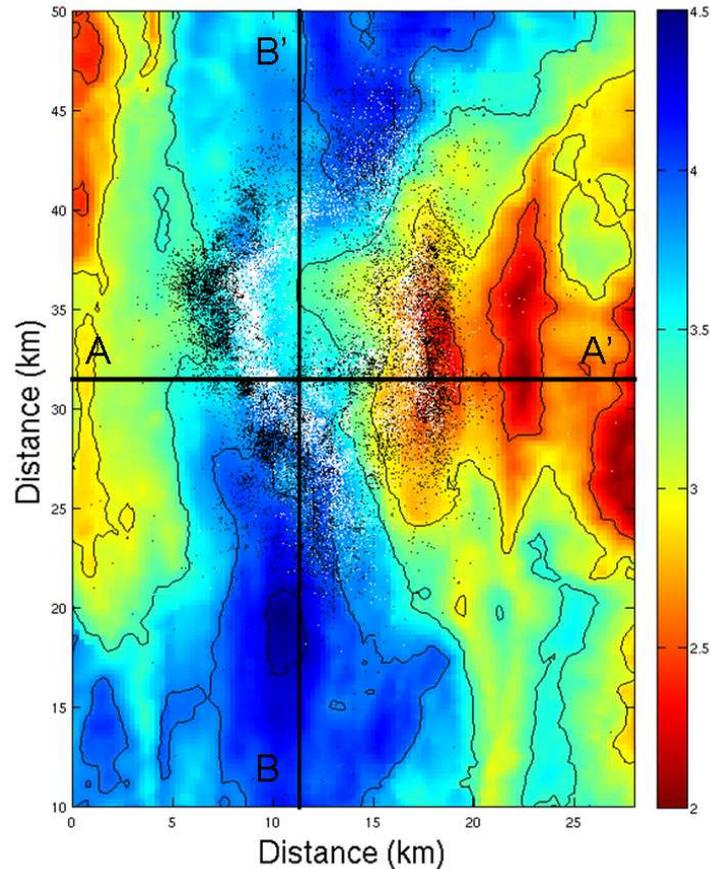
A 3D P waves first arrivals velocity model was performed using Zelt and Barton (1998) technique. 19232 microearthquakes traveltimes registered in 13 OBS deployed

---

during eight months were used (Fig.7.15).

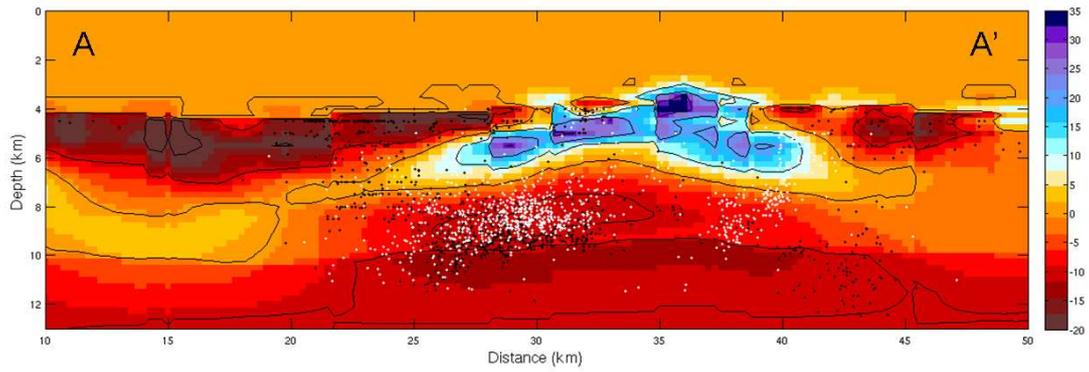
Using the same method that deMartin et al. (2007), (stochastic descent on a three-dimensional grid) we have relocate the hypocenters. Predicted arrival times were estimated using the 3D tomography model by double difference method. The relocation was made for P phase and we used the same residuals than deMartin et al. (2007).

The results show a new hypocenters distribution (Fig.7.16, Fig.7.17, Fig.7.18. It allows to make a better interpretation of the tectonics dynamics.



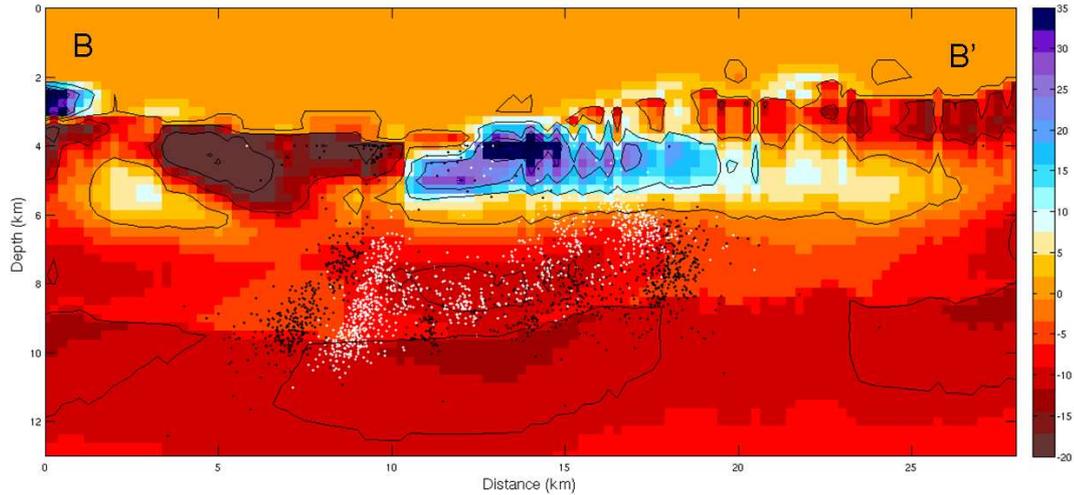
**Figura 7.16:** *Mid-Atlantic Ridge at 26°N and Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field bathymetry map. The white dots are the old earthquakes locations and black dots are the new epicenter location (all with rms less or equal than 120 ms). The cross-section A-A' and B-B' are showed.*

The figure Fig.7.16 shows the old and new distributions of the hypocenters and the bathymetry. The old locations make a set of 14790 events of 19232 with rms less or equal than 120 ms. A total of 13589 earthquakes have been selected of 19232 with a rms less or equal than 120 ms for the new epicenters locations. The old locations are indicated at figure Fig.7.16 with white dots and the new locations with black dots. The new locations show a spread distribution occupying a bigger area. On the other hand, the epicenters move away TAG mound (in the intersection of the black lines).



**Figure 7.17:** *Cross section A-A' showed at figure Fig.7.16. The old locations are the white dots and the new locations the black dots.*

The cross-section A-A' is showed at figure Fig.7.17. It shows the anomaly tomography model. and the new and old locations. The new are indicated with black dots and the old with white dots. The hypocenters represented are situated between 10 and 14 km at figure Fig.7.16. A total of 958 microearthquakes are indicated in this area. To access the anomalies maps we compared the new 3D tomography model with 1D deMartin et al. (2007). A big high velocity anomaly is situated between 25 and 43 km of distance and 3 to 7 km of depth. The new hypocenter locations show a spread distribution and they move away of the high velocity anomaly.



**Figura 7.18:** *Cross section B-B' showed at figure Fig.7.16. The old locations are the white dots and the new locations the black dots.*

The figure Fig.7.18 represents the cross-section B-B'. A high velocity anomaly is observed between 10 to 18 km of distance and 3 to 5.5 km. This cross-section belongs to the deMartin et al. (2007) results. The white dots indicated the old hypocenters locations and the black dots are the new locations. In comparison with the old locations, the new locations move away from the high velocity anomaly. deMartin et al. (2007) analyzed the left group of events like a normal fault with a high dip of  $\sim 80^\circ$ . However, the new locations show a trend with a smaller dip, which is a more realistic result. On the right side the clusters of earthquakes were interpreted like anithetic normal fault faulting planes. We observed that the new locations are spreader than the old and deeper.

We have observed how if we take into account a 3D tomographic model instead a 1D model, the hypocenter locations can systematically change. To do a correct location of the sources events can help us to make a better interpretation and understanding of the dynamical tectonics of the area.

---

### 7.3.4. Conclusions

We have observed how the presence of lateral heterogeneities in a region is a decisive factor in the seismic waves propagation. The volcanic regions are highly heterogeneous and, therefore, they have a meaningful influence in the seismic waves propagation. We have seen how the seismic waves paths can be distorted by the medium. At Deception Island we have observed, in the case of the seismic arrays, that the ray parameters values can be wrong because of the very heterogeneous medium. On the other hand, at Trans-Atlantic Geothermal field (Mid-Atlantic Ridge) the location of sources events is altered and the introduction of a 3D model give us more realistic results.

Take into account a more realistic 3D model is very important, especially in volcanic areas, where the medium is very heterogeneous. Using a tomographic model we will get better results for the ray parameters, hypocenters locations. A good results will help us to make a good and more precise interpretation and understanding of the tectonic dynamic of the zone.

# Capítulo 8

## Conclusions

In this chapter we are going to summarize the principle conclusions obtained in this study.

### General conclusions

- Two different tomographic techniques have been applied to get the high resolution image of Tenerife Island, using active seismic experiment data. The results show that, independently of the method used to perform the tomography, if the data have high quality and the spatial coverage is adequate, both methods provide similar images. Thus, the selection one concrete method depend on, fundamentally, the processing capability and how friendly is to manege, even the flexibility to adapt the program to the geomorphological conditions of the medium.
- The 3D high resolution tomographic velocity image of Tenerife Island shows a high structural complexity. A big velocity contrast are observed, the anomalies values reach  $\pm 40\%$ , respect the initial model. At least in the sampled volumen, we do not observe clear evidences of magma reservoir. These contrasts are interpreted like the presence of consolidated materials related to magma cooling, plutonic intrusions. The low velocity can be associated to hydrothermally altered material, fracture

---

products or high volcanoclastic deposits.

- It have been check that the presence of high velocity contrast in a volcanic media affects the ray path. It produces its bending. This checking was performed at Deception Island, using active seismic data recorded at seismic antennas. The presence of a magmatic body in the inner of the island and the high orographic and structural contrast, produce ray deviation in contrast with the straight path expected (if we analyze the azimuth) reaching values of  $60^\circ$ . To know the ray deviation is fundamental to realize truly seismic locations.
- If we know the 3D structure of a region when we locate the hypocenters events, the results are more in agreement with the geodynamical framework, thus these locations can be used to get a better understanding of this framework. This observation have been done relocating hypocenters of microearthquakes registered at Trans-Atlantic Geothermal field (TAG) (Mid-Atlantic Ridge), using a 3D seismic tomography model. In this region the application of the method has allowed to perform a better interpretation of the tectonic dynamic of the region.

### **Methodological conclusions**

- ATOM-3D code is very flexible, friendly to manage, easy to modify the parameters and check them, it adapts to the sharp geographical contrasts, it allows the incorporation of a water layer, it permits use free shape models to perform the synthetic tests, it execute the inversion in a number of grids with different angles, to avoid the influence of the grid in the results.
- In counterpart, ATOM-3D code does not work in Linux, the results formats use a specific software, which compel to get this programs. It could be interesting to check ATOM-3D using different ray tracing techniques.
- FAST code have been applied in many regions for different researches, which is a quality of it is a good code. We assume that it have been checked and revised to change possible mistakes. FAST results can be considered of guarantee.
- In counterpart, initially, it has limited the number of stations to be used, it is not versatile and not friendly to manage, the results can be very affected for the outliers data.

- A lot of methods can be used to check the resolution and reliability range on the results obtained. These tests are called synthetic tests. Our results have been checked using different techniques for each method. It is convenient the use of the synthetic tests, even if we have a good data base with a adequate coverage. The synthetic tests are going to allow to perform a better interpretation of the results.

### **Data conclusions**

- A good tomographic image is based in a big quantity of data with high quality and good coverage of studied region.
- When there is a lack of natural seismicity with homogeneous distribution in the space, the active seismic is the best solution, to get a tomographic image of the zone.
- In regions close to the sea or islands, the shots generated with airguns are an alternative to perform the active seismic experiments. It is necessary to have airguns with high capability, even though at Tenerife Island we used 3000 c.i. and, sometimes, they did not enough to cover all the region and get information of deeper areas. The active seismic data have permits to know with low uncertainty, the position and origin time of the sources, improving reasonable the tomographic image and it simplify the data processing.
- Two fundamental limitations of the active seismicity, using airguns, are: a) they generated just coherent P-waves; b) The source is shallow, limiting the depth of the results in the tomographic inversion.
- Including traveltimes with a high uncertainty associated, even if the correspond to other deeper path, do not improve the image. These data increase the RMS and reduce the truly resolution of the image.

### **Tenerife seismic tomography conclusions**

- The island is characterized for a high velocity core.

- 
- The negative anomalies (lower velocity than initial model velocity) are around the high velocity core. The size and anomaly velocity value increase with the depth reduction.
  - We observed the alignment tendency of the high velocity anomalies with the directions of the transversal faults of the Atlantic Ridge and African rift.
  - **Teno Zone:** Teno Zone (NO) is characterized by a high velocity body with values between 12 % and 16 %. The anomaly value remains constant for all depths. If we compared this high velocity anomaly with other areas high velocity anomalies (for example, Roque del Conde), we observed that the values is lower than in these places. Teno zone is an old edifice and the materials can be altered. This anomaly can be related with the old Teno edifice materials. The low velocity anomalies can be associated with porous and fractured materials. Below Taco Volcano appears a high velocity anomaly, at 3100 m of depth. It can be related to magmatic intrusions or dikes systems.
  - **North Zone:** The North area is characterized by high and low velocities anomalies. The high velocity anomalies (reaching 30 % of value) are related to Las Cañadas central edifice and the Dorsal (Izaña (Fasnia Volcano) and Pedro Gil stratovolcano (Arafo Volcano)). At East of Icod it appears a high velocity anomaly (30 %), at 500 m (s.n.m.) of depth. It can be associated with magmatic intrusions. The Izaña and Arafo Volcano can be related to magmatic intrusions, dike complexes of plutonic bodies.

The low velocity anomalies appear at Icod, Tigaiga and La Orotava Valley, with values upper than -30 %, in the shallower layer. These anomalies can be related to porous or fractured materials. These products can be generated in the formation of the island. When the depth decreases the anomalies values increase, which indicated that these materials are less consolidated. The existence of these materials in the Dorsal make it a probable place to take place future eruptions.
  - **Roque del Conde zone:** Roque del Conde area (S) is characterized by high velocity anomalies with huge values between 32 % and 36 %. Roque del Conde is part of the old edifices at Tenerife Island with Teno and Anaga. It is characterized by high velocity anomalies focused in several places: Roque de Jama, Roque del Conde and the zone between Adeje and Boca Tauce (Boca Tauce is included in Las Cañadas analysis). At Roque del Conde, Roque de Jama and Southeast of Boca

Tauce and South of Guajara high velocity anomalies fit with dikes complexes areas. Roque de Jama anomalies (where a high number of center emission are situated), Roque del Conde, Southeast of Boca Tauce and South of Guajara can be related with dikes intrusions, visibles at the surface. The positive anomaly between Adeje and Boca Tauce can be associated with the formation of the old edifice of Roque del Conde related with plutonic bodies, magmatic intrusions or dikes systems.

The low velocity anomaly (values upper than -30 %, in the shallower layers) is located in San Lorenzo Valley. When the depth decreases the size and value increase. It can be related with fractured material, porous lavas.

- **Dorsal of Santiago del Teide:** The Dorsal of Santiago del Teide (NW) is characterized for a high velocity anomaly (upper than 30 % at Chinyero zone in the shallower layers) which is connected with Las Cañadas Edifice. A low velocity anomaly (values upper than -30 %, in the shallower layers) is located between Teno and Las Cañadas area. At 3100 m (b.s.l.) of depth a high velocity anomaly appears and it increase its size and value (reaching 30 % at Chinyero zone). The situation and shape fit with the historical eruptions of Boca Cangrejo (s.XVI), Garachico (1704) and el Chinyero (1909). This anomaly coincides with a big number of emission centers. It can be related with magmatic intrusions, dikes systems.

This zone is characterized by low velocity anomalies at 3100 m of depth. It is a probable place for future eruptions.

- **Las Cañadas:** Las Cañadas is characterized by a high velocity core. (with values upper than 30 % at some points). At 2500 m (b.s.l.) the high velocity anomalies are situated outside of Las Cañadas edifice, except Boca Tauce anomaly. Boca Tauce anomaly is characterized by high values since 6700 m (b.s.l.). Also remain the high velocity anomalies located at La Fortaleza (lower value than Boca Tauce) and Pico Viejo anomaly. When the depth decreases, the high velocity anomalies disappear, except Boca Tauce anomaly (which increases its value and size). At 1900 m (b.s.l.) appears three high velocity anomalies at Las Cañadas area at Guajara, Cañada de Diego Hernández and La Fortalez. These anomalies increase the value and move toward Las Cañadas wall, when the depth decreases. On the other hand, Boca Tauce anomaly is divided in two parts and a high velocity anomaly appears at West of Boca Tauce. At 500 m (a.s.l.) in clockwise sense the high velocity anomalies are (values around 30 %): La Fortaleza, Cañada de Diego Hernández, Guajara, Ucanca-Boca Tauce, West of Boca Tauce and Pico Viejo.

---

The formation of Las Cañadas took place in three stages of construction and destruction.

Cañadas I stage (3.5 My to 2.6 My) formed La Angostura and Boca Tauce. In the area of La Angostura a high velocity anomaly (30 %) appears at 6100 m of depth. On the other hand, Boca Tauce fit with a high velocity anomaly (30 %). These zones can be related with magmatic intrusions, plutonic bodies, dikes complexes.

Cañadas II stage (2.4 My to 1.4 My) formed Ucanca where we observed a positive anomaly (values around 30 %) at the tomographic images. Ucanca lower unit is crossed by a huge number of dikes that converge in the inner of Las Cañadas caldera, at Llano de Ucanca, near Roques de García. This evidence indicates that a big number of magmatic intrusions took place in this area, which correlates with the positive anomaly. Moreover, at the caldera wall and West of Boca Tauce, there are two families of dikes, which could be the evidence of the high velocity anomaly of this zone.

Cañadas III stage (1.4 My to 0.13 My) built Guajara, Diego Hernández and La Fortaleza. Again, we observed the correspondence between the positive anomalies (values around 30 %) and these formations at the tomographic images. Las Cañadas high velocity areas can be related with dikes complexes, magmatic intrusions, plutonic bodies.

The low velocity anomaly located below Montaña Blanca (values between -8 % (at 3100 m (b.s.l.) of depth) and -16 % (at 1500 m (a.s.l.) of depth)), East flank of Teide, can be related to melted material. However, several authors, who made geophysical studies, like gravimetry, have associated it to hydrothermally altered materials. At Teide crater some fumaroles are situated, which indicates the existence of hydrothermal alteration. On the other hand, this anomaly appears at 3100 m (b.s.l.) and we can not reject the hypothesis of the existence of melted material. Nevertheless, to interpret this anomaly like the presence of melted material below Montaña Blanca, it is not exclusive of this zone. The uncertainty associated with the only use of P waves, allow us to extend this interpretation to other places with negative anomalies at the same depth, even deeper. This anomaly appears surrounded for a high velocity anomaly until 700 (b.s.l.) where the North part disappears. We can related this area to the North wall of Las Cañadas, which does not appears at lower depths.

## **Effects of the structure on the P waves propagation and other effects conclusions**

- We have observed how the presence of lateral heterogeneities in a region is a decisive factor in the seismic waves propagation. The volcanic regions are highly heterogeneous and, therefore, they have a meaningful influence in the seismic waves propagation. We have seen how the seismic waves paths can be distorted by the medium. At Deception Island we have observed, in the case of the seismic arrays, that the ray parameters values can be wrong because of the very heterogeneous medium. On the other hand, at Trans-Atlantic Geothermal field (Mid-Atlantic Ridge) the location of sources events is altered and the introduction of a 3D model give us more realistic results.
- Take into account a more realistic 3D model is very important, especially in volcanic areas, where the medium is very heterogeneous. Using a tomographic model we will get better results for the ray parameters, hypocenters locations. A good results will help us to make a good and more precise interpretation and understanding of the tectonic dynamic of the zone.



# Apéndice: Aplicación del programa FAST

Hemos realizado un guión de uso del código FAST sobre la aplicación en nuestro caso. Este código puede resultar poco amigable en su aplicación, algo que no ocurre con ATOM-3D, donde es suficiente con seguir el guión provisto por su autor. Es necesario introducir los valores correspondientes a distintos parámetros en diferentes ficheros. Además hay que ajustar dos parámetros,  $s_z$  y  $\lambda$ , para realizar la inversión. Hemos decidido hacer un resumen sobre la metodología seguida por FAST para realizar la inversión y así introducir los parámetros de  $s_z$  y  $\lambda$ . A continuación hacemos un breve repaso a la teoría de la inversión seguida en este código. En el segundo apartado explicaremos paso por paso la aplicación que hemos realizado de este código a nuestros datos.

## FAST: Metodología de la inversión

Anteriormente hemos visto la parametrización seguida por FAST (en nodos) y la técnica usada para el trazado del rayo, diferencias finitas (Hole and Zelt (1995)). No es nuestro objetivo describir de nuevo las técnicas usadas por FAST. Por tanto, vamos a proceder a describir la teoría utilizada en la inversión, para introducir los parámetros  $s_z$  y  $\lambda$  que serán los que debemos ajustar en el paso de la inversión.

Para realizar la inversión es necesario minimizar la función objetivo  $\Phi$

$$\Phi(\mathbf{m}) = \delta \mathbf{t}^T \mathbf{C}_d^{-1} \delta \mathbf{t} + \lambda [\mathbf{m}^T \mathbf{C}_h^{-1} \mathbf{m} + s_z \mathbf{m}^T \mathbf{C}_v^{-1} \mathbf{m}] \quad (8.1)$$

donde  $\mathbf{m}$  es el vector modelo;  $\delta t$  es el vector de residuos de residuos de los datos;  $\mathbf{C}_d$  es la matriz de covarianza de los datos;  $\mathbf{C}_h$  y  $\mathbf{C}_v$  son las matrices de 'aspereza' horizontal y vertical, respectivamente;  $\lambda$  es el parámetro 'de acuerdo'; y  $s_z$  determina la importancia relativa de mantener el suavizado vertical respecto al horizontal. El sistema de ecuaciones al que se llega es:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{C}_d^{-1/2} \mathbf{L} \\ \lambda \mathbf{C}_h \\ s_z \lambda \mathbf{C}_v \end{bmatrix} \delta \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{C}_d^{-1/2} \delta \mathbf{t} \\ -\lambda \mathbf{C}_h \mathbf{m}_0 \\ -s_z \lambda \mathbf{C}_v \mathbf{m}_0 \end{bmatrix} \quad (8.2)$$

donde  $\mathbf{L}$  es la matriz de derivadas parciales con elementos  $l_{ij}$  iguales a la longitud del rayo  $i$  -ésimo en la celda  $j$  -ésima,  $\mathbf{m}_0$  es el modelo en curso,  $\delta \mathbf{m}$  es la perturbación del modelo, y  $\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \delta \mathbf{m}$ . El sistema es resuelto por la variante LSQR (*Sparse Equations and Least Squares*) del algoritmo del gradiente conjugado (Paige and Saunders (1982); Nolet (1987)).  $\mathbf{C}_d$  es la matriz diagonal con elementos  $\sigma_{ii}^2$ , donde  $\sigma_{ii}$  es la incertidumbre a priori del tiempo de viaje  $i$  -ésimo. Las matrices de aspereza contienen los operadores 2D y 1D de la segunda derivada de diferencias finitas que miden la 'aspereza' del modelo en las direcciones vertical y horizontal. Cada fila de  $\mathbf{C}_h$  contiene cinco elementos no nulos del operador Laplaciano igual a  $1/s_j$ ,  $1/s_j$ ,  $-4/s_j$ ,  $1/s_j$  y  $1/s_j$ , donde los elementos corresponden a la celda central y a las cuatro celdas adyacentes en las direcciones  $x$  e  $y$  y  $s_j$  es la lentitud a priori de la celda central. Similarmente, cada fila de  $\mathbf{C}_v$  tiene tres elementos no nulos igual a  $1/s_j$ ,  $-2/s_j$  y  $1/s_j$ , donde los elementos corresponden a las tres celdas adyacentes en la dirección  $z$ . La normalización por la lentitud a priori se aplica para evitar la tendencia hacia niveles de 'aspereza' del modelo en regiones de alta velocidad. De acuerdo a la ecuación (8.2), hay dos parámetros libres,  $\lambda$  y  $s_z$ , que veremos cómo los hemos ajustado posteriormente.

## Aplicación del programa

El código FAST (Zelt and Barton (1998)) está compuesto por diferentes programas y ficheros de entrada, tanto para resolver la ecuación eikonal, calcular el trazado del rayo (modelado directo) y para la inversión. En los ficheros de entrada es necesario especificar algunos parámetros, además de los que hemos mencionado anteriormente,  $\lambda$  y  $s_z$ . Muchos de los parámetros han conservado el valor que venían en el ejemplo de puesta a punto, otros han sido seleccionados convenientemente y en otros casos se ha realizado por prueba y error. El número de estaciones usadas ha sido de 99, ya que el código no está preparado

inicialmente para un número mayor. Sin embargo, este número es suficiente para cubrir nuestro objetivo. Por tanto el número de datos utilizados es de 63972 tiempos de viaje. El modelo inicial es el mismo que hemos usado para obtener los resultados finales con ATOM-3D (Fig.5.4).

Los programas principales son:

- fd: programa para la resolución de la ecuación eikonal.
- ray: programa para el cálculo del trazado del rayo y el núcleo de datos.
- inverse: programa para realizar la inversión de los datos.

Los ficheros de entrada de los parámetros principales son:

- for.header: parámetros para construir la malla de trabajo. Contiene las dimensiones y el tamaño de las celdas para el trazado directo del rayo.
- inv.header: parámetros para construir la malla de trabajo. Contiene las dimensiones y el tamaño de las celdas para la inversión.
- f.in: parámetros de entrada para la resolución de la ecuación eikonal.
- r.in: parámetros de entrada para los rayos.
- i.in: parámetros de entrada para la inversión.
- l.in: parámetros de entrada para la elección del parámetro  $\lambda$ .

---

Además de estos ficheros, FAST usa otros, que suelen estar escritos en binario, estos son:

- vel.mod: modelo en curso de velocidad.
- vel0: modelo de inicio.
- fd $\#\#$ .picks: tiempos de viaje para cada receptor (o fuente), proveniente de cada fuente (receptor). Inicialmente está limitado a 99 receptores (o fuentes).
- fd $\#\#$ .calc: tiempos de viaje calculados para receptor (fuente), en el cálculo de los tests sintéticos para un modelo conocido.
- rec.in: contiene las coordenadas de las de las fuentes (o receptores). Este fichero es usado para calcular los tiempos de viaje en un modelo conocido (tests sintéticos).
- rec. $\#\#$ : contiene las coordenadas de las fuentes (o receptores) para cada receptor (o fuente), que serán usadas para calcular los tiempos de viaje en un modelo conocido.
- fd $\#\#$ .times: tiempo calculado para cada receptor (o fuente), conteniendo el tiempo de viaje de las primeras llegadas a cada nodo de la malla en el cálculo directo.
- bathymetry: contiene la batimetría y/o topografía de la zona de estudio para fijar el modelo.
- vel $\#\#$ : contiene el modelo de velocidad resultante de la  $\#\#$  iteración no lineal. Es decir, una vez realizado el cálculo para todos los valores de  $\lambda$ , se elige el mejor resultado y se almacena en este fichero. Obtendremos uno para cada iteración.

- `log.file` (`log.#` para cada iteración): contiene los valores resultantes para el ajuste de los datos.

Los valores asignados a las coordenadas están referenciados a sistema propio de coordenadas, es decir, todas las fuentes, receptores y nodos de la malla han sido referenciados a un sistema de coordenadas partiendo de las coordenadas de latitud y longitud UTM y haciendo la siguiente transformación:

$$\begin{aligned} x_{\text{Nuevo\_Sistema\_Referencia}} &= (x_{\text{UTM}} - 288591,197)/1000 \\ y_{\text{Nuevo\_Sistema\_Referencia}} &= (y_{\text{UTM}} - 3075818,441)/1000 \end{aligned} \quad (8.3)$$

Los valores 288591,197 y 3075818,441 pertenecen a las coordenadas UTM de la esquina inferior izquierda del cubo que vamos a referenciar. Por otro lado, la división entre 1000 se realiza para que los valores de las nuevas coordenadas sean en *km*. Vamos a describir los valores elegidos para los parámetros de los ficheros de entrada.

**for.header:**

0,000 120,000 0,000 109,500 0,000 19,900 0,600 201 184 34

donde:

El primer, tercer y quinto valor 0.000, 0.000, 0.000, vienen dados en kilómetros y pertenecen al nodo de inicio para la coordenada  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , para construir la malla. El segundo, cuarto y sexto valor, 120.000, 109.500, 19.900, nos indican las coordenadas,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , del nodo final de la malla que estamos usando para parametrizar el modelo. El valor del séptimo campo nos indica el tamaño de las celdas de la malla, en esta caso 0.600, también en kilómetros y los valores de los campos octavo, noveno y décimo nos indican el número de nodos en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$ .

**inv.header:**

160 150 33

donde:

estos valores nos indican el número de nodos en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$  en la malla de inversión. Normalmente el número es menor que el número de nodos para el cálculo directo.

---

**f.in:**

Este fichero contiene los parámetros de entrada para el programa *fd*, que se encarga de resolver la ecuación eikonal. &pltpar

```
iwrite=0,

iout=1, itimes=-1,

iout=1, itimes=0,

iout=2, itimes=2,

&end

&axepar

&end

&propar

i2d=0, istop=1, tmax=20.,

reverse=6, nreverse=1,

omin=99*3.0,

&end

&srcpar

inear=1, vabove=99*2.5, vbelow=99*2.6,

isource= 1,97*0,1,

isource= 1,32*0,1,31*0,1,32*0,1,

isource= 1,8*0,1,9*0,1,9*0,1,9*0,1,9*0,1,9*0,1,9*0,1,

9*0,1,9*0,1,8*0,1,

isource= 1,6*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,

5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,5*0,1,

5*0,1,6*0,1,

isource= 1,4*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,

3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,

3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,3*0,1,

3*0,1,3*0,1,4*0,1,

isource= 1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,

0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,

0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,

0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,

0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,0,1,

isource= 49*0,1,49*0,

isource= 1,48*0,1,48*0,1,
```

```
isource= 1,16*0,1,15*0,1,15*0,1,15*0,1,15*0,1,16*0,1,
isource= 99*1,
isource= 1,23*0,1,24*0,1,24*0,1,23*0,1,
isource= 1,48*0,1,48*0,1,
isource= 68*0,1,30*0,
isource= 1,16*0,1,15*0,1,15*0,1,15*0,1,15*0,1,16*0,1,
isource= 1,1,1,1,1,34*0,1,27*0,1,31*0,
isource= 1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
1,1,1,1,1,1,1,1,1,1,
xsource=64.614,55.714,45.013,50.564,51.807,51.674,43.069,65.254,51.749,52.371,53.216,47.312,62.814,
38.726,40.855,65.144,55.707,67.007,53.421,47.312,47.059,56.377,52.600,53.465,38.655,60.196,
47.587,49.380,53.987,65.115,39.330,44.511,60.385,57.907,41.611,36.164,51.933,61.848,40.855,
65.115,65.144,59.965,63.994,49.728,52.371,39.330,51.785,35.806,53.690,37.965,38.655,42.064,
53.465,59.187,54.410,50.564,34.879,51.585,59.187,45.013,41.611,34.530,55.707,60.196,57.796,
56.333,59.060,56.377,59.060,38.761,42.064,53.421,58.378,51.804,50.417,34.524,33.181,33.143,
44.425,47.059,57.907,56.141,51.731,53.297,58.387,52.148,45.132,61.998,30.255,44.425,42.375,
41.233,44.511,51.793,49.380,51.748,35.072,51.569,47.587,
ysource=52.361,48.281,47.219,46.792,36.312,35.400,50.885,51.260,33.191,41.265,49.401,48.868,52.268,
48.925,59.462,55.598,53.228,60.934,47.564,48.868,46.138,50.497,54.840,58.787,58.946,45.328,
56.772,60.395,52.540,46.046,43.040,57.904,54.174,43.397,56.166,52.670,57.861,41.295,59.462,
46.046,55.598,52.449,60.809,58.694,41.265,43.040,47.551,62.670,57.533,52.823,58.946,41.492,
58.787,55.835,36.664,46.792,49.705,49.341,55.835,47.219,56.166,52.744,53.228,45.328,53.426,
60.359,38.930,50.497,38.930,54.158,41.492,47.564,50.631,25.298,52.461,52.745,52.978,52.978,
43.398,46.138,43.397,52.106,42.842,60.566,52.528,61.679,37.646,49.633,57.286,43.398,52.392,
52.592,57.904,46.678,60.395,41.299,57.029,38.997,56.772,
zsource=1.697,1.244,1.389,1.457,2.463,2.557,1.519,2.001,2.859,1.807,1.255,1.265,1.363,2.314,
2.351,1.370,1.199,1.667,1.221,1.265,1.362,1.320,1.139,1.797,2.342,2.123,1.936,2.416,
```

---

```

1.000,2.599,2.686,2.131,1.149,2.078,1.896,2.292,1.803,2.769,2.351,2.599,1.370,1.241,
2.031,2.167,1.807,2.686,1.329,2.985,1.526,2.094,2.342,2.365,1.797,1.286,2.617,1.457,
2.762,1.237,1.286,1.389,1.896,2.503,1.199,2.123,1.336,2.210,2.746,1.320,2.746,1.985,
2.365,1.221,1.392,3.432,0.024,2.504,2.784,2.790,1.858,1.362,2.078,1.190,1.541,2.070,
1.373,2.398,2.471,1.667,2.731,1.858,1.570,1.712,2.131,1.345,2.416,1.814,2.367,2.159,
1.936,
&end

```

donde:

1. *Épltpar*: lista de nombres para dibujar y otros cálculos.

- *iwrite*: para salida por pantalla valor 1.
- *iout*: salida de los ficheros de los tiempos, valor 1, cuando está corriendo el script de inversión, valor 2.
- *itimes*: salida de los ficheros de tiempos de viaje calculados usando las mismas fuentes para cada receptor especificado en 'rec.in', valor 1; salida de los ficheros de tiempos de viaje calculados usando fuentes especificadas en rec.## para cada receptor número ##, valor -1; salida del RMS (Root Mean Square) de ajuste entre los tiempos calculados y los datos en los ficheros de tiempos de viaje fd##.picks, valor 2. Se debe usar *istop*=0 para *itimes*=1 ó -1.

2. *Épropar*: lista de nombres para los parámetros de propagación.

- *i2d*: ejecuta el programa para el modo 2D en vez de 3D, es decir, en el plano  $x - z$ , con  $y = 0$ .
- *istop*: para la propagación desde un receptor una vez que los nodos que rodean las fuentes tienen el tiempo calculado, valor 1. Esto significa que los ficheros de tiempo ('fd##.times') no se puede llenar completamente, pero puede tener algunos tiempos cero en las zonas alrededor de los bordes.
- *tmax*: límite superior para los tiempos de viaje mayores que podemos esperar para cualquier receptor en cualquier punto del modelo. Este valor debería de ser tan pequeño como sea posible ya que se usa para escalar los tiempos almacenados en los ficheros 'fd##.times' en formato entero\*2. Los tiempos calculados

se multiplican por  $32766/tmax$  antes de convertirlos a entero\*2. Haciendo este valor innecesariamente grande se perderá precisión en los tiempos y si es demasiado pequeño se corrompen los ficheros.

- *reverse*: el lado del modelo en el cual las propagaciones inversas comenzarán si los operadores de las primeras llegadas se usan en la propagación primaria (1 izquierda o xmin, 2 derecha o xmax, 3 de vuelta o ymin, 4 de frente o ymax, 5 desde arriba o zmin, 6 desde abajo o zmax, 7 deja a fd decidir qué tiene más sentido).
- *nreverse*: número máximo de propagaciones inversas (0 suprime las propagaciones inversas).
- *omin*: omite todos los tiempos de viaje con distancias fuente-receptor menos que *omin* en kilómetros, cuando se usa para el cálculo del RMS con *itimes*=2. *omin* es una matriz que corresponde a los receptores (fuentes) que están en la lista de los parámetros *srcpar* que veremos a continuación.

### 3. *Srcpar*: lista de nombres para los parámetros de fuente.

- *isource*: una matriz para activar los receptores que están en las listas de las matrices *xsource*, *ysource*, *zsource*. Usamos 0 ó 1 para activar o desactivar el receptor.
- *xsource*: coordenadas *x* de los receptores en kilómetros (no olvidemos que están referidos a un nuevo sistema de referencia propio).
- *ysource*: coordenadas *y* de los receptores en kilómetros.
- *zsource*: coordenadas *z* de los receptores en kilómetros.
- *inear*: usa las velocidades especificadas en *vabove* y *vbelow* para asignar velocidades a los receptores para los nodos por encima y por debajo del receptor dentro de un cubo de nodos  $5x5x5$  alrededor del disparo dentro del cual se hace una aproximación rectilínea (valor 1).
- *vabove*: matriz que contiene las velocidades (km/s) para cada receptor usado con *inear*=1.
- *vbelow*: matriz que contiene las velocidades (km/s) para cada receptor usado cuando *inear*=1.

**r.in:**

---

Este fichero contiene los parámetros de entrada para el programa *ray*, que se encarga del trazado del rayo.

```
&pltpar
  iscreen=0,
  ircol=2, iscol=-4, irec=1, ireccol=3,
  iray=2, itomo=0, itrms=0,
  iray=0, itomo=1, itrms=1,
  iray=0, itomo=5, itrms=1,
  iwater=1, istep=0,
  iplot=0, xwindow=352., ywindow=300.,
  ndecir=1, npskip=1, symht=1., souht=2.,
  ixz=1, ixy=1, iyz=0, i3d=0, theta=20.,
&end
&axepar
  xmm=320.0, ymm=237.5, zmm=50.,
  ttmin=0., ttmax=5.0, ntickt=5,
  tmm=100., ndecit=1,
  iaxlab=1, xorig=0., albht=2.5,
&end
&craypar
  itrace=50,98*0,
  itrace=1,99,97*0,
  itrace=1,34,66,99,95*0,
  itrace=1,10,20,30,40,50,60,70,80,90,99,88*0,
  itrace=1,8,14,20,26,32,38,44,50,56,62,68,74,80,86,92,99,82*0,
  itrace=1,6,10,14,18,22,26,30,34,38,42,46,50,54,58,62,66,70,
    74,78,82,86,90,94,99,74*0,
  itrace=1,3,5,7,9,11,13,15,17,19,21,23,25,27,29,31,33,35,37,
    39,41,43,45,47,49,51,53,55,57,59,61,63,65,67,69,71,
    73,75,77,79,81,83,85,87,89,91,93,95,97,99,49*0,
  itrace=1,50,99,96*0,
  itrace=1,18,34,50,66,82,99,92*0,
  itrace= 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9,
    10,11,12,13,14,15,16,17,18,19,
    20,21,22,23,24,25,26,27,28,29,
    30,31,32,33,34,35,36,37,38,39,
    40,41,42,43,44,45,46,47,48,49,
    50,51,52,53,54,55,56,57,58,59,
    60,61,62,63,64,65,66,67,68,69,
    70,71,72,73,74,75,76,77,78,79,
    80,81,82,83,84,85,86,87,88,89,
    90,91,92,93,94,95,96,97,98,99,
  itrace=1,25,50,75,99,94*0,
  itrace=1,50,99,96*0,
  itrace= 69,30*0,
  itrace=1,18,34,50,66,82,99,92*0,
  itrace=1,2,3,4,5,40,68,92*0,
  itrace=1,3,97*0,
  itrace= 1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,
    11,12,13,14,15,16,17,
    18,19,20,21,22,23,24,
    25,26,27,28,29,30,31,
    32,33,34,35,36,37,38,
    39,40,41,42,43,44,45,
    46,47,48,49,50,51,52,
    53,54,55,56,57,58,59,
    60,61,62,63,64,65,66,
    67,68,69,70,71,72,73,
    74,75,76,77,78,79,80,
    81,82,83,84,85,86,87,
    88,89,90,91,92,93,94,
    95,96,97,98,99,

  tmax=20.,
```

```

interface=1,
nptmax=1,
&end
&ttpar
itime=0, vred=4.5, itccol=2, itocol=3, itrcol=2,
&end

```

donde:

1. *Epplotpar*: lista de nombres para dibujar y otros cálculos.
  - *iscreen*: salida por pantalla, valor 1.
  - *ircol*: color de las trayectorias de los rayos.
  - *iscol*: color de las trayectorias de los receptores (fuentes).
  - *irec*: dibuja las coordenadas de los receptores, valor 1.
  - *ireccol*: color de las fuentes (receptores).
  - *iray*: dibuja las trayectorias de los rayos para todos los receptores en un dibujo, valor 1, o refresca la pantalla después de cada fuente, valor 2.
  - *istep*: dibuja un rayo para cada tiempo y espera a que el usuario le ordene antes de dibujar el próximo rayo, valor 1.
  - *itomo*: calcula la cantidad de rayos que atraviesan cada celda, valor 1, o la matriz de datos para la inversión regularizada, valor 5.
  - *itrms*: calcula el RMS ajustado entre los tiempos de viaje calculados y seleccionados.
  - *iwater*: calcula un segundo ajuste RMS excluyendo todos los tiempos de viaje con trayectorias que están por encima de la interfase especificada en el fichero de *batimetría*. Para datos marinos este paso elimina las llegadas directas que viajan por el agua.
  - *iplot*: guarda las gráficas en formato *postscript*, valor 0, sólo lo dibuja en la pantalla, valor 1, o ambos, valor 2.
  - *xwindow*, *ywindow*: tamaño de las ventanas de los gráficos en mm, en las direcciones *x* e *y*.

- *ndecir*: factor de conversión al sistema decimal de las trayectorias de los rayos (solamente para dibujar).
- *npskip*: factor de conversión al sistema decimal de los puntos que definen las trayectorias de los rayos (solamente para dibujar).
- *symht*: tamaño del punto en mm de la coordenada de la fuente o el tiempo de viaje.
- *souht*: tamaño del punto o la caja en mm para la coordenada del receptor.
- *ixy*: dibuja las trayectorias de rayos proyectadas dentro del plano  $x - y$ , valor 1.
- *ixz*: dibuja las trayectorias de los rayos proyectados dentro del plano  $x - z$  si  $ixz=1$  y  $iyz=0$ .
- *iyz*: dibuja las trayectorias de los rayos proyectadas dentro del plano  $y - z$  si  $ixz=1$  y  $iyz=1$ .
- *i3d*: dibuja una pseudoperspectiva en 3D de las trayectorias de los rayos.
- *theta*: ángulo de proyección (grados) usado para dibujar si  $i3d=1$ .

2. *Exepar*: parámetros de los ejes.

- *xmm, ymm, zmm*: longitud del modelo en mm en cada dirección.
- *tmm*: longitud del eje de tiempos en mm para dibujar los tiempos de viaje.
- *tmin, tmax*: valores máximo y mínimo de los ejes de tiempo (s).
- *albht*: altura de las etiquetas de los ejes en mm.

3. *Eraypar*: parámetros del trazado del rayo.

- *itrace*: matriz con los números de los receptores para trazar los rayos.
- *tmax*: debe de ser igual al valor de *tmax* usando en el fichero **f.in**, descrito anteriormente.
- *interface*: no incluye la porción de modelo sobre la interfase especificada en el fichero de 'batimetría' (bathymetry), cuando está calculando la matriz de datos usando *itomo=5*. (por tanto, el modelo por encima de la interfase permanece dijo, sin sufrir cambios durante la inversión).

4. *Ettpar*: parámetros para dibujar los tiempos de viaje.

- *itime*: dibuja los tiempos de viaje observados y calculados, valor 1, o los residuos de los tiempos de viaje, valor 2.
- *vred*: velocidad de reducción (km/s), si *itime*=1 ó -1.
- *itocol*: color de los tiempos de viaje observados.
- *itccol*: color de los tiempos de viaje calculados.
- *itrcol*: color de los residuos de los tiempos de viaje.

**i.in:**

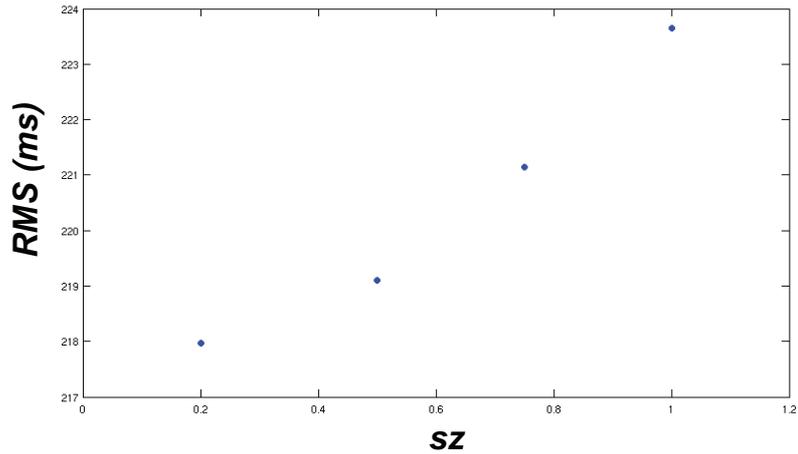
Fichero que contiene los parámetros de entrada para realizar la inversión.

```
&invpar
sz=0.2 alpha=0.9 sedge=20.
smwz=33*1.
spwz=33*1.
florsm=33*2,
interface=1, kstart=0
&end
```

- *alpha*: parámetro de acuerdo que selecciona el peso relativo del ajuste de las ecuaciones restringidas de la perturbación más pequeña versus las ecuaciones restringidas suavizado/alisado. Un valor de 1 usa solamente la regularización de suavizado/alisado; un valor de 0 usa solamente la regularización de la perturbación más pequeña. Cualquier valor entre 0 y 1, ambos inclusive, están permitidos.
- *sz*: importancia relativa de mantener el suavizado/alisado vertical versus suavizado/alisado horizontal (se permiten valores mayor o igual a 0).
- *sedge*: peso de la restricción de la perturbación más pequeña aplicada a las celdas en los bordes del modelo; esto es usualmente necesario para prevenir los efectos de borde causados por el suavizado desde el interior del modelo donde la cobertura de rayos en los bordes a menudo es ninguna (un valor de 0 elimina cualquier restricción).

- 
- *smwz*: matriz para permitir el peso variable de la regularización de suavizado/alisado con la profundidad. Los elementos corresponden al nivel de profundidad de la celda del modelo muestreado en la malla inversa desde arriba hasta abajo, por tanto, las dimensiones de esta matriz son iguales a la dimensión del modelo en la dirección  $z$  de la malla inversa (un valor de cero elimina las restricciones a esa profundidad en particular).
  
  - *spwz*: matriz que permite el peso variable de la regularización de la perturbación más pequeña con la profundidad. Los elementos corresponden al nivel de profundidad de la celda del modelo muestreado en la malla inversa desde arriba a abajo, por tanto, las dimensiones de esta matriz son iguales a la dimensión del modelo en la dirección  $z$  en la malla inversa.
  
  - *florsm*: matriz para seleccionar las restricciones de alisado, valor 1, o suavizado, valor 2 a cada profundidad del modelo. Los elementos corresponden al nivel de profundidad de la celda del modelo muestreado en la malla inversa desde arriba a abajo, por tanto, las dimensiones de esta matriz son iguales a la dimensión del modelo en la dirección  $z$  de la malla inversa.
  
  - *interface*: aplica la regularización solamente a las celdas bajo la interfase especificada en el fichero de batimetría (*bathymetry*), valor 1.
  
  - *kstart*: aplica la regularización solamente a las celdas al menos *kstart* celdas bajo la interfase especificada en el fichero de batimetría (*bathymetry*), si *interface*=1.

Para seleccionar el parámetros  $sz$  hemos realizado inversiones para un  $\lambda$  fijo ( $\lambda=3$ ) y varios valores de  $sz$ , 0.2, 0.5, 0.7 y 1. En la figura Fig.8.1 observamos cómo los valores para RMS más pequeños corresponden a valores de  $sz$  menores, siendo 0.2, valor elegido, el de menor RMS.



**Figura 8.1:** Gráfica en la que se observa la variación del RMS para distintos valores de  $sz$ .

**l.in:**

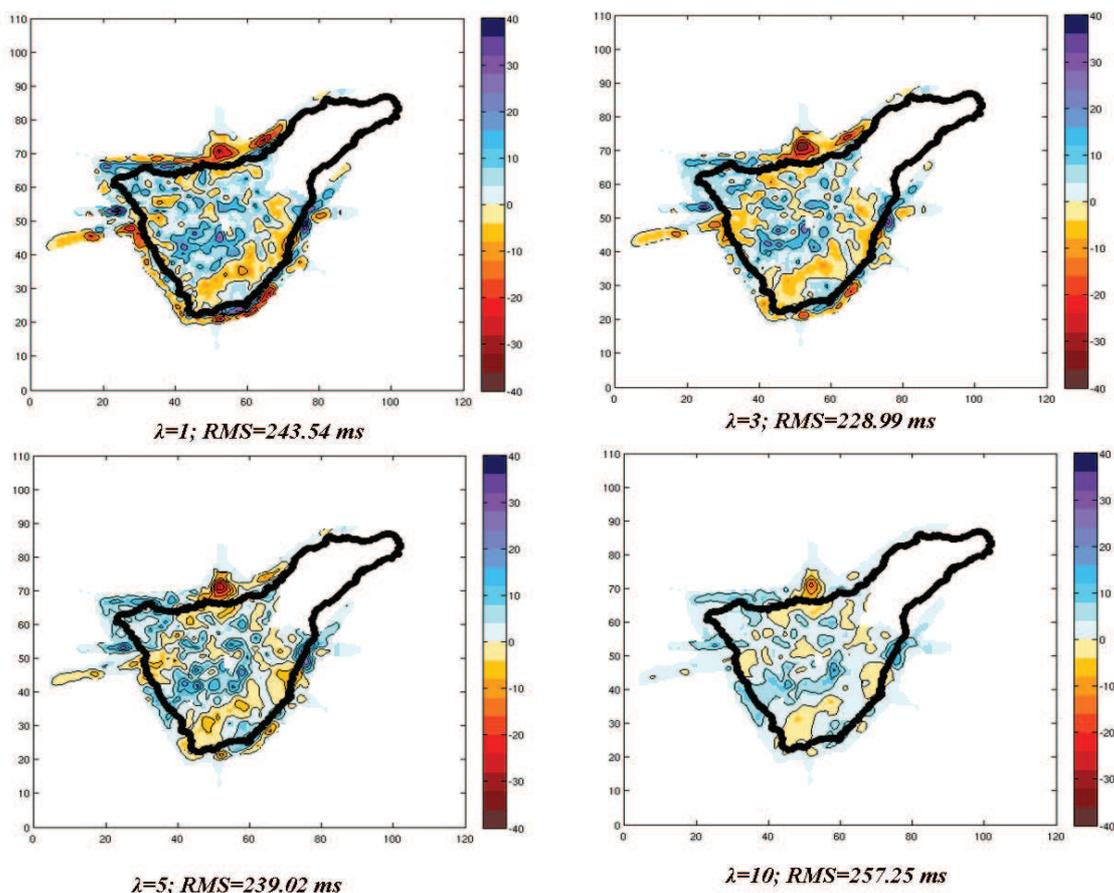
En este fichero se definen las características del parámetro de acuerdo  $\lambda$ , parámetro de acuerdo descrito anteriormente.

```
&lampar
redfac=1.
lambda0=3.
&end
```

donde:

- *lambda0*: valor inicial de lambda para la primera iteración no-lineal.
- *redfac*: parámetro de reducción de lambda, es decir, lambda se reduce por este factor en la segunda vuelta de la inversión. Una vez probados distintos valores de lambda reducidos por este valor, el modelo que se elige para la iteración en la que estemos, es el de mejor ajuste. Por tanto, en cada iteración se realizará el cálculo para varios lambda, si así lo ordenamos.

Para la elección de  $\lambda$  hemos realizado varias inversiones para el valor de "sz" de 0.2. En la figura Fig.8.2 vemos que el RMS de menor valor pertenece a un valor de  $\lambda$  de 3.



**Figura 8.2:** Secciones horizontales a la profundidad de 1.9 km para los valores de lambda de 1, 3, 5 y 10.

Al aumentar el valor de  $\lambda$  el RMS aumenta y los modelos resultantes están más suavizados. Para valores menores, como  $\lambda=1$ , el RMS aumenta. Finalmente el valor elegido para  $\lambda$  es 3.



# Bibliografía

- ABDEL-MONEN, A.; WATKINS, N. D. and GAST, P. (1972). «Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro.» *Amer. Jour. Sci.*, **272**, pp. 805–825.
- ABERS, G. A. (1994). «Three-dimensional inversion of regional P and S arrival times in the East Aleutians and sources of subduction zone gravity highs». *J. Geophys. Res.*, **99**, pp. 4395–4412.
- ABLAY, G. J. and KEAREY, P. (2000). «Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands». *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 5783–5796.
- ABRIL, M. (2007). *Evolución, diseño y desarrollo de antenas sísmicas. Las antenas del Gran Sasso, del Vesubio, y las nuevas antenas sísmicas portátiles del Instituto Andaluz de Geofísica. Aplicación a zonas tectónicas y volcánicas (in Spanish)*. Ph.D. thesis, University of Granada.
- ACHAUER, U. (1994). «New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiments». *Tectonophysics*, **236**, pp. 305–329.
- AFNIMAR, K. and KOKETSU (2000). «Finite difference travelttime calculation for head waves travelling along an irregular interface». *Geophys. J. INT.*, **143**, pp. 729–734.
- AKI, K.; CHRISTOFFERSSON, A. and HUSEBYE, E.S. (1977). «Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere». *J. Geophys. Res.*, **82**, pp. 277–296.

- AKI, K.; CHRISTOFFERSSON, A. and POWELL, C. (1974). «Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper mantle under the USGS California seismic array». *EOS Trans. Am. Geophys. Un.*, **56**, pp. 1145,1974.
- AKI, K. and LEE, W. H. K. (1976). «Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model». *J. Geophys. Res.*, **81**, pp. 4381–4399.
- AKI, K. and RICHARDS, P.G. (1980). *Quantitative Seismology: theory and methods*. W. H. Freeman, San Francisco.
- ALBERT, J. F.; ARAÑA, V.; DÍEZ, J. L. and VALENTÍN, A. (1990). «Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands).» *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **43**, pp. 321–332.
- ALGUACIL, G.; ALMENDROS, J.; PEZZO, E. DEL; GARCÍA, A.; IBÁÑEZ, J.M.; ROCCA, M. LA; MORALES, J. and ORTIZ, R. (1999). «Observations of volcanic earthquakes and tremor at Deception Island, Antarctica». *Annali di Geofisica*, **42**, pp. 417–436.
- ALMENDROS, F. LUZÓN J. and GARCÍA-JEREZ, A. (2010). «Shallow structure of Deception Island volcano, Antarctica, from correlations of ambient noise on a dense set of seismic arrays». *Phys. Earth Planet. Int.*, **submitted**.
- ALMENDROS, J.; CHOUET, B. and DAWSON, P. (2001). «Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity. 1. Method». *J. Geophys. Res.*, **106**, pp. 13565–13580.
- ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J. M.; ALGUACIL, G.; MORALES, J.; PEZZO, E. DEL; ROCCA, M. LA; ORTIZ, R.; ARAÑA, V. and BLANCO, M. J. (2000). «A double seismic antenna experiment at Teide Volcano: existence of local seismicity and lack of evidences of Volcanic tremor». *J. Vol. Geother. Res.*, **103**, pp. 439–462.
- ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J. M.; CARMONA, E. and ZANDOMENEGHI, D. (2007). «Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano». *J. Vol. Geother. Res.*, **160**, pp. 285–299.
- ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J.M.; ALGUACIL, G.; PEZZO, E. DEL and ORTIZ, R. (1997). «Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica». *Geophys. Res. Lett.*, **24**, pp. 3069–3072.

- 
- ALOISI, M.; COCINA, O.; NERI, G.; ORECCHIO, B. and PRIVITERA, E. (2002). «Seismic tomography of the crust underneath the Etna volcano, Sicily». *Physics Earth Planet. Int.*, **134**, pp. 139–155.
- ALONSO, J. J. (1980). *Estudio volcanoestratigráfico y volcanológico de los piroclastos sálicos del sur de Tenerife*. Univ. of La Laguna, Tenerife.
- AMATA, A.; ALESSANDRINI, B.; CIMINI, G.; FREPOLI, A. and SELVAGGI, G. (1993). «Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity». *Annali di Geofisica*, **36**.
- ANCOCHEA, E.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E.; COELLO, J.; CENDRERO, F.; CANTAGREL, J. M. and JAMOND, C. (1989). *La edad del Edificio Cañadas*. Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). Eds. V. Araña y J. Coello. ICONA, Madrid.
- ANCOCHEA, E.; FUSTER, J.; IBARROLA, E.; CENDRERO, A.; COELLO, J.; HERNÁN, F.; CANTAGREL, J. and JAMOND, C. (1990). «Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of the new K-Ar data.» *J. Vol. Geotherm. Res.*, **44**, pp. 231–249.
- ANCOCHEA, E.; HUERTAS, M. J.; CANTAGREL, J. M.; COELLO, J.; FÚSTER, J. M.; ARNAUD, N. and IBARROLA, E. (1999). «Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands).» *J. Vol. Geotherm. Res.*, **88**, pp. 177–199.
- ANDÚJAR, J.; COSTA, F. and MARTÍ, J. (2009). «Magma storage conditions of the last eruption of Teide volcano (Canary Islands, Spain)». *Bull. Volcanol.*, pp. DOI 10.1007/s00445-009-0325-3.
- ANDÚJAR, J.; COSTA, F.; MARTÍ, J.; WOLFF, J.A. and CARROLL, M.R. (2008). «Experimental constraints on pre-eruptive conditions of phonolitic magma from the caldera-forming El Abrigo eruption, Tenerife (Canary Islands)». *Chem. Geol.*, **257**, pp. 173–191.
- ANGUITA, F. and HERNÁN, F. (1975). «A propagating fracture model versus a hot-spot origin for the Canary Islands.» *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, pp. 11–19.
- (2000). «The Canary Islands origin: a unifying model». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **103**, pp. 1–26.

- AOKI, Y.; TAKEO, M.; AOYAMA, H.; FUJIMATSU, J.; MATSUMOTO, S.; MIYAMACHI, H.; NAKAMICHI, H.; OHKURA, T.; OHMINATO, T.; OIKAWA, J.; TANADA, R.; TSUTSUI, T.; YAMAMOTO, K.; YAMAMOTO, M.; YAMASATO, H. and YAMAWAKI, T. (2009). «Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere». *J. Vol. Geo. Res.*, **187**, pp. 272–277.
- ARAÑA, V. (1971). «Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife». *Estudios Geológicos*, **27**, pp. 95–135.
- (1995). *Notes on Canarian volcanism*. In: J. Martí, J. Mitjavila (Eds.), A Field Guide to the Central Volcanic Complex of Tenerife (Canary Islands). Serie Casa de los Volcanes, vol. 4. Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote.
- (1996). *Volcanismo de las Islas Canarias*. In: R. Ortiz (Ed.), Riesgo Volcánico. Serie Casa de los Volcanes, vol. 5. Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote.
- ARAÑA, V.; BARBERI, F. and FERRARA, G. (1989). *El complejo volcánico del Teide - Pico Viejo*. In: V. Araña, J. Coello (Eds.), Los Volcanes y la Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias), ICONA, Madrid.
- ARAÑA, V. and BUSTILLO, M. A. (1992). «Volcanological concerns of the siliceous metasedimentary xenoliths included in historic lava-flows of Lanzarote (Canary Islands)». *Acta Vulcanológica*, **2 (Marinelli vol.)**, pp. 1–6.
- ARAÑA, V.; DÍEZ, J. L.; ORTIZ, R. and YUGUERO, J. (1984). «Convection of geothermal fluids in Timanfaya volcanic area (Lanzarote, Canary Islands)». *Bull. Volcanol.*, **43**, pp. 667–677.
- ARAÑA, V.; FELPETO, A.; ASTIZ, M.; GARCÍA, A.; ORTIZ, R. and ABELLA, R. (2000). «Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **103**, pp. 377–391.
- ARAÑA, V.; MARTÍ, J.; APARICIO, A.; CACHO, L. GARCÍA and GARCÍA, R. (1994). «Magma mixing in alkaline magmas: an example from Tenerife, Canary Islands». *Lithos.*, **32**, pp. 1–19.
- ARAÑA, V. and ORTIZ, R. (1986). «Marco geodinámico del volcanismo canario». *An. Física*, **Vol. Esp. 82**, pp. 202–231.

- 
- (1991). *The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic framework*. In: A. B. Kampunzu and R.T. Lubala (Editors). *Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African plate*. Springer-Verlag, Berlín.
- BACKUS, G. and GILBERT, J. F. (1967). «Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems». *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **13**, pp. 247–276.
- (1968). «The resolving power of gross Earth data». *Geophys. J. astr. Soc.*, **16**, pp. 169–205.
- (1970). «Uniqueness on the inversion of inaccurate gross Earth data». *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A266**, p. 123.
- BAKER, P.E.; MCREATH, I.; HARVEY, M.R.; ROOBOL, M.J. and DAVIES, T.G. (1975). «The geology of the South Shetland Islands: volcanic evolution of Deception Island». *Scientific Reports, British Antarctic Survey*.
- BANDA, E.; DAÑOBEITIA, J. J.; SURIÑACH, E. and ANSORGE, J. (1981). «Features of crustal structure under the Canary Islands.» *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, pp. 11–24.
- BARKER, P.F. (1982). «The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions.» *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **180**, pp. 67–80.
- BEN-TZI, T.; WILCOCK, W.S.D.; BARCLAY, A.H.; ZANDOMENEGHI, D.; IBÁÑEZ, J.M. and ALMENDROS, J. (2009). «The P-wave velocity structure of Deception Island, Antarctica, from two-dimensional seismic tomography». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **180**, pp. 67–80.
- BENZ, H. M.; ZANDT, G. and OPPENHEIMER, D. H. (1992). «Lithosphere structure of northern California from teleseismic images of the upper mantle». *J. Geophys. Res.*, **97**, pp. 4791–4807.
- BIJWAARD, H. and SPAKMAN, W. (1999). «Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland». *Earth Planet. Sci. Lett.*, **166**, pp. 121–126.
- (2000). «Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion». *Geophys. J. Int.*, **141**, pp. 71–82.
- BIJWAARD, H.; SPAKMAN, W. and ENGDAHL, E. R. (1998). «Closing the gap between regional and global travel time tomography». *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 30055–30078.

- BJARNASON, I. T. and MENKE, W. (1993). «Tomographic Image of the Mid-Atlantic Plate Boundary in Southwestern Iceland». *J. Geoph. Res.*, **98**, pp. 6607–6622.
- BLANCO, I. (1997). *Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (Shetland del Sur, Antártida), Furnas (San Miguel, Azores) y Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias)*. Ph.D. thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- BLUMENTHAL, M. M. (1961). «Bol. Ins. Geol. Min.» *España*, **72**, pp. 1–30.
- BOOTH, B. (1973). «The Granadilla pumice deposit of Southern Tenerife, Canary Islands». *Proceedings of the Geological Association*, **84**, pp. 353–370.
- BORGIA, A.; FERRARI, L. and PASQUARÈ, G. (1992). «Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna.» *Nature*, **357**, pp. 231–235.
- BRAVO, T. (1962). «El circo de Cañadas y sus dependencias». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **40**, pp. 93–108.
- BRÄUER, B. and RYBERG, T. (2007). «Shallow seismic velocity structure of the Karoo Basin, South Africa». *South African J. Geology*, **110**, pp. 439–448.
- BRYAN, S. (1995). *Bandas del Sur pyroclastics, Southern Tenerife*. In: J. Martí, J. Mitjavila (Eds.), *A Field Guide to the Central Volcanic Complex of Tenerife (Canary Islands)*. Serie Casa de los Volcanes, vol. 4. Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote.
- BUCH, L. VON (1825). *Phisicalissche Berschreibung der Kanarischen Ilsen*. Berlin.
- BURKE, K. and WILSON, J. T. (1972). «Is the African plate stationary?» *Nature*, **239**, pp. 387–390.
- BUSHENKOVA, N.; TYCHKOV, S. and KOULAKOV, I. (2002). «Tomography on PP-P waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia». *Tectonophysics*, **358**, pp. 57–76.
- CAMPBELL, A.C.; PALMER, M.R.; KLINKHAMMER, G.P.; BOWERS, T.S.; EDMOND, J.M.; LAWRENCE, J.R.; CASEY, J.F.; THOMPSON, G.; HUMPHRIS, S.; RONA, P.A. and KARSON, J.A. (1988). «Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge». *Nature*, **335**, pp. 514–519.

- 
- CANALES, J. P.; DAÑOBEITIA, J. J. and WATTS, A. B. (2000). «Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands.» *J. Vol. Geoth. Res.*, **103**, pp. 65–81.
- CANALES, J. P.; REVES-SOHN, R. and DEMARTIN, B. J. (2007). «Crustal structure of the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) segment (Mid-Atlantic Ridge, 26°10'N): Implications for the nature of hydrothermal circulation and detachment faulting at slow spreading ridges.» *Geol. Geophys. Geosys.*, p. Q08004.
- CANTAGREL, J. M. (1988). *Quel age ont les iles Canaries*. In: Le magmatisme Mesozoique a Actual de La Plaque Afrique. CIFEG.
- CANTAGREL, J. M.; ARNAUD, N. O.; ANCOCHEA, E.; FÚSTER, J. and HUERTAS, M. J. (1999). «Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands).» *Geology*, **27**, pp. 739–742.
- CAO, S. and GREENHALGH, S. (1994). «Finite-difference solution of the eikonal equation using an efficient, first arrival, wavefront tracking scheme.» *Geophysics*, **59**, pp. 632–643.
- CAPUANO, P.; COPPA, U.; NATALE, G. DE; SENA, F. DI; GODANO, C. and TROISE, C. (1999). «A detailed analysis of some local earthquakes at Somma-Vesuvius.» *Ann. Geofis.*, **42**, pp. 391–405.
- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLOU, H.; RODRÍGUEZ, E.; CANAS, J. A. and PÉREZ, F. J. (1998). «Hotspot volcanism close to a passive continental margin.» *Geol. Mag.*, **135**, pp. 591–604.
- CERVENÝ, V. (1987). *Ray tracing algorithms in three-dimensional laterally varying layered structure*. Seismic Tomography. Dortrech: ed. Nolet, G. Reidel.
- (2001). *Seismic Ray Theory*. Cambridge University Press, Cambridge.
- CHIBA, H.; MASUDA, H.; LEE, S.Y. and FUJIOKA, K. (2001). «Chemistry of hydrothermal fluids at the TAG active mound, MAR 26 degrees N, in 1998.» *Geophys. Res. Letters*, **28**, pp. 2919–2922.
- CHIU, S.K.L.; KANASEWICH, E.R. and PHADKE, S. (1986). «Three-dimensional determination of structure and velocity by seismic tomography.» *Geophysics*, **51**, pp. 1559–1571.

- COELLO, J. (1973). «Las series volcánicas de los subsuelos de Tenerife». *Estudios Geológicos*, **27**, pp. 95–137.
- COELLO, J. and BRAVO, J. (1989). «Lineamientos volcano-tectónicos en la región central de Tenerife», pp. 127–135.
- CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L. and CONSTABLE, C. G. (1987). «Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data». *Geophysics*, **52**, pp. 289–300.
- COPPO, N.; SCHNEGG, P. A.; HEISE, W.; FALCO, P. and COSTA, R. (2008). «Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **170**, pp. 153–166.
- CREAGER, K. C. and JORDAN, T. H. (1984). «Slab penetration in the lower mantle». *J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 3031–3049.
- DAY, A. J.; PEIRCE, C. and SINHA, M. C. (2001). «Three-dimensional crustal structure and magma chamber geometry at the intermediate-spreading, back-arc Valu Fa Ridge, Lau Basin -results of a wide-angle seismic tomographic inversion». *Geophys. J. Int.*, **146**, pp. 31–52.
- DEMARTIN, B. J.; SOHN, R.A.; CANALES, J.P. and HUMPHRIS, S.E. (2007). «Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge». *Geology*, **35**, pp. 711–714.
- DER HILST, R. D. VAN; WIDIYANTORO, S. and ENGDAHL, E. R. (1997). «Evidence for deep mantle circulation from global tomography». *Nature*, **386**, pp. 578–584.
- DER SLUIS, A. VAN and DER VORST, H. A. VAN (1987). *Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems*. Seismic Tomography. Dordrech: ed. Nolet, G. Reidel.
- D.G.TEMPLE; SCOTT, R.B. and RONA, P.A. (1979). «Geology of a marine hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26° N latitude». *J. Geophys. Res.*, **84**, pp. 7453–7466.

- 
- DUFFIELD, W. A.; STIELTJES, L. and VARET, J. (1982). «Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, Kilauea, Hawaii». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **12**, pp. 147–160.
- DZIWONSKI, A. M. (1984). «Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6». *J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 5929–5952.
- DZIWONSKI, A. M.; HAGER, B.H. and O'CONNELL, R. J. (1977). «Large-scale heterogeneities in the lower mantle». *J. Geophys. Res.*, **82**, pp. 239–255.
- EBERHART-PHILLIPS, D. (1986). «Three-dimensional velocity structure in northern California coast ranges from inversion of local earthquake arrival times». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, pp. 1025–1052.
- (1990). «Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga Region, California». *J. Geophys. Res.*, **95**, pp. 15343–15363.
- EBERHART-PHILLIPS, D. and MICHAEL, A. J. (1993). «Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield Region, central California». *J. Geophys. Res.*, **98**, pp. 15737–15758.
- ELLSWORTH, W. L. and KOYAGANI, R. Y. (1977). «Three-dimension crust and upper mantle structure of the Kilauea volcano, Hawaii». *J. Geophys. Res.*, **82**, pp. 5379–5394.
- ELSWORTH, D. and VOIGHT, B. (1995). «Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks». *J. Geophys. Res.*, **B 100 (4)**, pp. 6005–6024.
- EVANGELIDIS, C. P.; MINSHULL, T. A. and HENSTOCK, T. J. (2004). «Three-dimensional crustal structure of Ascension Island from active source seismic tomography». *Geophys. J. Int.*, **159**, pp. 311–325.
- EVANS, J. R. and ZUCCA, J. J. (1988). «Active High-resolution Seismic Tomography of compressional wave velocity and attenuation structure at Medicine Lake Volcano, Northern California Cascade Range». *J. Geophys. Res.*, **93**, pp. 15016–15036.
- FARRA, V. and MADARIAGA, R. (1988). «Non-linear reflection tomography». *Geophys. J.*, **95**, pp. 135–147.
- FERNÁNDEZ, J.; YU, T.T.; VELASCO, G. RODRÍGUEZ; MATE SANZ, F. J. GONZÁLEZ; ROMERO, R.; RODRÍGUEZ, G.; QUIRÓS, R.; DALDA, A.; APARICIO, A. and BLANCO,

- M. J. (2003). «New geodetic monitoring system in the volcanic island of Tenerife, Canaries, Spain; combination of InSAR and GPS techniques». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **124**, pp. 241–253.
- FINLAYSON, D.M.; GUDMUNDSSON, O.; ITIKARAI, I. and NISHIMURA, Y. (2003). «Rabaul volcano, Papua New Guinea: seismic tomographic imaging of an active caldera». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **124**, pp. 153–171.
- FLECHA, I.; MARTÍ, D.; CARBONELL, R.; ESCUDER-VIRUETE, J. and ESTAÚN, A. PÉREZ (2004). «Imaging low-velocity anomalies with the aid of seismic tomography». *Tectonophysics*, **388**, pp. 225–238.
- FOULGER, G. R.; PRITCHARD, M. J.; JULIAN, B. R.; EVANS, J. R.; ALLEN, R. M.; NOLET, G.; MORGAN, W. J.; BERGSSON, B. H.; ERLENDSSON, P.; JAKOBSDÓTTIR, S.; RAGNARSSON, S.; STEFANSSON, R. and VOGFJÖRD, K. (2000). «The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper». *Geophys. J. Int.*, **142**, p. F1.
- FRANKEL, A.; HOUGH, S.; FRIBERG, P. and BUSBY, R. (1991). «Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, pp. 1900–1922.
- FRIEDLANDER, IMM. (1915). *Über vulkanische Verwerfungstäler*. Zeitschr. Für vulkanologie.
- FRITSCH, K. and REISS, W. (1868). *Geologische Beschreibung der Insel Tenerife*. Winterthur, Switzerland, Wurster.
- FÚSTER, J. M. (1975). «Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución temporal y espacial del vulcanismo oceánico». *Est. Geol.*, **31**, pp. 439–463.
- FÚSTER, J. M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J. L.; NAVARRO, M.; ALONSO, U. and APARICIO, A.. *Geología y volcanología de las islas Canarias: Tenerife*. Instituto.
- GAGEL, C. (1910). *Die mittelatlantischen Vulkaninseln*. Handbuch der regionales Geologie.
- GARCÍA, A.; CHIAPPINI, M.; BLANCO-MONTENEGRO, I.; CARLUCCIO, R.; CARACCIOLO, F. D'AJELLO; RITIS, R. DE; NICOLOSI, I.; PIGNATELLI, A.; SÁNCHEZ, N. and

- 
- BOSCHI, E. (2007). «High resolution aeromagnetic anomaly map of Tenerife, Canary Islands». *Ann. Geophys.*, **50**, pp. 439–463.
- GONZALEZ-CASADO, J.M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GINER, J.; DURAN, J.J. and GUMIEL, P. (1999). «Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental». *Geogaceta*, **26**, pp. 27–30.
- GORVATOV, A.; FUKAO, Y.; WIDIYANTORO, S. and GORDEEV, E. (2001). «Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatke-Aleutian trench junction». *Geophys. J. Int.*, **146**, pp. 282–288.
- GORVATOV, A.; WIDIYANTORO, S. and GORDEEV, Y. FUKAO AND E. (2007). «Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography». *Geophys. J. Int.*, **142**, pp. 689–697.
- GOTTSMANN, J.; CAMACHO, A. G.; MARTÍ, J.; WOOLLER, L.; FERNÁNDEZ, J.; GARCÍA, A. and RYMER, H. (2008). «Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation». *Phys. Earth Planet. Int.*, **168**, pp. 212–230.
- GRAEBER, F. M. and ASCH, G. (1999). «Three-dimension models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data». *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 20237–20256.
- GRAND, S. P. (1994). «Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans». *J. Geophys. Res.*, **99**, pp. 11591–11621.
- GUDMUNDSSON, Ó.; FINLAYSON, D.M.; ITIKARAI, I.; NISHIMURA, Y. and JOHNSON, W.R. (2004). «Seismic attenuation at Rabaul volcano, Papua New Guinea». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **130**, pp. 77–92.
- HAUSEN, H. (1956). «Contributions to the geology of Tenerife». *Soc. Sci. Fennica Com. Phys. Math.*, **18**, pp. 1–247.
- HÜRLIMANN, M.; GARCIA, J. O. and LEDESMA, A. (2001). «Causes and mobility of large volcanic landslides: Application to Tenerife, Canary Islands». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **103**, pp. 121–134.

- HERNÁNDEZ, P.; PÉREZ, N.; SALAZAR, J.; SATO, M.; NOTSU, K. and WAKITA, H. (2000). «Soil gas CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub> distribution in and around Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **103**, pp. 425–438.
- HERNÁNDEZ, P. A.; PÉREZ, N. M.; SALAZAR, J.; FERRELL, R. and ÁLVAREZ, C. (2004). «Soil volatile mercury, boron and ammonium distribution at Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain». *Appl. Geochem.*, **19(6)**, pp. 819–834.
- HESTENES, M. and STIEFEL, E. (1952). «Methods of conjugate gradients for solving linear systems». *Nat. Bur. Stan. J. Res.*, **49**, pp. 409–436.
- HINZ, K.; DOSTMANN, H. and FRITSCH, J. (1982). *The continental margin of Morocco: seismic sequences, structural elements and geological development*. In: U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Margin*. Springer, Berlin.
- HOERNLE, K. and SCHMINCKE, H. U. (1993). «The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot». *J. Petrol.*, **34**, pp. 599–626.
- HOERNLE, K.; ZHANG, Y. S. and GRAHAM, D. (1995). «Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe». *Nature*, **374**, pp. 34–39.
- HOLE, J. A. and ZELT, B. C. (1995). «Three-dimensional finite-difference reflection travel times». *Geophys. J. Int.*, **121**, pp. 427–434.
- HOLIK, J. S.; RABINOWITZ, P. D. and AUSTIN, J. A. (1991). «Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco». *J. Geophys. Res.*, **96**, pp. 12039–12067.
- HOOFT, E.E.E.; DETRICK, R.S.; TOOMEY, D.R.; COLLINS, J.A. and LIN, J. (2000). «Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°N–35°N». *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 8205–8226.
- HU, G.; MENKE, W. and POWELL, C. (1994). «Polarization tomography for P wave velocity structure in southern California». *J. Geophys. Res.*, **99**, pp. 15245–15256.
- HUMPHRIS, S.E. et al. (1995). «The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit». *Nature*, **377**, pp. 713–716.

- 
- HUMPHRIS, S.E. and TIVEY, M.K. (2000). «A synthesis of geological and geochemical investigations of the TAG hydrothermal field; insights into fluid-flow and mixing processes in a hydrothermal system». in Dilek, Y. et al. eds. *Ophiolites and ocean crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program: Geological Society of America Special Paper*, **349**, pp. 213–235.
- HUSEN, S.; SMITH, R. B. and WAITE, G. P. (2004). «Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **131**, pp. 397–410.
- IBAÑEZ, J. M.; ALMENDROS, J.; CARMONA, E.; MARTÍNEZ-ARÉVALO, C. and ABRIL, M. (2003). «The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano». *Deep Sea Research II*, **50**, pp. 1611–1629.
- IBAÑEZ, J. M.; RIETBROCK, A. and GARCIA-YEGUAS, A. (2008). «Imaging an Active Volcano Edifice at Tenerife Island, Spain». *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **89**, (32), p. 289.
- IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; FUSTER, J. M.; CANTAGREL, J. M.; COELLO, J.; SNELLING, N. J. and HUERTAS, M. J. (1993). «Cronoestratigrafía del Macizo de Tugaiga: Evolución de un sector del edificio Cañadas (Tenerife, Islas Canarias)». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, **88**, pp. 57–72.
- INOUE, H.; FUKAO, Y.; TANABE, K. and OGATA, Y. (1990). «Whole mantle P-wave travel time tomography». *Phys. Earth Planet. Int.*, **59**, pp. 294–328.
- ISHII, M. and TROMP, J. (1999). «Normal mode and free air gravity constrains on lateral variations in velocity and density of Earth's mantle». *Science*, **285**, pp. 1231–1236.
- (2004). «Constraining large-scale mantle heterogeneity using mantle and inner-core sensitive normal modes». *Phys. Earth Planet. Inter.*, **146**, pp. 113–124.
- JACKSON, D. D. (1972). «Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data». *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **28**, pp. 97–109.
- JOUSSET, P.; NEUBERG, J. and STURTON, S. (2003). «Modeling the time-frequency content of low-frequency volcanic earthquakes». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **128**, pp. 201–223.

- JUDENHERC, S. and ZOLLO, A. (2004). «The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey». *J. Geophys. Res.*, **109**, p. B10312.
- JULIAN, B. R. and GUBBINS, D. (1977). «Three-dimensional seismic ray tracing». *J. Geophys. Res.*, **43**, pp. 95–113.
- KANASEWICH, E. R. and CHIU, S. K. L. (1985). «Least squares inversion of spatial seismic refraction data». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, pp. 865–880.
- KASHUBIN, A. S.; TRYGGVASON, A.; JUHLIN, C.; RYBALKA, A. V.; KASHUBINA, T. V. and SHKRED, I.G. (2009). «The Krasnouralsky profile in the Middle Urals, Russia: A tomographic approach to vintage DSS data». *Tectonophysics*, **472**, pp. 249–263.
- KENNETT, B. L. N. and WIDIYANTORO, S. (1998). «Joint seismic tomography for bulk sound shear wave speed in the Earth's mantle». *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 12469–12493.
- KHAN, M.A. (1974). «Dynamic implications of mantle hotspots.» *Nature*, **297**, pp. 596–597.
- KISSLING, E. and SPAKMAN, W. (1996). «Interpretation of tomographic images of uppermost mantle structure: examples from the Western and Central Alps». *J. Geodynamics*, **21**, pp. 97–111.
- KLEINROCK, M.C. and HUMPHRIS, S.E. (1996). «Structural control on sea-floor hydrothermal activity at the TAG active mound». *Nature*, **382**, pp. 149–153.
- KONG, L.S.L.; SOLOMON, S.C. and PURDY, G.M. (1992). «Microearthquake characteristics of the mid-ocean ridge along-axis high». *J. Geophys. Res.*, **97**, pp. 1659–1685.
- KORENAGA, J.; HOLBROOK, W.S.; KENT, G.M.; KELEMEN, P.B.; DETRICK, R.S.; HOPPER, H.C. and DAHL-JENSEN, T. (2000). «Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography». *J. Geophys. Res.*, **105**, pp. 21.591–21.614.
- KOSLOFF, D.; SHERWOOD, J.; KOREN, Z.; MACHET, E. and FALKOVITZ, Y. (1996). «Velocity and interface depth determination by tomography of depth migrated gathers». *Geophysics*, **61**, pp. 1511–1523.

- 
- KOULAKOV, I. (2009). «LOTOS Code for Local Earthquake Tomographic Inversion: Benchmark for Testing Tomographic Algorithms». *Bull. Seis. Soc. Am.*, **99**, pp. 194–214.
- KOULAKOV, I. and BUSHENKOVA, N. (2010). «Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times». *Tectonophysics*, **486**, pp. 81–100.
- KOULAKOV, I.; SOBOLEV, S. V.; WEBER, M.; ORESHIN, S.; WYLEGALLA, K. and HOFSTETTER, R. (2006a). «Teleseismic tomography reveals no signature of the Dead Sea Transform in the upper mantle structure». *Earth Planet. Sc. Letters*, **252**, pp. 189–200.
- KOULAKOV, I.; SOBOLEV, S.V. and ASCH, G. (2006b). «P and S velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion». *Geophys. J. Int.*, **167**, pp. 106–126.
- KOULAKOV, I. and SOBOLEV, V. (2006a). «Moho depth and three-dimensional P and S structure of the crust and uppermost mantle in the Eastern Mediterranean and Middle East derived from tomographic inversion of local ISC data». *Geophys. J. Int.*, **164**, pp. 218–235.
- (2006b). «A Tomographic Image of Indian Lithosphere Break-off beneath the Pamir Hindukush Region». *Geophys. J. Int.*, **164**, pp. 425–440.
- KOULAKOV, I.; TYCHKOV, S.; BUSHENKOVA, N. and VASILEVSKIY, A. (2002). «Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography». *Tectonophysics*, **180**, pp. 61–69.
- KRASTEL, S. and SCHMINCKE, H.U. (2002). «Crustal structure of northern Gran Canaria, Canary Islands, deduced from active seismic tomography». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **115**, pp. 153–177.
- KREYSZIG, E. (1993). *Advanced engineering mathematics*. New York: John Wiley and Sons, Inc..
- KRUGER, F.; SCHERBAUM, F.; WEBER, M. and SCHLITTENHARDT, J. (1996). «Analysis of asymmetric multipathing with a generalization of the double-beam method». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, pp. 737–749.

- LA CRUZ-REINA, S. DE (1993). «Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México.» *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **55**, pp. 51–68.
- LALOU, C.; REYSS, J.L.; BRICHET, E.; RONA, P.A. and THOMPSON, G. (1995). «Hydrothermal activity on a  $10^5$ -year scale at a slow-spreading ridge, TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N». *J. Geophys. Res.*, **100**, pp. 17.855–17.862.
- LAMBECK, K. and BURGUESS, G. (1992). «Deep crustal structure of the Musgrave Block, central Australia: results from teleseismic travelttime anomalies». *Australian Journal of Earth Sciences*, **39**, pp. 1–19.
- LAMBECK, K.; BURGUESS, G. and SHAW, R. D. (1988). «Teleseismic travel-time anomalies and deep crustal structure in central Australia». *Geophys. J. Int.*, **94**, pp. 105–124.
- LEE, W. H. K.; PEREYRA, V.; IYER, H. M. and HIRAHARA, K. (1993). *Seismic tomography: theory and practice*. London: Chapman and Hall.
- LEES, J. M. (1967). «Seismic tomography of magmatic systems». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **2007**, pp. 37–56.
- LEONHART, R. and SOFFEL, H. C. (2006). «The growth, collapse and quiescence of Teno volcano, Tenerife: new constraints from paleomagnetic data». *Int. J. Earth Sci.*, **95**, pp. 1053–1064.
- LOMAX, A.; ZOLLO, A.; CAPUANO, P. and VIRIEUX, J. (2001). «Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new three-dimensional velocity model». *Geophys. J. Int.*, **146**, pp. 313–331.
- LUTTER, W. J.; CATCHINGS, R. D. and JARCHOW, C. M. (1994). «An image of the Columbia Plateau from inversion of high-resolution seismic data». *Geophysics*, **59**, pp. 1278–1289.
- LUTTER, W. J.; FUIS, G. S.; THURBER, C. H. and MURPHY, J. (1999). «Tomographic images of the upper crust from the Los Angeles basin to the Mojave Desert, California: Results from the Los Angeles Region Seismic Experiment». *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 25543–25565.

- 
- LUTTER, W. J. and NOWACK, R. L. (1990). «Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Ouachita experiment». *J. Geophys. Res.*, **95**, pp. 4633–4646.
- LUTTER, W. J.; NOWACK, R. L. and BRAILE, L. (1990). «Seismic imaging of upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachita experiment». *J. Geophys. Res.*, **95**, pp. 4621–4631.
- LYELL, CH. (1864). *Elements de Geologie*. Garnier Freres, París, 6<sup>a</sup> edic., vol. 2.
- MACHADO, F. (1964). «Algunos problemas do volcanismo de Ilha de Tenerife». *Vo. Soc. Port. Cienc. Nat. (2)*, **10**, pp. 26–45.
- MAGDE, L. S.; BARCLAY, A. H.; TOOMEY, D. R.; DETRICK, R.S. and COLLINS, J. A. (2000). «Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35° N». *Earth Planet. Sci. Letters*, **175**, pp. 55–67.
- MARTÍ, D.; CARBONELL, R.; FLECHA, I.; PALOMERAS, I.; FONT-CAPÓ, J.; VÁZQUEZ-SUÑÉ, E. and PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008). «High-resolution seismic characterization in an urban area: Subway tunnel construction in Barcelona, Spain». *Geophysics*, **73**, pp. P.B41–B50.
- MARTÍ, D.; CARBONELL, R.; TRYGGVASON, A.; ESCUDER, J. and PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002a). «Calibrating 3D tomograms of a granitic pluton». *Geophys. Res. Letters*, **29**, p. 10.1029/2001GL012942.
- (2002b). «Mapping brittle fracture zones in three dimensions: high resolution traveltime seismic tomography in a granitic pluton». *Geophys. J. Int.*, **149**, pp. 95–105.
- MARTÍ, J.; ABLAY, G. J.; REDSHOW, L. and SPARKS, R. S. J. (1994). «Experimental studies on collapse calderas». *J. Geolog. Soc.*, **151**, pp. 914–929.
- MARTÍ, J. and BARALDO, A. (1990). «Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands)». *Antarctica Science*, **2**, pp. 345–352.
- MARTÍ, J. and GUDMUNDSSON, A. (2000). «The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration». *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **103**, pp. 161–173.

- MARTÍ, J.; HÜRLIMANN, M.; ABLAY, G. J. and GUDMUNDSSON, A. (1997). «Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands». *Geology*, **25** (10), pp. 879–882.
- MARTÍ, J.; MITJAVILA, J. and ARAÑA, V.. «Stratigraphy, structure and geochronology of the».
- MARTÍ, J.; MITJAVILA, J. M. and ARAÑA, V. (1995). *The Las Cañadas edifice and caldera*. In: J. Martí, J. Mitjavila (Eds.), A Field Guide to the Central Volcanic Complex of Tenerife (Canary Islands). Serie Casa de los Volcanes, vol. 4. Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote.
- MARTINEZ-ARÉVALO; BLANCO, F.; IBÁÑEZ, J.M. and PEZZO, E. DEL (2003). «Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano, Antarctica». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **128**, pp. 89–113.
- MARTÍNEZ-ARÉVALO, C.; PATANÈ, D.; RIETBROCK, A. and IBÁÑEZ, J. M. (2005). «The intrusive process leading to the Mt. Etna 2001 flank eruption: Constraints from 3D attenuation tomography». *Geophys. Res. Letters*, **32**, p. L21309.
- MCCAUGHEY, M. and SINGH, S. C. (1997). «Simultaneous velocity and interface tomography of normal incidence and wide-aperture seismic travelttime data». *Geophys. J. Int.*, **131**, pp. 87–99.
- MCGUIRE, W. J.; PULLEN, A. D. and SAUNDERS, S. J. (1990). «Recent dyke-induced large-scale block movement at Mount Etna and potential slope failure.» *Nature*, **343**, pp. 357–359.
- MCKENZIE, D. and BICKLE, M. J. (1988). «The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere». *J. Petrol.*, **29**, pp. 625–679.
- MENKE, W. (1979). «Lateral inhomogeneities in P-velocity under Tarbella array of the Lesser Himalayas of Pakistan». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**, pp. 725–734.
- (1989). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. New York: Academic Press.
- MEZCUA, J.; BUFORN, E.; UDÍAS, A. and RUEDA, J. (1992). «Seismotectonics of the Canary Islands». *Tectonophysics*, **208**, pp. 447–452.

- 
- MEZCUA, J.; GALÁN, J.; RUEDA, J. J.; MARTÍNEZ, J. and BUFORN, E. (1990). «Sismotectónica de las islas Canarias. Estudio del terremoto del 9 de Mayo de 1989 y su serie de réplicas». *Públ. Técnica, IGN. Madrid*, **23**.
- MINGARRO, F. (1963). «Contribución al estudio geológico de la isla de Tenerife (Islas Tenerife)». *Not. Y Com. Int. Geol. Min. de España*, **71**, pp. 179–212.
- MITCHELL, B. J.; CHENG, C. C. and STAUDER, W. A. (1977). «A three-dimensional velocity model of the lithosphere beneath the New Madrid seismic zone». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, pp. 1061–1074.
- MITJAVILA, J. and VILLA, I. M. (1993). «Temporal evolution of the Diego Hernández Formation (Las Cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the caldera using the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method.» *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6**, pp. 61–65.
- MOLINA, I.; KUMAGAI, H.; PENNEC, J. L. LE and HALL, M. (2005). «Three-dimensional P wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **147**, pp. 144–156.
- MONTELLI, R.; NOLET, G.; DAHLEN, F. A. and MASTERS, G. (2006). «A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography». *Geochem. Geophys. Geosys. (G3)*, **7**, pp. Q11007–343.
- MONTELLI, R.; NOLET, G.; DAHLEN, F. A.; MASTERS, G.; ENGDAHL, E. R. and HUNG, S. H. (2004). «Finite frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle». *Science*, **303**, pp. 338–343.
- MORGAN, W. J. (1971). «Convection plumes in the lower mantle». *Nature*, **230**, pp. 42–43.
- (1983). «Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic». *Tectonophysics*, **94**, pp. 123–139.
- MÉTAXIAN, J.P.; LESAGE, P. and VALETTE, B. (2002). «Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation: application to Arenal volcano, Costa Rica». *J. Geophys. Res.*, **107**, p. 2243.
- MÉTAXIAN, J.P.; O'BRIEN, G.S.; BEAN, C.J.; VALETTE, B. and MORA, M. (2009). «Locating volcano-seismic signals in the presence of rough topography: wave simulations on Arenal volcano, Costa Rica». *Geophys. J. Int.*, **179**, pp. 1547–1557.

- MURRAY, J. B. and VOIGHT, B. (1996). *Slope stability and eruption prediction on the eastern flank of Mount Etna*. In: W. J. McGuire and A. P. Jones and J. Neuberg (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society Special Publication, London.
- NATALE, G. DE; CAPUANO, P.; TROISE, C. and ZOLLO, A. (1998). «Seismicity at Somma-Vesuvius and its implications for the 3D tomography of the volcano». *J. Volc. Geotherm. Res.*, **82**, pp. 175–197.
- NATALE, G. DE; TROISE, C.; TRIGILA, R.; DOLFI, D. and CHIARABBA, C. (2004). «Seismicity and 3D substructure at Somma-Vesuvius volcano: evidence for magma quenching». *Earth Planet. Sci. Letters*, **221**, pp. 181–196.
- NAVARRO, J. M. and COELLO, J. (1989). «Depressions originated by landslide processes in Tenerife.» *Abstract, ESF meeting on Canarian volcanism*, pp. 150–152.
- NEELE, F.; VANDECAR, J. and SNEIDER, R. (1993). «The use of P-wave amplitude data in a joint point inversion with travel times for upper mantle velocity structure». *J. Geophys. Res.*, **98**, pp. 12033–12054.
- NERCESSIAN, A.; HIRN, A.; LÉPINE, J. C. and SAPIN, M. (1996). «Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **70**, pp. 123–143.
- NEUBERG, J. and POINTER, T. (2000). «Effects of volcano-topography on seismic broadband waveforms». *Geophys. J. Int.*, **143**, pp. 239–248.
- NISHI, V.; SACCOROTTI, G. and NIELSEN, S. (2007). «Detailed analysis of wave propagation beneath the Campi Flegrei caldera, Italy». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, pp. 440–456.
- NOLET, G. (1984). «Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems». *J. Comp. Phys.*, **61**, pp. 463–482.
- (1987). *Seismic wave propagation and seismic tomography*. in: *Seismic Tomography*, edited by G. Nolet, pp. 1-24, D. Reidel, Norwell, Mass..
- (2008). *A breviary of seismic tomography. Imaging the interior of the Earth and Sun*. Cambridge.

- 
- NOLET, R. M. ALLEN G.; MORGAN, W. J.; VOGFJÖRD, K.; BERGSSON, B. H.; FOULGER, G. R.; JAKOBSDÓTTIR, S.; JULIAN, B. R.; PRITCHARD, M.; RAGNARSSON, S. and STEFÁNSSON, R. (2002). «Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere». *J. Geophys. Res.*, **107**, p. 2325 doi:10.1019/2001JB000595.
- O'BRIEN, G. S. and BEAN, C.J. (2009). «Volcano topography, structure and intrinsic attenuation: Their relative influences on a simulated 3D visco-elastic wavefield». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **183**, pp. 122–136.
- OHMI, S. and LEES, J. M. (1995). «Three-dimensional P and S wave velocity structure below Unzen volcano». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **65**, pp. 1–26.
- OHMINATO, T. and CHOUET, B. (1997). «A free-surface boundary condition for including 3D topography in the finite-difference method». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, pp. 494–515.
- ONCESCU, M. C.; BURLACU, V.; ANGHEL, M. and SMALBERGHER, V. (1984). «Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian Arc.» *Tectonophysics*, **106**, pp. 305–319.
- ORTIZ, R. (1997). «Monitoring of the volcanic activity of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica (1986-1995).» *Antarctic Region: geological Evolution and Processes*, pp. 1071–1076.
- ORTIZ, R.; ARAÑA, V.; ASTIZ, M. and GARCÍA, A. (1986). «Magnetotelluric study of the Teide (Tenerife) and Timanfaya (Lanzarote) volcanic areas». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **30**, pp. 357–377.
- PADILLA, S. BENÍTEZ (1946). «Síntesis Geológica del Archipiélago Canario». *Estudios Geológicos*, **3**, pp. 3–19.
- PAIGE, C. C. and SAUNDERS, M. A. (1982). «LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares». *Assoc. Comput. Mach. Trans. Math. Software*, **8**, pp. 43–71.
- PAREDES, C.; PÉREZ-LÓPEZ, R.; GINER-ROBLES, J.L.; DE LA VEGA, R.; GARCÍA-GARCÍA, A. and GUMIEL, P. (2006). «Distribución espacial y zonificación tectónica de los morfolineamientos en la Isla Decepción (Shetlands del Sur, Antártida)». *Geogaceta*, **39**, pp. 75–78.

- PARKER, C.M. and VON DAMN, K.L. (2005). «Time series fluid compositions from TAG Hydrothermal Mound, MAR: 1986-2004». *American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abs. OS22A-07.*
- PATANE, D.; BARBERI, G.; COCINA, O.; GORI, P. DE and CHIARABBA, C. (2006). «Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna». *Science*, **313**, p. 821.
- PATANE, D.; CHIARABBA, C.; COCINA, O.; GORI, P. DE; MORETTI, M. and BOSCHI, E. (2002). «Tomographic images and 3D earthquake locations of the seismic swarm preceding the 2001 Mt. Etna eruption: Evidence for a dyke intrusion». *Geophys. Res. Letters*, **29**, pp. 10, 1497.
- PAULATTO, M.; MINSHULL, T.A.; BAPTIE, B.; DEAN, S.; HAMMOND, J.O.S.; HENSTOCK, T.; KENEDI, C.L.; KIDDLE, E.J.; MALIN, P.; PEIRCE, C.; RYAN, G.; SHALEV, E.; SPARKS, R.S.J. and VOIGHT, B. (2010). «Upper crustal structure of an active volcano from refraction/reflection tomography, Montserrat, Lesser Antilles». *Geophys. J. Int.*, **xxx**, pp. X–XX.
- PEREYRA, V.; LEE, W. H. K. and KELLER, H. B. (1980). «Solving two-point seismic-ray tracing problems in a heterogeneous medium». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, pp. 79–99.
- PETIT, C.; KOULAKOV, I. and DEVERCHÈRE, J. (1998). «Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications». *Tectonophysics*, **296**, pp. 125–144.
- PÁEZ, J. DÓNIZ (2009). *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medioambiente del Excmo. Ayuntamiento de Los Realejos, Tenerife.
- PEZZO, E. DEL (2008). «Seismic wave scattering in volcanoes». in *Dmowska, R. Sato, H. Fehler, M (eds.), Earth heterogeneity and scattering effects on seismic waves, Advances in Geophysics*, **50**, pp. 353–371.
- PEZZO, E. DEL; ROCCA, M. LA and IBÁÑEZ, J. M. (1997). «Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **87**, pp. 1637–1647.

- 
- PODVIN, P. and LECOMTE, I. (1991). «Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools». *Geophys. J. Int.*, **105**, pp. 271–284.
- POUS, J.; HEISE, W.; SCHNEGG, P. A.; MUÑOZ, G.; MARTÍ, J. and SORIANO, C. (2002). «Magnetotelluric study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): structural and hydrogeological implications.» *Earth Planet. Sci. Lett.*, **204**, pp. 249–263.
- POWER, J. A.; VILLASEÑOR, A. and BENZ, H. M. (1998). «Seismic image of the Mount Spurr magmatic system». *Bull. Volcanol.*, **60**, pp. 27–37.
- PÉREZ, N. M.; NAKAI, S.; WAKITA, H.; HERNÁNDEZ, P.A. and SALAZAR, J. M. (1996). «Helium-3 emission in and around Teide volcano, Tenerife Canary Islands, Spain». *Geophys. Res. Letters*, **23**, pp. 3531–3534.
- PROTHERO, W. A.; TAYLOR, W. J. and EICKEMEYER, J. A. (1988). «A fast, two-point, three-dimensional raytracing algorithm using a simple step search method». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**, pp. 1190–1198.
- PROTTI, M.; SCHWARTZ, S. Y. and ZANDT, G. (1996). «Simultaneous inversion for earthquake location and velocity structure beneath central Costa Rica». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, pp. 19–31.
- QIN, F.; LUO, Y.; OLSEN, K. B.; CAI, W. and SCHUSTER, G. T. (1992). «Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts». *Geophysics*, **57**, pp. 478–487.
- RAU, R. J. and WU, F. T. (1995). «Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan». *Earth Planet. Sci. Letters*, **133**, pp. 517–532.
- RAWLINSON, N.; HOUSEMAN, G. A. and COLLINS, C.D.N. (2001a). «Inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes for 3D layered crustal structure». *Geophys. J. Int.*, **145**, pp. 381–401.
- REVES-SOHN, R.; HUMPHRIS, S. and CANALES, J.P. (2001). «Cruise report: Seismicity and fluid flow of the TAG Hydrothermal Mound-4». *Woods Hole, Massachusetts, Woods Hole Oceanographic Institution (March 2007)*, **13**, pp. 188–209.

- REY, J.; MAESTRO, A.; SOMOZA, L. and SMELLIE, J.L. (2002). «Submarine morphology and seismic stratigraphy of Port Foster». *in Smellie, J.L., and López-Martínez, J. eds. Geology and geomorphology of Deception Island, Cambridge, British Antarctic Survey*, pp. 40–46.
- REY, J.; SOMOZA, L.; MARTÍNEZ-FRÍAS; BENOTO, R. and MARTÍN-ALFAGEME, S. (1997). «Deception Island (Antarctica): a new target for exploitation of Fe-Mn mineralization». *in Nicholeson, K., Hein, J.R., Nuhn, B., Dasgupta, S. eds. Manganese Mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits: Geological Society Special Publication*, pp. 239–251.
- RIAHI, M. A. and JUHLIN, C. (1994). «3D interpretation of reflected arrival times by finite-difference techniques». *Geophysics*, **59**, pp. 844–849.
- RIPPERGER, J.; IGEL, H. and WASSERMAN, J. (2003). «Seismic wave simulation in the presence of real volcano topography». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **128**, pp. 31–44.
- ROBERTSON-MAURICE, S.D.; WIENS, D.A.; SHORE, P.J.; VERA, E. and DORMAN, L.M. (2003). «Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment». *J. Geophys. Res.*, **108**, p. 10.1029.
- ROCCA, M. LA; GALLUZZO, D.; MALONE, S.; MCCAUSLAND, W.; SACCOROTTIA, G. and PEZZO, E. DEL (2008). «Testing small-aperture array analysis on well-located earthquakes, and application to the location of deep tremor». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, p. 10.1785.
- ROCCA, M. LA; PEZZO, E. DEL; SIMINI, M.; SCARPA, R. and LUCA, G. DE (2001). «Array analysis of seismograms from explosive sources: evidences for surface waves scattered at the main topographical features». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, pp. 219–231.
- RODRÍGUE-TABLANTE, J.; JUHLIN, C. and BERGMAN, B. (2006). «First Arrival Seismic Tomography (FAST) vs. PStomo\_eq applied to crooked line seismic data from the Siljan ring area.» *Computers and Geoscience*, **32**, pp. 497–511.
- ROMANOWICZ, B. (1979). «Seismic structure of the upper mantle beneath the United States by three dimensional inversion of body wave arrival times». *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **57**, pp. 479–506.

- 
- (1980). «A study of large scale variations of P velocity in the upper mantle beneath western Europe». *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **63**, pp. 217–232.
- (1994). «Anelastic tomography: a new perspective on upper-mantle thermal structure». *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, pp. 113–121.
- RONA, P.A.; HANNINGTON, M.D.; RAMAN, C.V.; THOMPSON, G.; TIVEY, M.K.; HUMPHRIS, S.E.; LALOU, C. and PETERSON, S. (1993). «Active and relict sea-floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge». *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologist*, **88**, pp. 1987–2013.
- RONA, P.A.; POCKALNY, R.A. and THOMPSON, G. (1986). «Geologic setting and heat transfer of black smokers at TAG hydrothermal fields, Mid-Atlantic Ridge 26 degrees N.» *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, **67**, p. 1021.
- ROSA, R. DE; MAZZUOLI, R.; OMARINI, R.H.; VENTURA, G. and VIRAMONTE, J.G. (1995). «A volcanological model for the historical eruptions at Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica)». *Terra Antarctica*, **2**, pp. 95–101.
- SACCOROTTI, G.; ALMENDROS, J.; CARMONA, E.; IBÁÑEZ, J.M. and PEZZO, E. DEL (2001). «Slowness Anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island volcano, Antarctica». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, pp. 561–571.
- SACCOROTTI, G.; ZUCCARELLO, L.; PEZZO, E. DEL; IBÁÑEZ, J. and GRESTA, S. (2004). «Quantitative analysis of the tremor wavefield at Etna Volcano, Italy». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **136**, pp. 223–245.
- SALLARÈS, V.; CHARVIS, P.; FLUCH, E.R. and BIALAS, J. (2003). «Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot-spot interaction». *J. Geophys. Res.*, **108**, p. B12.2564.
- SCALES, J. A. (1987). «Tomographic inversion via the conjugate gradient method». *Geophysics*, **52**, pp. 179–185.
- SCALES, J. A. and SNEIDER, R. (1997). «To Bayes or not to Bayes». *Geophysics*, **62**, pp. 1045–1046.

- SCARPA, R.; TRONCA, F.; BIANCO, F. and PEZZO, E. DEL (2002). «High resolution velocity structure beneath Mount Vesuvius from seismic array data». *Geophys. Res. Letters*, **29**, p. 10.1029.
- SCHMINCKE, H. U. (1973). «Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores islands groups.» *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, pp. 633–648.
- (1982). *Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands*. In: U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Margin*. Springer, Berlin.
- SCOTT, R.B.; RONA, P.A.; MCGREGOR, B.A. and SCOTT, M.R. (1974). «The TAG hydrothermal field». *Nature*, **251**, pp. 301–302.
- SENGUPTA, M. K. and TOKSÖZ, M. N. (1976). «Three-dimensional model of seismic velocity variation in the Earth's mantle». *Geophys. Res. Lett.*, **3**, pp. 84–86.
- SERRANO, I.; MORALES, J.; ZHAO, D.; TORCAL, F. and VIDAL, F. (1998). «P-wave tomographic images in the Central Betics-Alborán sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for a continental collision». *Geophys. Res. Lett.*, **25**, pp. 4031–4034.
- SEVILLA, M. J. and ROMERO, P. (1991). «Ground deformation control by statistical analysis of a geodetic network in the caldera of Teide». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **47**, pp. 65–74.
- SHAPIRO, N. M.; CAMPILLO, M.; STEHLY, L. and RITZWOLLER, M. H. (2005). «Tomography from Ambient Seismic Noise». *Science*, **307**, pp. 1615–1618.
- SHAW, P.R. and ORCUTT, A. (1985). «Waveform inversion of seismic refraction data and applications to young Pacific crust». *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **82**, pp. 375–414.
- SHEARER, P. M. and MASTERS, G. (1992). «Global mapping of topography on the 660-km discontinuity». *Nature*, **355**, pp. 791–796.
- SHERBURN, S.; BANNISTER, S. and BIBBY, H. (2003). «Seismic velocity structure of the central Taupo Volcanic Zone, New Zealand, from local earthquake tomography». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **122**, pp. 69–88.
- SMELLIE, J.L. (2001). «Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands». *Antarctic Science*, **13**, pp. 188–209.

- 
- SNIEDER, R. (1998). *The role of nonlinearity in inverse problems*. Inverse problems, 14.
- SNIEDER, R. and SAMBRIDGE, M. (1993). «The ambiguity in ray perturbation theory». *J. Geophys. Res.*, **98**, pp. 22021–22034.
- SOL, S.; THOMSON, C. J.; KENDALL, J. M.; WHITE, D.; VANDECAR, J. C. and ASUDEH, I. (2002). «Seismic tomographic images of the cratonic upper mantle beneath the Western Superior Province of the Canadian Shield—a remnant Archean slab?» *Physics Earth Planet. Int.*, **134**, pp. 53–69.
- SONG, J. L. and TEN BRINK, U. (2004). *A Graphical User Interface for Interactive Forward and Inversion Ray-Tracing*. U. S. Geological Survey Open-File Report 2004-1426.
- SPAKMAN, W. (1991). «Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean and Asia Minor». *Geophys. J. Int.*, **107**, pp. 309–332.
- SPAKMAN, W. and NOLET, G. (1988). *Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay-time tomography*. N. V. et al. ed., Mathematical Geophysics. Massachusetts: Reidel, Hingham.
- SPAKMAN, W.; VAN DER LEE, S. and VAN DER HILST, R.D. (1988). «Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km». *Geophys. Res. Lett.*, **15**, pp. 60–63.
- STECK, L. K.; THURBER, C. H.; FEHLER, M.; LUTTER, W. J.; ROBERTS, P.M.; BALBRIDGE, W. S.; STAFFORD, D. G. and SESSION, R. (1998). «Crust and upper mantle P wave velocity structure beneath Valles caldera, New Mexico: Results from the Jemez teleseismic tomography experiment». *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 24301–24320.
- STEFANO, R. DI and CHIARABBA, C. (2002). «Active source tomography at Mt. Vesuvius: Constraints for the magmatic system». *J. Geophys. Res.*, **107**, pp. 2278, doi:10.1029/2001JB000792.
- STILLMAN, C. J.; FUSTER, J.; BENNEL-BAKER, M.; MUÑOZ, M.; SMEWING, J. and SAGREDO, J. (1975). «Basal complex of Fuerteventura is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities». *Nature*, **257**, pp. 469–471.
- SU, W.-J. and DZIEWONSKI, A. M. (1997). «Simultaneous inversion for 3D variations in shear and bulk velocity in the mantle». *Phys. Earth Planet. Inter.*, **100**, pp. 135–156.

- TARANTOLA, A. (1987). *Inverse problem theory*. Amsterdam: Elsevier.
- TAYLOR, S. R. and TOKSÖZ, M. N. (1979). «Three-dimensional crust and upper mantle structure of the northeastern United States». *J. Geophys. Res.*, **84**, pp. 7627–7644.
- THOMSON, G.; MOTTLE, M.J. and RONA, P.A. (1985). «Morphology, mineralogy, and chemistry of hydrothermal deposits from the TAG area, 26°N Mid-Atlantic Ridge». *Chemical Geology*, **49**, pp. 243–257.
- THURBER, C. H. (1983). «Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California». *J. Geophys. Res.*, **83**, pp. 8226–8236.
- THURBER, C.H. (1984). «Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea volcano, Hawaii». *Science*, **88**, pp. 165–167.
- TIVEY, M.A.; SCHOUTEN, H. and KLEINROCK, M.C. (2003). «A near-bottom magnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge axis at 26°N: Implications for the tectonic evolution of the TAG segment». *J. Geophys. Res.*, **108**, p. 2277.
- TOOMEY, D. R.; JOUSSELIN, D.; DUNN, R. A.; WILCOCK, W. S. D. and DETRICK, R. S. (2007). «Skew of mantle upwelling beneath the East Pacific Rise governs segmentation». *Nature*, **446**, p. 10.1038.
- TRAMELLI, A.; PEZZO, E. DEL; BIANCO, F. and BOSCHI, E. (2006). «3D scattering image of the Campi Flegrei caldera (Southern Italy): New hints on the position of the old caldera rim». *Phys. Earth Planet. Int.*, **155**, pp. 269–280.
- UGALDE, J.A.; PUJADES, L.G.; CARRACEDO, J.C.; SOLER, V. and BLANCO, M.J. (1998). «Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands». *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 15037–15050.
- UM, J. and THURBER, C. (1987). «A fast algorithm for two-point seismic ray tracing». *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, pp. 972–986.
- VAN DER HILST, R.; ENGAHL, R.; SPAKMAN, W. and NOLET, G. (1991a). «Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs». *Nature*, **353**, pp. 37–43.
- VAN DER HILST, R. D.; ENGAHL, E. R.; SPAKMAN, W. and NOLET, G. (1991b). «Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arc». *Nature*, **353**, pp. 37–43.

- 
- VAN DER HILST, S. P. GRAND R. D. and WIDIYANTORO, S. (1997). «Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth». *GSA Today*, **7**, pp. 1–7.
- VANDECAR, J. C. and SNIEDER, R. (1994). «Obtaining smooth solutions to large, linear, inverse problems». *Geophysics*, **59**, pp. 818–829.
- VANORIO, T.; VIRIEUX, J.; CAPUANO, P. and RUSSO, G. (2005). «Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera». *J. Geophys. Res.*, **110**, p. B03201.
- VERA, J. A. (2004). *Canarias y el vulcanismo neógeno peninsulas. Canarias. Rasgos generales. La construcción de las islas. E. Ancochea y F. Hernán.* Sociedad Geológica de España. Instituto Geológico y Minero de España.
- VIDALE, J.E. (1988). «Finite difference calculation of travel times». *Bull. Seismol.Soc. Am.*, **78**, pp. 2062–2076.
- (1990). «Finite-difference calculation of travel times in three dimensions». *Geophysics*, **55**, pp. 521–526.
- VILA, J.; MARTÍ, J.; ORTIZ, R.; GARCÍA, A. and CORREIG, A.M. (1992). «Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica)». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **53**, pp. 89–102.
- VILAR, F. MACAU (1959). «Las Calderas de Gran Canaria». *Anuario de Estudios Atlánticos*, **5**, pp. 9–36.
- VILLARDO, G.; NATALE, G. DE; MILANO, G. and COPPA, U. (1996). «The seismicity of Mt. Vesuvius». *Tectonophysics*, **261**, pp. 127–138.
- VILLASEÑOR, A.; BENZ, H. M.; FILIPPI, L.; LUCA, G. D. DE; SCARPA, R.; PATANÈ, G. and VINCIGUERRA, S. (1998). «Three-dimensional P wave velocity structure of Mt. Etna, Italy». *Geophys. Res. Letters*, **25**, pp. 1975–1978.
- VOGT, P. R. (1974a). «Volcano height and plate thicknesses.» *Earth Planet. Sci. Lett.*, **23**, pp. 337–348.
- (1974b). «Volcano spacing fractures and thickness of the lithosphere». *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, pp. 235–252.

- VOIGHT, B.; JANDA, R. J.; GLICKEN, H. and DOUGLASS, P. M. (1983). «Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980». *Géotechnique*, **33**, pp. 243–273.
- WANG, B. and BRAILE, L. W. (1996). «Simultaneous inversion of reflection and refraction seismic data and application to field data from the northern Rio Grande rift». *Geophys. J. Int.*, **125**, pp. 443–458.
- WATKINS, J. S. and HOPPE, K. W. (1979). *Seismic reflection reconnaissance of the Atlantic margin of Morocco*. In: M. Talwani, W. Hays, W. B. F. Ryan (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. Am. Geophys. Un. Washington..
- WATTS, A. B. (1994). «Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands.» *Geophys. Int.*, **119**, pp. 648–666.
- WATTS, A. B. and MASSON, D. G. (1995). «A giant landslide on the north of Tenerife, Canary Islands». *J. Geophys. Res.*, **100**, pp. 24487–24498.
- WATTS, A. B.; PIERCE, C.; COLLIER, J.; DALWOOD, R.; CANALES, J. P. and HENSTOCK, T. J. (1997). «A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands.» *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, pp. 431–447.
- WEILAND, C. M.; STECK, L. K.; DAWSON, P. B. and KORNEEV, V. A. (1995). «Nonlinear teleseismic tomography at Long Valley caldera, using three-dimensional minimum travel time ray tracing». *J. Geophys. Res.*, **100**, pp. 20379–20390.
- WHITE, D. L. (1989). «Two-dimensional seismic refraction tomography». *Geophys. J. Int.*, **97**, pp. 223–245.
- WHITE, R.S.; MCKENZIE, D. and O'NIONS, R.K. (1992). «Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions». *J. Geophys. Res.*, **97**, pp. 19.683–19.715.
- WIDIYANTORO, S.; KENNETT, B.L.N. and VAN DER HILST, R.D. (1999). «Seismic tomography with P and S data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs». *Earth Planet. Sci. Letters*, **173**, pp. 91–100.
- WIGGINS, R. A. (1972). «General linear inverse problem -Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure». *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, pp. 251–285.

- 
- WIGGINS, S. M.; DORMAN, L. M.; CORNUELLE, B. D. and HILDEBRAND, J. A. (1996). «Hess deep rift valley structure from seismic tomography». *J. Geophys. Res.*, **101**, pp. 22335–22353.
- WILCOCK, W.S.D. and DELANEY, J.R. (1996). «Mid-ocean ridge sulfide deposits: Evidence for heat extraction from magma chambers or cracking fronts?» *Earth Planet. Sci. Letters*, **145**, pp. 49–64.
- WILSON, J. T. (1963). «A possible origin of the Hawaiian Islands». *Can. J. Phys.*, **41**, pp. 863–870.
- WITTLINGER, G.; MASSON, F.; POUPINET, G.; TAPPONNIER, P.; MEI, J.; HERQUEL, G.; GUILBERT, J.; ACHAUER, U.; GUANQI, X.; DANIAN, S. and TEAM, LITHOSCOPE KUNLUN (1996). «Seismic tomography of northern Tibet and Kunlun: Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts». *Earth Planet. Sci. Letters*, **139**, pp. 263–279.
- WOLFE, C. J.; BJARNASON, I. T.; VANDECAR, J. C. and SOLOMON, S. C. (1997). «Seismic structure of the Iceland plume». *Nature*, **385**, pp. 245–247.
- WOODHOUSE, J. H. and DZIEWONSKI, A. M. (1984). «Mapping the upper mantle: three dimensional modelling of the Earth structure by inversion of seismic waveforms». *J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 5953–5986.
- YAMAWAKI, T.; TANAKA, S.; UEKI, S.; HAMAGUCHI, H.; NAKAMICHI, H.; NISHIMURA, T.; OIKAWA, J.; TSUTSUI, T.; NISHI, K.; SHIMIZU, H.; YAMAGUCHI, S.; MIYAMACHI, H.; YAMASATO, H. and HAYASHI, Y. (2004). «Three-dimensional P wave velocity structure of Bandai volcano in northeastern Japan inferred from active seismic survey». *J. Vol. Geotherm. Res.*, **138**, pp. 267–282.
- YU, T. T.; FERNÁNDEZ, J.; TSENG, C. L.; SEVILLA, M. J. and ARAÑA, V. (2000). «Sensitivity test of the geodetic network in Las Cañadas Caldera, Tenerife, for volcano monitoring». *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **103**, pp. 393–407.
- ZANDOMENEGHI, D.; ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J.M. and SACCOROTTI, G. (2008). «Seismic tomography of Central São Miguel, Azores». *Physics Earth Planet. Int.*, **167**, pp. 8–18.
- ZANDOMENEGHI, D.; BARCLAY, A. H.; ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J. M.; WILCOCK, W. S. D. and BEN-ZVI, T. (2009). «Crustal structure of Deception Island volcano

- from P-wave seismic tomography: Tectonic and volcanic implications». *J. Geophys. Res.*, **114**, p. B06310.
- ZELT, C. A.; AZARIA, A. and LEVANDER, A. (2006). «3D seismic refraction traveltime tomography at a groundwater contamination site». *Geophysics*, **71**, pp. P.H67–H78.
- ZELT, C. A. and BARTON, P.J. (1998). «Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faroe Basin». *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 7187–7210.
- ZELT, C. A. and SMITH, R. B. (1992). «Seismic traveltime inversion for 2D crustal velocity structure». *Geophys. J. Int.*, **108**, pp. 16–34.
- ZHANG, J. and TOKSÖZ, M. N. (1998). «Nonlinear refraction traveltime tomography». *Geophysics*, **63**, pp. 1726–1737.
- ZHAO, A.; ZHANG, Z. and TENG, J. (2004). «Minimum travel time tree algorithm for seismic ray tracing: improvement in efficiency». *J. Geophys. Eng.*, **1**, pp. 245–251.
- ZHAO, D. (2009). «Multiscale seismic tomography and mantle dynamics». *Gondwana Research*, **15**, pp. 297–323.
- ZHAO, D.; HASEGAWA, A. and HORIUCHI, S. (1992). «Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan». *J. Geophys. Res.*, **97**, pp. 19909–19928.
- ZHAO, D.; HASEGAWA, A. and KANAMORI, H. (1994). «Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events». *J. Geophys. Res.*, **99**, pp. 22313–22329.
- ZHAO, D.; LEI, J. and LIU, L. (2008). «Seismic tomography of the Moon». *Chinese Sci. Bull.*, **53**, pp. 3897–3907.
- ZOLLO, A.; JUDENHERC, S.; AUGER, E.; D'AURIA, L.; VIRIEUX, J.; CAPUANO, P.; CHIARABBA, C.; DE FRANCO, R.; MAKRIS, J.; MICHELINI, A. and MUSACCHIO, G. (2002). «Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3D active seismic imaging». *Geophys. Res. Letters*, **30**, p. 10.1029.
- ZUNENSHAIN, L.P.; KUZ'MIN, M.I.; LISITSIN, A.P.; BOGDANOV, Y.A. and BARANOV, B.V. (1989). «Tectonics of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26–24°N); evidence for vertical tectonism». *Tectonophysics*, **159**, pp. 1–23.