



UNIVERSITAT<sup>DE</sup>  
BARCELONA

# Caracterización gravimétrica de zonas de rift en islas volcánicas oceánicas: aplicación a las islas de Tenerife y el Hierro

Sergio Sainz-Maza Aparicio



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 3.0. Spain License.**







# CARACTERIZACIÓN GRAVIMÉTRICA DE ZONAS DE RIFT EN ISLAS VOLCÁNICAS OCEÁNICAS: APLICACIÓN A LAS ISLAS DE TENERIFE Y EL HIERRO.

Sergio Sainz-Maza Aparicio

Doctorado en Ciencias de la Tierra

Tesis Doctoral dirigida por Joan Martí Molist

Tutor: Joan Manuel Vilaplana Fernández



Barcelona, Junio 2017

*Caracterización Gravimétrica De Zonas De Rift En Islas Volcánicas Oceánicas:  
Aplicación A Las Islas De Tenerife Y El Hierro.*

Autor: Sergio Sainz-Maza Aparicio.

Director: Joan Martí Molist.

Junio 2017

Portada: Volcanismo basáltico monogenético asociado a la zona de rift en el sur de El Hierro.

Foto: Sergio Sainz-Maza Aparicio



# CARACTERIZACIÓN GRAVIMÉTRICA DE ZONAS DE RIFT EN ISLAS VOLCÁNICAS OCEÁNICAS: APLICACIÓN A LAS ISLAS DE TENERIFE Y EL HIERRO.

Sergio Sainz-Maza Aparicio



Barcelona, Junio 2017



# AGRADECIMIENTOS

Me gustaría que las primeras líneas de este trabajo sirvieran para expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que con su ayuda y su apoyo han contribuido a que este trabajo se haya podido desarrollar.

Debo agradecer de manera especial a mi director Joan Martí, por aceptar hacerse cargo de la dirección de esta tesis doctoral. Me gustaría agradecerle la confianza depositada en mí así como su gran capacidad para guiar y poner orden mis ideas. Ello ha constituido para mí un aporte inestimable.

Quiero agradecer también, a mi centro de trabajo, el Instituto Geográfico Nacional, que con su apoyo representado en una gran cantidad de compañeros y amigos, ha facilitado y contribuido enormemente el desarrollo de este trabajo. Quiero dar un especial agradecimiento tanto a Carmen López como a María José Blanco, por las innumerables gestiones que realizaron por mí, así como por el apoyo profesional y personal prestado. A mis compañeros Pedro, Marta, Ana, M<sup>a</sup> José y Jorge, me gustaría agradecerles de un modo particular, por la cantidad de horas de campo que me han acompañado, por las dificultades que me han ayudado a resolver y por todo lo que nos ha tocado aprender juntos. Al resto de compañeros tanto del Observatorio Geofísico Central como del Centro Geofísico de Canarias, todos y cada uno de los cuales se han visto de algún modo implicados en el desarrollo de esta tesis.

Agradecer también al grupo de investigación de Geodesia de la Universidad Complutense de Madrid, muy particularmente a Pepe Arnosó y Fuensanta González, sin cuya ayuda, ideas, tiempo y amistad hubiera sido imposible desarrollar todos los artículos que componen este trabajo.

Un agradecimiento muy especial a mi familia, a mis padres, a mis suegros, a mis hermanos y sobrinos, así como a mis amigos, porque siempre estuvieron pendientes del progreso de este trabajo y me dieron su apoyo cuando lo necesité sin pedirme nada a cambio.

Por último el mayor de mis agradecimientos mi mujer Noemí y a mis hijos Lucía y Hugo, por su amor, por su apoyo y por su generosidad a lo largo de todo



este periodo de tiempo en el que muchos de sus días han consistido en ofrecérmelos a mí para poder trabajar en el desarrollo de esta tesis.

Con todo mi cariño,

Sergio

Junio 2017

## RESUMEN

Dentro de la literatura volcánica podemos encontrar la descripción de diversos sistemas volcánicos de rift. Estos se definen como áreas de la corteza terrestre que, bajo la acción de un ambiente tectónico extensivo, controlan la ocurrencia y localización tanto de la sismicidad como del volcanismo de estas zonas. En la presente tesis doctoral nos centramos en el caso particular de los sistemas de rift que se desarrollan en islas volcánicas oceánicas, tomando como elementos de estudio dos islas con sistemas de este tipo claramente desarrollados y visibles en superficie, como son Tenerife y El Hierro, ambas situadas en el Archipiélago Canario.

Tradicionalmente, los sistemas de rift han sido considerados áreas de la superficie terrestre que actúan a modo de conductos profundos que enlazan las zonas de generación del magma en el manto y corteza inferior con la superficie terrestre, canalizando y controlando el ascenso de los magmas. Algunos estudios recientes basados en datos geológicos, geofísicos y paleomagnéticos cuestionan dicho enraizamiento profundo y, en cambio, consideran que tienen un origen más superficial. Dicho origen estaría asociado tanto a la tectónica regional como a procesos locales relacionados con las variaciones en la carga gravitatoria durante el proceso de desarrollo de los edificios volcánicos. La búsqueda evidencias en favor de una u otra hipótesis, constituye la primera de las motivaciones fundamentales de esta tesis.

Tanto Tenerife como El Hierro, ofrecen la oportunidad de llevar a cabo un estudio de este tipo a la vista de sus características superficiales. Morfológicamente, estas islas volcánicas oceánicas presentan lo que en apariencia serían tres zonas de

rift en cada una de ellas, también denominadas «dorsales». Sobre su superficie, ambas islas muestran una disposición similar de su volcanismo basáltico a lo largo de estas dorsales, habiéndose propuesto tradicionalmente una configuración de triple rift en cada isla. El origen para este tipo de configuraciones se justifica a través de una fracturación de la corteza debida al empuje ascensional del magma. En dicha disposición los correspondientes ejes de las dorsales forman ángulos aproximados de  $120^\circ$  dos a dos. Desde una perspectiva aérea, la forma en estrella de tres puntas que presenta El Hierro, parece adaptarse a este modelo. Allí, el volcanismo reciente se concentra esencialmente dentro de tres áreas alargadas y estrechas que convergen en la parte central de la isla. Estas áreas se encuentran orientadas con direcciones oeste, noreste y nornoroeste-sursureste respectivamente.

Por su parte, el volcanismo basáltico de Tenerife, no se distribuye de manera tan evidente en tres direcciones, según el tipo de morfología descrito. Allí, el volcanismo se presenta en dos direcciones preferenciales, que son la noroeste-sureste y noreste-suroeste, respectivamente. En cambio la dirección norte-sur, sugerida por algunos autores como el reflejo de otro sistema de rift, muestra tal dispersión de los centros eruptivos, que su origen es aún hoy en día motivo de controversia. Este hecho constituye el segundo de los puntos que abordamos en este trabajo.

Con el fin de obtener una imagen interna de los sistemas de rift tanto en Tenerife como en el Hierro, se desarrollaron modelos tridimensionales de contrastes de densidad del subsuelo. Estos modelos fueron obtenidos mediante la aplicación de un algoritmo genético de inversión gravimétrica que emplea como parámetros de entrada los datos de las anomalías gravimétricas. Dichas anomalías fueron calculadas a través del análisis de una gran cantidad de datos de gravedad terrestre provenientes de distintas fuentes de datos, incluidos datos recogidos expresamente para la densificación de valores de gravedad en las áreas de estudio. Son estos modelos finales, los que hemos empleado como la base sobre la que argumentar las posteriores discusiones. Son además estos modelos la fuente que dio lugar a los artículos incluidos en el anexo II.

El modelo obtenido para la isla de El Hierro, apunta en este caso, a que los sistemas de rift, son estructuras poco enraizadas, las cuales estarían originadas a pocos kilómetros de la superficie, siendo su configuración controlada por una combinación de la tectónica regional y por procesos extensivos tanto de carga como de inestabilidades gravitatorias. Estas estructuras, más que ser elementos que controlan el flujo vertical de magma, serían utilizadas para facilitar el transporte lateral del magma una vez que este alcanzara los niveles más superficiales de la corteza.

El modelo tridimensional obtenido para la dorsal noroeste de la isla de Tenerife, sugiere análogamente al caso anterior, un origen superficial de estos sistemas de rift. En cambio, la comparación entre los modelos correspondientes a la estructura bajo dicha dorsal y la estructura del subsuelo correspondiente a la parte sur de la isla, señala claras diferencias entre ambas. Esto señala a que el origen de ambas es distinto y, por tanto, el modelo volcánico de la parte sur de la isla estaría más en correspondencia con un campo volcánico monogenético que con una configuración típica de rift, como ya había sido sugerido en trabajos previos.

Como último punto de esta memoria, se trabajó en la aplicación directa de estos modelos estructurales en la isla de El Hierro. Para ello se partió de los datos de sismicidad, deformación y gravedad en registro continuo, previos a la erupción que tuvo lugar en El Hierro durante los años 2011-2012, y se desarrollaron modelos espaciotemporales del proceso que dio lugar a la erupción final. El análisis de estos modelos nos sirvió como método de evaluación de la potencialidad de la técnica gravimétrica en zonas volcánicas activas con un volcanismo monogenético disperso y. Además, nos ofreció la oportunidad de modelar el movimiento del magma a través de las distintas estructuras que componen el subsuelo de la isla.



# ÍNDICE

1.- INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Motivación.....	3
1.1.1 Gravimetría.....	4
1.1.2 Objetivos.....	6
1.1.3 Estructuración .....	7
1.2 Contexto geológico .....	8
1.2.1 Archipiélago canario .....	8
1.2.2 Tenerife .....	9
1.2.3 El Hierro .....	11
1.3 Metodología .....	14
1.3.1 Correcciones instrumentales.....	14
1.3.2 Correcciones de origen temporal .....	15
1.3.3 Correcciones de origen espacial .....	17
1.3.4 Algoritmo genético de inversión gravimétrica.....	20
1.4 Contribuciones.....	22
2.- RESULTADOS .....	25
2.1 Fuentes de datos.....	26
2.2 Corrección topográfica .....	31
2.2.1.- Elección del mallado interno.....	33
2.2.2 Distancia final de la corrección. ....	36
2.2.3 Influencia del nuevo edificio submarino tras la erupción submarina de El Hierro. ....	38
2.2.4 Corrección de terreno final .....	40
2.3 Variaciones de gravedad de carácter permanente en El Hierro 2011-2013..	42
2.4 Otras variaciones de gravedad durante el proceso sismovolcánico de El Hierro 2011.....	45
2.5 Anomalías de Bouguer .....	46
2.6 Resultados de la inversión gravimétrica. ....	50
3.- DISCUSIÓN.....	53
3.1 Anomalías de Bouguer .....	54
3.2 Modelos estructurales.....	56
3.3 Profundidad de los sistemas de rift .....	62

3.4 Campo basáltico monogenético del sur de Tenerife.....	67
3.5 Papel de los estructura en la erupción de El Hierro.....	70
4.- CONCLUSIONES .....	75
Líneas de trabajo futuro.....	78
BIBLIOGRAFÍA .....	81
ANEXO I: Observaciones de gravedad .....	91
ANEXO II: Artículos .....	101

# LISTADO DE FIGURAS

<b>Figura 1.1.</b> Distribución global de los bordes divergentes de placa y del volcanismo del Holoceno.....	2
<b>Figura 1.2.</b> Ejemplos de algunas islas con sistemas de rift identificados en superficie... 3	
<b>Figura 1.3.</b> Modelización anomalía gravimétrica de una esfera.....	6
<b>Figura 1.4:</b> Distribución de las observaciones gravimétricas empleadas en este trabajo en las islas de Tenerife y El Hierro.....	8
<b>Figura 1.5.</b> Archipiélago Canario.....	9
<b>Figura 1.6.</b> Relieve sombreado con las distintas áreas geológicas de Tenerife..	11
<b>Figura 1.7.</b> Relieve sombreado con las distintas áreas geológicas de El Hierro. ....	13
<b>Figura 1.8.</b> Ondulación del geoide en las Islas Canarias .....	19
<b>Figura 2.1.</b> Variación del valor de la gravedad absoluta con la altura para Tenerife y El Hierro. ....	29
<b>Figura 2.2.</b> Representación de las variaciones de gravedad absoluta sobre Tenerife y El Hierro .....	30
<b>Figura 2.3.</b> Esquema del al elección del mallado elegida para la aplicación de la corrección del terreno. ....	32
<b>Figura 2.4.</b> Modelización de un cono mediante cuerpos prismáticos.....	34
<b>Figura 2.5.</b> Ejemplo sintético de la influencia de los Modelos de Elevación Digital (DEM) sobre el valor de Corrección del Terreno.....	36
<b>Figura 2.6.</b> Contribuciones máximas y mínimas debidas a la corrección topográfica.....	38
<b>Figura 2.7.</b> Modelos batimétricos obtenidos en los momentos iniciales y finales de la erupción.....	39
<b>Figura 2.8.</b> Variación de gravedad experimentada como consecuencia del desarrollo del nuevo edificio volcánico.....	39
<b>Figura 2.9.</b> Mapa interpolado de la corrección de terreno que hay que aplicar en las zonas de observación de los valores de gravedad.....	41
<b>Figura 2.10.</b> Variaciones en la componente vertical GNSS de la estación de Frontera, comparadas con las variaciones en el valor de la gravedad registradas en la estación de el Aula de la Naturaleza. ....	42
<b>Figura 2.11.</b> Gravedad residual y variaciones de distintos parámetros previamente a la erupción de El Hierro.....	44
<b>Figura 2.12.</b> Espectrograma en los días previos y posteriores al inicio de la erupción volcánica de El Hierro en 2011.....	45
<b>Figura 2.13.</b> Residual del valor de gravedad durante la erupción de El Hierro. ....	46
<b>Figura 2.14.</b> Variogramas obtenidos para los datos de Tenerife y de El Hierro.....	48
<b>Figura 2.15.</b> Mapas de anomalías completas de Bouguer de Tenerife y de El Hierro.....	49



<b>Figura 2.16.</b> Cortes del subsuelo de las islas de Tenerife y El Hierro a distintas profundidades. ....	52
<b>Figura 3.1.</b> Diferentes mapas de anomalías de Bouguer de Tenerife y El Hierro.....	55
<b>Figura 3.2.</b> Mapa de la sismicidad comparada con las anomalías gravimétricas. ....	56
<b>Figura 3.3.</b> Estructuras centrales de alta densidad bajo el subsuelo de las islas de Tenerife y el Hierro. ....	57
<b>Figura 3.4.</b> Estructura en forma de embudo en la parte central de la isla de El Hierro .....	58
<b>Figura 3.5.</b> Estructura a 4 km bajo el nivel del mar obtenido, mediante distintas tomografías sísmicas y por el método de inversión gravimétrica para El Hierro. ....	59
<b>Figura 3.6.</b> Comparación de la estructura a 1 y 4 km bajo el nivel del mar obtenidas por medio de la tomografía sísmica y por el método de inversión gravimétrica para Tenerife.	60
<b>Figura 3.7.</b> Cortes del modelo tridimensional de densidades a 2 km bajo el nivel del mar.....	61
<b>Figura 3.8.</b> Cortes en profundidad de Tenerife y El Hierro .....	61
<b>Figura 3.9.</b> Campo de esfuerzos regionales en Canarias. ....	62
<b>Figura 3.10.</b> Perfiles verticales bajo las alineaciones volcánicas observadas en Tenerife y El Hierro.....	64
<b>Figura 3.11.</b> Perfiles verticales en Tenerife según las alineaciones tectónicas. ....	65
<b>Figura 3.12.</b> Perfiles verticales en El Hierro según las alineaciones tectónicas. ....	65
<b>Figura 3.14.</b> Modelización del cambio de gravedad observada entre el 15 y el 17 de Septiembre de 2011 en El Hierro.....	72
<b>Figura 3.15.</b> Variación y modelización de gravedad observada en las fases iniciales de la erupción de El Hierro.....	73

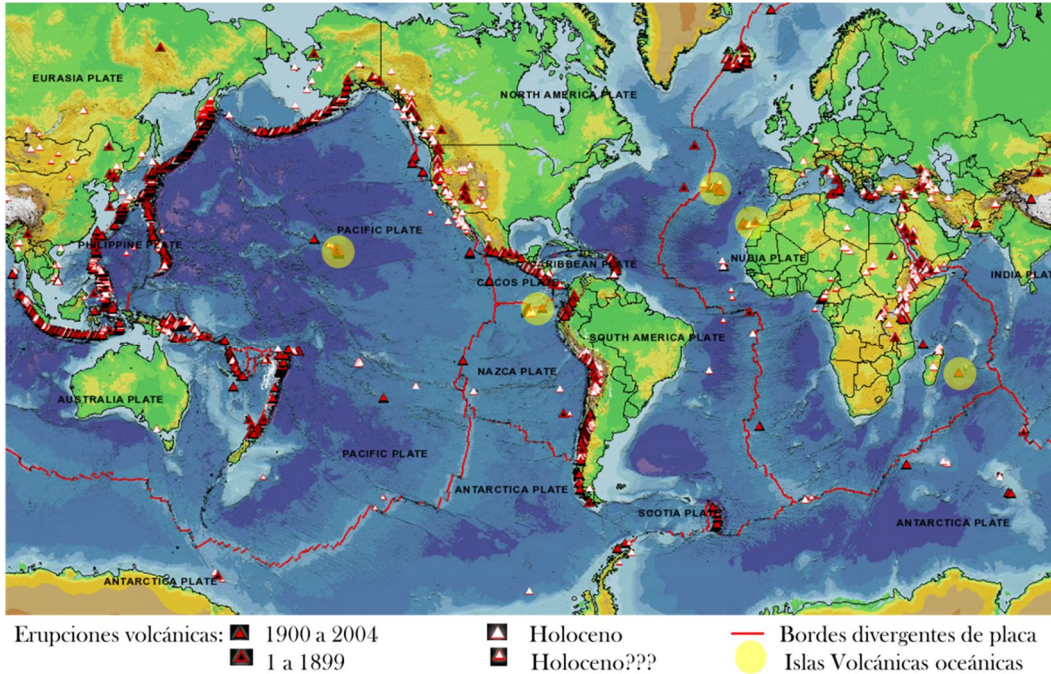


## 1.- INTRODUCCIÓN

Una de las imágenes comúnmente asociadas al término «rift» o «dorsal» es la que corresponde a las dorsales oceánicas emitiendo grandes flujos de lava en los fondos oceánicos. Sin embargo, bajo este término se describen todas aquellas áreas de la corteza terrestre que sometidas a la acción de un régimen tectónico extensivo, generan fracturación y divergencia en torno a una zona central determinada por la dirección del rift. Así, a lo largo del planeta podemos encontrar multitud de áreas que cumplen estas condiciones (Figura 1.1).

Como un caso particular de sistemas de rift, encontramos los formados en islas volcánicas oceánicas, los cuales ofrecen a estas islas morfologías singulares. Podemos encontrar sistemas activos de este tipo por ejemplo en Hawai (Fiske y Jackson, 1972), en las islas Canarias (Carracedo, 1994), en la isla Reunión (Carter et al., 2007) o en las Galápagos (Lonsdale, 1988) entre otras (Figura 1.2). Dichos sistemas dan lugar a terrenos elevados y alargados que siguen una o varias direcciones bien definidas (Walker, 1999). Usualmente, la parte visible de estas superficies se encuentra recubierta por una multitud de conos y fisuras volcánicas bien organizadas en torno a las mencionadas direcciones. El terreno intermedio entre estos conos y fisuras se encuentra moldeado por la acumulación de los productos piroclásticos emitidos durante las fases activas, así como por domos y coladas. Estas características son consideradas la evidencia de que el magma asciende a superficie preferentemente a través de los rifts en estas islas y que además, puede almacenarse bajo éstos por periodos de tiempo que pueden durar algunos años. Por tanto, a nivel estructural los elementos que encontremos bajo

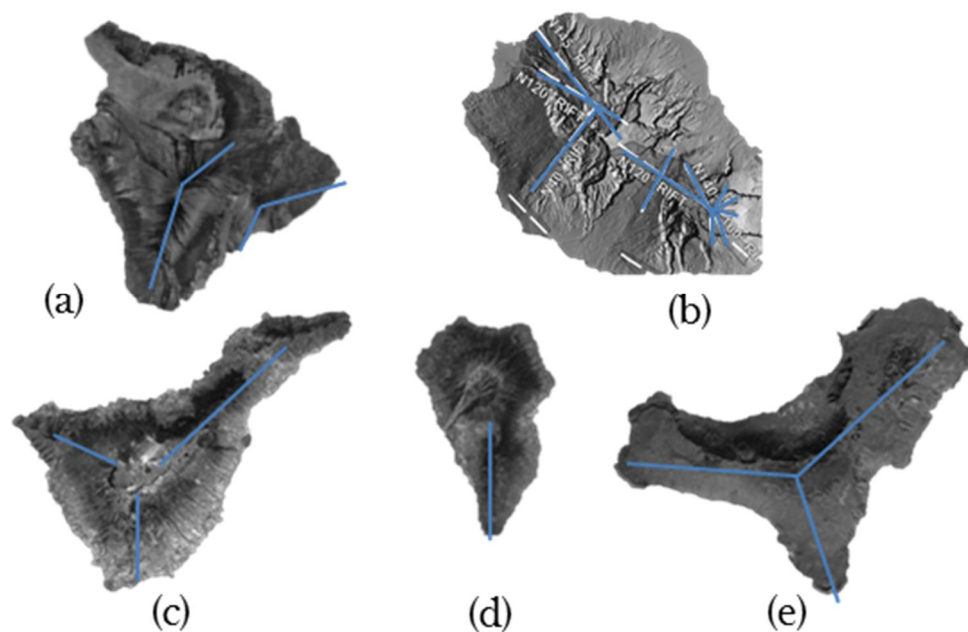
estos sistemas deben cumplir fundamentalmente dos condiciones: una menor oposición al paso del magma y manifestar características que indiquen la preferencia intrusiva a través de estas zonas.



**Figura 1.1.** Distribución global de los bordes divergentes de placa y del volcanismo en el Holoceno. Sombreadas en amarillo se señalan algunas de las islas volcánicas oceánicas con sistemas de rift visibles en superficie. Mapa modificado de ThisDynamicPlanet (<http://nhb-arcims.si.edu/ThisDynamicPlanet/>) (Simkin et al., 2006).

Estas estructuras de rift presentan similitudes morfológicas con los grandes rift continentales o las dorsales oceánicas, aunque en una escala mucho menor. Esto podría indicar que se trata de sistemas volcánicos que contienen estructuras corticales profundamente enraizadas, que actuarían a modo de canalizadores que transportan el material magmático localizado en el manto hacia la superficie terrestre. Estudios recientes apuntan a que existen mecanismos superficiales que pueden generar estructuras de este tipo, sin necesidad de estar profundamente enraizadas. Así algunos autores señalan que podrían estar vinculados a la actividad tectónica que va asociada al movimiento de placas o las fallas tectónicas (Walker, 1986 y 1999; Carracedo, 1994; Walter y Troll, 2003; Chaput et al., 2014, Michon et al., 2015).

Con este trabajo pretendemos aportar datos que ayuden a comprender mejor el origen y funcionamiento de los sistemas volcánicos de rift en islas volcánicas oceánicas. Discutimos aquí ciertos aspectos que aún hoy en día siguen siendo motivo de controversia, como la génesis de los rift, su profundidad y su papel en el transporte de magma hacia la superficie terrestre. Para ello hemos tomado como lugares de estudio dos islas situadas en el Archipiélago Canario, como son Tenerife y El Hierro, donde podemos encontrar distintas alineaciones volcánicas descritas como sistemas de rift.



**Figura 1.2.** Ejemplos de algunas islas con sistemas de rift identificados en superficie. En azul las alineaciones que siguen sus respectivos rifts. (a) Hawaii, (b) La Reunion, (c) Tenerife, (d) La Palma y (e) El Hierro.

### 1.1 Motivación

La mayor parte del volcanismo basáltico que se produce en las islas volcánicas oceánicas, alcanza la superficie a través de los rifts. Como muestras de estudio de estos sistemas hemos tomado las islas de Tenerife y El Hierro. Ambas presentan un volcanismo en superficie que visualmente se ajusta a distintas

alineaciones bien definidas, las cuales tradicionalmente se han denominado «rift» o «dorsales» (Figuras 1.2(c) y 1.2 (e)) (Carracedo, 1994).

Tomamos como hipótesis de partida de esta tesis que la gran cantidad de manifestaciones volcánicas en forma de conos y fisuras a lo largo de los rifts, deben ser únicamente la expresión superficial de unas estructuras con continuidad en profundidad. De ser esta hipótesis cierta, mediante el estudio de la estructura cortical bajo estas alineaciones, deberíamos ser capaces de distinguir algunas singularidades que sirvieran para identificar tanto la preferencia del magma a utilizar estas áreas para salir a superficie, como la profundidad a la que se encuentran enraizadas. De este modo, con la finalidad de obtener una imagen tridimensional del subsuelo, aplicamos un algoritmo de inversión a datos de gravedad obtenidos en superficie. Este procedimiento nos proporcionó como resultado nuevos modelos tridimensionales de densidades del subsuelo a través de los cuales, hemos sido capaces de obtener una imagen detallada de las partes más superficiales de estos sistemas en forma de contrastes de densidad (entre los 5km por debajo del nivel de mar hasta a pocos metros de la superficie). A través de estos modelos, hemos podido identificar los posibles caminos preferenciales que emplea el magma para ascender.

### 1.1.1 Gravimetría.

La elección de la gravimetría como técnica de trabajo, aparte de por ser una técnica geofísica contrastada que se viene empleando para estudios volcánicos desde el siglo XIX (Mendenhall, 1880 y 1881), estuvo basada tanto en las profundidades que queríamos sondear (desde pocos metros desde la superficie a unos 5 km de profundidad) como en una relación de compromiso entre varios factores que enumeramos a continuación:

(1) La gran cantidad de observaciones de gravedad en las Islas Canarias. Con el propósito de un conocimiento profundo de la estructura cortical del archipiélago canario, desde los años 60 del siglo XX, se han venido realizando observaciones de gravedad (MacFarlane y Ridley, 1968; Ablay y Kearey, 2000; Araña et al. 2000; Carbó et al., 2005; Montesinos et al., 2006; Gottsmann et al., 2008). Por otro lado, el establecimiento de las redes de nivelación de alta precisión, llevado a cabo por el

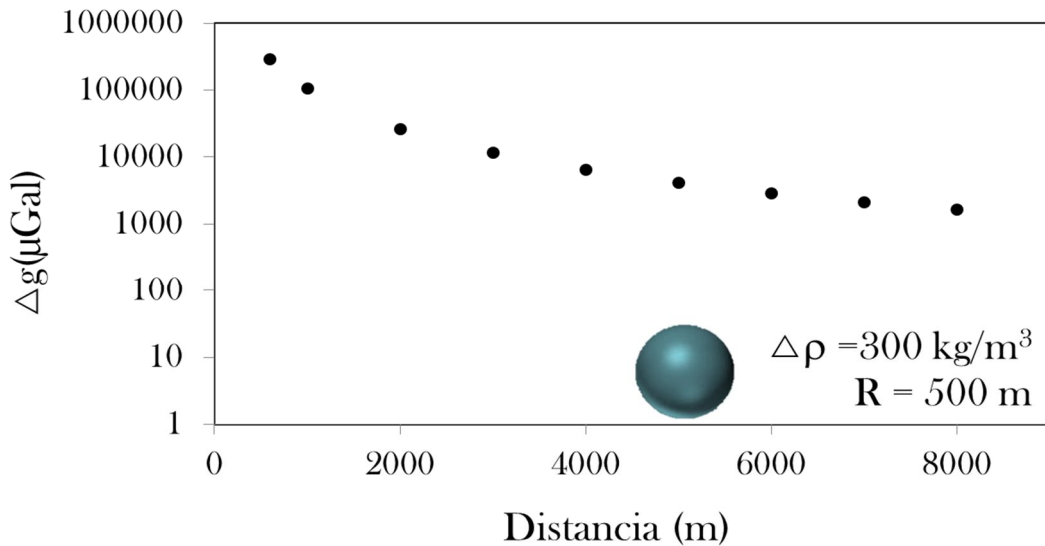
## Capítulo 1: Introducción

---

Instituto Geográfico Nacional, se ha convertido en una de las fuentes más extensas de datos de gravedad y posición. Estos datos a parte de su aplicación para la determinación precisa de alturas, se han utilizado para obtener una imagen precisa de la ondulación del geoide (<http://www.ign.es/web/ign/portal/gds-area-geodesia>), así como fuente de distintos estudios geofísicos.

(2) La calidad de los datos previos, que permite complementar unas observaciones con otras. Los valores de las anomalías gravimétricas que se tratan de localizar (del orden de 1mGal ( $1 \mu\text{Gal}=10^{-5} \text{ m/s}^2$ )), son por lo general grandes si lo comparamos con la precisión instrumental de la que se dispone en la actualidad (1-2  $\mu\text{Gal}$ ). En la figura 1.3 se muestra un ejemplo del orden de magnitud de la anomalía generada por un cuerpo esférico, con un contraste de densidad relativamente alto a diferentes profundidades. De esta figura se desprende que aun estando situado este cuerpo a unos 8km de profundidad, generaría una anomalía, de tres órdenes de magnitud por encima de la precisión con que medimos. Por tanto, estableciendo un control de calidad en ciertos puntos de campañas anteriores, resulta relativamente sencillo establecer criterios de selección y combinación de observaciones de diferentes fuentes.

(3) Otro de los criterios de selección de la gravimetría como técnica de sondeo, fue la posibilidad de acceder con la instrumentación a áreas de observación que carecen de vías de acceso sencillas. Los equipos para la medida relativa de gravedad son fácilmente transportables en mochilas y permiten una autonomía con baterías de varias horas de funcionamiento.



**Figura 1.3.** Ejemplo de la variación de la anomalía gravimétrica generada por contraste de densidad de unos  $300 \text{ kg/m}^3$  con forma esférica en función de la distancia. Se observa que incluso a distancias de 8 km la anomalía sigue siendo 3 órdenes de magnitud superior a la precisión instrumental. A mayor precisión instrumental mejor definición de los cuerpos más superficiales.

### 1.1.2 Objetivos.

El objetivo marcado para el desarrollo de este trabajo era la transformación de las observaciones de campo en modelos tridimensionales de densidades del subsuelo. Estos modelos son los que han servido de base de discusión para la interpretación de las características estructurales de los rifts. Para alcanzar el objetivo final, este trabajo se estructuró en la consecución de unos objetivos menores más concretos que quedaron definidos como:

(1) Análisis de la estructura cortical bajo los sistemas de rift, que nos permitiera discutir la extensión en profundidad de los mismos.

(2) Búsqueda de las características estructurales del subsuelo que o bien fundamentaran el modelo estructural de triple rift en las dos islas o por el contrario apuntaran a otros mecanismos de generación del volcanismo observado en superficie (Carracedo, 1994 y 1996; Walter, 2003; Münn et al., 2006; Blanco-Montenegro et al., 2008 y 2011; Becerril et al., 2015).

(3) Con respecto a las características del volcanismo de la parte sur de Tenerife, hacer un estudio comparativo con la dorsal noroeste de las misma isla, buscando similitudes o diferencias estructurales que ayuden a definir esta zona de volcanismo basáltico monogenético.

(4) Como último objetivo, surgido de la oportunidad que nos proporcionó la erupción ocurrida en El Hierro durante 2011- 2012, estudiamos desde el punto de vista de la señal gravimétrica en registro continuo, la variaciones de masa y/o densidad, utilizando los modelos estructurales para apoyar nuestros modelizaciones (Sainz-Maza et al., 2014).

### 1.1.3 Estructuración

La línea temporal en la que se desarrolló el trabajo fue la siguiente:

(1) Revisión de toda la información y datos gravimétricos disponibles hasta el momento del problema a tratar.

(2) Densificación de las observaciones de gravedad, mediante la realización de campañas de campo de gravimetría alrededor de las siguientes áreas:

- (a) Rift noroeste de Tenerife.
- (b) Zona sur de Tenerife.
- (c) Isla de El Hierro al completo.

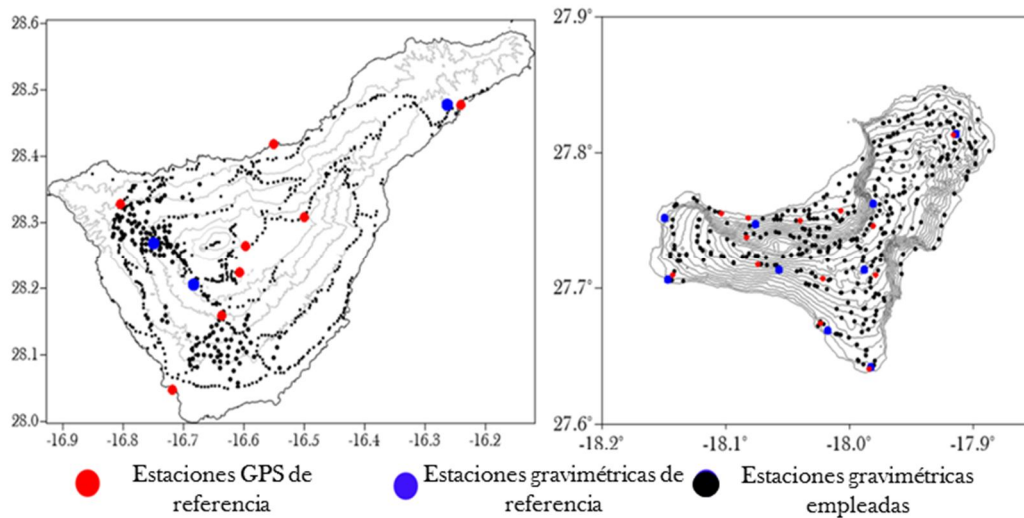
(3) Aplicación de distintas metodologías de análisis y procesado, buscando la máxima precisión en los cálculos de las anomalías gravitatorias.

(4) Elección y aplicación de un método de inversión gravimétrica que nos llevara a la obtención de los modelos tridimensionales de densidades del subsuelo.

(5) Como complemento a todo este trabajo y buscando tener la máxima información posible sobre el campo gravitatorio terrestre de estas dos islas, se midieron tanto valores absolutos como gradientes verticales de gravedad en las dos islas. A su vez durante la erupción de El Hierro un gravímetro relativo, se mantuvo registrando en modo continuo a 1 Hz, permitiendo tener, por primera vez en las



Islas Canarias, una descripción de la evolución del campo gravitatorio durante un proceso volcánico.



**Figura 1.4.** Distribución de las observaciones gravimétricas empleadas en este trabajo en las islas de Tenerife y El Hierro.

## 1.2 Contexto geológico

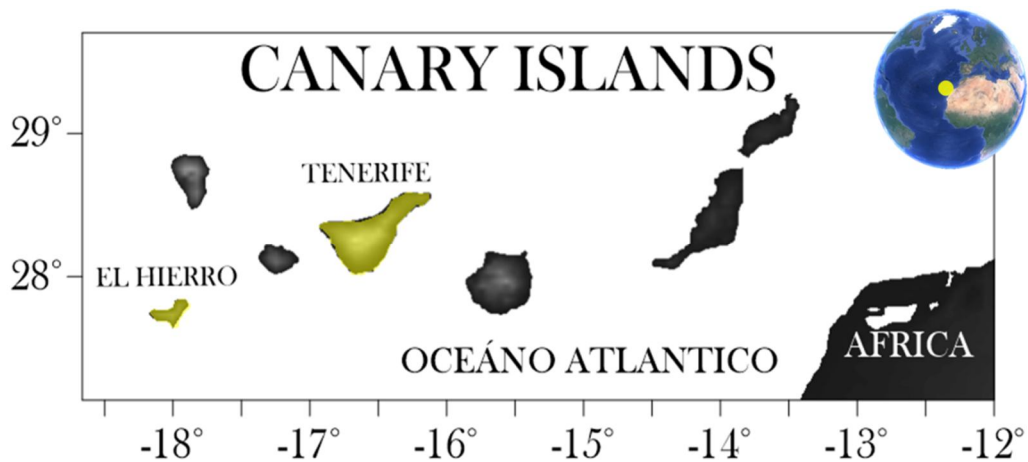
### 1.2.1 Archipiélago canario

El Archipiélago Canario se encuentra formado por un conjunto de Islas de origen volcánico que emergen del Océano Atlántico a unos 100 km de la costa sur de Marruecos. Mientras que los montes submarinos situados al suroeste del archipiélago han sido datados con edades entre 91 y 142 Ma, las islas Canarias son más recientes habiendo dataciones alrededor de 65 Ma (van den Bogaard, 2013) (Figura 1.5).

De acuerdo con el modelo de Anguita y Hernán, (2000), estas islas serían el resultado de la acción conjunta de una antigua anomalía térmica, respondiendo a los cambios en el estado de esfuerzos ligados a la tectónica del Atlas. De este modo, en los periodos dominados por tectónicas de tipo extensivo, el magma ascendería a través de fallas de desgarre con orientaciones noreste, noroeste y norte-sur, mientras que durante los episodios dominados por esfuerzos compresivos conducen al levantamiento de las islas.

## Capítulo 1: Introducción

Este volcanismo intraplaca, se desarrolla en varias etapas. A una primera fase submarina, le sigue otra en la que se inicia y desarrolla la construcción de un escudo basáltico. El proceso culmina a través una fase erosiva y de desmantelamiento de cada una de las islas a lo largo de millones de años. Durante las distintas etapas evolutivas de cada una de estas islas se generan una gran variedad de mecanismos eruptivos que se resumen en dos grandes grupos: volcanismo basáltico efusivo y volcanismo félsico explosivo. El primero de ellos es el predominante en la mayoría de las islas, emitiendo magmas de tipo básico alcalino que es el que podemos encontrar fundamentalmente en las zonas de rift de Lanzarote, Tenerife, La Palma y El Hierro (Carracedo, 1994). Únicamente en Tenerife y Gran Canaria, en algún momento del proceso evolutivo, se dieron las condiciones favorables para el emplazamiento temporal de magmas primarios en cámaras magmáticas, favoreciéndose la diferenciación de los mismos y dando lugar a magmas enriquecidos en gases de composición félsica tales como traquitas y fonolitas.



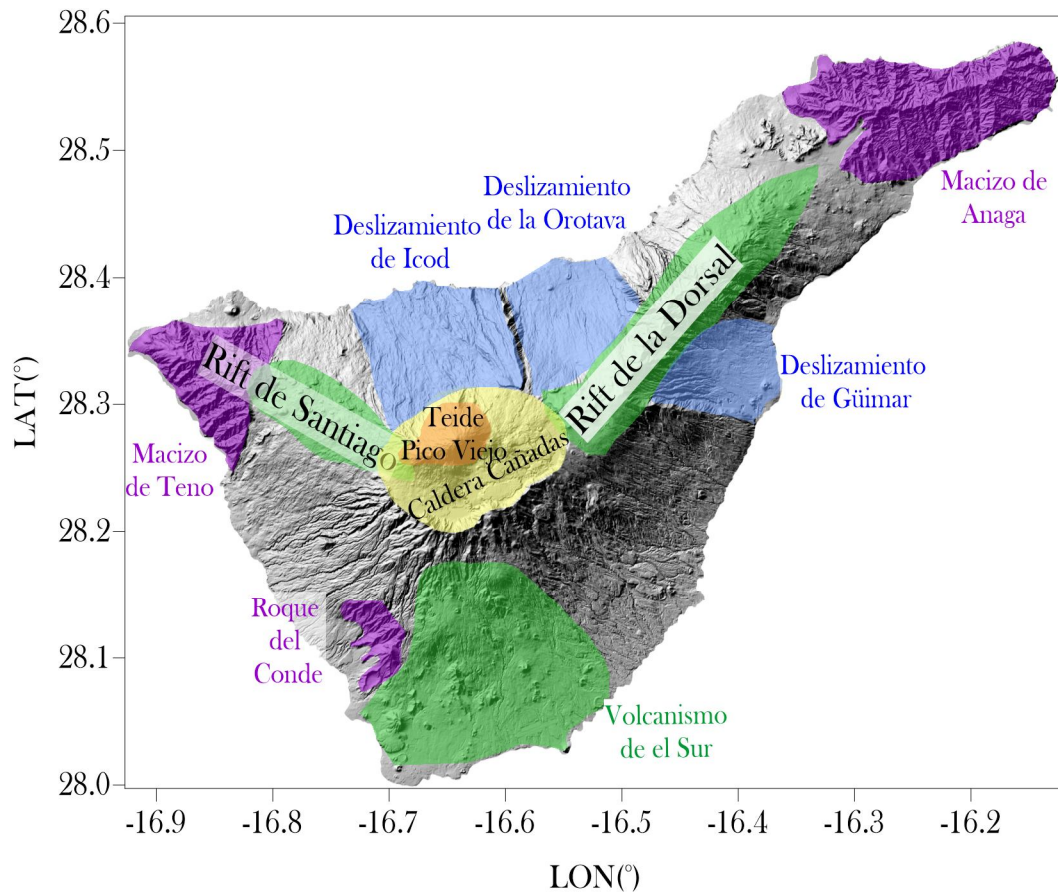
**Figura 1.5.** Archipiélago Canario, con las islas de Tenerife y El Hierro marcadas en amarillo.

### 1.2.2 Tenerife

Respecto a la evolución geológica de Tenerife, integra la construcción de dos complejos volcánicos, que durante el Holoceno han actuado de manera simultánea. Por un lado se encuentra la construcción del escudo basáltico (> 12 Ma hasta la actualidad) (Abdel-Monem et al., 1972; Ancochea et al., 1990; Thirlwall et al.,

2000; Guillou et al., 2004), y por otro lado la fase de desarrollo correspondiente al complejo central (> 4 Ma hasta el presente, Fuster et al.; 1968; Araña, 1971, Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1994; Martí et al., 2008).

El proceso constructivo de la isla continúa en la actualidad a través del volcanismo basáltico que se produce por las dorsales noreste y noroeste (Figura 1.6). La parte sur de la isla está constituida por un campo volcánico basáltico monogenético que se mantuvo activo hasta hace unos 200000 años. Dicha zona, tradicionalmente explicada como un tercer rift en la isla (Carracedo, 1994), ha sido reinterpretada a través de estudios más recientes como el resultado del campo de esfuerzos resultante de la combinación de los mecanismo extensionales de los rift NO-SE y ENE-OSO (Geyer and Martí, 2010). La parte central de la isla que comprende el edificio Cañadas (> 4 Ma-0.18 Ma) (Figura 1.6), es un sistema volcánico caracterizado por abundantes erupciones explosivas de magmas fonolíticos altamente evolucionados. Su evolución se caracteriza por distintos episodios de colapsos verticales, ocasionalmente asociados con colapsos laterales de los flancos del volcán (Martí et al., 1994, 1997; Martí y Gudmundsson, 2000). Actualmente su parte central se encuentra ocupada por el estratovolcán activo de Teide-Pico Viejo (0.18 Ma). Los magmas asociados a las erupciones de éste último han evolucionado de basálticas a fonolíticas y han sufrido en su mayoría actividad efusiva.



**Figura 1.6.** Relieve sombreado con las distintas áreas geológicas de Tenerife: los sistemas de rift y el volcanismo basáltico del Sur; las zonas más antiguas constituidas por los macizos de Teno y Anaga, y el afloramiento de Roque del Conde. la zona central denominada Caldera de las Cañadas con su parte central dominada por el estratovolcán Teide-Pico Viejo.

### 1.2.3 El Hierro

Por su parte el Hierro (Figura 1.7), la menor de las Islas Canarias, comenzó su etapa de crecimiento subaéreo hace aproximadamente 1,2 Ma (Abdel Monem et al., 1971; Guillou et al., 1996). Su evolución geológica se puede sintetizar en una sucesión de episodios de crecimiento rápido e inestable, que dieron lugar a tres edificios volcánicos denominados Tiñor, El Golfo y Los Rifts (Guillou et al., 1996; Troll et al., 2015). Entre estas etapas de crecimiento, aparecen otras en las que se producen los por los grandes deslizamientos laterales de Las Playas, El Julan y El Golfo (Masson, 1996; Urgeles et al., 1997; Gee et al., 2001).

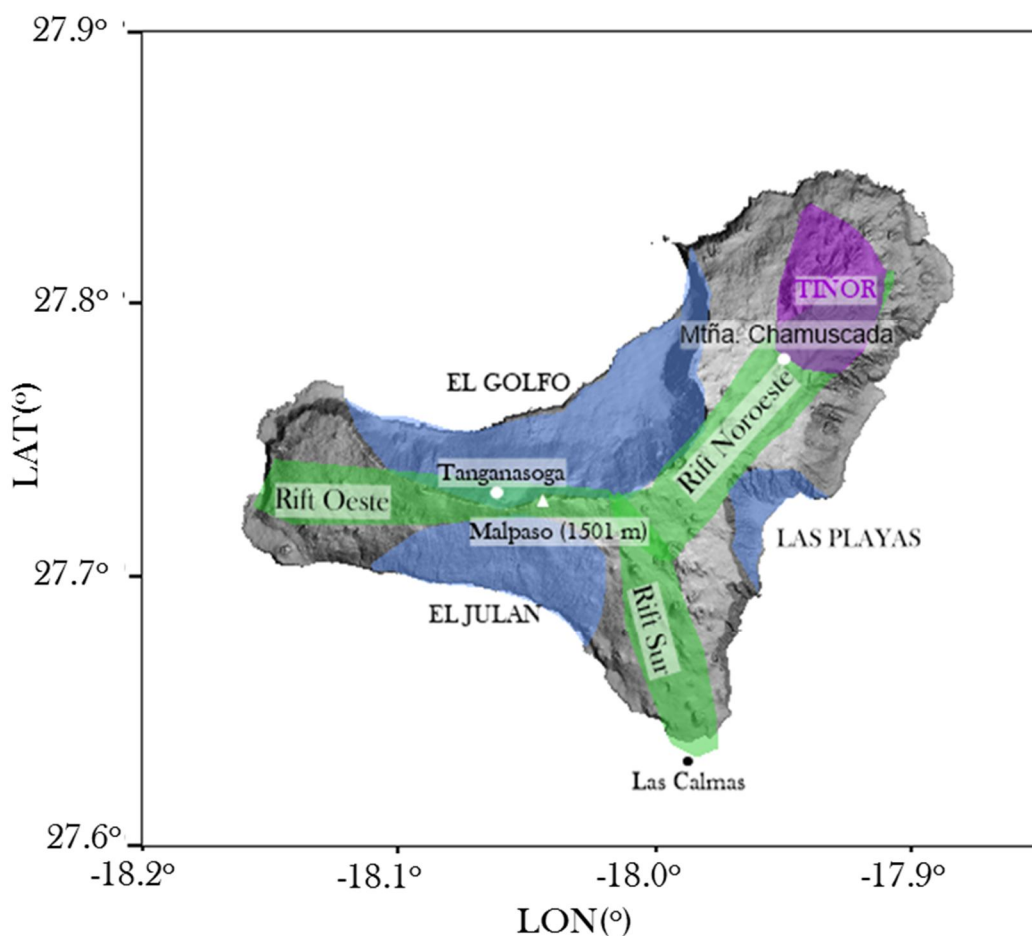
El relieve de El Hierro está dibujado por más de 220 conos monogénéticos y fisuras volcánicas bien preservados a lo largo de tres direcciones preferenciales elevadas identificadas como sistemas de rift (Becerril et al., 2015). Toda la actividad volcánica subaérea durante el Holoceno parece estar reducida a dos erupciones. La erupción del Tanganasoga, datada en unos 6700 años (Pellicer, 1977), tuvo lugar a lo largo de una fisura N-S con varios centros eruptivos, originando una gran acumulación de depósitos piroclásticos (Carracedo et al., 2001). La última erupción en tierra de la que se tienen dataciones fiables ocurrió hace unos 2500 años y corresponde a la erupción de Montaña Chamuscada (Guillou et al., 1996). Dataciones paleomagnéticas recientes, han descartado que 1793 fuera el año de erupción de Lomo Negro (Villasante-Marcos y Pavón-Carrasco, 2014), tal como se sugería en Hernández-Pacheco (1982). En los últimos años, el interés por la actividad volcánica de esta isla se ha visto acrecentado como consecuencia de la erupción ocurrida en 2011-2012. Dicha erupción estuvo precedida y sucedida por intensas fases de actividad sísmica y apreciables tasas de deformación (López et al., 2012; Martí et al., 2013).

Tanto Tenerife como El Hierro presentan una configuración en su superficie tradicionalmente descrita como de triple rift, cuya característica principal es que las principales alineaciones volcánicas convergen en el centro de la isla formando 120° dos a dos. Los modelos que sostienen esta configuración, plantean que la fuerza de empuje ascensional de magma, rompe la corteza bajo esta configuración de mínimo esfuerzo (Carracedo, 1994; Carracedo et al., 2001; Münn et al., 2006). Sin embargo, cada vez existen más estudios recientes que contradicen tanto este modelo como el enraizamiento profundo de estas estructuras (Walter and Troll, 2003; Walter et al., 2005; Lipman and Calvert, 2011; Tibaldi et al. 2014, Michon et al., 2015).

El conocimiento de la estructura interna de los sistemas de rift tanto en Tenerife como en El Hierro proviene en su mayor parte de los estudios geológicos del volcanismo monogénico y fisural presente en superficie, tanto a través del estudio de los depósitos así como del emplazamiento de los diques (Walter y Schmincke, 2002; Soriano, 2008; Delcamp et al., 2010 y 2015). Una fuente no menos importante de comprensión de estas estructuras se obtiene a través del estudio del interior de las distintas galerías de agua que atraviesan las laderas de las

## Capítulo 1: Introducción

islas (Iribarren, 2014; Becerril et al., 2015). Información complementaria se obtiene a través de las diferentes técnicas geofísicas. Las técnicas de inversión de datos geofísicos, nos permiten obtener modelos tridimensionales de las distintas magnitudes físicas medidas por cada método empleado (Araña et al., 2000; Montesinos et al., 2006; Gottsmann et al., 2008; Blanco-Montenegro et al., 2008 y 2011; García-Yegüas et al., 2012 y 2014; Gorbatiukov et al., 2013; Martí et al., 2017). A partir de las similitudes estructurales entre todos estos datos es posible desarrollar un modelo realista del subsuelo que ayude a la identificación de las características del ascenso del magma hacia la superficie.



**Figura 1.7.** Relieve sombreado con las distintas áreas geológicas de El Hierro. En verde se muestran las áreas de rift. Los deslizamientos aparecen marcados en azul, mientras que el antiguo área de Tiñor aparece marcado en morado.

### 1.3 Metodología

El procedimiento que hay que seguir con los datos de gravedad recogidos en campo para que acaben convertidos en un modelo tridimensional de densidades del subsuelo es largo y laborioso. Se puede dividir en varias fases que abarcan desde la elección inicial del mallado sobre el que realizaremos las medidas en campo, hasta los procedimientos matemáticos destinados a la obtención y análisis de las anomalías de gravedad. Dichas anomalías se convertirán en los datos de entrada de un «algoritmo de inversión de datos gravimétricos», que será el que realice la transformación de estos datos en el modelo tridimensional buscado. En el desarrollo de esta tesis nos hemos centrado en la modelización de anomalías gravimétricas como variaciones espaciales y temporales de masa o densidad.

A continuación ofrecemos un breve resumen sobre la parte correspondiente al tratamiento de datos gravimétricos. Una metodología basada en la que se eliminarán, de nuestras observaciones, las componentes del campo gravitatorio conocidas. El resultado será un valor residual conocido como «anomalía gravimétrica». Dicha anomalía contendrá información sobre todos aquellos elementos del subsuelo no conocidos o modelados que perturban el campo gravitatorio normal espacial o temporalmente. Este resumen pretende definir de manera breve cuáles son los principales fenómenos que afectan a las señales gravimétricas y somos capaces de modelar. De este modo hemos dividido las correcciones en tres grandes grupos, antes de emplear el algoritmo de inversión gravimétrica:

#### 1.3.1 Correcciones instrumentales

Se contemplan en este apartado aquellos efectos incluidos en las observaciones realizadas y que se deben a las características inherentes al instrumento empleado. Dentro de estas las más reseñables son:

(1) *Deriva instrumental*: Se trata de un efecto que se produce en gravímetros de tipo relativo. Consiste en una variación de las propiedades mecánicas del sistema de medición. Los gravímetros relativos de campo, constan básicamente de una masa suspendida de un muelle. Las variaciones experimentadas por la longitud del

muelle al verse sometido a variaciones en la fuerza gravitatoria, se compensan mecánicamente o electrónicamente, siendo esta compensación proporcional a la fuerza de la gravedad. Un muelle es básicamente un alambre enroscado de forma helicoidal. Con el tiempo ( $t \rightarrow \infty$ ) lo normal es que el muelle tienda a recuperar su forma alargada, añadiendo una componente de origen no gravitatorio a nuestras medidas. Matemáticamente, este efecto se modela como una función lineal del tiempo (Ecuación 1.1). Será necesario eliminar esta contribución de las observaciones obtenidas puesto que no se corresponden con variaciones del campo gravitatorio.

$$\Delta g_{\text{deriva}} = A(t - t_0) \quad (1.1)$$

(2) *Saltos instrumentales, picos y gaps.* Se trata de otro tipo de efectos que se deben a taras o acciones físicas sobre el instrumento. La identificación de estos efectos se hace a veces complicada sobre todo en las campañas de campo donde no se mide la gravedad en modo continuo. La repetición periódica de observaciones en una estación de referencia es la única forma de eliminar estos efectos y sólo en algunos casos, de poder corregirlos.

### 1.3.2 Correcciones de origen temporal

Bajo este epígrafe englobamos todas aquellas correcciones que se deben hacer sobre los datos y son debidas al cambio de la posición espacial del punto de observación a lo largo del tiempo. Estas correcciones tienen como objetivo desplazar las observaciones a un mismo origen temporal de referencia para poder compararlas.

La posición de la Tierra en el espacio, cambia constantemente respecto al resto de cuerpos celestes, originándose cambios sustanciales de la atracción gravitatoria, por los continuos cambios en la distribución de los objetos con masa. Así, cada punto sobre la superficie terrestre se ve sometido a este tipo de variaciones, ya que se mueve solidariamente con la Tierra acompañándola en su rotación, traslación y deformación. Por otro lado, tanto la atmósfera como los océanos tienen un movimiento diferencial de masas, respecto la superficie terrestre que también contribuyen en forma de cambios gravitatorios. La modelización de la mayoría de estos fenómenos en términos de variaciones de gravedad, es hoy en día



bastante precisa. Esto permite separar este tipo de efectos de nuestras medidas. Dentro de este tipo de correcciones tenemos las debidas a efectos de:

(1) *Marea Terrestre*. La fuerza gravitacional ejercida por los cuerpos celestes, fundamentalmente el Sol y la Luna, generan cambios en la órbita terrestre, modificando su rotación, su traslación y deformando tanto la corteza terrestre como la oceánica. Estos movimientos así generados tienen un carácter periódico y a través de la descomposición espectral de las señales gravitatorias, podemos determinar la contribución de cada cuerpo celeste a la señal (ecuación 1.2). Existen diferentes catálogos en los que dichas contribuciones vienen parametrizadas, a través de los cuales podemos determinar el efecto y eliminarlo de nuestra señal de manera sencilla (Hartmann y Wenzel, 1995). Este efecto puede ocasionar variaciones de aproximadamente unos 300  $\mu\text{Gals}$  pico a pico en latitudes medias.

$$T_{nm}(t) = \sum_{k=1}^{K_{nm}} A_{K_{nm}} e^{i(2\pi f_{K_{nm}} t + \phi_{K_{nm}})} \quad (1.2)$$

Donde  $T_{nm}$  es la marea total observada en un punto y  $K_{nm}$ , son cada una de las componentes de la marea definidas por una amplitud  $A_{K_{nm}}$ , una frecuencia  $f_{K_{nm}}$  y una fase  $\phi_{K_{nm}}$ .

(2) *Carga Oceánica*. El efecto de los cambios de marea sobre el océano se traduce en cambios en la carga que el agua ejerce sobre la litosfera oceánica. Esto genera movimientos periódicos que se transmiten en forma ondulatoria hacia la litosfera continental, ocasionando pequeñas deformaciones en ésta. Existen diferentes modelos que reproducen matemáticamente este efecto de manera bastante fiable. De entre todos, los más empleados son SCW80 (Schwiderski, 1980) y el FES04 (Lyard et al., 2006). A través de ellos podemos determinar la contribución de este efecto al campo gravitatorio en cada instante de tiempo para un lugar determinado.

(3) *Movimiento del Polo*. El eje de rotación terrestre se ve sometido a distintas variaciones, debidas a efectos tales como la precesión, nutación, bamboleo y movimientos seculares entre otros. Casi todos ellos llevan asociados un cambio en la distribución de masas en la Tierra, que a su vez generan cambios medibles en el campo gravitatorio. Al tratarse de variaciones con distintas componentes periódicas, cuasi-periódicas e irregulares, sólo es posible la modelización de alguna de estas

componentes. Las variaciones observables alcanzan los 10  $\mu\text{Gals}$  pico a pico a lo largo del año, y pueden modelizarse a través de la fórmula 1.3 (Melchior, 1983).

$$\Delta g_p = \delta_p \Omega^2 a (x(t) \cos \lambda + y(t) \sin \lambda) \sin 2\phi \quad (1.3)$$

Donde  $a$  es el radio geocéntrico,  $(\phi, \lambda)$  son las coordenadas geográficas y  $\Omega$  la velocidad media de rotación terrestre.  $\delta_p = 1 + h - \frac{3}{2}k$  Donde  $h$  y  $k$  son los números de Love.

(4) *Otros efectos geofísicos, atmosféricos y geodinámico.* Generan pequeñas variaciones periódicas o no periódicas del campo gravitatorio que no son tan fácilmente modelables. La eliminación de estos efectos de nuestra señal se hace de acuerdo a la búsqueda de correlaciones matemáticas entre estos fenómenos y nuestros registros. Así, por ejemplo, un típico factor aplicable para realizar correcciones por cambios de presión atmosférica es  $-0.3 \mu\text{Gal}/\text{mBar}$ . En general la magnitud de la variación del campo gravitatorio que generan es pequeña (unos pocos  $\mu\text{Gals}$ ), aunque en ocasiones puede tratarse de variaciones temporales rápidas.

Estos dos primeros grupos de correcciones, se aplican de manera indistinta, tanto a datos espaciales como a registros continuos de gravedad, ya que su finalidad es reducir el dato a un origen de tiempo de referencia. Existen otro grupo de correcciones que se aplican exclusivamente a datos espaciales de gravedad. Buscan reducir el valor de gravedad obtenido a una misma superficie de referencia, para que nos permita evaluar las diferencias espaciales de gravedad. En este caso los cambios de gravedad observados sobre la superficie terrestre estarán relacionados con cambios de masa o densidad en su interior, sobre todo en sus capas más superficiales. Como figura de referencia, se toma en general el elipsoide de revolución.

### 1.3.3 Correcciones de origen espacial

En este caso, como ya hemos comentado, el objetivo es reducir todas las observaciones a una superficie de referencia para poder compararlas entre sí. De manera tradicional se suele emplear un elipsoide de revolución. Este último, se modela a través de datos obtenidos por observaciones espaciales, estableciéndose

una serie de parámetros que lo modelan, entre ellos el valor de gravedad. El valor de la gravedad normal sobre el elipsoide se puede calcular de acuerdo a la fórmula internacional de la gravedad del GRS80 (Moritz, 1980):

$$g(\phi) = 9.780327(1 + 0.0053024\text{sen}^2\phi + 0.0000232\text{sen}^22\phi) \left(\frac{\text{m}}{\text{s}^2}\right) \quad (1.4)$$

Todo lo que nuestro valor de gravedad se separe del valor teórico en el elipsoide, es decir, la diferencia entre el valor observado y el correspondiente sobre dicho elipsoide, se denomina «anomalía gravimétrica», y depende esencialmente de tres factores que hay que modelar y sustraer de nuestras observaciones:

(1) La altura de la estación sobre el geoide.

Consiste en desplazar nuestra observación al geoide a través de la dirección de la plomada. En este primer paso se considera que no hay nada entre nuestro punto de medida P y el geoide con lo cual nuestro nuevo valor se puede modelizar de acuerdo a la siguiente expresión (ecuación 1.5):

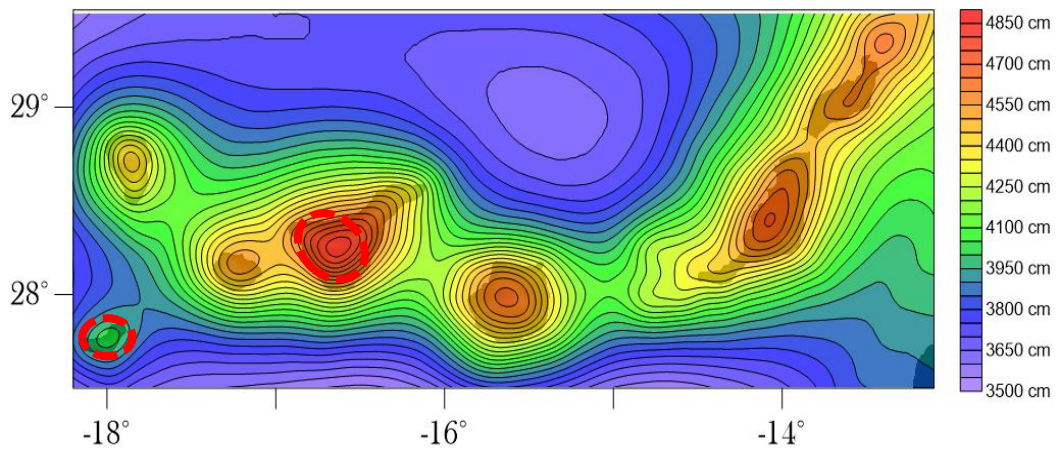
$$g_{\text{geoide}} = g_P + 0,3086h \text{ (mGal)} \quad (1.5)$$

(2) La ondulación del geoide respecto al elipsoide.

La ondulación del geoide expresa de una manera numérica la diferencia entre dos superficies. Por un lado está una superficie física llamada «geoide», que es la superficie equipotencial de referencia del campo gravitatorio, sobre la que no haría falta realizar ningún trabajo para moverse de un punto a otro. Por otro lado, está el modelo matemático que representa la Tierra, basado en la figura geométrica de un elipsoide de revolución. Estas dos superficies no coinciden y se cruzan a lo largo de su recorrido, llamándose su diferencia «ondulación del geoide» (Figura 1.8).

Nuestro estudio está reducido a áreas de trabajo relativamente pequeñas (Figura 1.8), donde la mayoría de la contribución al campo gravitatorio por efecto de la ondulación del geoide, se puede modelar mediante una tendencia lineal en cada una de las zonas estudiadas, originándose un residuo despreciable para nuestros propósitos. Este tipo de tendencia es el que utilizamos a la hora de modelar la tendencia regional del campo gravitatorio, con lo cual consideraremos que el efecto

debido a esta contribución, lo podremos eliminar al extraer de nuestros datos la tendencia regional y así obtendremos el valor de gravedad referido al elipsoide.



**Figura 1.8.** Ondulación del geoida en las Islas Canarias (fuente: [www.ign.es](http://www.ign.es)). Rodeadas en rojo discontinuo se señalan nuestras áreas de trabajo.

### (3) Las masas que hay entre el geoida y la superficie topográfica.

Tras los pasos anteriores tenemos nuestro valor de gravedad referido al elipsoide. Nos queda por modelar los efectos de la topografía y la batimetría. Este punto constituye uno de las partes más delicadas del proceso, ya que nos encontramos en islas muy abruptas con océanos relativamente profundos cerca de sus costas, como son Tenerife y El Hierro. La modelización del terreno, sobre todo en la parte cercana al punto de observación es crítica. Una mala modelización del mismo puede traducirse en la localización de estructuras superficiales ficticias a la hora de realizar la inversión gravimétrica. En este trabajo, se han utilizado modelos digitales de terreno más precisos que en trabajos previos, al menos en la parte cercana al punto de observación. Se ha llevado a cabo un exhaustivo análisis de la mejor forma realizar la corrección debida a los efectos del terreno, como se verá en el apartado de resultados.

Finalmente, todas estas correcciones se pueden complementar con otras que darán como resultado anomalías que cada vez más representen de una manera más fiable los cuerpos y estructuras anómalos que existen bajo la superficie estudiada. Una de ellas es el efecto de curvatura de la Tierra que es particularmente importante a distancias mayores de 100 km, donde la curvatura reduce la altura casi

a 784 m. Para realizar esta corrección se ha empleado la aproximación denominada de Bullard B (Cogbill, 1979) (ecuación 1.6):

$$B = 1464,14 \cdot 10^{-3}h_i + 3533,05 \cdot 10^{-7}h_i^2 + 1002,71 \cdot 10^{-13}h_i^3 + 3002,41 \cdot 10^{-18}h_i^4 \quad (1.6)$$

En este punto ya podemos eliminar el valor teórico del campo gravitatorio sobre el elipsoide para obtener la llamada «anomalía completa de Bouguer», que será por todos aquellos efectos y estructuras que no se ajusten a los modelos sustraídos (ecuación 1.7).

$$\begin{aligned} \Delta g_B (\text{mGal}) = & g_i^0 + \Delta g_i^r + \Delta g_i^{\text{instrumentales}}(t_i) - \Delta g_{\text{marea}}(\lambda_i, \varphi_i, h_i, t_i) \\ & - \Delta g_{\text{carga}}(\lambda_i, \varphi_i, h_i, t_i) - \Delta g_{\text{polo}}(\lambda_i, \varphi_i, h_i, t_i) - 0.3086h_i \\ & - \Delta g_{\text{regional}}(\lambda_i, \varphi_i, h_i) - \Delta g_{\text{terreno}}(\lambda_i, \varphi_i, h_i) - g_{\text{normal}} \quad (1.7) \end{aligned}$$

Donde  $g_i^0$  representa la medida de gravedad en la estación absoluta de referencia,  $\Delta g_i^r$  es el valor de gravedad relativa medido en cada punto, y el resto de los parámetros expresan las correcciones explicadas en los apartados anteriores: deriva, marea terrestre, carga oceánica, movimiento del polo, corrección regional y corrección por altura y de terreno., siendo  $\lambda_i, \varphi_i, h_i$ , las coordenadas del punto de observación y  $t_i$ , el momento de observación.

### 1.3.4 Algoritmo genético de inversión gravimétrica

La conversión de anomalías gravimétricas en el modelo tridimensional de densidades del subsuelo, requiere de un procedimiento matemático que minimice la diferencia entre la anomalía sintética que genera el modelo 3D y las observaciones reales. Para tal propósito se desarrollan los denominados «algoritmos de inversión». En este caso nos hemos decantado por un algoritmo genético ampliamente descrito en Montesinos et al. (2005) y ya probado en El Hierro con muy buenos resultados (Montesinos et al., 2006; Gorbaticov et al., 2013). Hacemos aquí una breve descripción del mismo, también explicado en los artículos que figuran en el anexo II:

El algoritmo comienza con la definición del volumen del subsuelo que se quiere estudiar, que estará limitado por la cantidad, densidad y extensión superficial de las observaciones. Una vez definido este volumen, dividimos el mismo en

celdas, cada una de las cuales se define a través de unas dimensiones y un contraste de densidad. Algunas de estas celdas pueden corresponder a datos de observaciones reales, si se tiene conocimiento de las mismas. A partir de este momento el algoritmo inicia un proceso iterativo basado en la aplicación de tres operadores básicos llamados «selección, mutación y cruce». Estos operadores se aplican sobre una función matemática que expresa la diferencia entre el campo de gravedad generado por el modelo y las anomalías gravimétricas calculadas (ecuación 1.8):

$$F(m_k) = (Am_k - g_{obs} - G_m u)^T E_{ss}^{-1} (Am_k - g_{obs} - G_m u) + \beta m_k^T C_M m_k \quad (1.8)$$

Donde  $g_{obs}$  son los valores de anomalía de la gravedad observada,  $A = A_{ij}$  es una matriz  $i \otimes j$  formada por  $i$  filas, que constituyen las estaciones y  $j$  columnas que representan cada prisma del modelo,  $u$  es un vector unitario,  $\beta$  es un parámetro empírico determinado por la técnica de regularización de Tikhonov (Schwarz, 1979) y la matriz  $m \otimes m$   $C_M$  describe la incertidumbre del modelo.

El proceso genera poblaciones de celdas distintas cambiando de manera aleatoria la densidad de algunas de ellas. En cada etapa del proceso, el operador de **selección** (Michalewicz, 1994), escoge aquellos individuos que mejor satisfacen la condición de minimización de la función de error. A continuación, se introducen en el proceso dos operadores denominados «genéticos»: **mutación y cruce**. El operador de mutación modifica aleatoriamente la densidad de algunos prismas de algunos modelos. Por su parte, el operador de cruce intercambia información entre varios modelos seleccionados. Seguidamente, los modelos modificados se contrastan con los no modificados, repitiendo el proceso evolutivo desde el inicio.

Esta parte del algoritmo continuará hasta que se alcance un valor predefinido de inicio de la función de error. A partir de aquí, comienza una nueva etapa del proceso, buscando suavizar la geometría del modelo obtenido. Para ello se define un «operador de **suavizado**» que elimina las incertidumbres del modelo y evita los mínimos locales (Montesinos et al., 2005). Este operador, asigna a cada prisma un valor promediado de los contrastes de densidad de los prismas adyacentes. Se sigue el proceso iterativamente hasta que se llega a un nuevo valor predefinido de la

función de error. En este punto el proceso está terminado y tenemos nuestro modelo tridimensional de densidades del subsuelo.

### 1.4 Contribuciones

La mayoría de la información y los resultados derivados del desarrollo de esta tesis, se han transformado en distintos trabajos de investigación, que han sido enviados a publicar a revistas científicas o bien se han expuesto en congresos internacionales. Tres de los artículos, son los que constituyen el núcleo central de este manuscrito, el cual sirve de recapitulación de la información obtenida. Estos artículos, figuran en el Anexo I de este manuscrito.

El primero de ellos, al que titulamos “**Structural Interpretation of El Hierro (Canary Islands) rifts system from gravity inversion modelling**”, fue enviado a la revista *Tectonophysics*. En este trabajo, se desarrolla un modelo estructural basado en contrastes de densidad, obtenido del análisis de anomalías gravimétricas. Utilizando los resultados obtenidos, discutimos los posibles caminos que sigue el magma en las partes más superficiales del sistema volcánico. De acuerdo a estos resultados, las aparentes alineaciones volcánicas preferenciales en esta isla, aparentemente no muestran continuidad en profundidad. Esto sugiere que los sistemas de rift podrían estar originados por procesos superficiales, probablemente derivados de procesos de carga e inestabilidad gravitatorias. El magma estaría por tanto utilizando las zonas de rift como vías para su propagación lateral una vez alcanza las áreas más superficiales del sistema volcánico. Además, del modelo obtenido se infiere que estructuralmente no existen tres direcciones preferentes de inyección de magma, tal y como se esperaría de un sistema de triple rift. En cambio aparecen dos direcciones de intrusión preferente que tienen una concordancia con los modelos de esfuerzos tectónicos, ajustándose a las direcciones de máximo y mínimo esfuerzo respectivamente.

Una vez identificada la estructura bajo las dorsales de la Isla de El Hierro, intentamos buscar la reproducción de características similares bajo la dorsal noroeste y la parte Sur en la isla de Tenerife. Esto dio lugar a un nuevo trabajo: “**Gravimetric imaging of Tenerife rift systems**”, el cual fue enviado a la revista

Bulletin of Volcanology. Desarrollamos nuevamente un modelo tridimensional de contraste de densidades del subsuelo empleando la misma metodología que en el artículo anterior. En esta ocasión, los datos de entrada son los disponibles para la dorsal noroeste de la isla, los propios de la parte central de la Caldera de las Cañadas y los correspondientes al campo volcánico monogenético del sur. De nuevo los resultados apuntan a la ausencia de continuidad entre las zonas de intrusión preferente y las alineaciones mostradas por los sistemas de rift en superficie. Los resultados, además apuntan a la existencia de significativas diferencias estructurales en la parte más superficial de las dos zonas analizadas. Si bien, la estructura noroccidental muestra un aparente control estructural de las estructuras más someras del subsuelo, la parte sur muestra un modelo tridimensional mucho más heterogéneo. Todo ello apunta a orígenes distintos y sugiere un campo volcánico monogenético como la descripción más plausible para la parte sur de la isla.

El tercer trabajo incluido en esta tesis lo denominamos “**Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands)**”, y publicado en la revista Journal Geophysical Research (Solid Earth), aborda el proceso previo a la erupción de El Hierro en 2011, desde el punto de vista de las señales y modelos gravimétricos recopilados en la isla. Durante el proceso previo a la erupción y gracias a la monitorización del campo de la gravedad en modo continuo, fue posible registrar distintas señales del proceso volcánico que se manifestaron en términos de variación del campo gravimétrico. Estas fueron interpretadas dentro del marco del modelo estructural de densidades del subsuelo. Las principales señales registradas fueron una disminución de la gravedad de 45  $\mu\text{Gal}$ , el 15 de septiembre de 2011, enlazada con una migración hacia el Sur de los epicentros sísmicos. Otro de los puntos tratados es la aparición de las señales de alta frecuencia en la señal de gravedad entre el 6 y el 11 de octubre de 2011. En este caso interpretamos dicha señal como una interacción de la intrusión magmática y el fondo del océano. Finalmente, unos importantes cambios de gravedad, con amplitudes que varían entre 10 a 90  $\mu\text{Gal}$ , aparecen entre el 10 y el 12 de Octubre de 2011, y son consistentes con la migración hacia el norte del foco eruptivo a lo largo de una fisura eruptiva activa.





# 2

## 2.- RESULTADOS

Describimos en esta parte todos aquellos resultados obtenidos a lo largo del proceso de investigación realizado. La metodología de trabajo empleada está enfocada a la obtención de valores de anomalías gravimétricas precisas en los puntos observados tanto en la isla de Tenerife como en la isla de El Hierro. Estas anomalías configuran el núcleo imprescindible de este trabajo, por lo que se ofrecen aquí algunos de los resultados intermedios de procesado. A partir de ellas se han construido los modelos tridimensionales de densidades del subsuelo que han servido de base para la discusión acerca del papel desempeñado por los rift en islas volcánicas oceánicas.

Pretendemos mostrar aquí una recopilación de los resultados de mayor interés, incluyendo aquellos, que aun no estando presentes explícitamente en el compendio de artículos que componen esta tesis, han sido a nuestro juicio fundamentales a la hora de construir el hilo argumental de nuestro trabajo. Todas las interpretaciones sobre los resultados obtenidos serán objeto de discusión en el siguiente capítulo de este manuscrito, por lo que no se ofrecerá aquí ninguna interpretación, más allá de aquellas que nos sirvan de explicación para valorar la calidad de los resultados.

Mostraremos, de una manera ordenada las soluciones a las distintas dificultades y dudas que se nos fueron planteando hasta llegar a los resultados finales. Se hará especial énfasis en los siguientes puntos que se han considerado de especial importancia:

- La homogeneización de los valores de las distintas fuentes de datos
- La corrección topográfica.
- Las variaciones de gravedad que pudieran ser consecuencia del proceso inflacionario de la isla de El Hierro, así como otras variaciones detectadas.
- Las anomalías observadas en el campo gravitatorio, así como su conversión en un modelo tridimensional del terreno de contrastes de densidades, que constituirán el elemento de trabajo sobre el que desarrollar las interpretaciones.

### 2.1 Fuentes de datos

Los resultados de este trabajo se basan en el tratamiento de datos de campo que provienen de distintas fuentes (Tabla 2.1). Con objeto de poder combinar todos ellos para usarlos conjuntamente, los pasos seguidos fueron:

<b>Datos</b>			
	<b>Origen</b>	<b>Número</b>	<b>Referencia</b>
<b>Tenerife</b>	REDNAP	315	<a href="http://www.ign.es">http://www.ign.es</a>
	Gottsmann et al. (2008)	103	<a href="https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.020">https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.020</a>
	Datos (2010-2013)	159	Anexo II
<b>El Hierro</b>	REDNAP	73	<a href="http://www.ign.es">http://www.ign.es</a>
	Montesinos et al. (2005, 2006)	165	<a href="https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018">https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018</a>
	Datos (2012-2013)	166	Anexo II

**Tabla 2.1.** Resumen de las distintas fuentes de datos empleadas en el desarrollo de este trabajo. REDNAP (Red Española de Nivelación de Alta Precisión).

(1) Reducir todas las observaciones del campo gravitatorio a un mismo origen temporal, tal y como explicamos en la introducción de esta tesis. Según lo explicado, se hace necesario corregir las observaciones como mínimo de efectos como la deriva instrumental, la marea terrestre y la carga oceánica. Otras correcciones, como aquellas relacionadas con las variaciones de presión atmosférica, o el movimiento del polo, han sido también aplicadas a todas las observaciones, lo cual ha ayudado a mejorar la calidad de las mismas.

(2) Homogeneización de los valores absolutos de gravedad. Este procedimiento está orientado a que en una estación determinada, el valor absoluto de la gravedad debería ser el mismo independientemente de la fuente de datos consultada. El hecho de que exista cierto desfase en el valor de la gravedad absoluta al superponer valores de distintas fuentes de datos es algo usual. Hay que tener en cuenta que la determinación de valores absolutos de gravedad en islas como las Canarias son relativamente recientes, por lo que las referencias absolutas son escasas o nulas, siendo posible que los diferentes conjuntos de datos empleen referencias distintas, e incluso en ocasiones valores teóricos. El encontrar puntos de referencia comunes entre las distintas fuentes de datos, simplifica mucho el proceso de combinación de datos.

Tradicionalmente, la referencia de gravedad absoluta empleada en las islas Canarias, se encontraba dentro del aeropuerto de Gran Canaria ( $\phi=27.939^\circ$ ,  $\lambda=-15.389^\circ$ ). Dicha observación estaba incluso dentro de la red IGSN-71 (International Gravity Standardization Net 1971) (Morelli et al., 1972). El valor asignado a esta observación estaba enlazado con la base fundamental de Madrid, mediante traslados realizados con gravímetros relativos. Las conexiones sucesivas entre Gran Canaria y el resto de islas principales fueron realizadas por el Instituto Geográfico Nacional como parte de su Red Gravimétrica Fundamental Española (RGFE73), utilizando nuevamente gravímetros relativos. La primera referencia a una medida de gravedad absoluta en las islas Canarias, la encontramos en Rodríguez Pujol (2005). De acuerdo a esta referencia, la medida se realizó en el antiguo Observatorio Geomagnético de Las Mesas (Santa Cruz de Tenerife) en 1995 utilizando el gravímetro IMGIC (Cerutti, 1974). No se han encontrado referencias bibliográficas adicionales en las que este valor haya sido empleado.

Por nuestra parte, durante 2014, como parte del establecimiento de una red de medidas absolutas de gravedad en las islas Canarias, realizamos 49 observaciones con el gravímetro A10#006 a lo largo de tres campañas (Calvo et al., 2015). Los datos obtenidos para Tenerife y el Hierro (Tabla 2.2) fueron empleados como medidas de referencia para reducir, homogeneizar y transformar en valores absolutos de gravedad los datos correspondientes a las distintas fuentes.

En Tenerife existían varios de los puntos de observación comunes entre las distintas fuentes de datos, por lo que el procedimiento de combinación de datos fue sencillo y nos permitió establecer un control de calidad de los mismos, ayudando en el proceso de descarte.

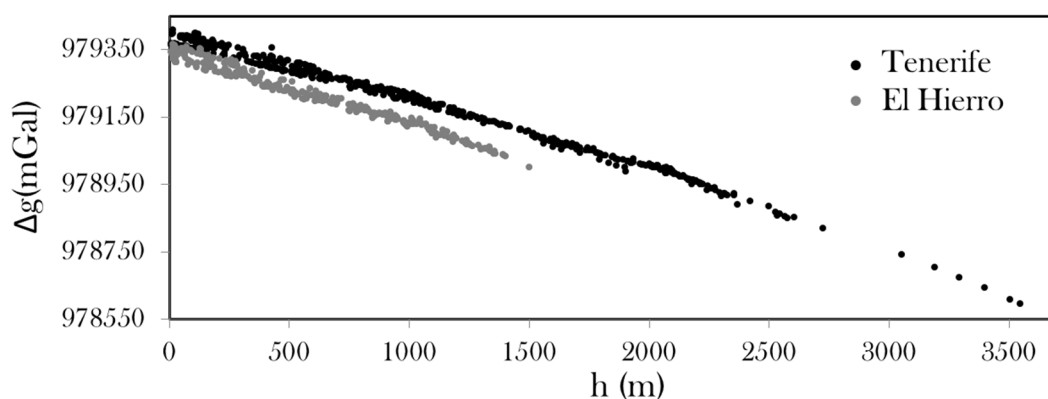
En el caso de El Hierro el proceso fue algo más complejo. Allí, sólo encontramos un punto común entre las distintas fuentes de datos, situado en el vértice de Tanajara ( $\phi=27.704$ ,  $\lambda=-17.983^\circ$ ). Se presentaba la particularidad de la ocurrencia de un proceso sismovolcánico entre las distintas campañas de obtención de datos. Entre la primera, en 2001 y la última, en 2013, hubo una disminución de al menos  $50 \mu\text{Gal}$  en el valor de la gravedad (Sainz-Maza et al., 2014). A esta variación habría que sumarle la variación de gravedad ocasionada por el proceso inflacionario que experimentó la isla entre 2011-2013. La diferencia final máxima calculada en el único punto común entre las distintas fuentes de datos fue de unos  $-82 \mu\text{Gal}$ . Este valor constituye una variación poco importante de cara la recopilación de datos gravimétricos con fines estructurales, donde se buscan anomalías del orden del mGal.

### Valores absolutos de gravedad

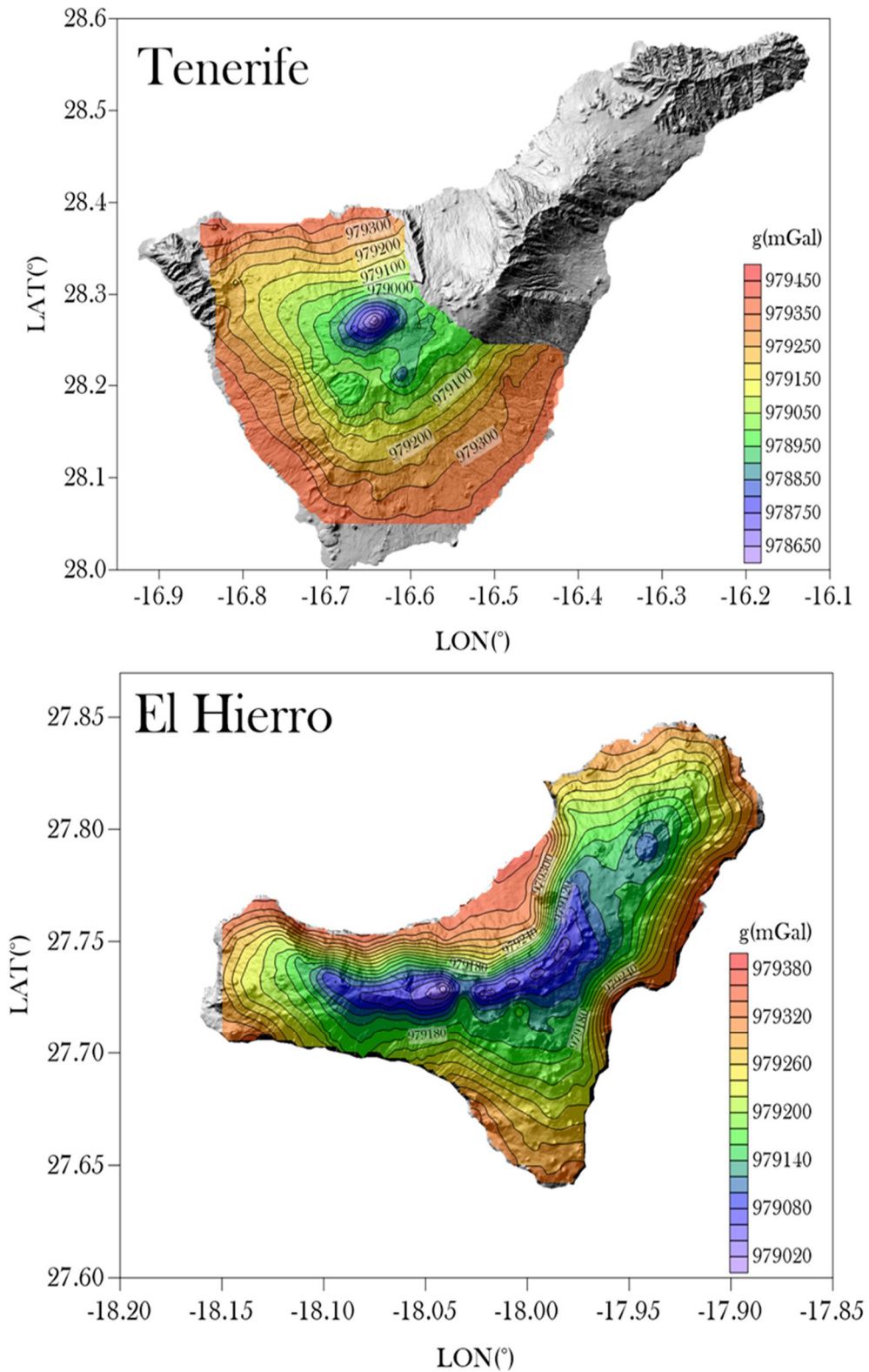
	Latitud(°)	Longitud(°)	Altura(m)	g( $\mu$ Gal)
<b>Tenerife</b>	28.2347	-16.6298	2177	978962965,2 $\pm$ 22,9
	28.3740	-16.4639	1902	978988902,2 $\pm$ 12,4
	28.3583	-16.6740	661	979269012,4 $\pm$ 3,7
	28.3278	-16.8040	999	979215379,5 $\pm$ 3,1
	28.4782	-16.2633	319	979329628,5 $\pm$ 3,2
	28.2727	-16.7287	1820	(*) 979036864,6 $\pm$ 19,4
	28.1589	-16.6369	1414	979124298,0 $\pm$ 2,5
	28.3092	-16.4998	2370	978891479,8 $\pm$ 2,3
<b>El Hierro</b>	27.7135	-17.9883	946	979152958,4 $\pm$ 3,4
	27.7137	-18.0569	803	979187142,2 $\pm$ 7,9
	27.7065	-18.1471	110	979317170,1 $\pm$ 12,0
	27.7629	-17.9809	1237	979079935,2 $\pm$ 18,9
	27.6422	-17.9829	29	979324948,6 $\pm$ 7,0
	27.7479	-18.0763	259	979318090,6 $\pm$ 9,7
	27.6691	-18.0177	169	979309577,2 $\pm$ 3,9
	27.8138	-17.9142	581	979212096,2 $\pm$ 18,3
	27.7519	-18.1495	42	979345575,6 $\pm$ 5,2

**Tabla 2.2.** Valores absolutos de gravedad empleados. Todas las medidas están referidas a 72 cm sobre el suelo salvo (\*) referida a 81.5 cm. (Calvo et al., 2015).

Una vez reducidas todas las observaciones a un valor absoluto de gravedad los resultados se resumen en las siguientes figuras (Figuras 2.1 y 2.2):



**Figura 2.1.** Variación del valor de la gravedad absoluta con la altura para Tenerife y El Hierro.



**Figura 2.2.** Representación de las variaciones de gravedad absoluta sobre Tenerife y El Hierro una vez homogeneizadas todas las fuentes de datos.

### 2.2 Corrección topográfica

Uno de los puntos más delicados a la hora de llevar a cabo el cálculo de las anomalías de Bouguer, es la elección y la aplicación de una metodología adecuada para la corrección topográfica (Nowell, 1999). Con el propósito de conseguir la mayor precisión posible, debemos partir de un modelo digital de terreno (DEM) que represente la topografía con la máxima fidelidad posible. La finalidad es la de eliminar el efecto de las masas correspondientes a la topografía de nuestras observaciones de gravedad, buscando referir todas las observaciones a una superficie de referencia como es el elipsoide. Durante el desarrollo de esta tesis hemos trabajado ampliamente en el desarrollo esta corrección. Es por ello que hemos querido dedicarle un amplio apartado dentro de esta sección, con el objeto de justificar la metodología aplicada en este caso.

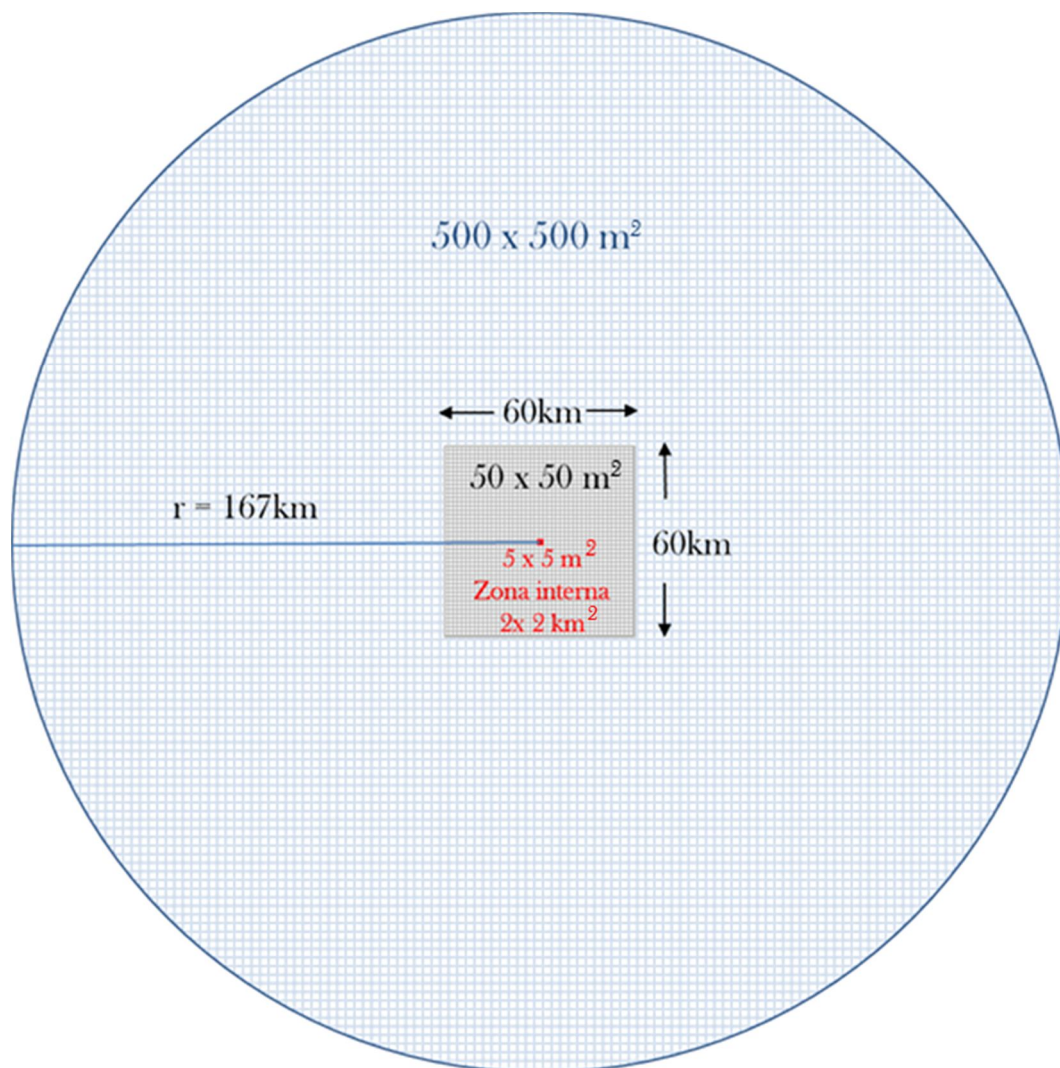
Las características morfológicas de unas islas tan abruptas como son Tenerife y El Hierro, requieren afrontar los cálculos relativos a esta corrección de manera particularizada, principalmente en lo que se refiere a la corrección cercana a los puntos de observación, donde la influencia del terreno es mayor. La elección de la metodología para la aplicación de esta corrección fue un proceso arduo y laborioso que se definió tras numerosas pruebas y miles de horas de procesado. De este modo, se eligió una modelización del terreno en base a un mallado similar al propuesto por Kane (1962). Cada punto de este mallado queda definido por un cuerpo prismático, tal que la dimensión de la base varía con la distancia al punto de observación y la altura del prisma corresponde a la altura ortométrica (Ver figura 2.3). La atracción gravitatoria de un cuerpo prismático se puede calcular de manera exacta de acuerdo con la fórmula de Nagy, (1966) tal y como se muestra a través de la ecuación 2.1:

$$\Delta g_p^k = G\rho \left[ x_i \ln(y_i + r_i) + y_i \ln(x_i + r_i) - z_i \arcsin \frac{z_i^2 + y_i^2 + x_i y_i}{(y_i + r_i) \sqrt{z_i^2 + y_i^2}} \right] \Big|_{x_1}^{x_2} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{z_1}^{z_2} \quad (2.1)$$

Donde  $\Delta g_p^k$  es la atracción gravitatoria del prisma k sobre el punto p del terreno, G es la constante de gravitación universal,  $\rho$  es la densidad de terreno media obtenida mediante el método de Nettleton, (1939)  $x_i$ ,  $y_i$  e  $z_i$ , ( $i=1,2$ ) son las coordenadas correspondientes a los límites espaciales del prisma k respecto a un



sistema de referencia centrado en el punto de observación. Por su parte,  $r_i$  representa la distancia radial entre al prisma  $k$  y la estación  $p$ .



**Figura 2.3.** Esquema del al elección del mallado elegida para la aplicación de la corrección del terreno.

Para los primeros  $4 \text{ km}^2$ , empleamos un modelo digital de terreno (DEM) de  $5 \times 5 \text{ m}^2$ , disponible por descarga a través de la web del IGN (<http://www.ign.es/web/ign/portal/cbg-area-cartografia>). Los siguientes  $29 \text{ km}$  en cada una de las direcciones fueron modelados mediante el DEM de  $50 \times 50 \text{ m}^2$ . El resto de la topografía y batimetría se modelizó mediante un DEM de  $500 \times 500 \text{ m}^2$ , hasta un radio de  $167 \text{ km}$  de distancia (Figura 2.3). La elección de esta modelización del terreno, se estableció tras la búsqueda de un compromiso entre la precisión de los resultados obtenidos y la velocidad de cálculo de la corrección en cada punto de observación. La batimetría correspondiente a las zonas oceánicas fue

## Capítulo 2: Resultados

---

modelada de acuerdo a los datos descargados de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans; Weatherall et al., 2015).

### 2.2.1 Elección del mallado interno.

Con el fin de elegir el tamaño de celda del modelo digital de terreno que representara la parte cercana a nuestro punto de observación se hicieron varios ensayos, tomando distintos tamaños de celda. Finalmente se seleccionó un mallado de 5x5 m<sup>2</sup> para la modelización del terreno en esta zona. La elección se hizo en base a dos de los resultados obtenidos de los ensayos realizados y que detallamos a continuación.

#### (1) Comparación de la atracción del modelado por prismas de un cuerpo cuya atracción gravitatoria se puede calcular de manera exacta.

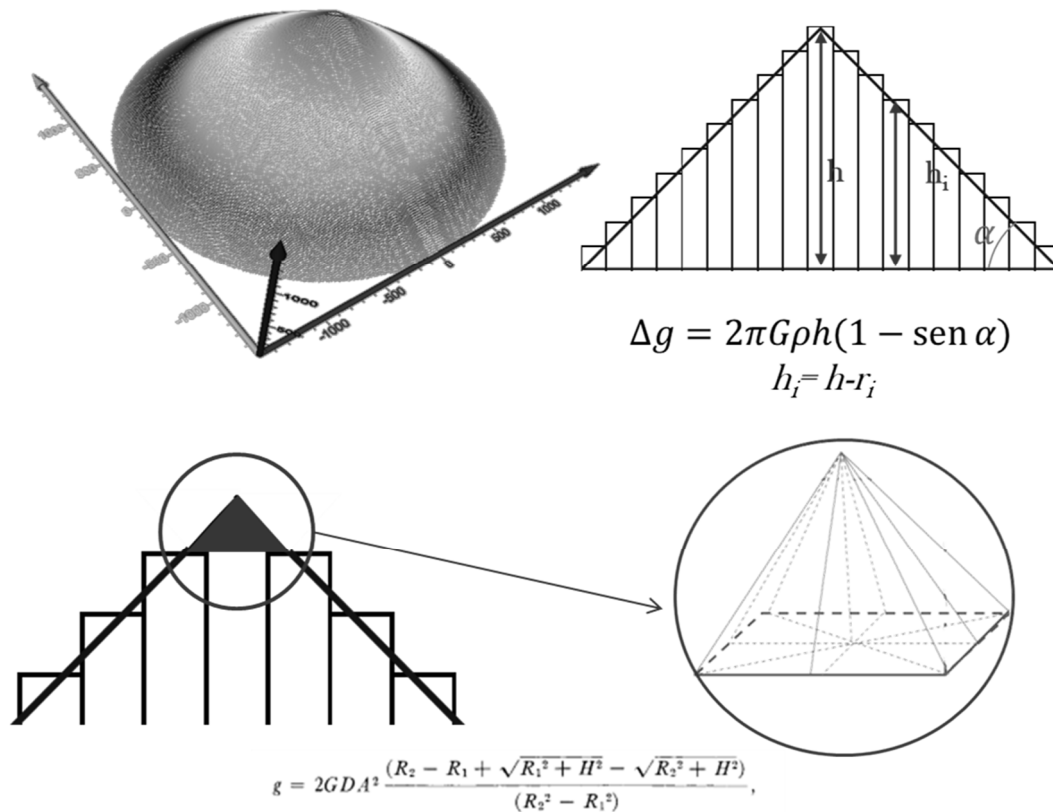
Con el objetivo de realizar esta prueba se seleccionó un cuerpo de forma cónica. Dicha atracción se puede calcular de manera exacta a través de la ecuación 2.2:

$$\Delta g = 2\pi G\rho h(1 - \sin \alpha) \quad (2.2)$$

Donde G es la constante de gravitación universal,  $\rho$  la densidad del cono, h es la altura del mismo y  $\alpha$  representa la pendiente de acuerdo a la figura 2.4.

Las características del cono que vamos utilizar como modelo son las siguientes:  $\rho = 2670 \text{ kg/m}^3$ ;  $h = 1500 \text{ m}$  y  $\alpha = 45^\circ$ . Para reproducir un modelo sintético de este cono, lo modelaremos mediante cuerpos prismáticos de 5x5m<sup>2</sup> de base y de altura  $h_i$  igual a la altura del prisma (h) menos la distancia del correspondiente prisma al origen (r), de tal manera que la pendiente del cono sea siempre de 45°.

Por otro lado la celda central del cono sobre la que la componente vertical de gravedad actúa de forma máxima, se modelara mediante 8 cuerpos prismáticos tal y como se detalla en la figura 2.4:



**Figura 2.4.** Modelización de un cono mediante cuerpos prismáticos para calcular la atracción gravitatoria en su vértice. El vértice del cuerpo se puede modelar también mediante octantes, de los que se conoce la fórmula exacta de su atracción gravitatoria.

Los resultados obtenidos a través de uno y otro difieren apenas en 2  $\mu\text{Gales}$ , mientras que para un mallado de  $25 \times 25 \text{m}^2$  difieren en unos 20  $\mu\text{Gales}$ , lo que habla de la exactitud ganada al seleccionar este mallado más pequeño.

$$\Delta g = 49189 \mu\text{Gales (por la ecuación 2.2)}$$

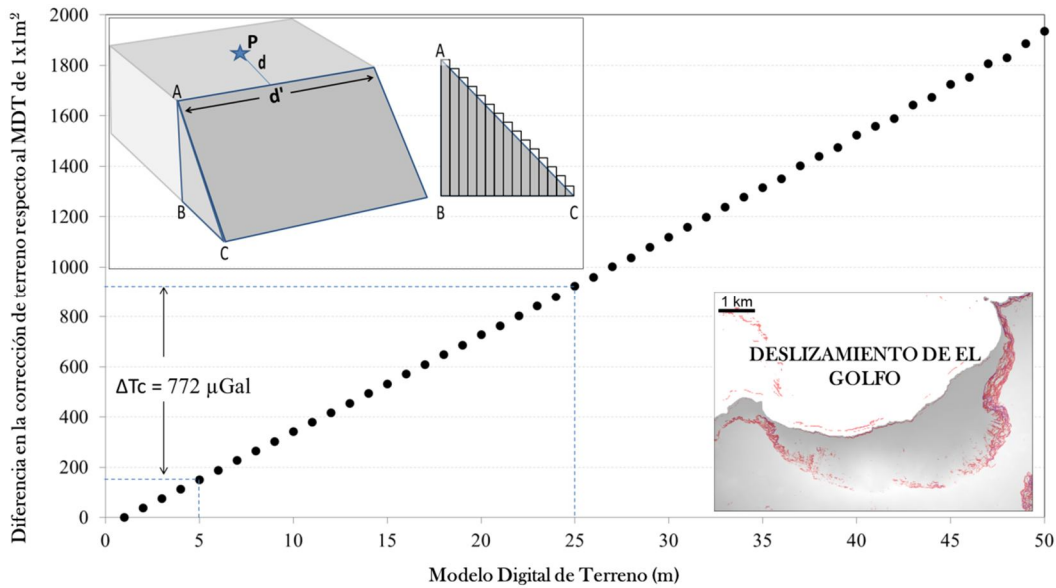
$$\Delta g = 49191 \mu\text{Gales (modelización mediante prismas)}$$

## (2) Distancia del punto de observación a terrenos escarpados.

Una de las características particulares que presentan islas como Tenerife y El Hierro, es la presencia de terrenos muy abruptos, generados como consecuencia de los sucesivos episodios de colapso y deslizamiento. Esto tiene importantes implicaciones a la hora de realizar medidas muy cercanas a terrenos escarpados. Una mala modelización de la topografía puede traducirse en una falta o en un exceso de masas que puede generar anomalías ficticias interpretadas por el

algoritmo de inversión gravimétrica como cuerpos con un contraste de densidad. Este efecto es más significativo en El Hierro, donde existen zonas, como la que corresponde al deslizamiento de El Golfo, donde hay pocas áreas de fácil acceso en las que no encontremos grandes pendientes a pocos metros. En algunos casos estas pendientes superan el 80% de inclinación (ver figura 2.5).

Con el objetivo de determinar tanto la influencia del modelo digital del terreno como la distancia hasta la que deberíamos aplicar la corrección cercana de terreno en áreas abruptas, desarrollamos un modelo sintético consistente en un punto de observación de gravedad situado a una distancia cercana a un terreno con una pendiente de 45°. Se eligieron dimensiones relativamente conservadoras respecto a las que podemos encontrarnos por ejemplo en los escarpes de El Golfo en El Hierro o en los correspondientes a las paredes de la Caldera de las Cañadas en Tenerife. Los resultados indican diferencias significativas por el hecho de emplear un modelo digital de terreno u otro. Estas diferencias implican un cambio en el orden de magnitud de la corrección a aplicar de  $10^2 \mu\text{Gal}$  para un DEM de  $5 \times 5 \text{ m}^2$  a casi  $10^3 \mu\text{Gal}$  para el DEM de  $25 \times 25 \text{ m}^2$ , para el primer km desde el punto de observación. Esto indica que la elección de uno u otro modelo pueden generar anomalías del orden de 1 mGal. Como hemos comentado esta magnitud podría traducirse en la detección de cuerpos anómalos a niveles superficiales a la hora de llevar a cabo la inversión gravimétrica de los datos. En la figura 2.5 puede verse la influencia de Modelos de Elevación Digital (DEM) sobre el valor de Corrección del Terreno.



**Figura 2.5.** Ejemplo sintético de la influencia de los Modelos de Elevación Digital (DEM) sobre el valor de Corrección del Terreno. La esquina superior izquierda de la gráfica muestra un modelo en el que P representa el punto de referencia de la gravedad, d es la distancia a un borde abrupto de depresión (aquí usamos 100 m) y d 'es la longitud del borde (usamos un valor de 4 km, Simulando sólo una pequeña porción del borde de El Golfo cercana al punto de observación). Se seleccionó una pendiente de 45o para el ejemplo, que se modela utilizando cuerpos prismáticos. En la esquina inferior derecha se representa un cuadro detallado del área de El Golfo de la isla de El Hierro, y las pendientes que son iguales o mayores de 45° están pintadas en color rojo. Los valores máximos de pendiente identificados son los más próximos a los 84°. El gráfico muestra el cambio producido en la corrección de terreno calculada como función del modelo de DEM utilizado. En este caso, la variación en el valor final de la corrección de terreno cuando se usa un DEM de 5 x 5 m² o un DEM de 25 x 25 m² es de aproximadamente 772 μGal.

### 2.2.2 Distancia final de la corrección.

A la hora de obtener la anomalía completa de Bouguer, la corrección de terreno, es con diferencia la corrección gravimétrica que más tiempo de cálculo consume. No sólo el mallado elegido es fundamental a la hora calcularla, la distancia hasta la cual aplicarla es un tema de discusión recurrente a lo largo de los años. La convención más usual es aplicar la corrección a una distancia de 167 km, (Bowie, 1912), pero existen otros autores que han propuesto extenderla a menores distancias. Así la conocida rejilla de Hammer, (1939) llega a 22 km, otros autores

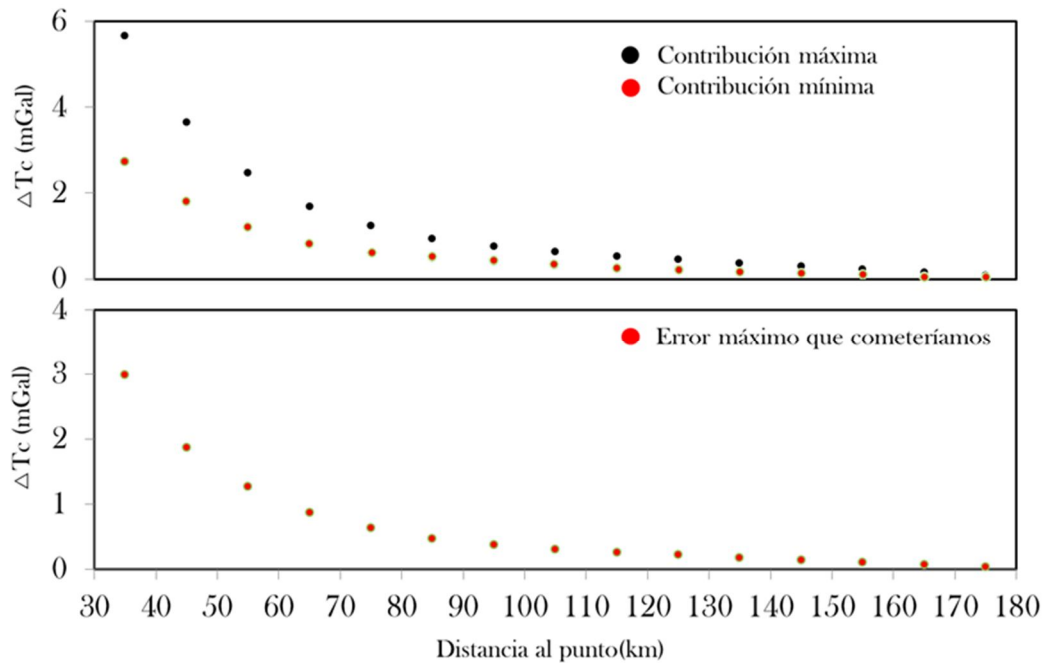
## Capítulo 2: Resultados

como Danes, (1982) proponen una distancia máxima de 52.6 km. Para el caso particular que estamos tratando, Tenerife y El Hierro, decidimos hacer un estudio particularizado, ya que desconocíamos la influencia de la combinación de topografías muy abruptas rodeadas de océanos relativamente profundos.

Para llevar a cabo dicho estudio, tomamos como ejemplo El Hierro. Hicimos un cálculo de la corrección de terreno aumentando paulatinamente la distancia de aplicación de 10 en 10 km, partiendo de una distancia inicial de 30 km hasta 180 km. En cada distancia  $k$ , calculamos para todas nuestras observaciones, los puntos en los que encontramos la máxima y la mínima contribución por corrección de terreno. De este modo la diferencia entre estas dos contribuciones puede entenderse como el error máximo que podríamos cometer por aplicar la corrección hasta la distancia  $k$ . Estos resultados se muestran en la tabla 2.3 y la figura 2.6. En nuestro caso decidimos aplicar la corrección hasta los 167 km, cometiendo un error menor a los 100  $\mu$ Gales, que es bastante aceptable para nuestros propósitos.

Bloque (Km)	Contribución Máxima (mGal)	Contribución Mínima (mGal)	$\Delta T_c$ (mGal)
30-40	5,657	2,671	2,986
40-50	3,656	1,776	1,880
50-60	2,467	1,194	1,273
60-70	1,693	0,816	0,877
70-80	1,232	0,597	0,635
80-90	0,945	0,469	0,476
90-100	0,760	0,380	0,380
100-110	0,629	0,313	0,316
110-120	0,533	0,263	0,269
120-130	0,454	0,225	0,228
130-140	0,369	0,184	0,185
140-150	0,293	0,147	0,146
150-160	0,223	0,113	0,111
160-170	0,158	0,081	0,077
170-180	0,081	0,041	0,040

**Tabla 2.3.** Contribuciones máximas y mínimas debidas a la corrección topográfica. La diferencia entre las dos corresponderá al máximo error de cálculo que podremos cometer.

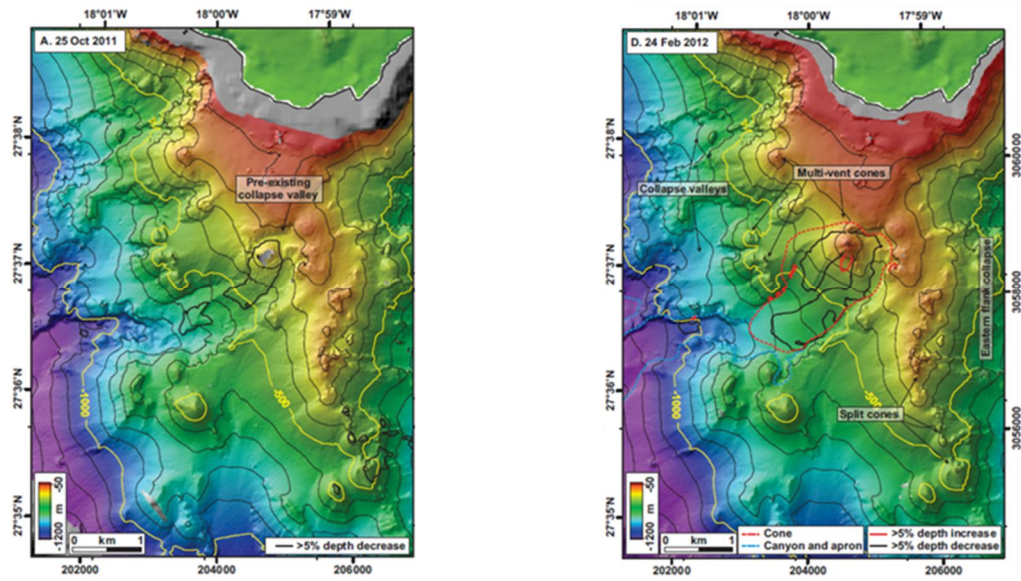


**Figura 2.6.** Contribuciones máximas y mínimas debidas a la corrección topográfica. La diferencia entre las dos corresponderá al máximo error de cálculo que podremos cometer. Se observa de la gráfica superior que a medida que aumenta la distancia, la corrección tiende a ser la misma en todos los puntos.

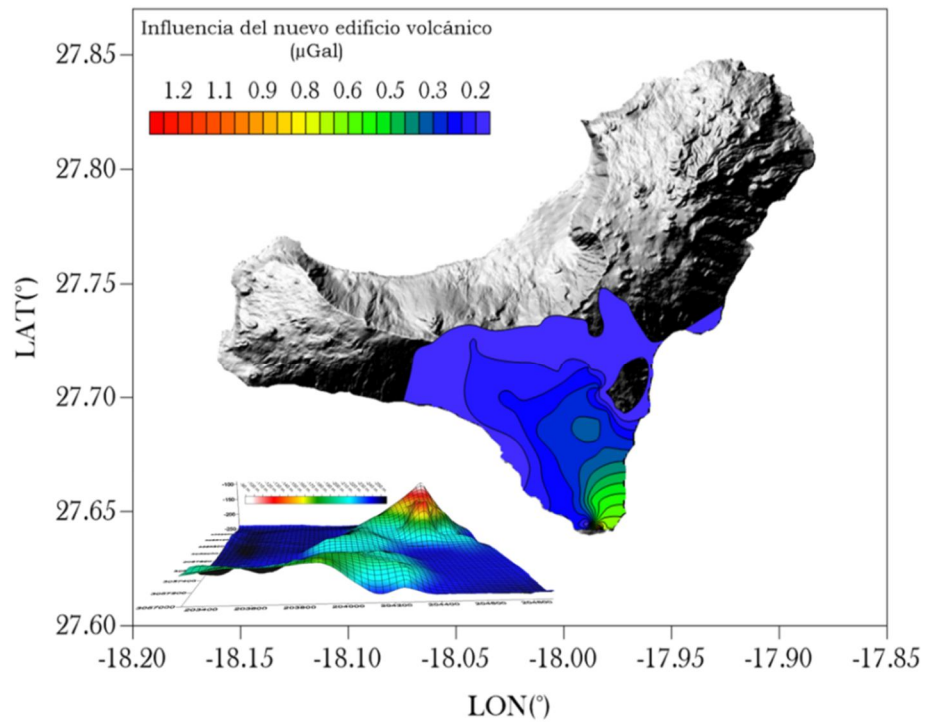
### 2.2.3 Influencia del nuevo edificio submarino tras la erupción submarina de El Hierro.

Dentro de las correcciones debidas a los efectos topográficos y batimétricos una de las singularidades que llamó nuestra atención fue el de comprobar la posible influencia que pudiera tener el nuevo edificio volcánico submarino sobre las observaciones de gravedad. A modo de curiosidad, decidimos hacer un cálculo teórico de esta influencia, ya que dicho edificio volcánico no aparecía en los modelos que empleamos para modelar la batimetría. Como resultado de este cálculo, se comprobó la influencia mínima de este edificio sobre las observaciones.

El procedimiento seguido consintió en modelar el nuevo edificio volcánico, a través del estudio del cambio batimétrico experimentado. Para ello se digitalizaron dos batimetrías publicadas en Rivera et al. (2013) (Figura 2.7) correspondientes Octubre del 2011 y Febrero de 2012. De la diferencia entre los dos modelos batimétricos, se obtuvo un modelo 3D del nuevo edificio volcánico (Figura 2.8).



**Figura 2.7.** Modelos batimétricos obtenidos en los momentos iniciales y finales de la erupción. Imágenes tomadas de Rivera et al. (2013).



**Figura 2.8.** Variación de gravedad experimentada como consecuencia del desarrollo del nuevo edificio volcánico. En la parte inferior izquierda de la figura, se muestra la diferencia entre los dos modelos batimétricos donde se ve de manera clara el edificio volcánico.



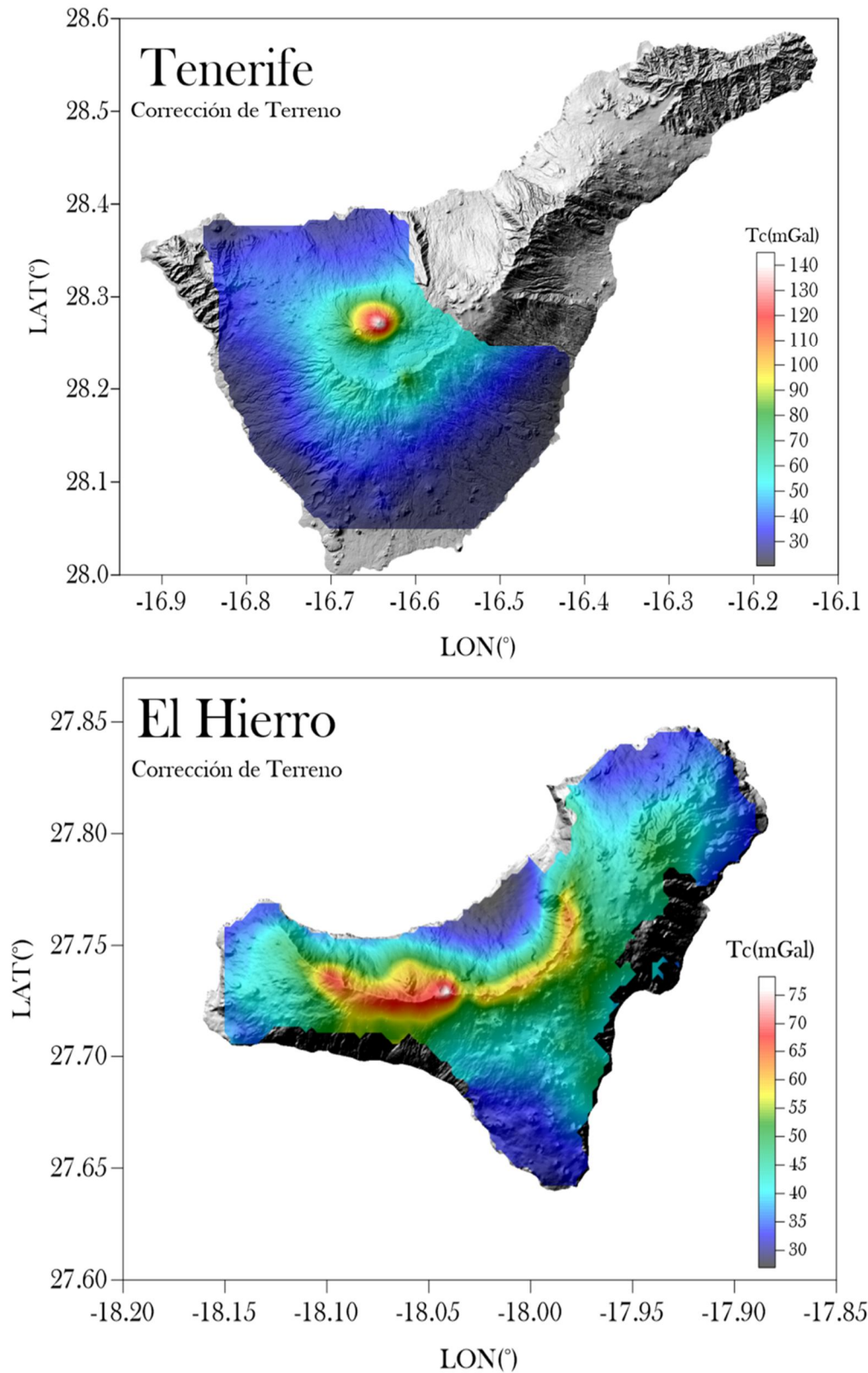
El modelo tridimensional, se generó a base de prismas utilizando una rejilla de 25x25 m<sup>2</sup>. Se calculó la suma de la atracción gravitatoria de todos los cuerpos prismáticos que componían el modelo del nuevo edificio en cada zona de la isla utilizando la fórmula de Nagy (1966). Como densidad del nuevo edificio sustituimos la densidad anterior, que era la del agua por la del material del nuevo edificio volcánico, por lo que el cambio experimentado viene determinado por el contraste de densidad (Ecuación 2.3). Para realizar el cálculo hemos empleado valores estándar de densidad  $\rho_{\text{Tierra}} = 2670\text{kg/m}^3$  y  $\rho_{\text{Agua}} = 1030\text{kg/m}^3$

$$\Delta\rho = \rho_{\text{Tierra}} - \rho_{\text{Agua}} \quad (2.3)$$

La corrección que se obtiene para cada punto es prácticamente despreciable, en torno a 1  $\mu\text{Gal}$  en el caso de mayor afectación. Este resultado, además, implica a su vez que la influencia del modelo batimétrico empleado, que es el previo a la erupción es suficiente para alcanzar las precisiones necesarias.

### 2.2.4 Corrección de terreno final

Todo el proceso y las pruebas expuestas a lo largo de esta sección han desembocado en un modelo de corrección de terreno que se muestra en la Figura 2.9. Se observa que las zonas con mayor contribución del efecto del terreno en las dos islas, coinciden con las áreas más elevadas del terreno, que son el Pico de El Teide en Tenerife (3718 m) y el área de Malpaso en El Hierro (1502 m). A pesar de haber zonas con pendientes más abruptas, estas dos áreas son las que, en promedio, presentan una pendiente más elevada en su entorno más cercano, generando una mayor contribución de la corrección topográfica.

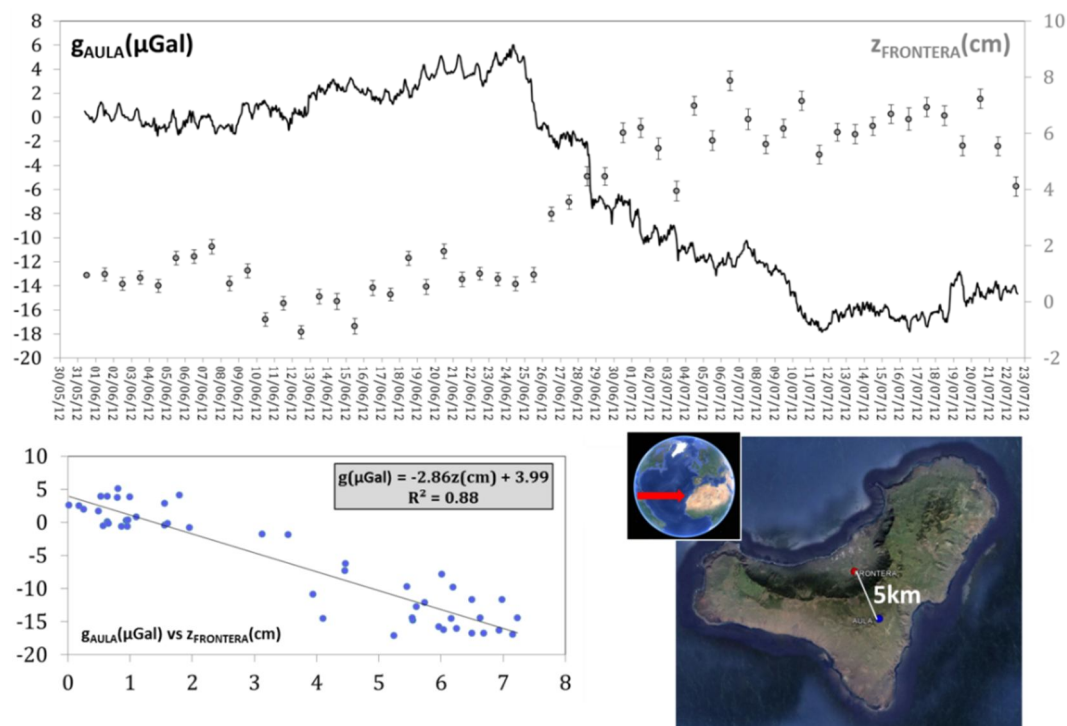


**Figura 2.9.** Mapa interpolado de la corrección de terreno que hay que aplicar en las zonas de observación de los valores de gravedad.

## 2.3 Variaciones de gravedad de carácter permanente en El Hierro 2011-2013.

Quizás, uno de los puntos más controvertidos de la metodología que aplicamos, fue el correspondiente a la combinación de observaciones de gravedad realizadas antes y después de un proceso sismovolcánico como fue el de El Hierro. Para determinar las variaciones de gravedad ocurridas en este periodo recurrimos a tres fuentes.

(1) Sólo la parte correspondiente al proceso inflacionario experimentado en la isla entre los años 2011 y 2013, elevó la misma aproximadamente 15 cm de media, (García-Cañada et al., 2014), la gravedad debería haber disminuido unos 45  $\mu\text{Gal}$ , a razón de unos 3  $\mu\text{Gal}/\text{cm}$  (Figura 2.10).



**Figura 2.10.** Variaciones en la componente vertical GNSS de la estación de Frontera, situada en el Norte de El Hierro (En rojo sobre el mapa), comparadas con las variaciones en el valor de la gravedad registradas en la estación de el Aula de la Naturaleza en el centro de la Isla (en azul). La relación es aproximadamente -2.9  $\mu\text{Gal}/\text{cm}$ .

(2) Tenemos la información que nos ofrece las señal del registro continuo de gravedad, obtenido con el gravímetro relativo gPhone#054 (Sainz-Maza et al., 2014). Del estudio de estas señales, observamos registros de variaciones de gravedad sin correlación aparente con deformaciones apreciables del terreno.

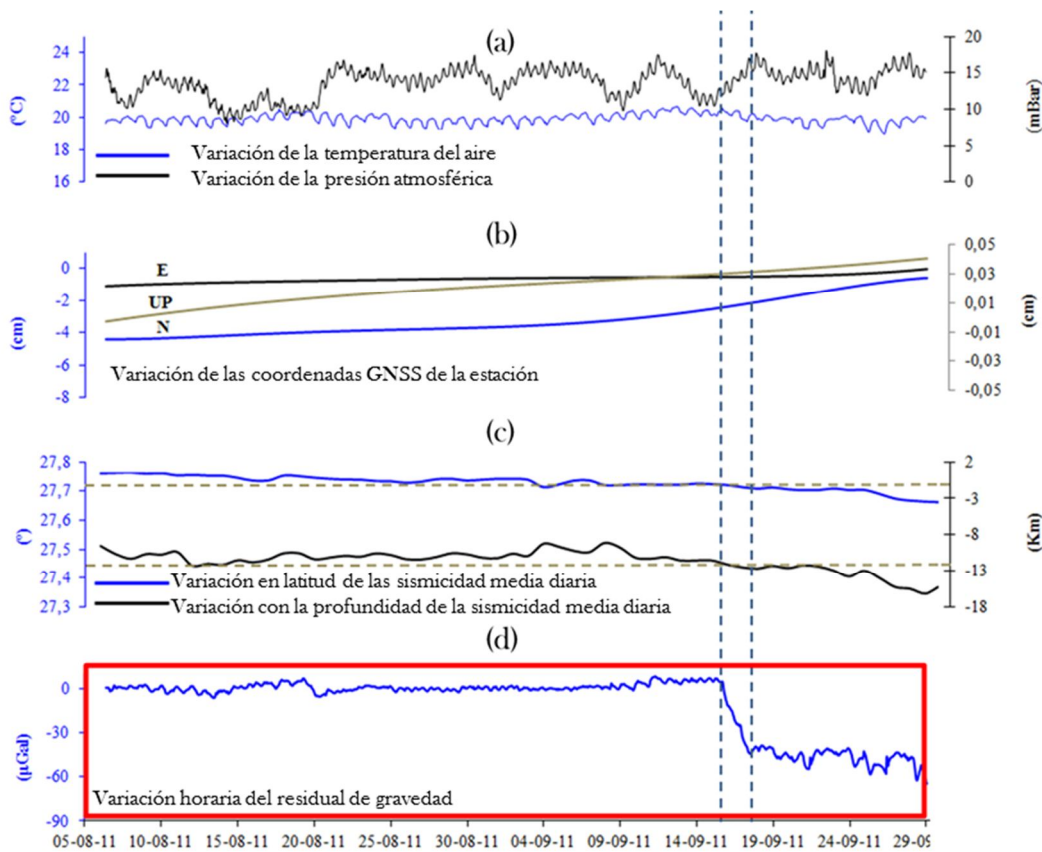
La más interesante comienza en el 15 de septiembre de 2011 a las 16:37 UTC, momento en el que tras un salto aparentemente instrumental, la señal de gravedad comienza a disminuir durante 43 horas de manera aproximadamente lineal. Pasado este periodo, hacia las 11.40 UTC del 17 de septiembre, la variación temporal del registro de gravedad recupera la tendencia previa a este fenómeno pero con una señal algo más ruidosa, habiendo disminuido la gravedad unos 46  $\mu\text{Gal}$  en total. No hemos encontrado ninguna correlación de esta señal con ninguna otra de tipo geofísico, geodésico ni geoquímico. Tampoco parece un fallo instrumental del equipo ya que la señal dura dos días y luego recupera completamente su tendencia, cosa que no ha vuelto a hacer en los 9 años de vida del instrumento salvo en los casos asociados a deformación. No tenemos constancia, de que pueda tratarse de un efecto de origen antropogénico, no hay evidencias de que nadie entrara en el emplazamiento. Lo que sí se observa es que este fenómeno parece tener alguna relación con la aparente migración de la sismicidad hacia el sur de la isla (López et al., 2012; Martí et al., 2013; Sainz-Maza et al., 2014), lo que podría estar indicando o bien una nueva intrusión o un desplazamiento del magma de una parte de la isla a otra más alejada de la estación de medida (ver Figura 2.11).

(3) Por último mediante la comparación de los valores de gravedad en el único punto común a todas las campañas que se utilizan en este trabajo, el vértice geodésico de Tanajara ( $\phi=27.704$ ,  $\lambda=-17.983^\circ$ ), se calculó una disminución en el valor de la gravedad, entre la etapa pre-eruptiva y la post-eruptiva, de 82  $\mu\text{Gals}$ .

Por tanto, si comparamos las dos fuentes de datos, aparentemente la variación observada parece coherente y despreciable para nuestros propósitos, siendo obtenida por fuentes de datos diferentes. Podemos resumir los resultados en la siguiente tabla (Tabla 2.4):

Años	Variación ( $\mu\text{Gal}$ )	Fuente de datos
2001-2013	-82	Vértice de Tanajara
2011	-46	Gravímetro registro continuo
2011-2013	-45	Proceso inflacionario

**Tabla 2.4.** Variaciones de gravedad entre 2001-2013. Se observa que el valor de la variación obtenido es el mismo utilizando distintas observaciones.

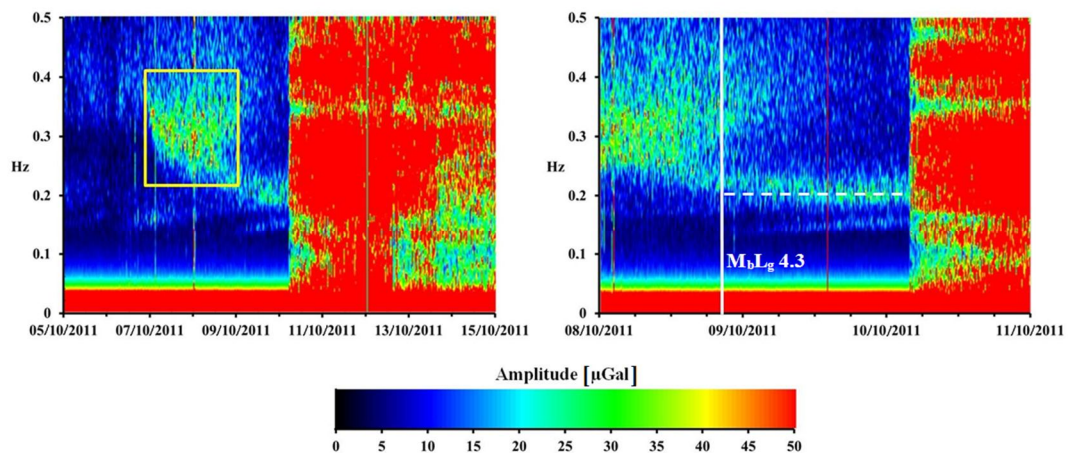


**Figura 2.11.** (a) Variaciones de temperatura y presión atmosférica (b) Desplazamientos GPS (Horizontal RMS  $\pm$  0.25 cm; Vertical RMS  $\pm$  1.5 cm). (c) Variaciones de la latitud y la profundidad media diaria, calculadas a través de los registros de las estaciones sísmicas del IGN. Hasta el momento del inicio de la anomalía gravimétrica la sismicidad parece estar encuadrada en un área con latitudes hacia el Norte de la línea gris discontinua, después de este proceso es el momento en que empieza a abarcar latitudes por debajo de las que marca esta línea (d) Gravedad residual (corregida de marea terrestre, carga oceánica, movimiento del polo, efectos meteorológicos, deriva y cambios de inclinación).

### 2.4 Otras variaciones de gravedad durante el proceso sismovolcánico de El Hierro 2011.

Presentamos en este apartado otras de las señales que se detectaron a través del análisis de las variaciones temporales de la gravedad registradas en el proceso sismovolcánico ocurrido en El Hierro y analizadas en detalle en Sainz-Maza et al., (2014).

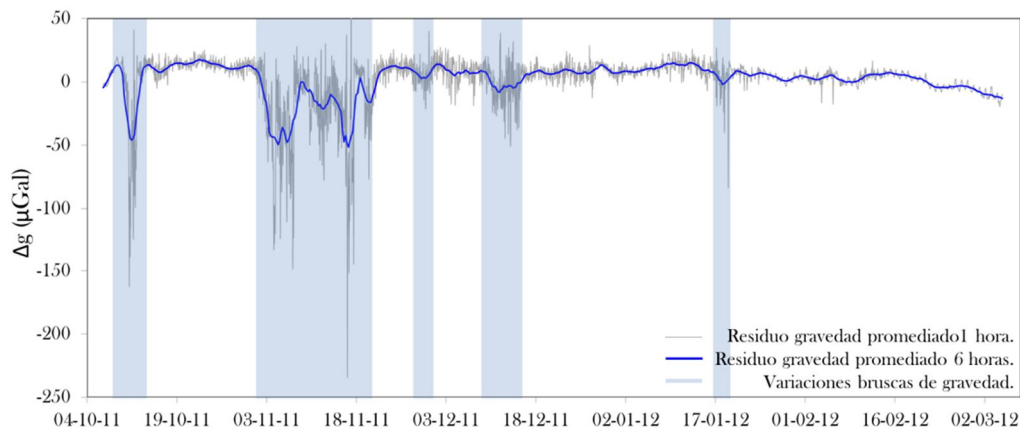
(1) Espectrograma del residuo de gravedad previo a la erupción (Figura 2.12). Durante la noche del 6 de Octubre aparece en el espectrograma una amplificación de las frecuencias en el rango entre 0.2 y 0.4 Hz. Usualmente frecuencias dentro de este rango aparecen asociados a fenómenos meteorológicos. Pero este caso tiene la particularidad de que poco antes del terremoto de máxima magnitud hasta ese momento, la señal se concentra en un rango más estrecho alrededor de los 0.2 Hz. Señal que se mantiene hasta el inicio de la erupción.



**Figura 2.12.** Espectrograma en los días previos y posteriores al inicio de la erupción volcánica de El Hierro en 2011. Se observa que previamente al inicio de la erupción y tras el evento sísmico de mayor magnitud ocurrido hasta ese momento durante el proceso sismovolcánico hay un aumento de amplitud en la frecuencia 0.2 Hz.

(2) Otra de las señales que observamos una vez que comienza la señal de tremor volcánico (López et al., 2012), es cómo la señal de gravedad decae fuertemente (Figura 2.13) y se recupera en un periodo de dos días. Este tipo de señales han sido observadas con anterioridad en el Etna y se pensaban asociadas a la fracturación previa a la erupción (Branca et al., 2003; Carbone y Greco, 2007).

Estudios recientes, sugieren que este tipo de señales pueden estar creadas por la respuesta instrumental de los gravímetros de muelle a ciertas frecuencias de la aceleración inercial (Carbone et al., 2010, Greco et al., 2014). Sea de un modo u otro, este tipo de señales preceden en los dos casos, el Etna y en el Hierro, a la emisión de material por lo que es conveniente analizarlas en profundidad. Además, durante la erupción de El Hierro registros con esta forma aparecen en varias ocasiones, lo que podría estar indicando cuáles son los periodos que preceden a la emisión de materiales (Figura 2.13)



**Figura 2.13.** Residual del valor de gravedad durante la erupción de El Hierro. Se observan las variaciones de gravedad que se recuperan con el tiempo marcadas en sombreado azul.

## 2.5 Anomalías de Bouguer

Las particularidades del tratamiento de los datos de gravedad en cada una de las dos islas que hemos estudiado, aparecen descritas en el compendio de artículos que componen esta tesis y figuran en el anexo II. Una vez que las observaciones de campo han sido corregidas de todos los efectos conocidos y/o modelables, lo que nos queda son un conjunto de valores discretos que constituyen unos valores residuales denominados anomalías completas de Bouguer. Dichas anomalías representan el efecto gravitatorio generado por los contrastes de densidad del subsuelo que no se adaptan de los modelos utilizados en cada punto de observación. Estos contrastes de densidad, lo son respecto a una densidad de referencia que representa la densidad media del subsuelo que estamos estudiando.

## Capítulo 2: Resultados

---

Para obtener dicho valor lo hemos hecho a partir de la aplicación del método de Nettleton, (1939). Este método, empleado comúnmente en gravimetría, postula que la densidad media que mejor representa el subsuelo, viene determinada por una correlación mínima entre la topografía y la anomalía de Bouguer. Al ser nuestras áreas de estudio las zonas de rift, lo que buscamos es una mejor definición de los contrastes allí, por lo que hemos aplicado el método de Nettleton en dichas áreas, obteniendo valores de densidad en torno a 2500 kg/m<sup>3</sup> en ambas islas. Estudios anteriores, como el de Gottsmann et al., (2008) para Tenerife, más centrado en la zona de Las Cañadas, empleaban valores medios más pequeños, en torno a 2200 kg/m<sup>3</sup>, por lo que mientras los contrastes de la zona central se definían mejor, los de las áreas de los rift tenían menos resolución.

La representación de las anomalías de Bouguer se suele realizar a través de mapas con el objetivo de obtener una visualización continua sobre el terreno. Al ser nuestros datos discretos, se hace necesario elegir una metodología de interpolación lo más realista posible. En este caso hemos elegido uno de los métodos geoestadísticos de interpolación más utilizado denominado «método de kriging» (Olea, 1999).

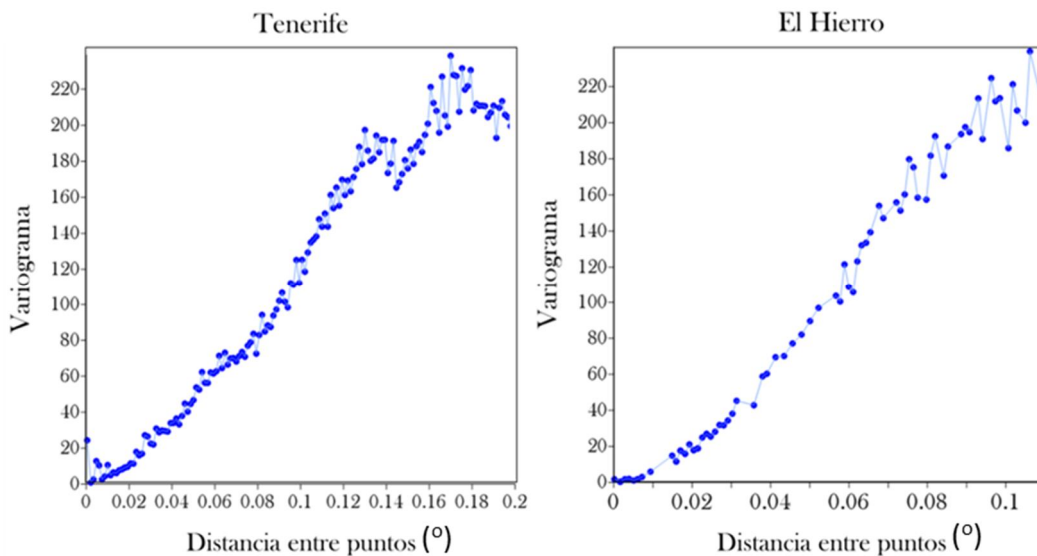
La obtención de valores interpolados a través del método de kriging, se establece a través un proceso de tratamiento de los datos, que utiliza como información el tipo de relación matemática entre los puntos medidos (autocorrelación). El valor de cada nuevo punto, se obtiene mediante una combinación lineal de los valores de las anomalías con un parámetro de ponderación (ecuación 2.4). Esta ponderación se establece a través del estudio de las relaciones espaciales entre el conjunto de datos de entrada. De este modo se define una función denominada «variograma», a través del cual se puede analizar el comportamiento espacial de una variable sobre un área definida, reflejando éste la distancia máxima de influencia de cada punto y la forma en que cada punto tiene influencia sobre otro punto a diferentes distancias. Así, para la anomalía de Bouguer interpolada para un punto  $x_0$  vendrá determinada por la expresión (2.4).

$$g_B(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i g_B(x_i) \quad (2.4)$$



Donde  $g_B(x_i)$  representa el valor obtenido de la  $i$ -observación de nuestra muestra,  $\lambda_i$  es un valor de ponderación que se le asigna a cada uno de los valores. Este factor, se obtiene a través de la función a la que ajustemos nuestro variograma,  $g_B(x_0)$  corresponde al valor interpolado en la posición  $x_0$ .  $N$  es la cantidad de observaciones de las que disponemos.

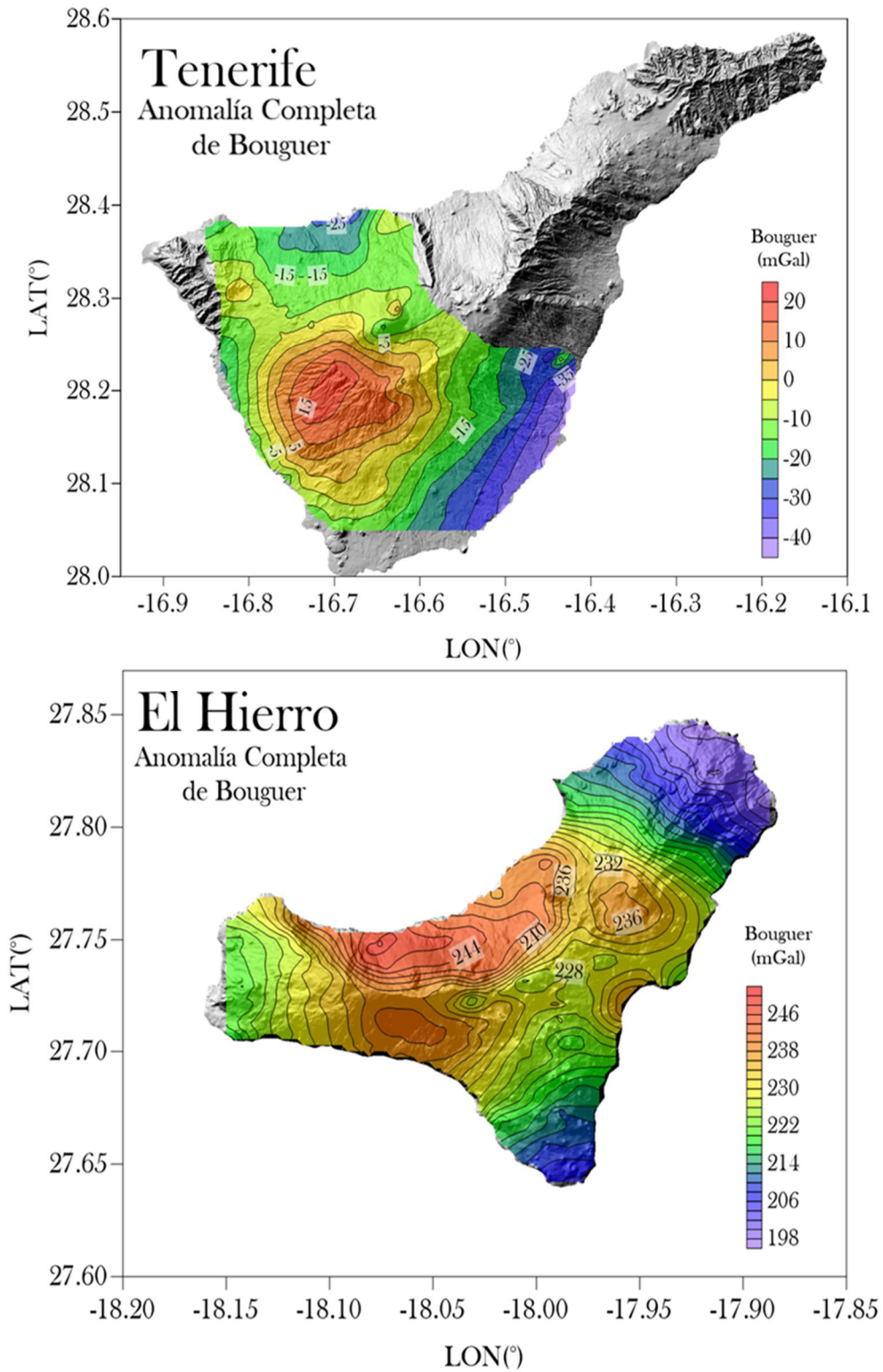
Los variogramas que hemos obtenidos para las anomalías de Bouguer de las dos islas tratadas en este estudio, se representan a continuación en la figura 2.14:



**Figura 2.14.** Variogramas obtenidos para los datos de Tenerife y de El Hierro. Se observa un comportamiento aproximadamente lineal para distancias pequeñas.

Este variograma, se introduce como parámetro en el krigado, y con ello obtenemos un mallado con un tamaño de celda tan pequeño como necesitemos.

Como resultado final tenemos los mapas de anomalías completas de Bouguer representados en la figura 2.15. Los resultados son similares a los publicados previamente (MacFarlane y Ridley (1968); Ablay y Kearey (2000); Araña et al. (2000); Montesinos et al., (2006); Gottsmann et al. (2008)). El rango de las anomalías de Bouguer es muy amplio, lo que no nos permite separar visualmente nuevas anomalías.



**Figura 2.15.** Mapas de anomalías completas de Bouguer de Tenerife y de El Hierro. En el caso de Tenerife se eliminó la tendencia regional de acuerdo a Gottsmann et al. 2008, mientras que el en caso de El Hierro se hará con algoritmo de inversión.

### 2.6 Resultados de la inversión gravimétrica.

Los resultados obtenidos a través de la aplicación del algoritmo genético de inversión nos proporcionan modelos estructurales del subsuelo. Éstos, se describen mediante una composición de cuerpos cuya atracción gravitatoria combinada, es la que mejor se ajusta a la distribución de anomalías de Bouguer que hemos calculado. Cada uno de estos cuerpos o «fuentes anómalas» se concretan a través de un contraste de densidad con una forma y dimensiones determinadas. El algoritmo empleado además, permite introducir valores de inicio en el modelo en zonas donde se tenga información previa que provenga de modelos previos, información de sondeos, datos de galerías o de otros métodos geofísicos.

El problema inverso en geofísica es complicado. La combinación de fuentes capaces de producir la misma anomalía no es única. El número de soluciones al problema se irá reduciendo a medida que se introducen condiciones de contorno. Es por ello, que en el algoritmo de inversión se introducen unos parámetros de entrada, que tratan de acercar el problema hacia una solución lo más concreta y realista posible. Así, se establecen parámetros tales como:

(1) La geometría del volumen en el que queremos sondear cuerpos anómalos. Las anomalías observadas dependen fundamentalmente del subsuelo existente por debajo de la zona de estudio, ya que la contribución gravimétrica máxima depende de la componente vertical de la gravedad. Es por ello que, el área sobre el que extendamos nuestro cálculo no debe ir mucho más allá del área donde se han realizado observaciones. Tendremos que definir tanto una profundidad máxima, como las dimensiones espaciales para la búsqueda de estructuras.

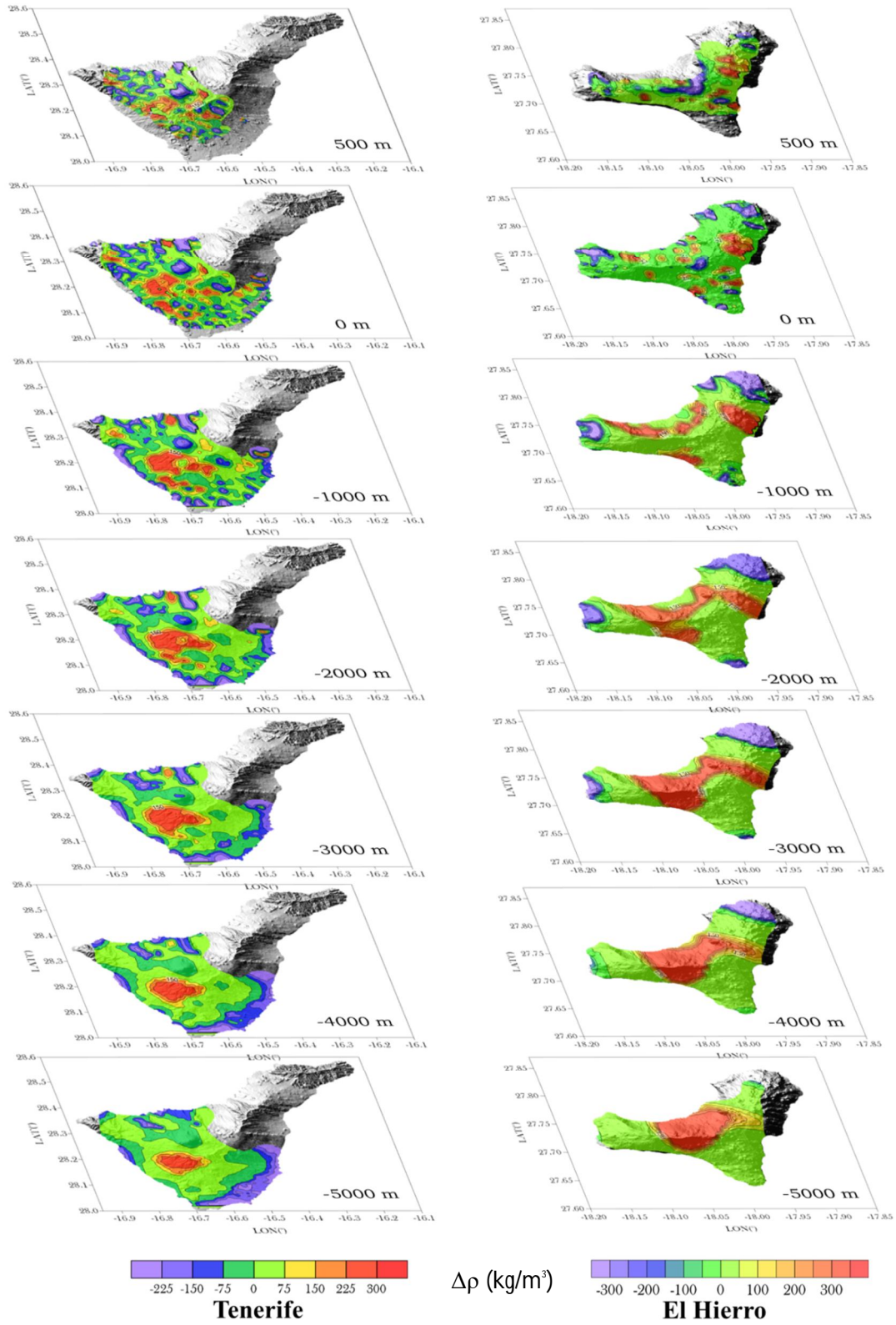
Dado que el volumen sondeado se dividirá en celdas prismáticas, hay que definir un tamaño máximo de celda. Además, a cada una de estas celdas se le asignará una densidad media, originalmente común a todas, salvo que se tenga información previa. El tamaño de las celdas más grandes irá asociado a las partes más profundas del modelo, donde no es posible obtener gran resolución y separar de manera clara los distintos cuerpos.

(2) El parámetro más importante a la hora de disminuir el número de soluciones del algoritmo, es el rango de variabilidad máximo de la densidad, en el que permitiremos al algoritmo hacer cálculos. Esta información suele venir determinada a priori por otras técnicas, pero en el caso de no disponer de dicha información se ensayará ejecutando el algoritmo con varios rangos de prueba. De todas estas pruebas, nos quedamos con aquellas, que, por un lado muestren variaciones lógicas y por otro proporcionen un mejor ajuste de las anomalías observadas. Al final unas variaciones del orden de  $\pm 300 \text{ kg/m}^3$ , son las que nos ofrecen mejores resultados.

(3) Es aconsejable además eliminar la tendencia regional de la gravedad si esta es conocida, ya que normalmente esta parte de la señal nos está dando información sobre las partes más profundas del subsuelo, que no es lo que estamos buscando en esta ocasión. En el caso de Tenerife, disponíamos de información previa a este respecto y eliminamos dicha tendencia de acuerdo al valor propuesto en Gottsmann et al., (2008) ( $0.27 \pm 0.03 \text{ mGal/km}$ ). En el caso de El Hierro, hemos dejado que sea el propio algoritmo de inversión el que calcule el plano que mejor se ajusta a nuestras observaciones.

(4) Finalmente, el algoritmo hace uso de parámetros matemáticamente definidos y que representan la probabilidad de mutación, cruce y el factor de suavizado de los que hablamos en el capítulo anterior. Se trata de valores matemáticos que tienden a refinar la solución obtenida, ajustando en cada iteración, el modelo a los valores de las anomalías obtenidos.

Los parámetros empleados en cada isla se encuentran definidos en los artículos que se adjuntan en el Anexo I, por lo que aquí sólo expondremos el resultado de la aplicación del algoritmo a modo de resumen de resultados finales (Figura 2.16). Mostramos un conjunto de cortes horizontales del modelo obtenido del subsuelo a diferentes profundidades.



**Figura 2.16.** Distintos cortes del subsuelo de las islas de Tenerife y El Hierro a distintas profundidades, hasta el nivel de 5km por debajo del nivel del mar.

# 3

## 3.- DISCUSIÓN

Parece razonable pensar que las estructuras de rift que observamos en superficie, caracterizadas por elevaciones de terreno en torno a las cuales se distribuyen multitud de conos y fisuras volcánicas, deberían tener un enlace directo con el material magmático del manto. Se puede pensar que el ascenso del magma se realiza de manera directa a través de fracturas enraizadas profundamente que facilitan el ascenso vertical del magma, o bien a base de una combinación de trayectorias verticales y horizontales. De ser así, también es entendible que si los sistemas de rift son las estructuras que manejan de manera preferente la distribución del volcanismo que observamos en superficie, el subsuelo bajo las mismas debería mostrar características relacionadas con el paso y almacenamiento del magma. De este modo, la alta actividad intrusiva sufrida bajo estos sistemas a lo largo de miles y millones de años, debería dejar algún tipo de huella, a modo de cuerpos bajo el subsuelo caracterizados por diferentes parámetros físicos que indiquen la acumulación de material emplazado y cristalizado, como pueden ser estructuras de alta densidad. A partir de esta hipótesis y partiendo de modelos estructurales basados en contrastes de densidad del subsuelo obtenidos a partir de observaciones de gravedad, discutimos en este apartado los distintos argumentos a favor y en contra de los sistemas de triple rift propuestos y asumidos por muchos autores para las islas de Tenerife y El Hierro.

Cada uno de los artículos que figuran en el Anexo I de este manuscrito, presenta la discusión particularizada en cada isla. En esta sección pretendemos ofrecer una visión más general del problema planteado a través de los resultados

que hemos obtenido. Para ofrecer una mayor claridad en la discusión de cada resultado, hemos dividido dicha discusión en diferentes apartados.

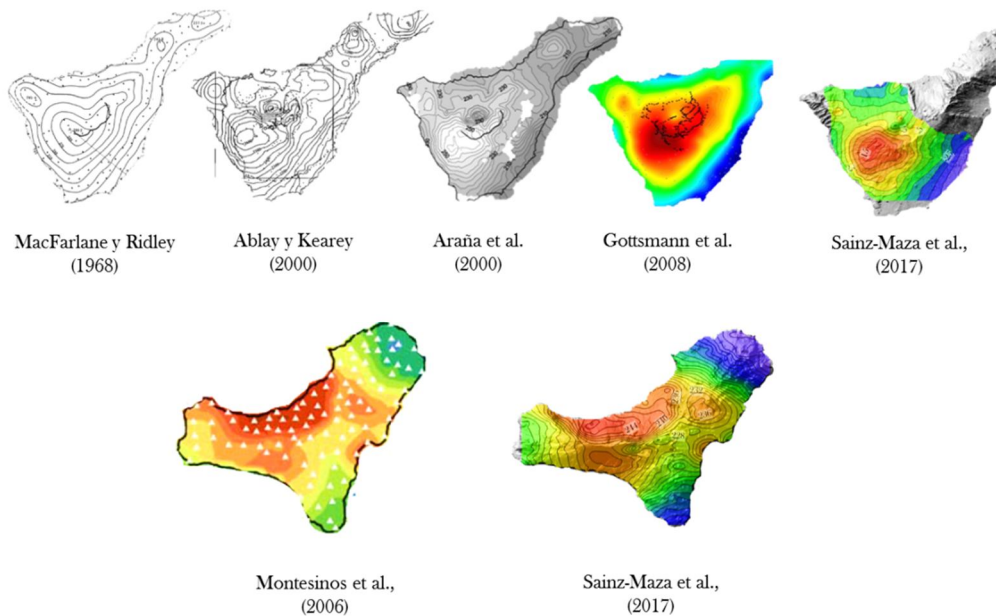
### 3.1 Anomalías de Bouguer

Ya se comentó en el apartado de resultados, que los nuevos mapas de anomalía de Bouguer, no presentan grandes diferencias respecto a los presentados en los trabajos previos ya publicados (MacFarlane y Ridley (1968); Ablay y Kearey (2000); Araña et al. (2000); Montesinos et al., (2006); Gottsmann et al. (2008))(Figura 3.1). Este es un hecho esperable dado que rango de valores en el que se mueven las anomalías de Bouguer es muy amplio en el caso de las dos islas (Aproximadamente 100 mGal en Tenerife y unos 50 mGal en El Hierro), las variaciones máximas que observamos entre el nuevo mapa y los anteriores, una vez eliminada la tendencia regional, oscilan en torno a  $\pm 3$  mGal, oscilaciones probablemente debidas a la diferencia en la corrección topográfica empleada. De este modo, visualmente sólo podemos distinguir los grandes contrastes de anomalía, dominados por la fuerte anomalía que domina al suroeste de Las Cañadas en Tenerife, y en la parte centro-oeste de El Hierro.

Estos altos de valores de anomalía de Bouguer, que dominan visualmente el mapa, captando la atención, deben ser el reflejo de grandes estructuras masivas y/o de alta densidad bajo ambas islas. Más allá del tipo de material que haya sido emplazado y cristalizado por debajo de esta área, dicha anomalía parece estar indicando que esta es o debió de ser una de las zonas de intrusión preferencial. De este modo, estas partes centrales podrían constituir los núcleos centrales en torno a los cuales ambas islas iniciaron su crecimiento.

Por otro lado, parece que las áreas asociadas a las anomalías de Bouguer más elevadas presentan cierto grado de correlación con la sismicidad que se ha producido en ambas islas en los últimos años. Así por ejemplo, en la Figura 3.2a podemos observar como durante la crisis sísmica de 2004 en Tenerife (Pérez et al. 2005; García et al. 2006; Gottsmann et al. 2006; Almendros et al. 2007; Martí et al. 2009; Cerdeña et al. 2011), los epicentros de una de las dos principales familias de eventos sísmicos (Cerdeña et al., 2011) se sitúan sobre el área correspondiente a la

máxima anomalía de Bouguer. Mientras que el grupo de eventos correspondiente a la parte más al norte se sitúan en el borde de dicha anomalía. En la misma figura, aparece otro ejemplo correspondiente a la corta crisis sísmica ocurrida en 2016 ([www.ign.es](http://www.ign.es)). Vemos que la sismicidad vuelve a concentrarse en esta área. De un modo análogo, durante las etapas previas a la erupción de El Hierro en 2011 (López et al., 2012; Martí et al., 2013; Cerdeña et al., 2013), la mayor parte de los epicentros se sitúan de un modo similar al caso anterior, a lo largo del área de máxima anomalía de Bouguer (Figura 3.2b). Parece lógico pensar, que los elementos del subsuelo que generan estas anomalías estén indicando la presencia de cuerpos de alta densidad, cuyos límites estructurales obstaculicen el ascenso del magma generando la sismicidad observada.

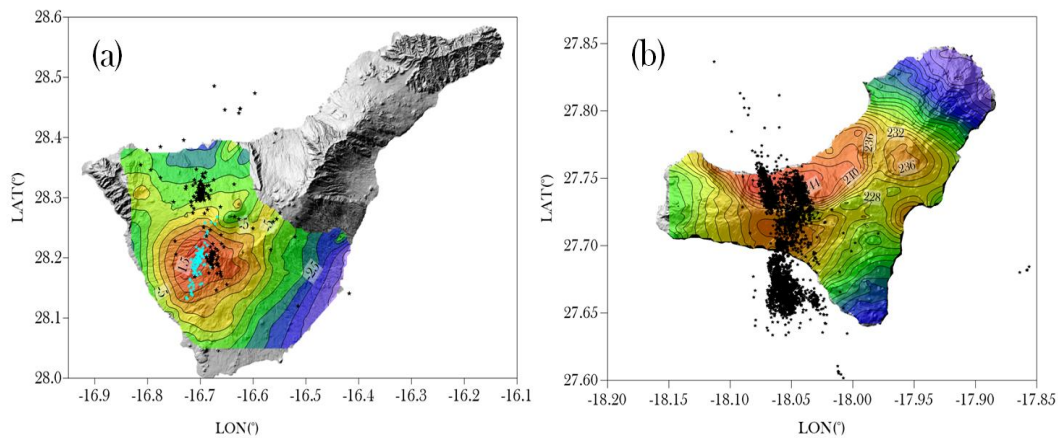


**Figura 3.1.** Diferentes mapas de anomalías de Bouguer de Tenerife y El Hierro comparados con los mapas obtenidos a través de este trabajo. Se observa como la parte central de ambas islas se encuentra dominada por una alta anomalía de Bouguer.

Respecto a las zonas de rift, los mapas de anomalía de Bouguer no proporcionan mucha información al respecto, no se deduce de estos mapas que las anomalías de Bouguer sigan los alineamientos volcánicos que representan los rifts en superficie. En Tenerife, sin llegar a identificarse de manera categórica, parecen



observarse de forma sutil, una tendencia de la forma de la alta anomalía de Bouguer a extenderse en direcciones noreste y noroeste.

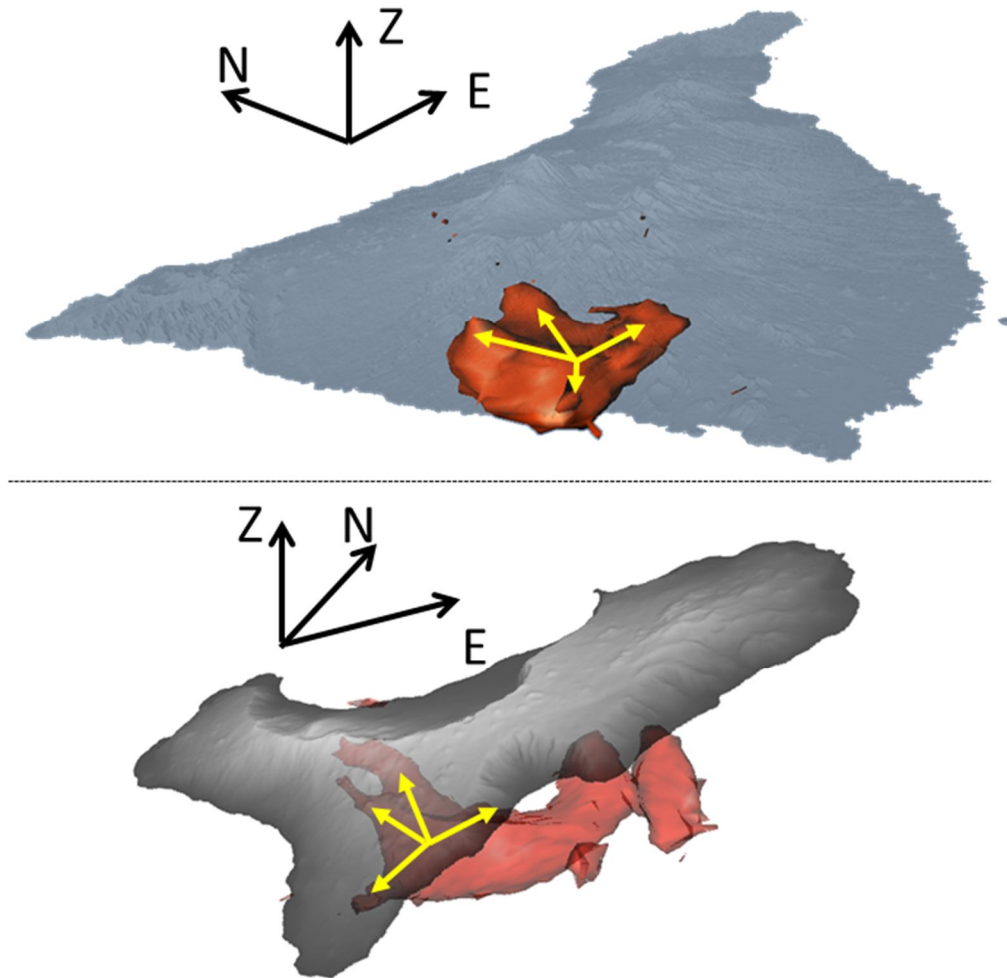


**Figura 3.2.** Mapa de la sismicidad comparada con las anomalías gravimétricas. Los puntos negros marcan que los epicentros de 2004-2005 en Tenerife y 2011 en El Hierro están sacados de Domínguez et al., 2011 y Domínguez et al., 2013. En azul claro están marcados los epicentros correspondientes a la sismicidad de 2016 ([www. ign.es](http://www.ign.es)).

## 3.2 Modelos estructurales

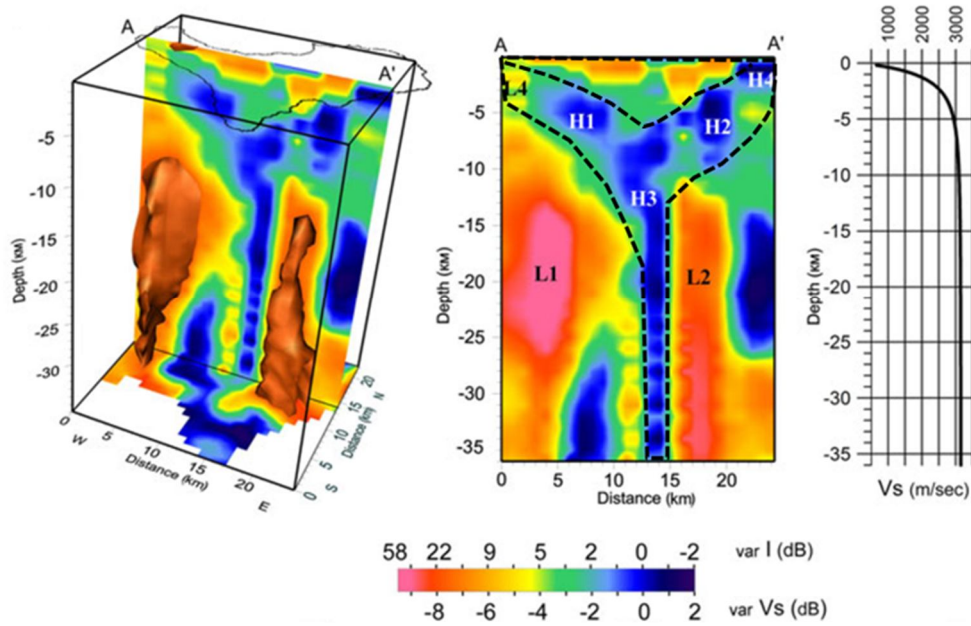
Los nuevos modelos obtenidos a través del algoritmo de inversión genética que hemos empleado, revalidan las estructuras principales ya conocidas en Tenerife y en El Hierro. Estos nuevos resultados, además, nos han ayudado a obtener una mejor definición de las partes más superficiales de las estructuras inferidas en trabajos previos, permitiéndonos modelar el papel de los sistemas de rift dentro de los respectivos sistemas volcánicos.

Respecto a las estructuras que parecen ser causantes de las elevadas anomalías de Bouguer, el algoritmo de inversión modela una especie de núcleo central de alta densidad con diversas ramificaciones a medida que la estructura asciende hacia la superficie. Interpretamos que las altas densidades, sugieren áreas de la corteza terrestre, a través de las cuales el magma ha ascendido de manera preferencial, acumulándose y cristalizando a lo largo de miles y millones de años (Figura 3.3).



**Figura 3.3.** Estructuras centrales de alta densidad bajo el subsuelo de las islas de Tenerife y el Hierro. Se ve como la estructura se va extendiendo en distintas direcciones a medida alcanza áreas más superficiales de la corteza.

Hasta donde llegan nuestros modelos (unos 5 km por debajo del nivel del mar), parece que las partes más profundas de estas estructuras, adoptan una especie de forma de embudo que se va estrechando a medida que progresamos hacia el interior de la corteza. Esta morfología, que es mucho más evidente en El Hierro, podría ser consecuencia de la pérdida de resolución en profundidad del método de inversión, pero dicha descripción se adapta a los resultados obtenidos a través de los sondeos microsísmicos (Figura 3.4), los cuales, corroboran este tipo de morfología bajo la zona de El Golfo (Gorbatikov et al ., 2013).

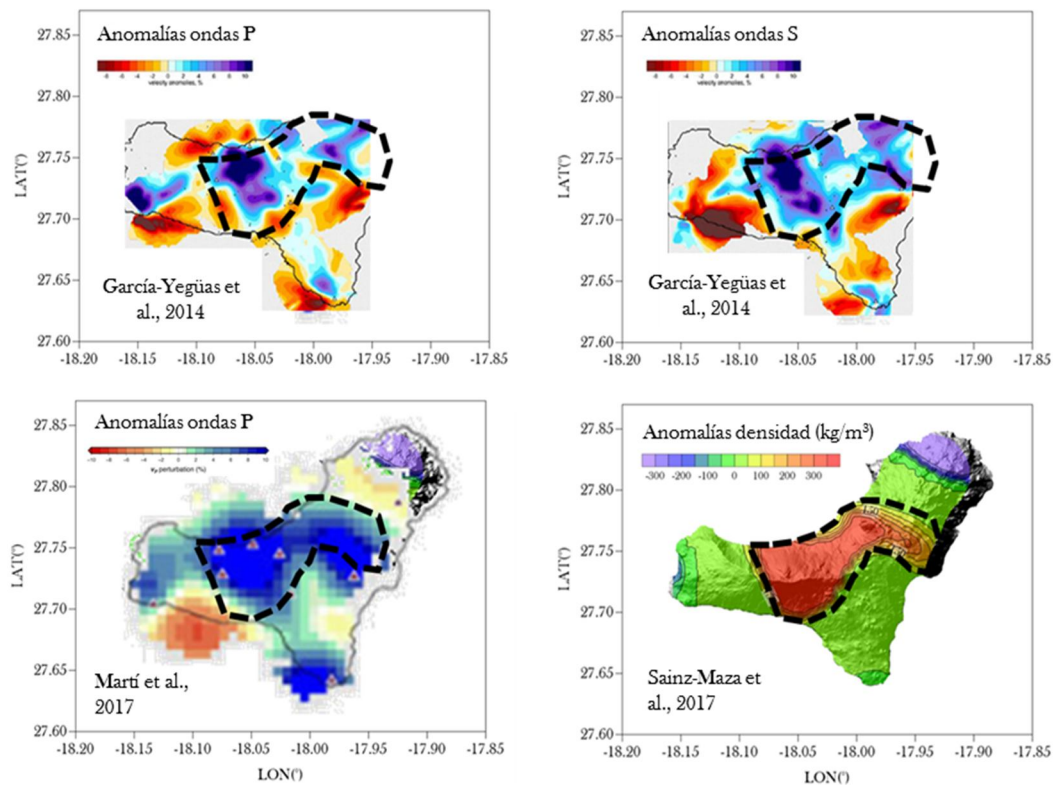


**Figura 3.4.** Estructura en forma de embudo en la parte central de la isla. Gorbatikov et al., 2013.

Por otro lado, los resultados de las tomografías sísmicas llevadas a cabo en El Hierro, y expuestas en García-Yegüas et al., 2014 y Martí et al., 2017, así como la tomografía sísmica correspondiente a Tenerife (García-Yegüas et al. 2012, Prudencio et al., 2015) muestran una fuerte correlación morfológica con las grandes estructuras anómalas de nuestros resultados. Si nos fijamos en los distintos cortes en profundidad en los que coinciden los diferentes trabajos, las estructuras de alta densidad que hemos determinado por medio de este nuevo estudio, son coincidentes con áreas de la corteza en las que encontramos fuertes anomalías de velocidad en la propagación de las ondas sísmicas P y S. En la figura 3.5, podemos observar las coincidencias morfológicas para los cortes a 4 km de profundidad bajo el nivel del mar, en el caso de El Hierro, entre los modelos de tomografía citados y el corte correspondiente a los contrastes de densidad.

Por su parte, en la figura 3.6, se representa el mismo tipo de relación para la isla de Tenerife. Aquí, encontramos muy buena correlación entre modelos para una profundidad de 1 km bajo el nivel del mar, pero el ajuste no es tan claro para el corte que representa los 4 km bajo el nivel del mar. Lo que se puede observar es que mientras el modelo de densidades presenta un cambio más que evidente entre

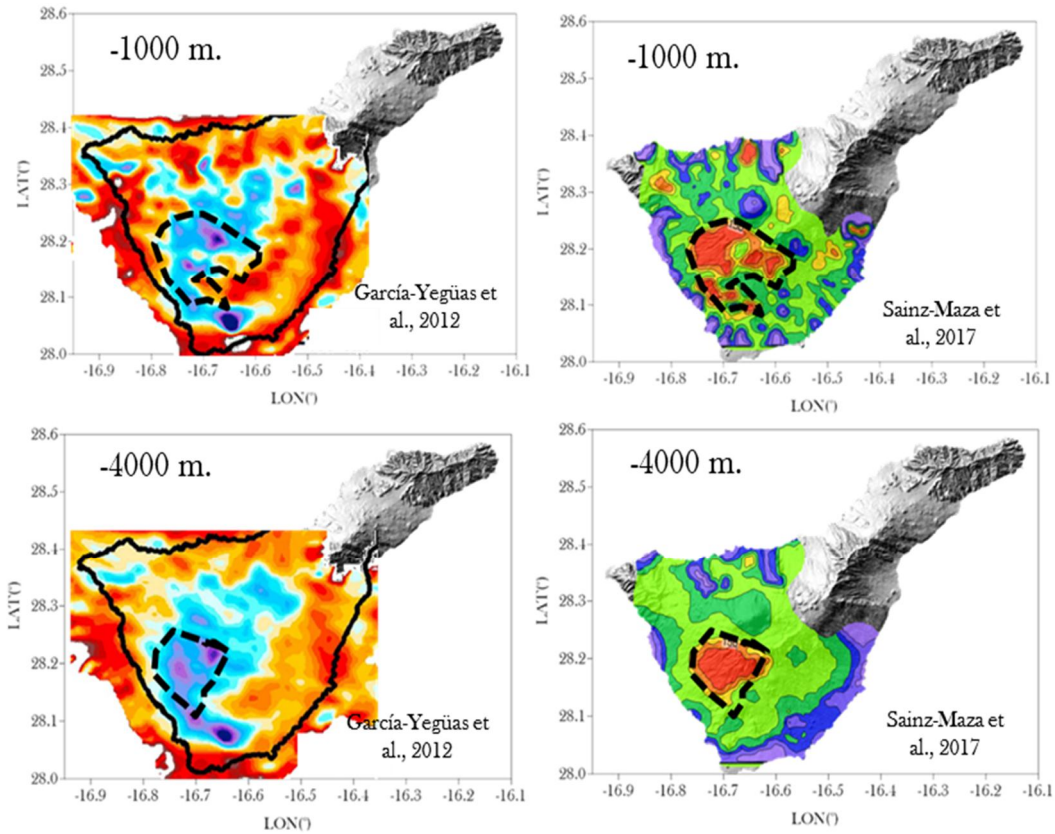
1 y 4 km, el modelo desarrollado a través de la tomografía no muestra cambios significativos en estos 3 km de diferencia.



**Figura 3.5.** Estructura a 4 km bajo el nivel del mar, obtenido mediante distintas tomografías sísmicas y por el método de inversión gravimétrica.

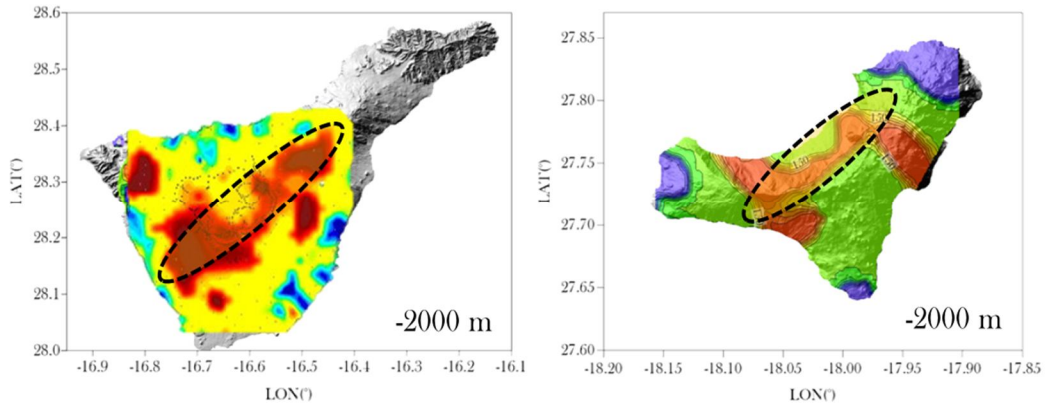
Respecto a las características estructurales que el modelo tridimensional de densidades ofrece bajo los sistemas de rift, se detecta una falta más que evidente de alineación de los distintos cuerpos encontrados a lo largo de al menos dos de las tres direcciones que se suelen aceptar para los sistemas en superficie. Se observa una tendencia de las estructuras de alta densidad a alargarse hacia la dirección suroeste-noreste en ambas islas, que se corresponde con los rift noreste de las dos islas y con la dirección que correspondería al modelo de fractura propagante del Atlas (Anguita y Hernán, 2000). Para ver más en detalle esta dirección en Tenerife, tenemos que recurrir al modelo de Gottsmann et al., (2008), debido a que en nuestro trabajo no se hizo un análisis de la dorsal noreste de la isla, donde este efecto parece más evidente (Ver figura 3.7). Aquí esta tendencia, se manifiesta en forma de una extensión de la estructura central de alta densidad siguiendo esta dirección. Por su parte, en El Hierro, según el modelo que hemos obtenido a través de este trabajo, podemos observar que esta dirección muestra signos de ser

la dirección preferencial de intrusión bajo la parte emergida de la isla, en el sentido de concentrar un alineamiento preferencial de las estructuras de alta densidad bajo la isla.

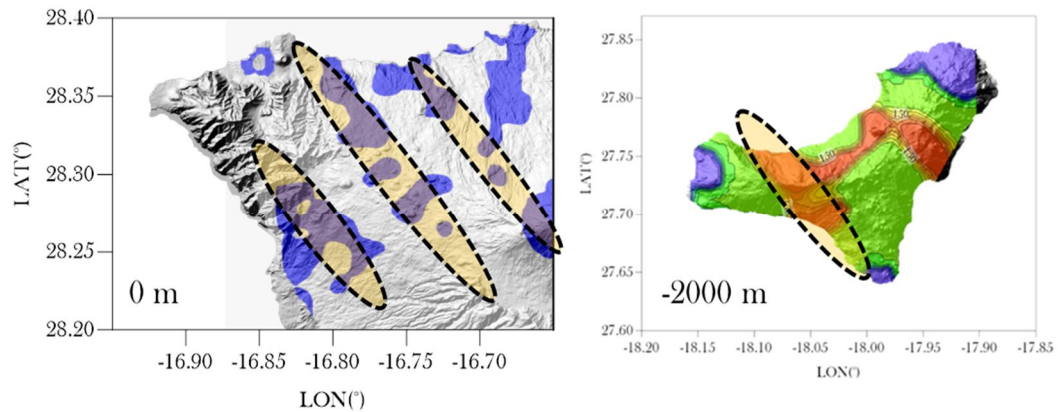


**Figura 3.6.** Comparación de la estructura a 1 y 4 km bajo el nivel del mar obtenidas por medio de la tomografía sísmica y por el método de inversión gravimétrica.

Otra de las direcciones en las que se observa una tendencia estructural, es la dirección nornoroeste-sursureste. Mientras que en Tenerife esta dirección parece más evidente en la parte noroccidental de la isla, en El Hierro aparece como una de las direcciones de principal extensión del cuerpo central de alta densidad. En la figura 3.8 se muestra esta tendencia a través de la representación sobre la parte noroeste de la isla, de las estructuras de baja densidad obtenidas.



**Figura 3.7.** Cortes del modelo tridimensional de densidades a 2 km bajo el nivel del mar de Tenerife (Gottsmann et al., 2008) y El Hierro (Sainz-Maza et al., 2017). Se observa una tendencia principal de las estructuras de alta densidad a alinearse según la dirección suroeste-noreste.



**Figura 3.8** Cortes en profundidad de Tenerife y El Hierro en los que se observan estructuras o cuerpos alineados con tendencia nornoroeste-sursureste.

De acuerdo con el modelo del campo de esfuerzos correspondiente a Canarias de Geyer et al., (2016) (Figura 3.9), esta orientación es coincidente con la dirección de actuación de los máximos esfuerzos compresivos. Por su parte, la dirección suroeste-noreste antes mencionada, se corresponde con la de mínimo esfuerzo compresivo. Por tanto, parece existir una correlación de las estructuras que encontramos en las partes más someras del subsuelo, con las direcciones que corresponden a la tectónica regional presente en las Canarias. (Geyer y Martí, 2010; Geyer et al. 2016).

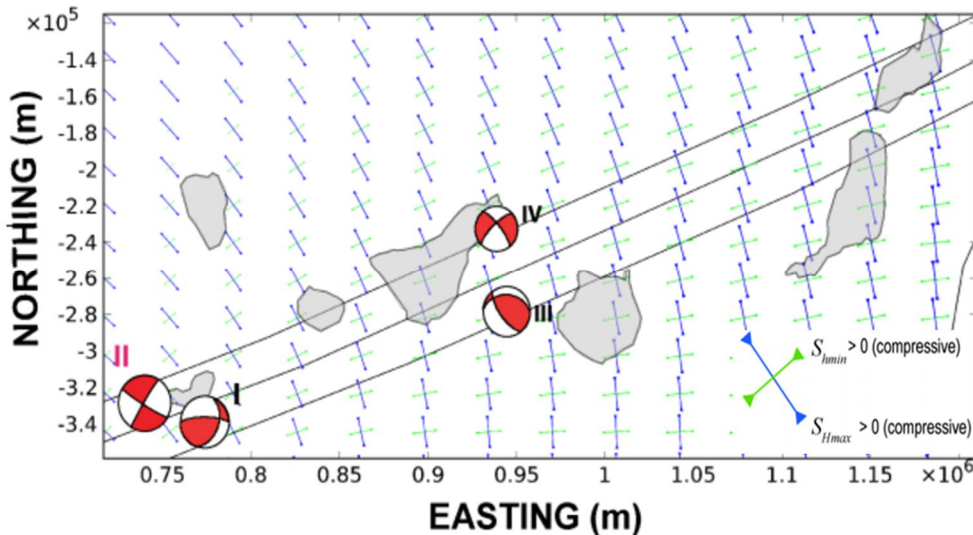


Figura 3.9 Campo de esfuerzos regionales en Canarias (Geyer et al. 2016).

### 3.3 Profundidad de los sistemas de rift

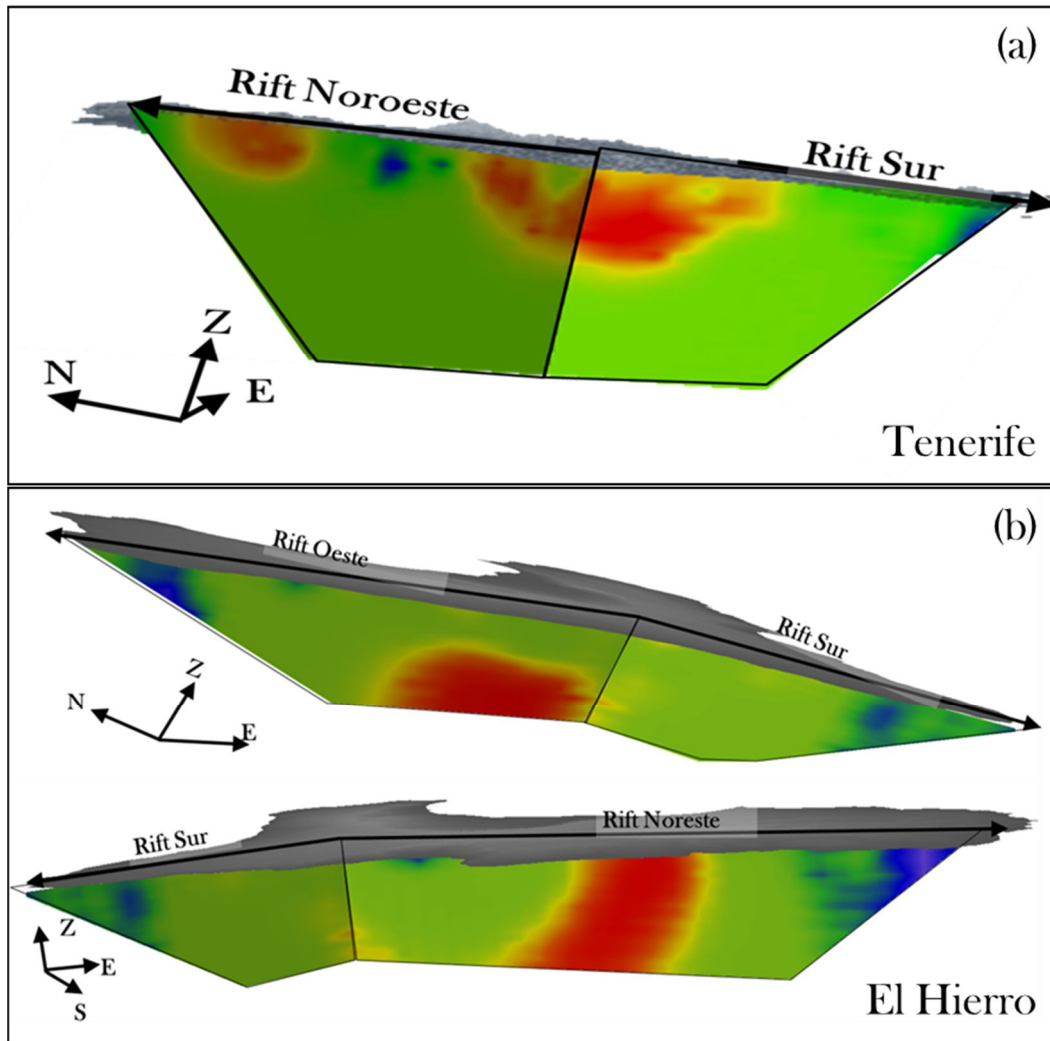
Uno de los primeros objetivos planteados al inicio de esta tesis era el de poder distinguir la extensión en profundidad de los sistemas de rift. De acuerdo con los modelos tridimensionales de contrastes de densidad que hemos obtenido para Tenerife y El Hierro, las tres alineaciones superficiales correspondientes a los supuestos sistemas de rift, no se encuentran respaldadas de un modo evidente por contrastes de densidad del subsuelo, que se organicen siguiendo las mismas orientaciones. Los distintos cortes verticales que mostramos en la Figura 3.10, no muestran la existencia de características estructurales que pudieran servir de enlace entre las partes profundas y la superficie a lo largo de las alineaciones que definen los rift. Por otro lado, parece que las zonas centrales de ambas islas, caracterizadas por altos contrastes de densidad, sí pudieran presentar ciertos rasgos en forma de ramificaciones, orientadas hacia las zonas de dorsal pero sin llegar a alcanzar las zonas superficiales, que pudieran actuar de canalizadores del magma hacia la superficie, siendo este hecho más evidente en Tenerife (Figura 3.10a).

La figura 3.10a muestra las secciones verticales de los contrastes de densidad bajo los Rift de Santiago y bajo la parte sur de Tenerife, siguiendo la alineación propuesta como rift por algunos autores (Carracedo, 1994; Carracedo, 1996; Walter, 2003). Se puede distinguir la ausencia de significativos contrastes de

densidad bajo las zonas situadas inmediatamente por debajo de las zonas de dorsal. Sería esperable que si estas zonas correspondieran con áreas del subsuelo utilizadas por el magma para ascender de manera preferencial durante millones de años, mostrarán contrastes de densidad elevados respecto al entorno. Por otro lado, sí que se observa una aparente extensión de la estructura central de alta densidad hacia estas áreas, como ya hemos señalado anteriormente. Bajo el rift de Santiago se aprecia un pequeño contraste negativo de densidad que parece corresponder a un cuerpo poco enraizado (Figura 3.10a). Según Gottsmann et al., (2008) este cuerpo de baja densidad puede ser interpretado como una zona sometida a un control estructural profundo como pudiera ser una falla, por ser esta zona preferencial para el ascenso de diques, o bien podría ser el efecto causado por la existencia de un sistema hidrotermal. Según dicho estudio, otra de las posibles interpretaciones es la posible migración de fluidos hidrotermales, lo que se manifestaría en forma de creación de espacios con menos densidad de material. Según nuestro modelo tridimensional, esta anomalía se encuentra encuadrada dentro de una de las agrupaciones de cuerpos de baja densidad que se alternan a lo largo de la dirección nornoroeste-sursureste (figura 3.8). De acuerdo a esta configuración, es razonable pensar que pudiera tratarse de un conjunto de fracturas provocadas por la tectónica regional compresiva de la zona (Geyer et al., 2016). Este hecho no es incompatible con que dichas fracturas albergaran parte de un sistema hidrotermal.

Para el caso de El Hierro, mostramos en la figura 3.10b los contrastes de densidad bajo sus respectivas áreas de rift. En este caso, es más evidente la ausencia de estructuras bajo las zonas de dorsal, salvo en el rift noreste, donde parece definirse de manera clara una extensión del cuerpo central de alta densidad hacia el área de Tiñor (Sainz-Maza et al., 2017). Por otro lado, bajo la dorsal oeste de la isla se observa que una parte del núcleo central de alta densidad se extiende hacia el oeste. No se observa en este caso que esta estructura tenga ningún tipo de ramificación vertical siguiendo la alineación de la dorsal como sería esperable en el caso de tratarse de una zona de ascenso preferencial. Visualmente es significativa la falta de contrastes de densidad observada a lo largo del perfil vertical que corta el rift sur de la isla.



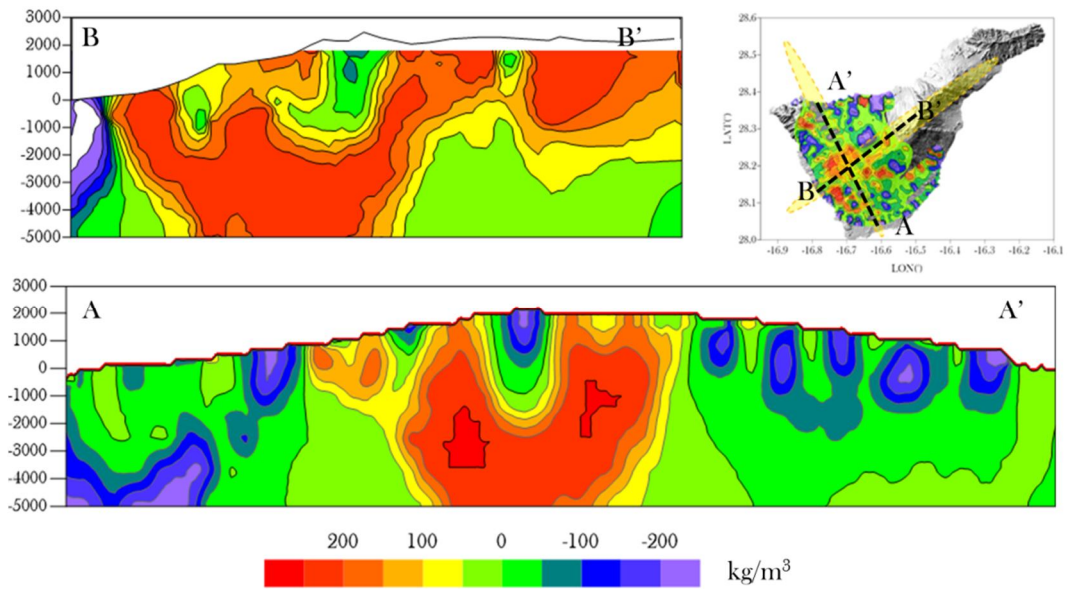


**Figura 3.10.** (a) Perfiles verticales bajo las alineaciones volcánicas de la dorsal noroeste y el campo basáltico monogenético del sur de Tenerife. En rojo, se representan los altos contrastes de densidad y en azul, los contrastes bajos. (b) Representación bajo las áreas de rift de El Hierro, donde salvo para la dorsal noreste, no se observan claramente estructuras que pudieran indicar un ascenso preferente del magma hacia la superficie.

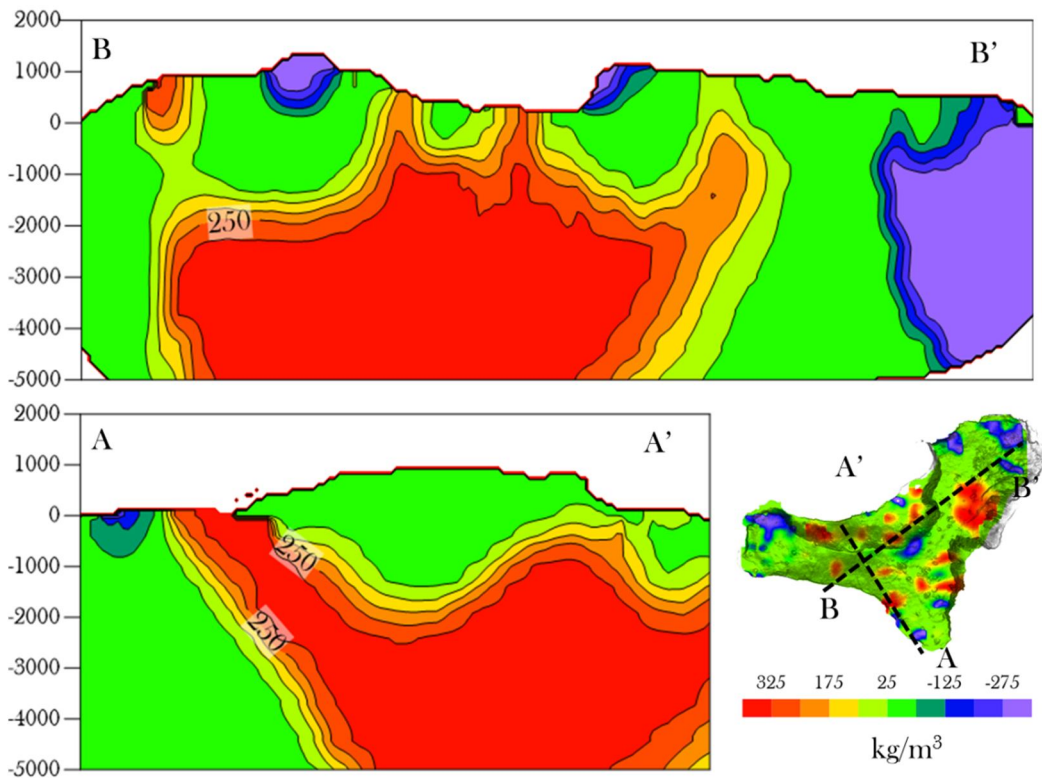
Por lo tanto, los nuevos resultados obtenidos a través de los nuevos modelos tridimensionales de densidad del subsuelo, no respaldan un enraizamiento profundo de las áreas de rift. No se observan estructuras que pudieran servir de vía de enlace vertical del magma profundo con la superficie, y que muestren la preferencia de dicho magma a utilizar estos caminos. Por el contrario, se observan otras alineaciones que concentran los contrastes positivos de densidad, los cuales interpretamos como zonas de ascenso preferencial de magma. Las alineaciones en las que se ordenan estas zonas, sugerirían un control tectónico regional en las partes intermedias del sistema (hasta unos 2km por debajo del nivel del mar), siguiendo

## Capítulo 3: Discusión

las orientaciones nornoroeste-sursureste en un caso y suroeste-noreste en otro (Figura 3.11 y 3.12).



**Figura 3.11.** Perfiles verticales en Tenerife según las alineaciones tectónicas.



**Figura 3.12.** Perfiles verticales en El Hierro según las alineaciones tectónicas.

A partir de los resultados obtenidos, proponemos que la mayor parte del magma en estas islas, incluido el emitido por las dorsales, se genera bajo las estructuras de alta densidad que ocupan las partes centrales de las islas. Durante las primeras etapas de construcción no habría impedimento para el ascenso vertical del magma y se iría formando el escudo basáltico. A medida que esta estructura crecía, la carga gravitatoria del edificio en construcción iría aumentando progresivamente. De este modo, aumentaría la dificultad para que el magma alcanzara la superficie verticalmente a través de estas zonas y a su vez se iría formando un núcleo grande y denso. Una vez que este núcleo es suficientemente denso, actuaría a modo de barrera, dificultando el ascenso del magma. Esto obligaría al magma a buscar otros caminos para ascender, que se encontrarían a través de los distintos sistemas de fractura regionales (Geyer et al., 2016). De este modo, las islas empiezan a crecer hacia los laterales del núcleo central, donde se formarían nuevos edificios, como serían Tiñor en El Hierro y Teno y Anaga en Tenerife. A partir de este momento, a las zonas de debilidad generadas por la tectónica regional, se suman la aparición de nuevas áreas de debilidad que facilitan las salidas de magma como consecuencia de procesos superficiales (Walter, 2003, Münn et al., 2006). Estas áreas de debilidad, se convertirían en los nuevos conductos de alimentación que definirían los sistemas de rift que observamos en superficie. Estos, actuarían como canales superficiales, a través de los cuales se facilitaría la migración lateral de magma en las áreas más someras. Además, estas zonas actuarían como áreas de preferencia para el emplazamiento de diques procedentes de reservorios de magma secundarios muy superficiales. Trabajos recientes basados en técnicas de anisotropía de susceptibilidad magnética de rocas, concuerdan con este modelo. Los resultados de estas investigaciones, apuntan a que los caminos seguidos por los diques en las áreas de rift son bastante más complejos de los que se pensaba y que es usual encontrar que el magma utiliza movimientos laterales para alimentar la partes más superficiales de estos sistemas volcánicos, pudiendo de este modo, producirse erupciones en zonas alejadas lateralmente de los sistemas de alimentación (Soriano et al., 2008, Delcamp et al., 2015).

Finalmente, la interpretación en cuanto al funcionamiento de los rift en estas dos islas, es coincidente con la correspondiente a otras zonas de rift en islas volcánicas oceánicas como Hawaii (Ryan, 1988) o La Reunión (Michon et al.,

2015). Por tanto, nuestros resultados apuntan a que las zonas de rift tanto en Tenerife como en El Hierro, no se formaron como consecuencia del empuje ascensional del magma desde el manto, lo cual se manifestaría en forma de sistemas de alimentación profundos (Carracedo, 1994). Nuestros resultados sugieren un origen mucho más superficial de estas estructuras, como ya apuntaban otros trabajos (por ejemplo: Münn et al., 2006; Gorbatiokov et al., 2013; Becerril et al., 2015).

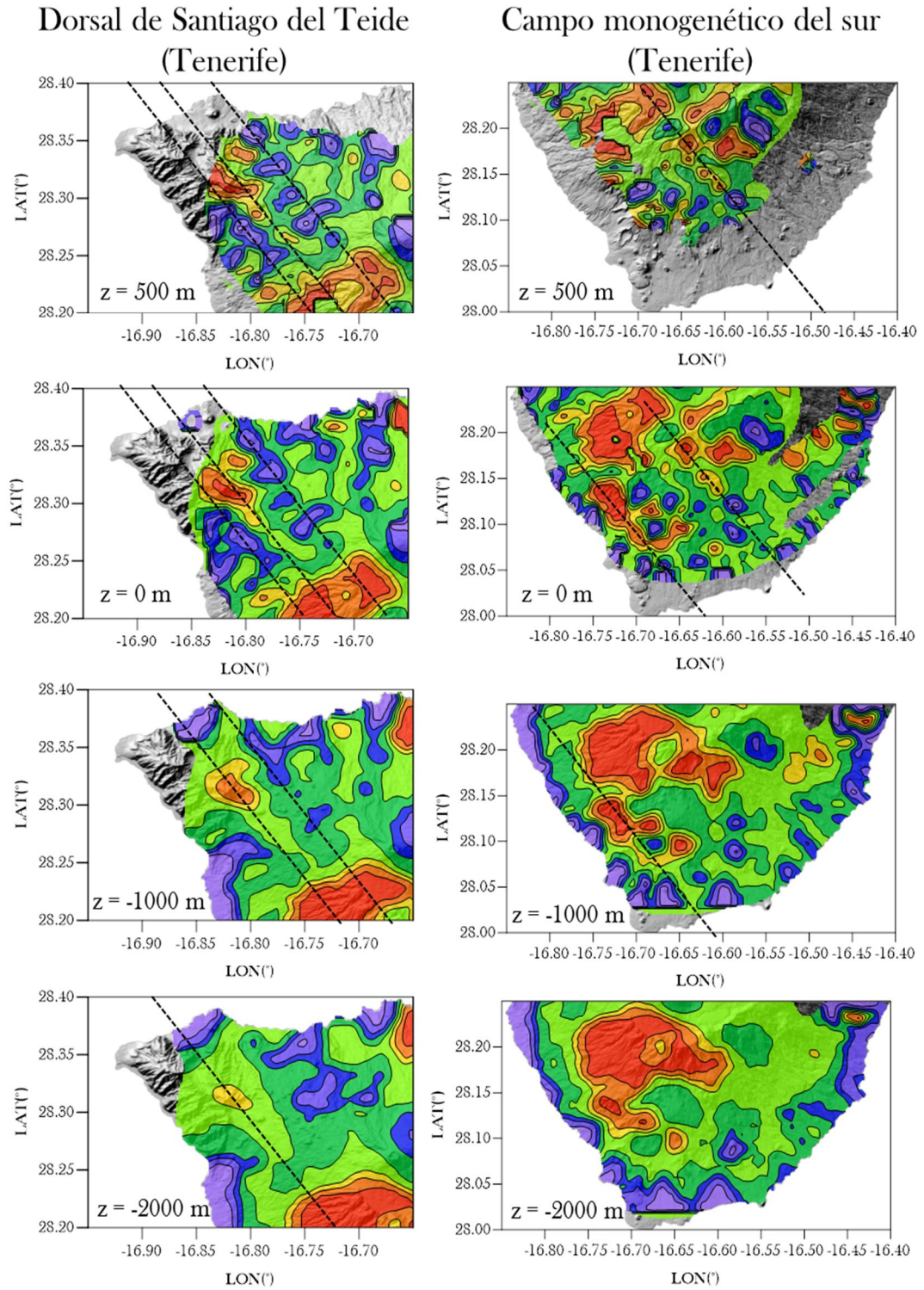
### 3.4 Campo basáltico monogenético del sur de Tenerife.

Otro de los propósitos que nos planteamos al iniciar este trabajo, era el de buscar características estructurales del subsuelo que nos ayudaran a entender la distribución superficial del volcanismo de la parte sur de Tenerife. Esta área descrita como un rift en varios trabajos (Carracedo, 1994; Carracedo, 1996; Walter, 2003), muestra una disposición de los centros eruptivos, que es mucho más heterogénea que la que se observa en las dorsales noreste y noroeste. La organización del volcanismo observada en el sur de la isla, se adapta más a la definición de un campo basáltico monogenético que a la de un área de rift (Prichard et al., 1993). Por otro lado, tanto los modelos de inversión de datos magnéticos (Blanco-Montenegro et al., 2011), como los datos de atenuación sísmica ofrecidos por Prudencio et al., 2015, sugieren que el origen de la isla es sostenible mediante un modelo de empuje ascensional del magma propuesto por Carracedo et al., (1994). Sin embargo, sostienen que el triple rift se pudo formar en etapas posteriores. La comparación de esta zona con el modelo tridimensional del subsuelo de la zona correspondiente a la dorsal noroeste de la misma isla, clarifica ciertos aspectos respecto a esta controversia.

Los resultados obtenidos sugieren que el rift de Santiago del Teide y probablemente el de la dorsal en la parte noreste de las isla (no interpretado en esta tesis, pero que ha sido objeto de estudio en otros trabajos (Carracedo et al., 2011; Delcamp et al., 2010; Delcamp et al., 2015)), representarían la parte más superficial del sistema de alimentación del volcanismo basáltico. Las características del rift noroeste, señalan la existencia de contrastes negativos de densidad alternos orientados en dirección nornoroeste-sursureste, que no se corresponden con la

distribución perceptible del volcanismo en superficie, como ya explicamos en el apartado anterior. En cambio, parece que estas alineaciones se adaptan de manera patente a la dirección del campo de esfuerzos regional compresivo máximo (Geyer et al., 2016).

En contraste, el subsuelo correspondiente al campo basáltico monogenético del sur, no parece adaptarse a ningún patrón en lo que se refiere a la alineación de estructuras (Figura 3.13). Se observan zonas aisladas y superficiales que podrían sugerir patrones de orientación similares al observado para la dorsal noroeste (nornoroeste-sursureste). Así, el área bajo Roque del Conde, considerado la parte visible más antigua del sur de la isla, se caracteriza por un contraste de densidad positivo que se adapta a la dirección citada, sugiriendo este hecho que esta dirección tectónica pudo manejar parte del volcanismo en las fases iniciales de formación el escudo basáltico. A pesar de todo, a medida que nos adentramos en la parte más somera del subsuelo, encontramos una distribución de contrastes de densidades muy heterogénea. De acuerdo con este modelo, los contrastes de densidad observados en la zona sur se corresponden con un conjunto de cuerpos aislados que no parecen estar conectados en profundidad. Esta característica es compatible con la descripción de un campo volcánico monogenético clásico (Prichard et al., 1993; Le Corvec et al., 2013), donde la distribución de los conos volcánicos observados en superficie pueden mostrar diferentes orientaciones que se asocian a los sistemas de esfuerzos tectónicos regionales. En este sentido, los resultados apoyarían el modelo propuesto por Geyer y Martí (2010), que plantea que la zona volcánica monogenética correspondiente al sur de Tenerife estaría relacionada con la tectónica extensiva combinada del rift noreste y noroeste. Esto explicaría el hecho de encontrar grupos aislados de estructuras siguiendo las mismas orientaciones que las del rift noreste.



**Figura 3.13.** Diferencias en los modelos de contraste de densidad entre la dorsal noroeste de Tenerife y el campo de volcanismo monogenético del sur.

### 3.5 Papel de los estructura en la erupción de El Hierro

Partiendo de los modelos estructurales desarrollados para la isla de El Hierro previamente al proceso eruptivo (Montesinos et al., 2005; Montesinos et al., 2006), así como de los datos correspondientes al registro continuo de gravedad (Sainz-Maza et al., 2014) desarrollamos modelos que se adaptan a las señales registradas en las fases previas y de inicio de la erupción ocurrida durante 2011-2012.

Ya señalábamos durante la discusión de los mapas de anomalías de Bouguer, que los epicentros correspondientes a la sismicidad previa al proceso eruptivo, se adaptaban con buen grado de correlación al área donde se observa el máximo de anomalía de Bouguer. Esto señalaría un límite estructural por el que el magma no puede ascender verticalmente, generando en su intento, fracturación debida a los esfuerzos generados por el empuje ascensional.

De las anomalías gravimétricas observadas a través del registro continuo con el gravímetro gPhone054 (Sainz-Maza et al., 2014), dos anomalías gravimétricas presentan un interés especial tanto por su magnitud como por los posteriores cambios experimentados en el proceso sismovolcánico. Para modelar ambas anomalías, se desarrollaron dos modelos simulando cambios en el sistema volcánico, capaces de reproducir las anomalías observadas en la estación correspondiente (Tabla 3.1). Para el desarrollo de estos modelos, partimos del modelo tridimensional de contraste de densidades del subsuelo de Montesinos et al., (2006). Nos decantamos por este, porque pese a ofrecer una menor resolución en áreas más superficiales, es un modelo más extenso, que nos permite visualizar la estructura cercana al área donde se producía la sismicidad.

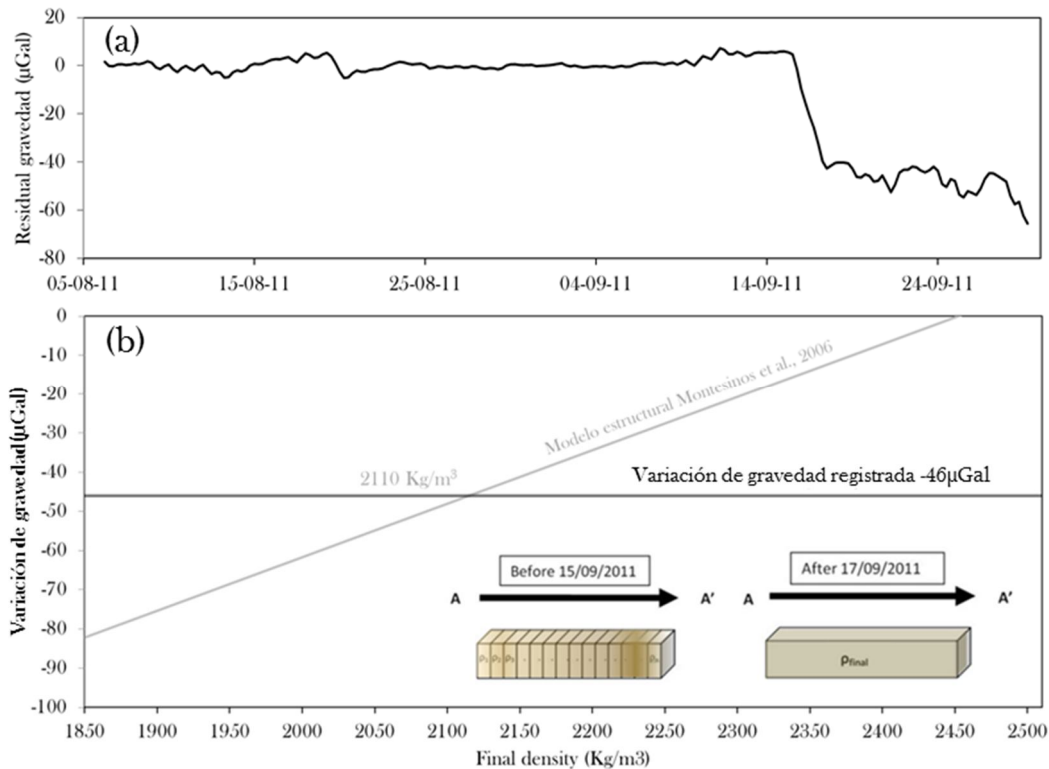
Estación	Latitud(°)	Longitud(°)	Altura (m)	Periodo de observación
LA	27.750	18.040	276.0	2011 08 06 – 2011 09 29
AU	27.714	17.988	950.5	2011 09 29 – 2015 02 11

**Tabla 3.1** Emplazamientos del gravímetro gPhone054 entre 2011 y 2015.

(1) La primera de las anomalías, descrita en el apartado de resultados, comienza el 15 de septiembre de 2011 a las 16:37 UTC, y consiste en una disminución de unos 46  $\mu$ Gales en un periodo de unas 43 horas (Figura 3.14a). Como ya explicamos no hay evidencias de acciones antropogénicas relacionadas

con dicho fenómeno. De acuerdo con la figura 2.11, parece que este fenómeno coincide temporalmente con la aparente migración de la sismicidad hacia el sur de la isla (Figura 2.11c) (Sainz-Maza et al., 2014). Para modelizar el proceso, partimos de la hipótesis de que esta variación, pudiera estar relacionada con una migración de magma desde la zona de acumulación, que vendría determinada por el área donde se estaría produciendo la sismicidad hasta ese momento (López et al., 2012; Martí et al., 2013). En esta zona delimitada por la sismicidad, sustituimos los valores de densidad del modelo de Montesinos et al. (2006) por un valor de densidad media capaz de generar la disminución de gravedad observada. La figura 3.14b muestra las variaciones de gravedad que se producirían ante distintos cambios de densidad (en gris). El corte entre esta línea y la que representa la variación observada de  $-46 \mu\text{Gals}$  se produce para un valor de densidad de  $2110 \text{ kg/m}^3$ . Esta disminución de densidad podría tener como origen distintos procesos como la migración de material hacia áreas más alejadas de la estación de gravedad, con la consecuente pérdida de masa. También podría ser un indicio de que la fracturación generada por la sismicidad, estaría provocando vacíos estructurales manifestados en forma de contrastes negativos de densidad. Hay que tener en cuenta que se trata de un modelo muy elemental pero que se ajusta a la variación de gravedad. Respondería tanto al cambio de la sismicidad migrando hacia el sur como a la ausencia de deformación, ya que el magma se estaría desplazando lateralmente, sin producir deformación. Esta ausencia de deformación, así como de otras variables geofísicas, geodésicas o geoquímicas en dicho periodo, además no contradice la posible migración o drenaje del magma que posiblemente se estuviera almacenando en la zona norte de la isla. Una discusión más detallada de este modelo se encuentra en el anexo II de esta tesis en el artículo de Sainz-Maza et al., (2014).



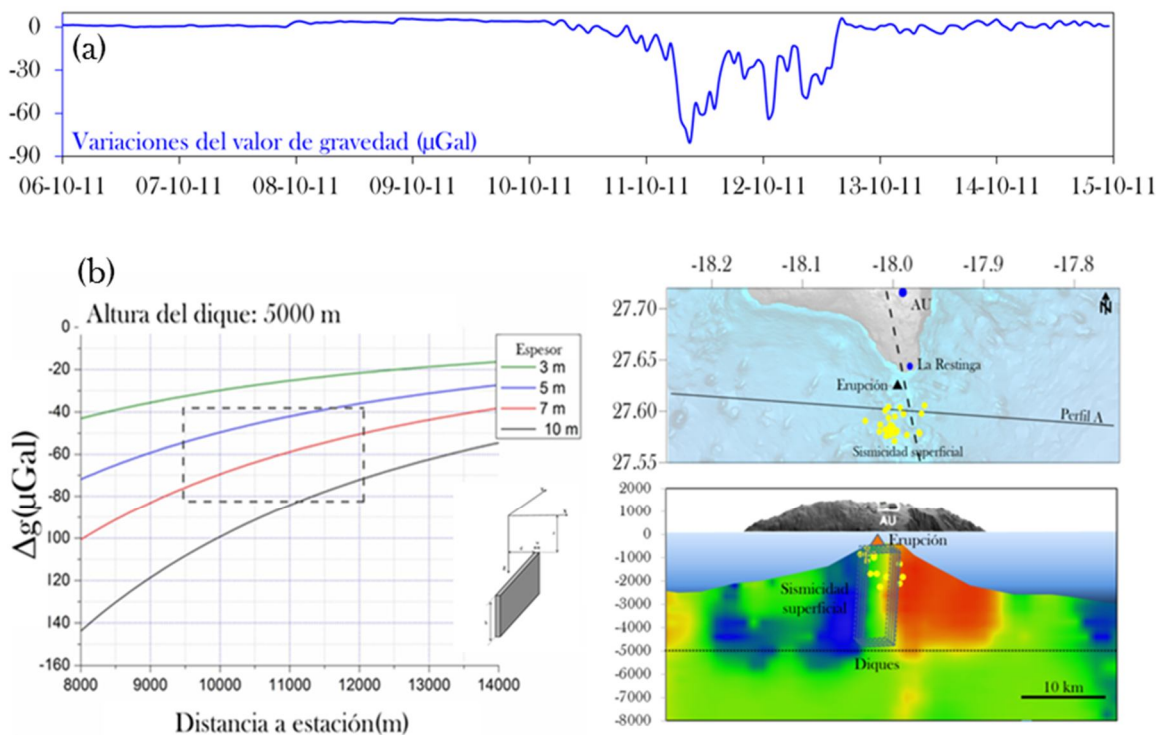


**Figura 3.14.** (a) Disminución de gravedad observada entre el 15 y el 17 de Septiembre de 2011. (b) Modelización del cambio de densidad del subsuelo que generaría una variación de gravedad de valor similar al observado.

(2) La segunda de las variaciones observadas coincide con el inicio de la erupción. Entre el 10-12 de octubre de 2011, es posible observar fluctuaciones en el valor residual de la gravedad que alcanzan un máximo valor de unos -90  $\mu\text{Gal}$  al mediodía del 11 de octubre y al inicio del 12 de octubre (Figura 3.15a). En las primeras fases de este periodo de anomalías, se observó de manera clara un cambio en la tendencia de la gravedad residual, disminuyendo a un ritmo de 25  $\mu\text{Gal}/\text{día}$  hasta el 11 de octubre. Esta anomalía se relacionó con una fase de desgasificación principal a lo largo de la fractura generada en la corteza oceánica. A partir del 11 de octubre a las 04:41 UTC hasta el 12 de octubre, la señal de gravedad residual reflejó un cambio en el proceso volcánico, que aparentemente seguía el mismo patrón que las fuerzas de deformación generadas a consecuencia de la marea de extensión terrestre. La analogía de esta señal con las observadas en el Etna durante la erupción de Octubre de 2002 (Branca et al., 2003) hace pensar en un mecanismo similar que pudiera modelar dicha señal. De este modo, durante los procesos de fracturación de la superficie ocasionados por el empuje ascensional del

## Capítulo 3: Discusión

magma, la gravedad disminuiría, mientras que en los procesos de relleno de dichas fracturas, el valor de gravedad volvería a aumentar. Para modelar el proceso, simulamos la intrusión de un dique de 5-7 m de espesor (aunque podrían ser varios de menor espesor) y 5 km de largo (Figura 3.15b), que asciende y se acerca a la estación gravimétrica con el tiempo. La señal de gravedad comienza a estabilizarse a partir del mediodía del 12 de octubre, tras un pequeño salto  $30 \mu\text{Gal}$ , muy probablemente causado por la apertura completa del conducto de salida. Este hecho podría haber reducido la presión del conducto interno y, en consecuencia, causando el tremor volcánico al disminuir en amplitud.



**Figura 3.15.** (a) Variación de gravedad observada en las fases iniciales de la erupción de El Hierro (b) Modelo de ascenso del magma a base de diques. Se observa de manera muy clara que la zona donde se produce la sismicidad superficial previa a la erupción se encuentra exactamente donde el modelo de contrastes de densidades de Montesinos et al., 2006, localiza un gradiente máximo de contrastes de densidad.



# 4

## 4.- CONCLUSIONES

Con el objetivo de interpretar de una manera detallada el papel de los sistemas de rift en islas volcánicas oceánicas, hemos construido unos modelos tridimensionales correspondientes a la estructura bajo la superficie de los sistemas de rift de Tenerife y de El Hierro. Partiendo de datos de gravedad previos y densificando con más datos las áreas del estudio, hemos calculado las anomalías gravitatorias aplicando una metodología que ponía especial énfasis en llevar a cabo una corrección topográfica precisa. Las anomalías de Bouguer para Tenerife y El Hierro nos han servido como datos de entrada de un algoritmo genético de inversión de datos gravimétricos. Este algoritmo nos ha proporcionado como resultado los modelos tridimensionales de contrastes de densidad del subsuelo correspondientes a las partes más someras bajo los sistemas de rift, entre 5km y pocos centenares de metros bajo el nivel del mar. Estos modelos han sido el elemento fundamental sobre el que hemos enfocado la discusión acerca del funcionamiento de los sistemas de rift.

Las principales conclusiones que hemos alcanzado tras el análisis y discusión de los resultados obtenidos son las siguientes:

(1) Los modelos obtenidos para las islas de Tenerife y de El Hierro no apoyan la existencia de sistemas de triple rift en ninguno de los dos casos, tal y como podría desprenderse de la distribución del volcanismo en superficie.

La dirección de los rift suroeste-noreste de ambas islas parece englobar la mayor parte de las estructuras que definirían el ascenso preferencial del magma. El resto de las orientaciones correspondientes a los supuestos sistemas de rift, no muestran evidencias claras de que bajo estas alineaciones de conos y fisuras, aparezca ningún tipo de elemento estructural que marque la preferencia del magma a ascender verticalmente hacia la superficie.

(2) Los resultados a los que llegamos, muestran una preferencia de los contrastes de densidad a organizarse bajo dos direcciones preferenciales que son suroeste-noreste, mencionada en el punto anterior y nornoroeste-sursureste. Estas orientaciones están correlacionadas con las direcciones de esfuerzos compresivos máximos y mínimos respectivamente.

La primera de ellas (suroeste-noreste), parece seguir un mismo patrón tanto en Tenerife como en El Hierro, y estaría marcada por un contraste positivo de densidades, que se ramifica en una especie de apófisis hacia la superficie. Esta dirección, que es la correspondiente a las respectivas dorsales noreste de ambas islas, parece extenderse linealmente bajo superficie más allá de los límites en los que se manifiestan dichas dorsales en superficie. Además, esta orientación es concordante con la propuesta para la fractura propagante del Atlas.

Respecto a dirección nornoroeste-sursureste, aparece en ambas islas pero con características algo distintas. Mientras que en El Hierro aparece gobernada por un contraste de alta densidad que mostraría un área preferencial de intrusión, en Tenerife dicha orientación parece estar definida por una alternancia de densidades, que se observa de un modo más claro en la parte noroeste de la isla, posiblemente indicando un control tectónico de la fracturación.

Como conclusión, entendemos que el volcanismo que se revela en superficie en forma de dorsales, tiene una componente importante de organización bajo la acción del campo de esfuerzos regionales.

(3) De acuerdo a nuestros resultados, la parte sur de Tenerife, muestra bajo su superficie unas características similares a las que presenta en superficie. Mientras que en superficie aparece como una distribución muy heterogénea de conos y fisuras, en las partes más cercanas a la superficie lo hace como una distribución

muy heterogénea de contrastes de densidad, que no parecen conectar ni organizarse en profundidad. Por tanto, este tipo de volcanismo disperso, parece encajar mejor en la definición de campo de volcanismo basáltico monogenético que en la de un rift.

(4) Nuestros resultados, por otro lado, son consistentes con un origen superficial de los sistemas de rift. El hecho de no encontrar una correlación entre la distribución del volcanismo en superficie y las estructuras que surgen del análisis de los datos que hemos realizado, indicarían que los procesos que distribuyen el magma por las partes más superficiales de estos sistemas volcánicos, serían procesos superficiales, como el efecto debido a la carga gravitatoria y los episodios de colapso y deslizamiento. La acción combinada de todos, unida al campo de esfuerzos regional y el empuje ascensional del magma, sería lo que determinaría el volcanismo visible en superficie.

(5) La medición continua de la gravedad en áreas volcánicas activas es una técnica de monitoreo volcánico que se viene empleando con relativa asiduidad desde hace unos 30 años. La combinación de esta técnica con los modelos estructurales del subsuelo, puede ser un elemento más que ayude en la gestión del riesgo volcánico. La adaptación de la sismicidad a la forma de ciertas estructuras del subsuelo podría llegar a ser usado como elemento para el cálculo de la probabilidad espacial de una erupción. Para el proceso eruptivo ocurrido en El Hierro, a partir de datos gravimétricos y sísmicos, se han modelado movimientos del magma que parecen adaptarse a las estructuras y a las señales detectadas.

(6) Finalmente, a través los modelos tridimensionales de contrastes de densidad del subsuelo, hemos planteado un modelo para el ascenso del magma. Así, proponemos que la mayor parte del magma emitido, incluido el de las zonas de rift, tiene su origen en zonas situadas bajo la parte central de las estructuras de alta densidad de ambas islas. Durante las primeras etapas de construcción y crecimiento de las islas, el magma ascendería verticalmente, desarrollándose el escudo basáltico hasta que la carga gravitatoria dificultara la ascensión vertical y promoviera el crecimiento de un núcleo central de alta densidad. Una vez establecido este núcleo, el ascenso vertical quedaría cada vez más bloqueado y el magma tendría que buscar otros caminos hacia la superficie, favoreciendo las migraciones laterales y

subverticales de magma. Una vez que éste alcanzara los niveles más superficiales del sistema, podría encontrar facilidad para salir a través de los sistemas de fracturas regionales, con lo que comenzaría el desarrollo hacia los laterales de las islas. El último paso de ascenso, previo a la erupción por las zonas de rift, vendría regido por procesos superficiales gobernados por fenómenos asociados a la carga gravitatoria. Los rift simplemente actuarían como distribuidores del magma una vez que éste llegara a las zonas más someras de sistema volcánico.

### Líneas de trabajo futuro

Una vez terminado este estudio, y a la vista de los resultados obtenidos, han quedado varias vías de trabajo por explorar para verificar y complementarlos con información adicional. Dentro de todas ellas, pensamos que son de especial interés las siguientes:

(1) Estudio de la dorsal noreste de Tenerife. Una de las partes más importantes que nos quedaría por analizar es la estructura de la dorsal noroeste de Tenerife. A la vista de los resultados obtenidos tanto en Tenerife como en El Hierro, parece que la dirección suroeste-noreste concentra de manera preferente las estructuras de alta densidad. En el caso de Tenerife poseemos una distribución de datos de campo en la dorsal noreste que cubre únicamente áreas de carretera, lo que no nos permite obtener mucha resolución en algunas de las partes más superficiales de la dorsal. Una densificación de los valores de gravedad en esta zona, nos permitiría desarrollar modelos del subsuelo de mayor resolución y a su vez ver si la estructura de esta dorsal es análoga a la de la dorsal noroeste, lo que tendría importantes implicaciones en la valoración del posible volcanismo activo de esta zona.

(2) La correlación de los modelos obtenidos con las direcciones de esfuerzos tectónicos compresivos regionales, nos lleva a pensar que estas direcciones pueden jugar un papel fundamental dentro del volcanismo activo de las Islas Canarias. Una de las ideas consiste en partir de modelos previos y densificar con valores de campo, para determinar si estas direcciones están presentes en algún modo en el resto de las islas, principalmente en las que han presentado algún tipo de actividad en el Holoceno.

(3) Por otro lado, la comparación entre los modelos obtenidos y los que se han desarrollado mediante métodos de inversión sísmicos, hace pensar que aunque numéricamente los modelos pudieran llegar a tener cierta inexactitud, a nivel estructural ofrecen resultados concordantes. Una de las líneas de trabajo, partiría de analizar, a través de la relación existente entre la velocidad de las ondas sísmicas y la densidad, los parámetros elásticos del medio. Quizá a partir de la obtención de un modelo tridimensional de los parámetros elásticos del medio, podríamos obtener mejores modelos de deformación. Por otro lado, podrían servir como parámetros de distinción de algunos elementos del subsuelo como reservorios, que fueran capaces de ser distinguidos o sólo por sismicidad o sólo por densidad.

(4) Por último, la potencialidad del registro continuo de gravedad es elevada. De los resultados obtenidos hemos visto que las estructuras del subsuelo podrían guardar correlación con la sismicidad. La combinación de diversas metodologías a través del establecimiento de estaciones de monitoreo multiparámetricas que incluyeran la gravedad, podrían ayudar en la creación de nuevos cuantificadores, que ayudaran en el monitoreo volcánico.





- Abdel-Monem, A., Watkins, N. D. & Gast, P. W. (1972). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Tenerife, La Palma and Hierro. *American Journal of Science*, 272, 805-825. doi:10.2475/ajs.272.9.805
- Ablay, G. J. & Kearey, P. (2000). Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, 5783-5796. doi:10.1029/1999JB900404
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Carmona, E. & Zandomenighi, 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 . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 160, 285-299. doi:https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.002
- Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F. et al.. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 231-249. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(90)90019-C
- Anguita, F. & Hernán, F. (2000). The Canary Islands origin: a unifying model . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 103, 1-26. doi:https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00195-5
- Araña, V. (1971). Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife. *Est. Geol*, 27, 95-135.
- Araña, V., Camacho, A. G., Garcia, A., Montesinos, F. G., Blanco, I., Vieira, R. & Felpeto, A. (2000). Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 103, 43-64. doi:https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00215-8
- Becerril, L., Galindo, I., Martí, J. & Gudmundsson, A. (2015). Three-armed rifts or masked radial pattern of eruptive fissures? The intriguing case of El Hierro volcano (Canary Islands) . *Tectonophysics* , 647-648, 33-47. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.006
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A. & Chiappini, M. (2008). Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 173, 339-350. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03723.x
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A., García, A. & Chiappini, M. (2011). New evidence about the structure and growth of ocean island volcanoes from aeromagnetic data: The case of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, n/a--n/a. doi:10.1029/2010JB007646

- Bowie, W. (1912). *Geodesy; effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity*. Washington Govt. Print. Off.
- Branca, S., Carbone, D. & Greco, F. (2003). Intrusive mechanism of the 2002 NE-Rift eruption at Mt. Etna (Italy) inferred through continuous microgravity data and volcanological evidences. *Geophysical Research Letters*, 30, n/a--n/a. doi:10.1029/2003GL018250
- Calvo M., B. A.-M. (2015). Absolute gravity measurements in Canary Islands. *IUGG General Assembly, Prague, 22 June - 2 July 2015*.
- Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Llanes, P. & Álvarez, J. (2005). Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. En P. Clift & J. Acosta (Edits.), *Geophysics of the Canary Islands: Results of Spain's Exclusive Economic Zone Program* (págs. 113-127). Dordrecht: Springer Netherlands. doi:10.1007/1-4020-4352-X\_5
- Carbone, D. & Greco, F. (2007). Review of Microgravity Observations at Mt. Etna: A Powerful Tool to Monitor and Study Active Volcanoes. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 769-790. doi:10.1007/s00024-007-0194-7
- Carbone, D., Zuccarello, L., Saccorotti, G., Rymer, H. & Rapisarda, S. (2010). The effect of inertial accelerations on the higher frequency components of the signal from spring gravimeters. *Geophysical Journal International*, 182, 772-780. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04644.x
- Carracedo, J. C. (1994). The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, 225-241. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(94)90053-1
- Carracedo, J. C. (1996). A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. *Geological Society, London, Special Publications*, 110, 125-135. doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.10
- Carracedo, J. C. (1996). Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72, 151-162. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(95)00080-1
- Carracedo, J. C., Rodríguez-Badiola, E., G. H., de La Nuez, J. & Pérez Torrado, F. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estud. Geol.*, 57(5-6), 175-273.
- Carter, A., van Wyk de Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P. & Briole, P. (2007). Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. *Bulletin of Volcanology*, 69, 741-756. doi:10.1007/s00445-006-0103-4

- Cerdeña, I. D., del Fresno, C. & Moreno, A. G. (2013). Seismicity Patterns Prior to the 2011 El Hierro Eruption. *Bulletin of the Seismological Society of America*. doi:10.1785/0120130200
- Cerdeña, I. D., del Fresno, C. & Rivera, L. (2011). New insight on the increasing seismicity during Tenerife's 2004 volcanic reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 15-29. doi:https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.005
- Cerutti, G., Cannizzo, L., A., S. & J., H. (1974). A transportable apparatus for absolute gravity measurement. *VDI-Berichte*, 212, 49-51.
- Chaput, M., Famin, V. & Michon, L. (2014). Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 274-301. doi:10.1002/2013JB010623
- Cogbill, A. (1979). *The relationship between crustal structure and seismicity in the Western Great Basin*. Evanston, IL.
- Corvec, N. L., Spörli, K. B., Rowland, J. & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114. doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005
- Danes, Z. F. (1982). An analytic method for the determination of distant terrain corrections. *Geophysics*, 47, 1453-1455. doi:10.1190/1.1441294
- Delcamp, A., Petronis, M. S. & Troll, V. R. (2015). Discerning magmatic flow patterns in shallow-level basaltic dykes from the NE rift zone of Tenerife, Spain, using the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) technique. *Geological Society, London, Special Publications*, 396, 87-106. doi:10.1144/SP396.2
- Delcamp, A., Petronis, M. S., Troll, V. R., Carracedo, J. C., van Wyk de Vries, B. & Pérez-Torrado, F. J. (2010). Vertical axis rotation of the upper portions of the north-east rift of Tenerife Island inferred from paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 492, 40-59. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.020
- Fiske, R. S. & Jackson, E. D. (1972). Orientation and Growth of Hawaiian Volcanic Rifts: The Effect of Regional Structure and Gravitational Stresses. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 329, 299-326. doi:10.1098/rspa.1972.0115
- Fúster, J. A. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife*. Madrid: Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C.
- García, A., Ortiz, R., Marrero, J. M., Sánchez, N., Vila, J., Correig, A. M. et al. (2006). Monitoring the reawakening of Canary Islands' Teide Volcano. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 87, 61-65. doi:10.1029/2006EO060001

- García-Cañada, L., García-Arias, M., Pereda de Pablo, J., Lamolda, H. & López, C. (2014). Different deformation patterns using GPS in the volcanic process of El Hierro (Canary Island) 2011-2013. *Geophysical Research Abstracts, EGU2014-15791*, 16.
- García-Yeguas, A., Ibáñez, J. M., Koulakov, I., Jakovlev, A., Romero-Ruiz, M. C. & Prudencio, J. (2014). Seismic tomography model reveals mantle magma sources of recent volcanic activity at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). *Geophysical Journal International*, 199, 1739. doi:10.1093/gji/ggu339
- García-Yeguas, A., Koulakov, I., Ibáñez, J. M. & Rietbrock, A. (2012). High resolution 3D P wave velocity structure beneath Tenerife Island (Canary Islands, Spain) based on tomographic inversion of active-source data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, n/a--n/a. doi:10.1029/2011JB008970
- Gee, M. J., Masson, D. G., Watts, A. B. & Mitchell, N. C. (2001). Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, 107-119. doi:https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00241-9
- Geyer, A. & Martí, J. (2010). The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics*, 483, 310-326. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.11.002
- Geyer, A., Martí, J. & Villaseñor, A. (2016). First-order estimate of the Canary Islands plate-scale stress field: Implications for volcanic hazard assessment. *Tectonophysics*, 679, 125-139. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.010
- Gorbatikov, A. M. (2013). New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis. *Surv Geophys*, 34, 463.
- Gottsmann, J., Camacho, A. G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A. & Rymer, H. (2008). Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168, 212-230. doi:https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.020
- Gottsmann, J., Wooller, L., Martí, J., Fernández, J., Camacho, A. G., Gonzalez, P. J. & Rymer, H. (2006). New evidence for the reawakening of Teide volcano. *Geophysical Research Letters*, 33, n/a--n/a. doi:10.1029/2006GL027523
- Greco, F., Iafolla, V., Pistorio, A., Fiorenza, E., Currenti, G., Napoli, R. et al. (2014). Characterization of the response of spring-based relative gravimeters during paroxysmal eruptions at Etna volcano. *Earth, Planets and Space*, 66, 44. doi:10.1186/1880-5981-66-44
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Paris, R. & Torrado, F. J. (2004). Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy.

- Earth and Planetary Science Letters* , 222, 599-614.  
doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.012>
- Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4, 184-194.  
doi:10.1190/1.1440495
- Hartmann, T. & Wenzel, H.-G. (1994). The harmonic development of the Earth tide generating potential due to the direct effect of the planets. *Geophysical Research Letters*, 21, 1991-1993. doi:10.1029/94GL01684
- Hernández-Pacheco, A. (1982). Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (Canarias). *Estudios Geológicos*, 38(1-2), 15-36.
- Iribarren, I. (2014). Modelos geológicos en 3D de la isla de Tenerife. Universidad de Barcelona: Tesis doctoral.
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27, 455-462. doi:10.1190/1.1439044
- Lipman, P. W. & Calvert, A. T. (2011). Early growth of Kohala volcano and formation of long Hawaiian rift zones. *Geology*, 39, 659-662. doi:10.1130/G31929.1
- Lonsdale, P. (1988). Structural Pattern of the Galapagos Microplate and Evolution of the Galapagos Triple Junctions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93, 13551-13574. doi:10.1029/JB093iB11p13551
- López, C., Blanco, M. J., Abella, R., Brenes, B., Rodríguez, C. a., Casas, B. et al. (2012). Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. *Geophysical Research Letters*, 39, n/a--n/a. doi:10.1029/2012GL051846
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*(56), 394.
- MacFarlane, D. J. & Ridley, W. I. (1968). An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 4, 481-486. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(68\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(68)90029-0)
- Marti, J. & Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 103, 161-173. doi:[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00221-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00221-3)
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A. & Gottsmann, J. (2008). Chapter 6 A Review on Collapse Caldera Modelling . En J. Gottsmann & J. Martí (Edits.), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response* (Vol. 10, págs. 233-283). Elsevier. doi:[https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00006-X)

- Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G. J. & Gudmundsson, A. (1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25, 879-882. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0879:VALCOT>2.3.CO;2
- Martí, J., Mitjavila, J. & Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131, 715–727. doi:10.1017/S0016756800012838
- Martí, J., Ortiz, R., Gottsmann, J., Garcia, A. & Cruz-Reyna, S. D. (2009). Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 182, 23-33. doi:https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.028
- Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárrega, M. et al. (2013). Causes and mechanisms of the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 823-839. doi:10.1002/jgrb.50087
- Martí, J., Villaseñor, A., Geyer, A., López, C. & Tryggvason, A. (#dec# de 2016). Stress barriers controlling lateral migration of magma revealed by seismic tomography. *Scientific Reports*, 7, 40757. Obtenido de <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC5233990/>
- Masson, D. G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24, 231-234. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0231:CCOTVI>2.3.CO;2
- Melchior, P. (1983). *The tides of the planet earth*. Oxford: Pergamon Press.
- Mendenhall, T. C. (1880). Determination of the acceleration due to the force of gravity, at Tokio, Japan. *American Journal of Science, Series 3 Vol. 20*, 124-132. doi:10.2475/ajs.s3-20.116.124
- Mendenhall, T. C. (1881). On a determination of the force of gravity at the summit of Fujiyama, Japan. *American Journal of Science, Series 3 Vol. 21*, 99-103. doi:10.2475/ajs.s3-21.122.99
- Michalewicz, Z. (1996). *Genetic Algorithms + Data Structures = Evolution Programs* (3 ed.). Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Michon, L., Ferrazzini, V., Muro, A. D., Villeneuve, N. & Famin, V. (2015). Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 303, 112-129. doi:https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031
- Montesinos, F. A. (2005). Using a genetic algorithm for 3-D inversion of gravity data in Fuerteventura (Canary Islands). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 94(2), 301-316.

- Montesinos, F. G., Arnosó, J., Benavent, M. & Vieira, R. (2006). The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150, 283-299. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018>
- Morelli, C., Gantar, C., McConnell, R. K., Szabo, B. & Uotila, U. (1972). The International Gravity Standardization Net 1971 (I.G.S.N.71). *Final scientific rept. 1 Nov 1962-30 Sep 1970*, 192.
- Moritz, H. (1980). *Bull. Geodesique*. (54), 395.
- Münn, S., Walter, T. & Klügel, A. (2006). Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands. *Geological Magazine*, 143, 257–268. doi:10.1017/S0016756806002019
- Nagy, D. (1966). The prism method for terrain corrections using digital computers. *pure and applied geophysics*, 63, 31-39. doi:10.1007/BF00875156
- Nettleton, L. L. (1939). Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4, 176-183. doi:10.1190/1.1437088
- Nowell, D. A. (1999). Gravity terrain corrections — an overview. *Journal of Applied Geophysics*, 42, 117-134. doi:[https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(99\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(99)00028-2)
- Olea, R. (1999). *Geostatistics for Engineers and Earth Scientists*. Springer US.
- Pellicer, M. (1977). Estudio volcanológico de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 33(2), 181.
- Pérez, N. M. (2005). Premonitory geochemical and geophysical signatures of volcanic unrest at Tenerife, Canary Islands. *Geophys. Res. Abstr.*, 7, Abstract 09993, *sref-id:EGU05-A-09993*.
- Prichard, H. M. (1993). *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society Special Publication, vol. 76. London: Geological Society of London.
- Prudencio, J., Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., Martí, J., García-Yeguas, A. & De Siena, L. (2015). 3D Attenuation Tomography of the Volcanic Island of Tenerife (Canary Islands). *Surveys in Geophysics*, 36, 693-716. doi:10.1007/s10712-015-9333-3
- Rivera, J., Lastras, G., Canals, M., Acosta, J., Arrese, B., Hermida, N. et al. (2013). Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. *Geology*. doi:10.1130/G33863.1
- Rodríguez. (2005). Absolute Gravity Network in Spain. *Física de la Tierra*, 147-163.
- Ryan, M. P. (1988). The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93, 4213-4248. doi:10.1029/JB093iB05p04213



- Sainz-Maza Aparicio, S., Arnosó Sampedro, J., González Montesinos, F. & Martí Molist, J. (2014). Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 5033-5051. doi:10.1002/2013JB010795
- Sainz-Maza, S., Montesinos, F. G., Martí, J., Arnosó, J., Calvo, M. & Borreguero, A. (2017). Structural interpretation of El Hierro (Canary Islands) rifts system from gravity inversion modelling. *Tectonophysics*, 712-713, 72-81. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.010
- Schwarz, K. 1. (1979). Geodetic improperly posed problems and their regularization. *Boll. Geodyn. Sci. Aff.*, 38, 389-416.
- Schwiderski, E. W. (1980). On charting global ocean tides. *Reviews of Geophysics*, 18, 243-268. doi:10.1029/RG018i001p00243
- Simkin, T., Tilling, R. I., Vogt, P. R., Kirby, S. H., Kimberly, P. & Stewart, D. B. (2006). *This Dynamic Planet: World map of volcanoes, earthquakes, impact craters and plate tectonics*. Tech. rep. Obtenido de <http://pubs.er.usgs.gov/publication/i2800>
- Soriano, C., Beamud, E. & Garcés, M. (2008). Magma flow in dikes from rift zones of the basaltic shield of Tenerife, Canary Islands: Implications for the emplacement of buoyant magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173, 55-68. doi:https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.007
- Thirlwall, M. F., Singer, B. S. & Marriner, G. F. (2000). <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 247-297. doi:https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00227-4
- Tibaldi, A., Bonali, F. L. & Corazzato, C. (2014). The diverging volcanic rift system. *Tectonophysics*, 611, 94-113. doi:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.023
- Troll, V. R. & Carracedo, J. C. (2016). Chapter 2 - The Geology of El Hierro. En V. R. Troll & J. C. Carracedo (Edits.), *The Geology of the Canary Islands* (págs. 43-99). Elsevier. doi:https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809663-5.00002-5
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. & Masson, D. (1997). The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 20305-20323. doi:10.1029/97JB00649
- van den Bogaard, P. (2013). The origin of the Canary Island Seamount Province - New ages of old seamounts. *Scientific Reports*, 3, 2107. Obtenido de <http://dx.doi.org/10.1038/srep02107>
- Villasante-Marcos, V. & Pavón-Carrasco, F. J. (2014). Palaeomagnetic constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 199, 1497. doi:10.1093/gji/ggu346

## Bibliografía

---

- Walker, G. P. (1986). Koolau Dike Complex, Oahu: Intensity and origin of a sheeted-dike complex high in a Hawaiian volcanic edifice. *Geology*, 14, 310-313. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<310:KDCOIA>2.0.CO;2
- Walker, G. P. (1999). Volcanic rift zones and their intrusion swarms . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 94, 21-34. doi:https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00096-7
- Walter, T. R. (2003). Buttressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental approach on the formation of rift zones. *Geophysical Research Letters*, 30, n/a--n/a. doi:10.1029/2002GL016610
- Walter, T. R. & Troll, V. R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 127, 107-120. doi:https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00181-1
- Walter, T. R., Troll, V. R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke, H.-U., Amelung, F. & v.d. Bogaard, P. (2005). Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 67, 281-291. doi:10.1007/s00445-004-0352-z
- Walter, T. & Schmincke, H. (2002). Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 91, 615.
- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E. et al. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science*, 2, 331-345. doi:10.1002/2015EA000107



# ANEXOS



## ANEXO I: Observaciones de gravedad

### NUEVAS OBSERVACIONES EN EL HIERRO

EST.	E(m)	N(m)	Lon(°)	Lat(°)	h <sub>o</sub> (m)	Abs (mGal)	BO (mGal)	Error (mGal)
HI001	205934,87	3061209,30	-17,9803	27,6430	26,4	979313,812	<b>205,498</b>	0,000
HI002	205125,60	3061351,10	-17,9885	27,6441	78,1	979305,394	<b>206,485</b>	0,005
HI003	204695,67	3061664,38	-17,9929	27,6469	115,5	979298,195	<b>206,843</b>	0,005
HI004	205333,21	3062496,15	-17,9867	27,6545	190,4	979285,656	<b>209,940</b>	0,004
HI005	204609,98	3062946,92	-17,9941	27,6584	248,8	979273,074	<b>209,468</b>	0,003
HI006	203369,33	3063806,67	-18,0069	27,6659	251,5	979280,856	<b>216,804</b>	0,002
HI007	202308,44	3064192,64	-18,0177	27,6691	170,3	979298,549	<b>218,258</b>	0,003
HI008	201768,30	3064915,28	-18,0234	27,6755	155,5	979309,138	<b>225,589</b>	0,003
HI009	205839,45	3067581,72	-17,9828	27,7004	789,0	979169,182	<b>222,507</b>	0,005
HI010	206447,86	3066998,66	-17,9765	27,6953	677,6	979189,475	<b>221,241</b>	0,004
HI011	206841,48	3066650,26	-17,9724	27,6923	607,5	979198,215	<b>219,546</b>	0,006
HI012	205799,10	3067971,94	-17,9833	27,7040	911,4	979136,813	<b>219,372</b>	0,004
HI013	205333,19	3069039,52	-17,9883	27,7135	946,9	979141,898	<b>226,337</b>	0,004
HI014	206253,72	3065690,16	-17,9782	27,6835	510,0	979218,884	<b>215,119</b>	0,010
HI015	205012,77	3063948,90	-17,9903	27,6675	354,0	979254,697	<b>213,291</b>	0,006
HI016	205243,65	3069761,54	-17,9894	27,7200	1009,3	979128,516	<b>226,684</b>	0,003
HI017	205314,34	3070100,66	-17,9887	27,7230	1083,9	979111,187	<b>226,536</b>	0,003
HI018	205508,37	3070732,26	-17,9869	27,7288	1143,0	979098,988	<b>227,895</b>	0,005
HI019	204905,39	3070985,33	-17,9931	27,7309	1249,8	979072,525	<b>226,695</b>	0,003
HI020	204841,31	3071528,48	-17,9939	27,7358	1316,9	979056,148	<b>228,162</b>	0,003
HI021	204551,76	3071584,10	-17,9968	27,7362	1337,6	979047,880	<b>227,371</b>	0,004
HI022	203103,23	3071240,67	-18,0114	27,7328	1232,5	979076,167	<b>232,346</b>	0,003
HI023	200764,30	3071448,76	-18,0352	27,7342	1050,9	979126,441	<b>241,162</b>	0,003
HI024	198933,44	3073728,27	-18,0543	27,7543	184,6	979324,907	<b>245,319</b>	0,003
HI025	203692,30	3073189,87	-18,0059	27,7505	384,3	979278,990	<b>241,630</b>	0,014
HI026	202379,75	3072552,23	-18,0191	27,7445	477,5	979261,070	<b>243,753</b>	0,004
HI027	200505,97	3072551,45	-18,0381	27,7441	587,5	979234,667	<b>244,608</b>	0,003
HI028	202326,61	3071853,98	-18,0195	27,7382	717,7	979205,929	<b>243,336</b>	0,004
HI029	199526,13	3072011,00	-18,0479	27,7390	943,5	979150,184	<b>244,696</b>	0,003
HI030	205866,26	3072698,76	-17,9838	27,7466	1333,5	979050,759	<b>229,174</b>	0,003
HI031	206710,37	3073908,76	-17,9755	27,7577	1238,2	979080,717	<b>232,061</b>	0,003
HI032	207557,68	3074104,59	-17,9670	27,7596	1139,5	979111,318	<b>236,348</b>	0,007
HI033	204492,63	3064839,11	-17,9958	27,6754	417,0	979246,485	<b>216,856</b>	0,004
HI034	205381,21	3064928,24	-17,9868	27,6764	483,3	979227,720	<b>214,717</b>	0,004
HI035	198471,48	3073650,29	-18,0590	27,7535	181,5	979323,820	<b>245,797</b>	0,005
HI036	199958,00	3074032,96	-18,0440	27,7573	147,4	979333,267	<b>242,196</b>	0,005
HI037	197377,13	3073474,41	-18,0700	27,7517	116,0	979337,653	<b>248,678</b>	0,025
HI038	201581,45	3074493,90	-18,0277	27,7618	123,5	979341,583	<b>241,635</b>	0,006
HI039	193860,81	3074027,85	-18,1058	27,7559	19,6	979354,255	<b>241,027</b>	0,009
HI040	191888,30	3075247,32	-18,1261	27,7664	26,0	979346,087	<b>231,810</b>	0,005

## Anexo I: Observaciones de gravedad

HI041	190571,35	3074802,82	-18,1393	27,7621	27,1	979341,628	<b>227,975</b>	0,020
HI042	190204,52	3073590,21	-18,1427	27,7511	281,4	979279,314	<b>221,845</b>	0,005
HI043	190256,72	3071444,90	-18,1416	27,7318	442,3	979242,203	<b>221,275</b>	0,004
HI044	191200,64	3070662,45	-18,1319	27,7249	516,5	979229,091	<b>223,884</b>	0,005
HI045	192532,15	3070922,08	-18,1184	27,7276	677,6	979199,506	<b>228,747</b>	0,005
HI046	194181,07	3070392,52	-18,1016	27,7232	857,1	979160,613	<b>233,329</b>	0,004
HI047	194924,25	3069830,18	-18,0939	27,7183	920,3	979143,589	<b>233,060</b>	0,004
HI048	202022,52	3068377,84	-18,0217	27,7068	898,3	979157,223	<b>232,798</b>	0,004
HI049	203916,85	3068883,91	-18,0026	27,7118	938,0	979146,132	<b>227,326</b>	0,005
HI050	202600,49	3068295,67	-18,0158	27,7062	894,4	979157,779	<b>231,308</b>	0,004
HI051	199967,24	3069057,52	-18,0427	27,7125	922,2	979152,485	<b>237,554</b>	0,004
HI052	196902,99	3069677,57	-18,0739	27,7174	974,3	979136,582	<b>239,073</b>	0,005
HI053	193130,41	3070645,57	-18,1123	27,7252	766,9	979177,213	<b>228,713</b>	0,004
HI054	190653,51	3070104,52	-18,1373	27,7198	361,6	979260,203	<b>222,249</b>	0,010
HI055	190198,41	3069233,85	-18,1417	27,7118	142,5	979309,653	<b>223,596</b>	0,005
HI056	189989,95	3068519,24	-18,1436	27,7053	88,6	979313,111	<b>219,361</b>	0,005
HI057	189900,53	3070705,74	-18,1450	27,7250	288,1	979276,191	<b>221,852</b>	0,004
HI058	196344,87	3072894,89	-18,0803	27,7462	257,1	979306,583	<b>249,248</b>	0,004
HI059	198529,67	3073367,19	-18,0583	27,7510	280,7	979302,437	<b>246,438</b>	0,005
HI060	203467,73	3071152,54	-18,0077	27,7321	1354,1	979040,619	<b>225,824</b>	0,005
HI061	202490,49	3070599,21	-18,0175	27,7269	1347,9	979046,934	<b>229,256</b>	0,004
HI062	200339,24	3070502,20	-18,0393	27,7256	1392,9	979037,566	<b>234,966</b>	0,005
HI063	196882,33	3070393,68	-18,0742	27,7238	1264,6	979064,606	<b>236,889</b>	0,005
HI064	195974,01	3070355,47	-18,0834	27,7233	1165,1	979088,483	<b>236,085</b>	0,004
HI065	198359,26	3069571,90	-18,0591	27,7167	991,5	979131,613	<b>238,857</b>	0,003
HI066	192085,54	3071703,52	-18,1232	27,7345	686,6	979194,373	<b>226,063</b>	0,002
HI067	192287,97	3073500,38	-18,1216	27,7508	647,4	979200,266	<b>227,090</b>	0,002
HI068	196210,09	3070646,04	-18,0811	27,7259	1231,9	979073,207	<b>236,441</b>	0,002
HI069	200118,14	3070486,50	-18,0415	27,7254	1401,0	979034,833	<b>234,874</b>	0,004
HI070	208298,80	3075113,98	-17,9597	27,7689	1069,7	979128,697	<b>236,224</b>	0,004
HI071	212839,40	3079288,27	-17,9147	27,8075	570,9	979208,827	<b>206,191</b>	0,002
HI072	205682,37	3061114,31	-17,9828	27,6421	28,1	979313,931	<b>205,267</b>	0,014
HI073	204243,63	3075407,98	-18,0009	27,7707	95,6	979344,364	<b>242,262</b>	0,006
HI074	204347,18	3076768,98	-18,0002	27,7829	49,0	979353,437	<b>239,434</b>	0,009
HI075	202552,47	3075298,63	-18,0180	27,7693	74,8	979348,913	<b>237,283</b>	0,006
HI076	190609,29	3070654,62	-18,1379	27,7247	454,1	979240,507	<b>222,546</b>	0,006
HI077	190122,30	3072994,64	-18,1434	27,7457	305,1	979274,652	<b>222,185</b>	0,005
HI078	190332,64	3074681,63	-18,1417	27,7610	23,5	979341,410	<b>226,799</b>	0,006
HI079	208388,12	3081160,87	-17,9603	27,8234	329,4	979269,431	<b>211,120</b>	0,005
HI080	209445,41	3081640,62	-17,9497	27,8280	304,4	979273,336	<b>209,442</b>	0,005
HI081	210614,99	3082171,61	-17,9380	27,8330	279,5	979271,859	<b>202,006</b>	0,004
HI082	201104,34	3073393,02	-18,0322	27,7518	260,3	979311,863	<b>244,887</b>	0,017
HI083	201049,24	3073722,21	-18,0329	27,7548	208,3	979324,034	<b>244,679</b>	0,017
HI084	198254,30	3073389,52	-18,0611	27,7511	269,2	979304,092	<b>246,572</b>	0,017
HI085	204624,98	3074264,65	-17,9968	27,7604	229,9	979311,454	<b>241,507</b>	0,017
HI086	197603,62	3072187,41	-18,0674	27,7401	827,3	979174,491	<b>245,676</b>	0,017

## Anexo I: Observaciones de gravedad

HI087	198659,15	3072286,78	-18,0567	27,7413	891,2	979158,832	<b>245,113</b>	0,017
HI088	195956,52	3072221,23	-18,0841	27,7401	703,9	979204,163	<b>245,758</b>	0,017
HI089	196600,14	3072262,04	-18,0776	27,7406	611,3	979227,282	<b>247,109</b>	0,017
HI090	196850,51	3072855,80	-18,0752	27,7460	347,0	979287,475	<b>248,202</b>	0,017
HI091	209752,19	3075657,83	-17,9451	27,7741	1009,8	979136,325	<b>232,885</b>	0,017
HI092	211591,35	3077866,90	-17,9270	27,7944	847,1	979152,245	<b>214,635</b>	0,017
HI093	208695,25	3075807,08	-17,9559	27,7752	1042,4	979135,373	<b>236,118</b>	0,018
HI094	208634,13	3077463,35	-17,9569	27,7901	949,0	979148,841	<b>227,637</b>	0,018
HI095	207879,57	3078698,74	-17,9649	27,8011	785,6	979180,790	<b>223,708</b>	0,017
HI096	202999,12	3073666,40	-18,0131	27,7547	236,4	979317,095	<b>243,371</b>	0,017
HI097	200951,09	3067915,35	-18,0324	27,7024	653,9	979212,007	<b>235,794</b>	0,006
HI098	201538,12	3067722,52	-18,0264	27,7008	702,8	979199,753	<b>233,202</b>	0,007
HI099	202352,23	3067505,05	-18,0181	27,6990	752,1	979186,869	<b>229,826</b>	0,007
HI100	203522,71	3067189,94	-18,0062	27,6964	796,4	979173,318	<b>226,065</b>	0,006
HI101	204476,31	3067257,95	-17,9965	27,6972	778,1	979177,954	<b>225,738</b>	0,006
HI102	205446,29	3067187,81	-17,9867	27,6968	761,5	979176,192	<b>222,061</b>	0,008
HI103	206733,71	3070222,30	-17,9744	27,7244	993,9	979122,632	<b>226,991</b>	0,008
HI104	207099,73	3072047,61	-17,9711	27,7410	1149,2	979094,779	<b>227,302</b>	0,006
HI105	208278,32	3072495,25	-17,9593	27,7453	1016,8	979128,312	<b>230,876</b>	0,006
HI106	209690,06	3074686,10	-17,9455	27,7653	923,4	979157,289	<b>235,332</b>	0,006
HI107	212485,65	3080905,91	-17,9187	27,8220	561,6	979202,796	<b>198,024</b>	0,007
HI108	211017,28	3080860,63	-17,9336	27,8213	525,2	979221,250	<b>205,531</b>	0,005
HI109	206710,37	3076511,86	-17,9762	27,7811	1075,7	979118,514	<b>232,172</b>	0,007
HI110	206434,56	3075105,67	-17,9786	27,7684	1192,3	979089,740	<b>232,386</b>	0,007
HI111	206048,01	3066736,19	-17,9805	27,6929	669,8	979191,968	<b>220,238</b>	0,014
HI112	205184,68	3065862,81	-17,9890	27,6848	617,1	979202,349	<b>218,215</b>	0,014
HI113	204232,61	3065593,43	-17,9986	27,6822	506,6	979229,286	<b>219,126</b>	0,014
HI114	203093,84	3065886,16	-18,0102	27,6846	492,8	979237,896	<b>224,941</b>	0,015
HI115	201203,28	3068826,46	-18,0301	27,7107	921,8	979154,496	<b>236,292</b>	0,015
HI116	197622,93	3069603,98	-18,0665	27,7169	995,3	979130,539	<b>239,183</b>	0,016
HI117	205866,45	3072698,87	-17,9838	27,7466	1335,1	979050,711	<b>229,446</b>	0,016
HI118	205327,99	3069037,33	-17,9883	27,7135	944,0	979141,926	<b>225,781</b>	0,005
HI119	205679,17	3061114,60	-17,9828	27,6421	29,0	979313,931	<b>205,453</b>	0,014
HI120	208688,81	3076411,08	-17,9561	27,7807	1017,0	979140,070	<b>234,493</b>	0,018
HI121	205866,29	3072698,74	-17,9838	27,7466	1333,3	979062,173	<b>229,589</b>	0,009
HI122	205332,97	3069039,79	-17,9883	27,7135	943,0	979153,343	<b>225,813</b>	0,006
HI123	193942,02	3074059,95	-18,1050	27,7562	15,4	979366,555	<b>240,566</b>	0,018
HI124	207167,30	3080996,49	-17,9727	27,8217	378,5	979269,801	<b>213,101</b>	0,026
HI125	208864,96	3081423,07	-17,9555	27,8259	313,5	979283,239	<b>210,164</b>	0,027
HI126	210615,63	3082172,12	-17,9380	27,8330	279,6	979283,191	<b>201,801</b>	0,027
HI127	212143,50	3082211,27	-17,9225	27,8337	358,2	979261,890	<b>199,223</b>	0,029
HI128	211785,65	3078142,32	-17,9251	27,7969	814,4	979168,898	<b>212,187</b>	0,013
HI129	209745,21	3075653,04	-17,9452	27,7741	1009,7	979147,932	<b>233,230</b>	0,023
HI130	208645,88	3075387,53	-17,9563	27,7714	1047,1	979145,026	<b>235,947</b>	0,019
HI131	206903,41	3071944,65	-17,9731	27,7400	1147,9	979107,725	<b>228,487</b>	0,014
HI132	206646,98	3069816,23	-17,9752	27,7208	952,1	979145,165	<b>226,786</b>	0,010



## Anexo I: Observaciones de gravedad

HI133	206836,77	3066644,14	-17,9725	27,6922	607,1	979209,711	<b>219,797</b>	0,006
HI134	206254,25	3065690,10	-17,9781	27,6835	509,8	979230,239	<b>215,260</b>	0,007
HI135	205994,18	3064812,58	-17,9806	27,6755	445,1	979243,352	<b>213,996</b>	0,007
HI136	205009,04	3063941,22	-17,9903	27,6674	353,4	979266,199	<b>213,443</b>	0,007
HI137	204619,01	3062951,32	-17,9940	27,6584	248,4	979284,561	<b>209,596</b>	0,008
HI138	205324,00	3062504,00	-17,9865	27,6543	189,4	979297,057	<b>209,937</b>	0,005
HI139	204680,59	3061675,49	-17,9931	27,6469	115,9	979309,659	<b>207,151</b>	0,008
HI140	190249,33	3071184,58	-18,1416	27,7294	455,7	979247,875	<b>219,862</b>	0,021
HI141	201127,11	3068853,30	-18,0309	27,7109	921,6	979165,159	<b>235,821</b>	0,010
HI142	199963,88	3069058,14	-18,0427	27,7125	922,1	979163,798	<b>237,700</b>	0,008
HI143	194927,59	3069827,13	-18,0939	27,7183	920,2	979154,943	<b>233,287</b>	0,042
HI144	193135,80	3070647,71	-18,1123	27,7253	767,3	979188,455	<b>228,901</b>	0,008
HI145	192176,28	3072933,35	-18,1226	27,7456	655,1	979212,177	<b>226,712</b>	0,019
HI146	192290,71	3073504,27	-18,1216	27,7508	646,9	979211,699	<b>227,298</b>	0,009
HI147	192068,63	3071779,84	-18,1234	27,7352	683,4	979206,250	<b>226,056</b>	0,252
HI148	203085,88	3063864,75	-18,0098	27,6663	232,7	979295,798	<b>216,966</b>	0,013
HI149	202345,62	3064181,53	-18,0174	27,6690	172,8	979309,157	<b>218,106</b>	0,033
HI150	201769,41	3064913,94	-18,0234	27,6755	155,5	979320,505	<b>225,638</b>	0,011
HI151	206026,88	3061635,30	-17,9795	27,6469	92,6	979312,130	<b>206,928</b>	0,019
HI152	204421,12	3071520,23	-17,9981	27,7356	1333,3	979059,602	<b>227,175</b>	0,007
HI153	200680,25	3074030,38	-18,0367	27,7574	131,4	979350,424	<b>242,925</b>	0,049
HI154	193573,41	3074135,07	-18,1087	27,7568	20,8	979364,394	<b>240,437</b>	0,014
HI155	196759,47	3073071,16	-18,0762	27,7479	257,0	979318,527	<b>247,597</b>	0,009
HI156	198769,55	3073366,30	-18,0559	27,7510	276,2	979315,288	<b>246,270</b>	0,010
HI157	191885,80	3075247,41	-18,1261	27,7664	26,0	979357,414	<b>231,785</b>	0,012
HI158	205932,28	3061206,09	-17,9803	27,6430	26,3	979325,201	<b>205,712</b>	0,009
HI159	205931,94	3061206,57	-17,9803	27,6430	26,4	979325,226	<b>205,751</b>	0,006
HI160	212839,31	3079287,89	-17,9147	27,8075	571,9	979220,094	<b>206,169</b>	0,022
HI161	200345,38	3073224,40	-18,0399	27,7501	256,9	979321,638	<b>245,738</b>	0,009
HI162	196217,26	3073542,81	-18,0818	27,7521	71,9	979359,241	<b>246,685</b>	0,008
HI163	204009,69	3063538,11	-18,0003	27,6636	282,1	979282,471	<b>213,959</b>	0,015
HI164	205799,38	3067971,90	-17,9833	27,7040	912,1	979148,266	<b>219,713</b>	0,015
HI165	201592,68	3074507,06	-18,0276	27,7619	127,4	979352,873	<b>242,220</b>	0,037
HI166	212735,28	3079888,60	-17,9159	27,8129	603,9	979212,796	<b>205,416</b>	0,015

## Anexo I: Observaciones de gravedad

### NUEVAS OBSERVACIONES EN TENERIFE

EST.	E(m)	N(m)	Lon(°)	Lat(°)	h <sub>o</sub> (m)	Abs (mGal)	BO (mGal)	Error (mGal)
TENE001	329524,64	3128255,10	-16,7380	28,2693	1711,7	979059,534	<b>242,765</b>	0,005
TENE002	330676,61	3127981,48	-16,7263	28,2669	1870,3	979023,973	<b>242,308</b>	0,005
TENE003	331188,37	3127949,80	-16,7210	28,2667	1928,2	979013,747	<b>244,749</b>	0,005
TENE004	332315,25	3127840,72	-16,7095	28,2659	2072,7	978984,420	<b>247,465</b>	0,005
TENE005	332188,19	3127598,70	-16,7108	28,2637	2070,0	978983,940	<b>246,618</b>	0,005
TENE006	331150,60	3127708,73	-16,7214	28,2645	1923,7	979014,631	<b>244,906</b>	0,006
TENE007	331565,88	3126617,81	-16,7170	28,2548	1933,8	979015,210	<b>248,528</b>	0,005
TENE008	329241,47	3129032,78	-16,7410	28,2762	1675,7	979064,772	<b>239,527</b>	0,009
TENE009	328271,35	3129185,32	-16,7509	28,2775	1623,9	979073,629	<b>238,086</b>	0,009
TENE010	329316,44	3127150,90	-16,7400	28,2593	1656,4	979073,548	<b>246,071</b>	0,009
TENE011	330290,01	3129078,68	-16,7303	28,2768	1787,9	979043,098	<b>242,091</b>	0,009
TENE012	327194,82	3130046,61	-16,7620	28,2851	1463,0	979112,706	<b>240,649</b>	0,009
TENE013	327963,64	3127046,30	-16,7538	28,2581	1464,0	979114,542	<b>245,798</b>	0,010
TENE014	327136,27	3126971,87	-16,7622	28,2574	1366,9	979132,928	<b>243,574</b>	0,008
TENE015	327156,73	3128038,89	-16,7621	28,2670	1417,2	979124,363	<b>244,456</b>	0,008
TENE016	327281,41	3128986,90	-16,7610	28,2756	1485,6	979105,580	<b>239,653</b>	0,009
TENE017	329319,29	3126188,85	-16,7398	28,2506	1603,0	979085,788	<b>248,038</b>	0,018
TENE018	330066,02	3126181,46	-16,7322	28,2506	1698,3	979066,422	<b>248,968</b>	0,011
TENE019	331333,18	3124950,92	-16,7191	28,2397	1769,1	979057,050	<b>256,538</b>	0,005
TENE020	332363,69	3126060,13	-16,7088	28,2498	2016,5	979001,071	<b>252,700</b>	0,006
TENE021	326469,57	3128154,21	-16,7691	28,2679	1354,8	979136,457	<b>243,244</b>	0,001
TENE022	326398,05	3127021,44	-16,7697	28,2577	1283,0	979149,801	<b>242,495</b>	0,010
TENE023	325328,55	3128100,02	-16,7808	28,2673	1210,1	979164,937	<b>241,086</b>	0,004
TENE024	324936,96	3130156,22	-16,7851	28,2858	1258,2	979158,122	<b>242,821</b>	0,015
TENE025	325709,12	3131092,46	-16,7773	28,2944	1303,7	979146,466	<b>240,236</b>	0,016
TENE026	326785,87	3130729,77	-16,7663	28,2912	1418,4	979121,103	<b>239,134</b>	0,022
TENE027	327207,18	3131836,38	-16,7622	28,3013	1405,4	979121,432	<b>235,889</b>	0,015
TENE028	324982,03	3128755,72	-16,7844	28,2732	1205,7	979166,466	<b>241,068</b>	0,015
TENE029	326585,46	3128899,53	-16,7681	28,2747	1388,8	979128,194	<b>241,684</b>	0,005
TENE030	326282,78	3130005,64	-16,7713	28,2846	1397,8	979125,603	<b>240,161</b>	0,004
TENE031	327885,66	3129854,80	-16,7550	28,2835	1561,3	979088,063	<b>237,996</b>	0,004
TENE032	328254,23	3130780,44	-16,7514	28,2919	1513,1	979100,091	<b>238,705</b>	0,004
TENE033	325032,16	3130424,14	-16,7841	28,2882	1268,3	979155,539	<b>242,078</b>	0,042
TENE034	324838,07	3131629,55	-16,7863	28,2991	1226,2	979165,752	<b>242,298</b>	0,042
TENE035	324348,48	3132021,40	-16,7914	28,3026	1186,5	979175,943	<b>243,875</b>	0,042
TENE036	324637,61	3133064,50	-16,7886	28,3120	1173,3	979177,796	<b>242,533</b>	0,042
TENE037	325345,93	3132940,98	-16,7813	28,3110	1220,2	979165,125	<b>240,165</b>	0,042
TENE038	325381,60	3131900,83	-16,7808	28,3016	1313,2	979144,895	<b>240,510</b>	0,042
TENE039	326110,52	3131572,02	-16,7733	28,2987	1349,7	979136,749	<b>239,771</b>	0,042
TENE040	328537,99	3126317,59	-16,7478	28,2517	1496,4	979108,088	<b>247,200</b>	0,003
TENE041	323381,95	3134236,96	-16,8015	28,3224	1060,1	979203,044	<b>244,051</b>	0,009
TENE042	323273,00	3135085,36	-16,8028	28,3301	981,4	979218,639	<b>243,157</b>	0,007

## Anexo I: Observaciones de gravedad

TENE043	323784,67	3134277,50	-16,7974	28,3228	1123,2	979187,203	<b>241,997</b>	0,008
TENE044	324979,11	3134070,25	-16,7852	28,3211	1186,7	979170,465	<b>238,590</b>	0,010
TENE045	322031,06	3132255,49	-16,8150	28,3044	955,4	979227,392	<b>247,587</b>	0,008
TENE046	323397,24	3132631,83	-16,8011	28,3079	1027,4	979212,910	<b>247,032</b>	0,009
TENE047	322552,59	3133019,08	-16,8098	28,3113	1140,0	979186,725	<b>247,503</b>	0,008
TENE048	322951,79	3132033,32	-16,8056	28,3025	987,9	979220,364	<b>246,268</b>	0,008
TENE049	321922,80	3130991,37	-16,8159	28,2929	916,3	979231,075	<b>243,422</b>	0,008
TENE050	321927,75	3129949,44	-16,8157	28,2835	808,4	979250,427	<b>241,344</b>	0,006
TENE051	321786,60	3129501,57	-16,8171	28,2795	734,2	979264,804	<b>240,376</b>	0,006
TENE052	322661,76	3130810,71	-16,8084	28,2914	928,6	979229,984	<b>244,374</b>	0,007
TENE053	323179,67	3130146,83	-16,8030	28,2855	971,3	979217,967	<b>242,331</b>	0,003
TENE054	323719,57	3129770,82	-16,7974	28,2822	1044,9	979202,330	<b>242,638</b>	0,006
TENE055	322955,80	3128886,66	-16,8051	28,2741	983,2	979207,420	<b>236,847</b>	0,005
TENE056	323396,76	3129242,51	-16,8006	28,2774	1065,7	979194,118	<b>239,917</b>	0,006
TENE057	330621,00	3127591,04	-16,7268	28,2634	1847,9	979030,754	<b>244,527</b>	0,006
TENE058	329229,38	3130849,47	-16,7414	28,2926	1603,2	979078,721	<b>237,007</b>	0,027
TENE059	330202,04	3131088,19	-16,7315	28,2949	1676,6	979061,049	<b>235,277</b>	0,027
TENE060	331072,78	3131199,87	-16,7227	28,2960	1700,4	979057,297	<b>236,612</b>	0,027
TENE061	330172,95	3130290,63	-16,7317	28,2877	1737,4	979050,253	<b>237,737</b>	0,027
TENE062	330922,80	3130038,30	-16,7240	28,2855	1805,1	979036,619	<b>239,089</b>	0,027
TENE063	328616,88	3130146,78	-16,7476	28,2862	1638,5	979071,231	<b>238,010</b>	0,028
TENE064	327658,64	3135499,80	-16,7581	28,3344	1010,0	979203,604	<b>233,709</b>	0,006
TENE065	329035,63	3135487,02	-16,7441	28,3344	1087,0	979184,896	<b>231,647</b>	0,009
TENE066	329424,10	3135239,35	-16,7401	28,3323	1101,0	979182,867	<b>232,722</b>	0,006
TENE067	329804,79	3135711,84	-16,7363	28,3366	1037,0	979194,652	<b>231,036</b>	0,010
TENE068	335412,40	3132743,59	-16,6787	28,3105	1551,6	979086,157	<b>235,584</b>	0,019
TENE069	333456,04	3124805,70	-16,6975	28,2386	2092,7	978990,567	<b>258,680</b>	0,008
TENE070	326224,24	3135041,65	-16,7727	28,3301	1081,7	979188,077	<b>233,305</b>	0,002
TENE071	327849,49	3137485,03	-16,7565	28,3523	720,2	979260,147	<b>229,479</b>	0,007
TENE072	334784,78	3121119,89	-16,6834	28,2056	2106,2	978983,007	<b>261,634</b>	0,015
TENE073	328396,03	3128241,45	-16,7495	28,2690	1591,0	979083,367	<b>240,988</b>	0,008
TENE074	322722,15	3132485,64	-16,8080	28,3065	977,5	979224,283	<b>247,834</b>	0,011
TENE075	323262,87	3129936,11	-16,8021	28,2836	985,1	979214,805	<b>242,440</b>	0,027
TENE076	323731,75	3124644,57	-16,7965	28,2359	669,2	979275,145	<b>240,746</b>	0,017
TENE077	324711,02	3134775,80	-16,7881	28,3275	1105,2	979186,994	<b>237,689</b>	0,027
TENE078	325200,87	3137859,73	-16,7835	28,3553	622,2	979285,349	<b>234,208</b>	0,019
TENE079	326386,54	3127375,17	-16,7699	28,2609	1309,1	979145,357	<b>243,290</b>	0,026
TENE080	327303,79	3129984,07	-16,7609	28,2846	1463,5	979112,500	<b>240,705</b>	0,017
TENE081	327571,37	3133471,39	-16,7587	28,3161	1280,2	979148,541	<b>236,036</b>	0,022
TENE082	327577,46	3135639,19	-16,7590	28,3356	986,3	979208,073	<b>233,210</b>	0,025
TENE083	329501,16	3127508,44	-16,7382	28,2625	1679,7	979068,423	<b>245,466</b>	0,022
TENE084	329585,24	3137847,80	-16,7388	28,3558	669,7	979268,407	<b>227,929</b>	0,024
TENE085	330307,24	3136168,29	-16,7312	28,3408	962,5	979208,925	<b>229,692</b>	0,024
TENE086	330380,12	3128931,10	-16,7294	28,2755	1795,6	979042,025	<b>242,856</b>	0,035
TENE087	331754,66	3126781,38	-16,7151	28,2563	1961,6	979010,047	<b>249,364</b>	0,048
TENE088	333173,00	3135791,70	-16,7019	28,3377	895,1	979223,800	<b>231,855</b>	0,021

## Anexo I: Observaciones de gravedad

TENE089	333381,20	3124787,91	-16,6982	28,2385	2088,0	978991,725	<b>258,832</b>	0,025
TENE090	334718,54	3135382,10	-16,6861	28,3342	957,0	979208,793	<b>230,788</b>	0,018
TENE091	335292,85	3122077,03	-16,6784	28,2143	2038,2	979005,565	<b>262,929</b>	0,055
TENE092	336463,30	3119311,29	-16,6661	28,1894	2093,0	978984,776	<b>259,178</b>	0,010
TENE093	336634,22	3112150,79	-16,6633	28,1249	1121,8	979174,648	<b>243,855</b>	0,038
TENE094	337892,80	3113163,17	-16,6507	28,1341	1222,8	979155,687	<b>244,181</b>	0,037
TENE095	337355,13	3112637,43	-16,6561	28,1293	1198,9	979158,606	<b>243,156</b>	0,037
TENE096	338622,20	3109998,16	-16,6428	28,1057	777,0	979241,134	<b>238,796</b>	0,038
TENE097	338103,45	3110657,93	-16,6482	28,1116	849,6	979229,406	<b>242,542</b>	0,037
TENE098	337052,78	3110856,18	-16,6589	28,1132	933,0	979211,422	<b>243,435</b>	0,038
TENE099	337595,94	3114016,12	-16,6538	28,1418	1258,3	979151,614	<b>246,849</b>	0,038
TENE100	338483,89	3114299,96	-16,6448	28,1445	1318,2	979137,993	<b>246,052</b>	0,038
TENE101	338832,96	3115197,34	-16,6414	28,1526	1380,7	979126,710	<b>247,880</b>	0,035
TENE102	342713,42	3110403,49	-16,6012	28,1098	625,4	979265,376	<b>229,756</b>	0,009
TENE103	343172,31	3109730,31	-16,5964	28,1038	535,9	979280,377	<b>226,043</b>	0,009
TENE104	342322,74	3111251,98	-16,6053	28,1174	754,0	979240,995	<b>231,843</b>	0,010
TENE105	343910,14	3111297,61	-16,5892	28,1180	754,7	979234,649	<b>225,517</b>	0,010
TENE106	348557,79	3106983,49	-16,5413	28,0796	184,6	979338,922	<b>212,361</b>	0,010
TENE107	347597,21	3108807,56	-16,5513	28,0960	285,3	979323,141	<b>216,134</b>	0,009
TENE108	348235,28	3110455,04	-16,5450	28,1109	343,8	979313,432	<b>217,633</b>	0,008
TENE109	348603,19	3112192,42	-16,5415	28,1266	450,2	979294,429	<b>220,004</b>	0,008
TENE110	343517,70	3113439,37	-16,5934	28,1373	939,6	979204,740	<b>233,758</b>	0,009
TENE111	339609,93	3116585,44	-16,6336	28,1652	1594,0	979082,262	<b>251,141</b>	0,009
TENE112	338502,66	3117931,39	-16,6451	28,1772	1744,7	979058,481	<b>259,005</b>	0,009
TENE113	341735,14	3104568,42	-16,6104	28,0571	148,1	979355,349	<b>223,107</b>	0,018
TENE114	340579,42	3105188,84	-16,6222	28,0625	231,8	979340,509	<b>225,502</b>	0,018
TENE115	341142,71	3106595,41	-16,6167	28,0753	293,5	979332,063	<b>228,807</b>	0,018
TENE116	342084,09	3107915,01	-16,6073	28,0873	404,2	979308,217	<b>227,222</b>	0,027
TENE117	340137,24	3108071,65	-16,6271	28,0885	525,7	979287,175	<b>232,464</b>	0,018
TENE118	338981,45	3108291,08	-16,6389	28,0903	593,6	979278,367	<b>237,941</b>	0,018
TENE119	337932,21	3108320,78	-16,6496	28,0905	437,8	979313,858	<b>241,275</b>	0,018
TENE120	338899,56	3107100,85	-16,6396	28,0796	558,5	979278,571	<b>234,664</b>	0,019
TENE121	337395,80	3109130,42	-16,6552	28,0977	476,0	979308,917	<b>244,193</b>	0,019
TENE122	338543,39	3109111,53	-16,6435	28,0977	545,2	979290,838	<b>241,816</b>	0,019
TENE123	339010,25	3109334,64	-16,6388	28,0997	678,0	979263,131	<b>239,607</b>	0,019
TENE124	338565,35	3111898,43	-16,6436	28,1228	1088,3	979180,185	<b>242,050</b>	0,019
TENE125	335118,16	3107377,37	-16,6781	28,0816	354,7	979330,821	<b>241,105</b>	0,006
TENE126	333991,94	3107674,44	-16,6896	28,0841	418,7	979317,256	<b>240,964</b>	0,009
TENE127	333972,71	3108554,66	-16,6899	28,0921	522,7	979298,359	<b>243,846</b>	0,007
TENE128	336238,04	3109411,10	-16,6670	28,1001	605,0	979280,207	<b>242,812</b>	0,007
TENE129	335272,72	3109463,16	-16,6768	28,1004	640,3	979272,839	<b>242,121</b>	0,006
TENE130	334486,38	3108813,52	-16,6847	28,0945	566,3	979287,606	<b>241,586</b>	0,006
TENE131	334357,35	3110281,52	-16,6862	28,1077	709,2	979263,454	<b>246,759</b>	0,013
TENE132	335102,15	3110917,32	-16,6787	28,1135	831,8	979240,108	<b>249,141</b>	0,007
TENE133	339903,55	3111900,35	-16,6300	28,1230	1020,5	979191,195	<b>237,789</b>	0,006
TENE134	339306,91	3113558,52	-16,6363	28,1379	1211,2	979156,935	<b>242,690</b>	0,006

## Anexo I: Observaciones de gravedad

TENE135	340370,88	3110552,04	-16,6251	28,1109	818,1	979230,317	<b>235,268</b>	0,010
TENE136	340703,80	3111789,90	-16,6219	28,1221	951,4	979203,615	<b>236,079</b>	0,010
TENE137	341824,47	3109907,67	-16,6102	28,1052	651,6	979261,076	<b>231,093</b>	0,010
TENE138	340164,45	3109150,69	-16,6270	28,0982	633,4	979268,007	<b>234,590</b>	0,010
TENE139	341607,80	3108759,11	-16,6122	28,0948	526,7	979285,270	<b>229,890</b>	0,010
TENE140	344466,70	3108993,07	-16,5832	28,0973	511,2	979280,667	<b>220,949</b>	0,010
TENE141	342996,76	3114312,83	-16,5989	28,1451	1114,0	979171,053	<b>238,147</b>	0,011
TENE142	343244,95	3115183,94	-16,5964	28,1530	1231,4	979148,946	<b>239,645</b>	0,011
TENE143	343531,94	3115796,33	-16,5936	28,1586	1308,5	979132,067	<b>239,440</b>	0,011
TENE144	335282,69	3112251,37	-16,6771	28,1256	1025,0	979200,421	<b>248,783</b>	0,005
TENE145	333843,76	3112635,94	-16,6918	28,1289	1027,4	979197,485	<b>248,651</b>	0,004
TENE146	327754,04	3114461,20	-16,7540	28,1446	393,3	979334,039	<b>250,121</b>	0,003
TENE147	330414,07	3114999,38	-16,7270	28,1498	928,3	979230,107	<b>258,686</b>	0,005
TENE148	329609,93	3115300,11	-16,7353	28,1524	824,3	979251,693	<b>257,761</b>	0,009
TENE149	327257,90	3115543,43	-16,7593	28,1543	484,1	979315,848	<b>249,460</b>	0,005
TENE150	330090,90	3116033,58	-16,7305	28,1591	882,7	979240,447	<b>258,740</b>	0,004
TENE151	330110,43	3117403,14	-16,7305	28,1714	1018,8	979220,294	<b>265,900</b>	0,003
TENE152	340084,50	3124271,30	-16,6299	28,2346	2177,0	978962,965	<b>246,854</b>	0,023
TENE153	356558,70	3139503,60	-16,4639	28,3740	1902,0	978988,902	<b>225,689</b>	0,012
TENE154	335945,50	3138032,70	-16,6740	28,3583	661,0	979269,012	<b>225,452</b>	0,004
TENE155	323147,40	3134830,90	-16,8040	28,3277	999,0	979215,380	<b>243,388</b>	0,003
TENE156	376333,00	3150823,60	-16,2633	28,4782	319,0	979329,629	<b>205,220</b>	0,003
TENE157	330450,40	3128620,10	-16,7286	28,2727	1820,0	979036,865	<b>243,829</b>	0,019
TENE158	339279,80	3115882,60	-16,6369	28,1588	1414,0	979124,298	<b>252,235</b>	0,003
TENE159	352954,40	3132362,30	-16,4998	28,3092	2370,0	978891,480	<b>229,760</b>	0,002

## ANEXO II: Artículos

Se adjuntan en este apartado los 3 artículos que forman el compendio sobre el que se desarrolla esta tesis doctoral, ordenados por orden de publicación.

- (1) Sainz-Maza Aparicio, S., Arnosó Sampedro, J., González Montesinos, F., y Martí Molist, J. (2014). Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 5033-5051. doi:10.1002/2013JB01079
- (2) Sainz-Maza, S., Montesinos, F. G., Martí, J., Arnosó, J., Calvo, M., y Borreguero, A. (2017). Structural interpretation of El Hierro (Canary Islands) rifts system from gravity inversion modelling. *Tectonophysics*, 712–713, 72-81. doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.010>
- (3) Sainz-Maza Aparicio, S., Martí, J., González Montesinos, F., Borreguero, A., Pereda de Pablo, J., Vaquero Fernández, P., Calvo García-Maroto, M. (2017). Gravimetric imaging of Tenerife rift system.

Este artículo se aceptó para revisión por el editor de la revista *Bulletin of Volcanology*, Valerio Acocella, se adjunta el correo de aceptación antes como página inicial del artículo.



## RESEARCH ARTICLE

10.1002/2013JB010795

## Key Point:

- Analysis of the continuous gravity records of El Hierro in 2011

## Correspondence to:

S. Sainz-Maza Aparicio,  
ssainz-maza@fomento.es

## Citation:

Sainz-Maza Aparicio, S., J. Arnosó Sampedro, F. Gonzalez Montesinos, and J. Martí Molist (2014), Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010795.

Received 28 OCT 2013

Accepted 26 APR 2014

Accepted article online 4 MAY 2014

## Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands)

S. Sainz-Maza Aparicio<sup>1</sup>, J. Arnosó Sampedro<sup>2,3</sup>, F. Gonzalez Montesinos<sup>3,4</sup>, and J. Martí Molist<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Observatorio Geofísico Central, IGN, Madrid, Spain, <sup>2</sup>Instituto de Geociencias, CSIC, UCM, Madrid, Spain, <sup>3</sup>Grupo Geodesia, UCM, Madrid, Spain, <sup>4</sup>Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain, <sup>5</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Barcelona, Spain

**Abstract** Gravity changes occurring during the initial stage of the 2011–2012 El Hierro submarine eruption are interpreted in terms of the preeruptive signatures during the episode of unrest. Continuous gravity measurements were made at two sites on the island using the relative spring gravimeter LaCoste and Romberg gPhone-054. On 15 September 2011, an observed gravity decrease of 45  $\mu\text{Gal}$ , associated with the southward migration of seismic epicenters, is consistent with a lateral magma migration that occurred beneath the volcanic edifice, an apparently clear precursor of the eruption that took place 25 days later on 10 October 2011. High-frequency gravity signals also appeared on 6–11 October 2011, pointing to an occurring interaction between a magmatic intrusion and the ocean floor. These important gravity changes, with amplitudes varying from 10 to  $-90 \mu\text{Gal}$ , during the first 3 days following the onset of the eruption are consistent with the northward migration of the eruptive focus along an active eruptive fissure. An apparent correlation of gravity variations with body tide vertical strain was also noted, which could indicate that concurrent tidal triggering occurred during the initial stage of the eruption.

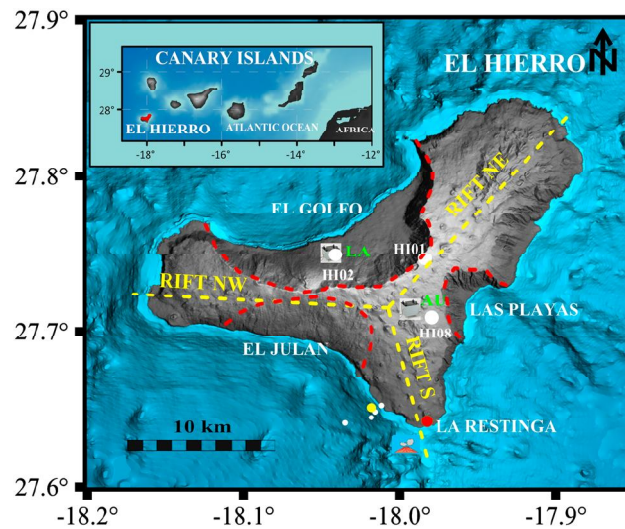
### 1. Introduction

Gravity measurements are usually taken on active volcanoes to monitor their activity, identify the precursory signals of new eruptions, and constrain the nature of unrest [Rymer and Williams-Jones, 2000; Furuya et al., 2003; Gottsmann et al., 2006; Crescentini and Amoruso, 2007; Bonafede and Ferrari, 2009]. Gravity variations caused by volcanic sources can range from one to several hundred  $\mu\text{Gal}$  ( $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$ ) and may occur at any time during phases of volcanic activity [Bonvalot et al., 1998; Greco et al., 2008]. After subtracting the solid Earth and ocean tide effects (and, likewise, any meteorological/hydrological perturbations) from the gravity records, the corresponding residuals are useful for detecting volcanic signals and as an effective volcano-monitoring tool if combined with other geodetic/geophysical parameters such as seismicity, deformation, and geochemical data. Furthermore, time variations in the observed Earth tide parameters (other than the lunisolar gravitational attraction) could indicate ground deformation processes occurring as a result of volcanic events [Berrino et al., 2006]. Along with certain other observational techniques, the analysis of continuous gravity measurements allows the temporal evolution of volcanic processes to be studied and can make an important contribution to the investigation of subsurface mass redistributions and density changes, magmatic processes, and changes in elevation and seismicity.

Several studies using continuous gravity measurements have been carried out on different islands of the Canary archipelago since 1987, all with the aim of improving our understanding of the Earth's crustal response to tidal forces in volcanic areas and of gathering gravity signals related to volcanic/seismic activity during periods of quiescence [Vieira et al., 1991; Arnosó et al., 2000, 2001, 2011]. However, to the knowledge of the authors, studies based on continuous gravity variations during an active volcanic process in the Canary Islands had hitherto not been undertaken.

From the onset of seismic activity in July 2011, various geodetic and geophysical parameters were placed under continuous observation on El Hierro. The Spanish Instituto Geográfico Nacional (IGN) implemented a surveillance network consisting of four GPS stations, progressively increased to a total of 12 stations, nine seismic stations (two of which are a permanent part of the volcano IGN monitoring network in the Canary Islands), several geochemical techniques (radon concentration,  $\text{CO}_2$  flux, and groundwater parameters),





**Figure 1.** Relief map of El Hierro (Canary Islands) showing its main structural features (embayments of El Golfo, El Julan, and Las Playas, as well as the triple-armed volcanic rift system). The observation sites of Aula de la Naturaleza (AU) and Los Llanillos (LA) are indicated. The GPS references used are also given (HI01, HI02, and HI08). The volcano icon indicates the approximate location of the submarine eruption. Small dots show the location of the seismic events of magnitude  $M_{bLg} > 3.6$  (white color) recorded on 7 October 2011. As well, the  $M_{bLg}$  4.3 earthquake (yellow color) of 8 October 2011 is indicated.

and three magnetometers [López *et al.*, 2012]. A tiltmeter network was also installed to monitor ground deformations [Arnosó *et al.*, 2012], while a control gravity network, in place since 2003, was used to study gravity variations in terms of subsurface mass/density changes due to volcanic activity. Additionally, another GPS network with a total of six stations was installed by the local agency Instituto Tecnológico y de Energías Renovables [Sagija *et al.*, 2012] and also operative was a GPS antenna (FRON), which had been erected by the GRAFCAN (Cartographical Service of the Government of the Canary Islands) in 2010.

To complement this monitoring network we installed a permanent gravimeter to conduct continuous gravity measurements. Time gravity variations associated with seismic-volcanic processes can make a significant contribution to real-time volcano monitoring and, in particular,

to the investigation of magma dynamics and subsurface processes during episodes of unrest. The data thus generated can also provide important constraints on the geometry of subsurface structures beneath the volcanic edifice and on the source of unrest. In this paper, we document the continuous gravity measurements carried out on El Hierro during the unrest episode preceding the submarine eruption that occurred in 2011–2012. Although the gravity measurements that began in late July 2011 have continued to the present, we concentrate our study on the period between 6 August 2011 and 15 October 2011 in order to encompass the main part of the unrest episode and the first days of the eruption. This allows us to identify and analyze the main gravity anomalies that occurred during the building up of the eruption. We describe here the methodology used and the data obtained and then discuss them in terms of the magma movements occurring inside the upper lithosphere and in the volcanic edifice.

## 2. Background Information on the Geology of El Hierro and the 2011–2012 Submarine Eruption

El Hierro is the youngest and westernmost of the Canary Islands, a group of volcanic ocean islands located on the Atlantic side of the African plate, 150 km off the coast of Morocco (Figure 1). They originated as a result of an intraplate magmatic episode lasting over 40 Ma [Araña and Ortiz, 1991] that gave rise to Holocene volcanism on all of these islands. El Hierro is a composite shield structure created by a combination of different volcanic edifices, which rises from 4000 m below sea level (bsl) to a maximum altitude of 1501 m above sea level (asl) and has a surface area of about 279 km<sup>2</sup> [Guillou *et al.*, 1996; Carracedo *et al.*, 2001]. The onshore geology of El Hierro shows three giant lateral collapses, namely, Las Playas, El Julan, and El Golfo (Figure 1), and the San Andrés fault (on the NE flank of the island) that could correspond to an aborted lateral collapse [Day *et al.*, 1997]. El Hierro has three well-defined ridges lying at 120° that concentrate all the Holocene volcanism, the most recent being the southern ridge that extends for about 40 km with a height of 2000 m above the sea floor [Münn *et al.*, 2006]. Recent geodetic and gravimetric studies have investigated the crustal structure of El Hierro using gravity inversion [Montesinos *et al.*, 2006], as well as its elastic response to body tide forces [Arnosó *et al.*, 2011]. Most recently, Gorbatikov *et al.* [2013] have studied the deep crustal structure of El Hierro using a microseismic sounding technique to create a 3-D velocity model of the island's

internal structure, which has revealed the existence of several local heterogeneities, as already noted by *Montesinos et al.* [2006]. In fact, *Gorbatikov et al.* [2013] highlight the existence of a reservoir of solidified magma to a depth ranging between 15 and 25 km, located at the northwest of El Hierro and connected with the formation of the younger part of the island. Other subsurface shallow structures identified as well by the density contrast model of *Montesinos et al.* [2006] seem associated to the southward migration of hypocenters along the contact surface of this reservoir and a high-velocity structure, which divides two large low-velocity bodies, one of them containing the solidified magma accumulation zone.

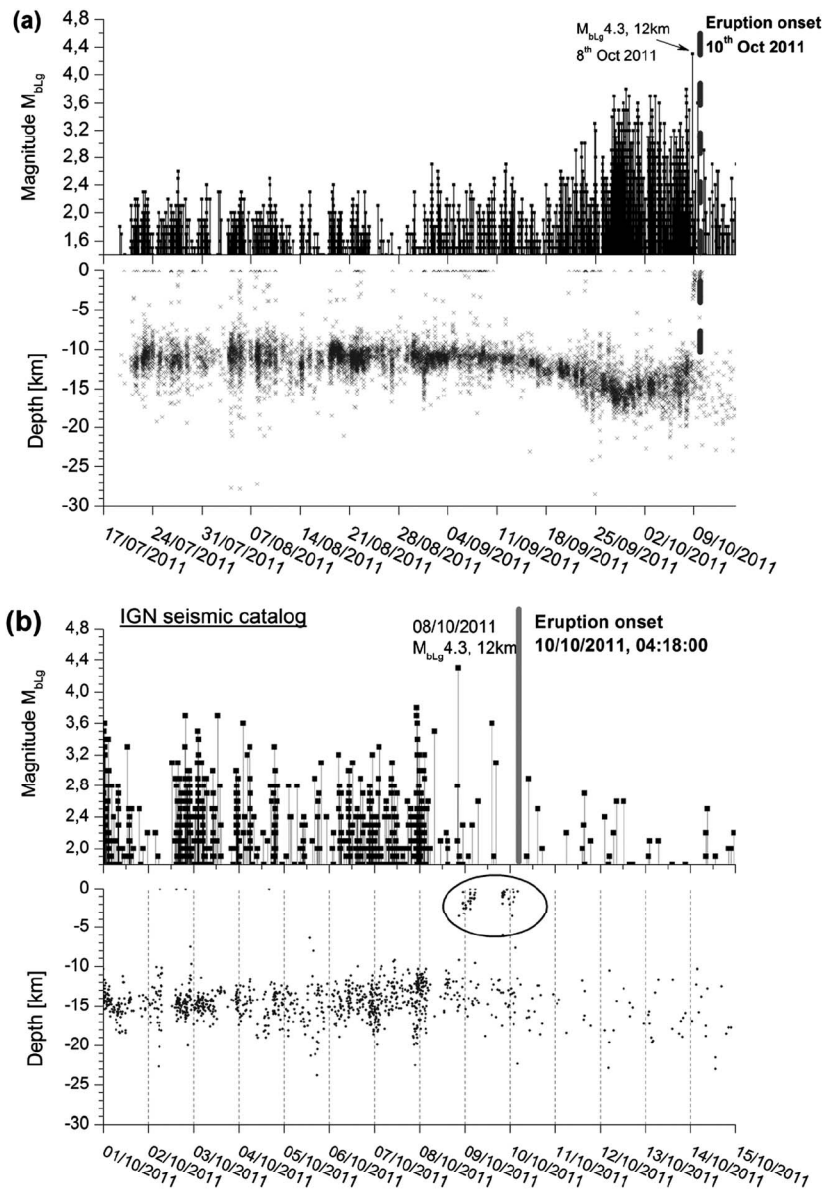
The 2011–2012 submarine eruption on El Hierro was preceded for nearly 3 months by an intense seismic swarm and important ground deformations, as reported by *López et al.* [2012] and *Ibáñez et al.* [2012]. These authors state that seismic unrest started on 19 July, although dozens of local events had already been detected 2 days beforehand. More than 12,000 localized earthquakes occurred up to the onset of the submarine eruption on 10 October, the largest of which was of magnitude 4.3  $M_{bLg}$  according to the earthquake catalog of the Spanish Instituto Geográfico Nacional (IGN). Initially, the seismicity was of low magnitude ( $<3.0 M_{bLg}$ ), and 2 months after the beginning of the period of unrest, the earthquakes were still mostly focused on the north of the island at depths of 10–15 km (Figure 2a). In mid-September, seismicity began to migrate toward the south of the island and a slight increase of up to 17 km in the hypocentral depth was observed. In addition, both the magnitude of the earthquakes and the ground deformation rate increased during this period. By late September 2011, most of the earthquakes were located offshore to the southwest of the island, but with greater magnitudes. Early October, various episodes of deflation-inflation were noted by the GPS stations of the IGN network at different sites on the island. Variations in other geophysical parameters such as differences in magnetic observations at different stations and several peaks in  $^{222}\text{Rn}$  concentration were also observed [*López et al.*, 2012]. Then, the hypocenters migrated southeastward through the submarine flank of the southern ridge, and a  $M_{bLg}$  4.3 event occurred on 8 October at a depth of 12 km and 1.5 km from the coast (Figure 1). Only few shallow (1–4 km depth) earthquakes followed this event (Figure 2b), suggesting that the magma approached the surface at the onset of the submarine eruption aseismically [*Martí et al.*, 2013]. The eruption started on 10 October at 04:15 UTC. At this point, a harmonic tremor signal appeared on the seismic records and continued for several weeks until the end of the eruption. The high-amplitude tremor signal overlapped the gravity records during the first days after the onset of the eruption. The eruption lasted for 4.5 months and constructed a new 220 m high volcanic edifice about 1 km in diameter at the base, which reaches 300 m bsl at a distance of 1.8 km from the coast [*Rivera et al.*, 2013].

### 3. Methodology and Data Acquisition

We acquired continuous gravity measurements from two different locations collected during different stages in the seismovolcanic processes taking place between 6 August 2011 and 15 October 2011. The first observation site, LA (Figure 1), was located in the north of the island around El Golfo embayment in a private house in the village of Los Llanillos at 276 m asl. The gravimeter was installed in the cellar on concrete base of 40 cm thick. The site was selected for its proximity to the seismic swarm that was located in this area at the beginning of the seismic process (Figure 1). A GPS antenna belonging to the IGN geodetical network [*López et al.*, 2012] was installed directly above the gravimeter on the house roof during the same observation period.

Due to the southward migration of the seismic activity, the gravimeter was moved to a second site in the village of El Pinar at the end of September 2011. The site, Aula de la Naturaleza (AU) (Figure 1), is located near the geographic center of the island at 950.5 m asl and 6.5 km SE from the site LA (Figure 1). The gravimeter was installed on a concrete pillar fixed to the bedrock at a depth of 30 cm inside a small room where it was protected from humidity and air currents. No GPS antenna was available at this site, although two relatively close permanent GPS stations belonging to the IGN network, HI01 and HI08 (Figure 1), were installed 4 and 1 km away, respectively. In addition, a short-base length biaxial tiltmeter (model Applied Geomechanics 701-2A) that records tilts in two orthogonal horizontal directions was positioned on a pillar next to the gravimeter from the end of September 2011 onward [*Arnosó et al.*, 2012].

Previous tidal gravimetry studies had been conducted using a LaCoste and Romberg Graviton-EG spring gravimeter at site AU during 2008 [*Arnosó et al.*, 2011]. This provided us with a priori knowledge of the site's possibilities, as well as the stability and quality of the gravimetric measurements it could generate. Thus,



**Figure 2.** (a) Magnitude and depth of the earthquakes recorded by the IGN seismic stations from the beginning of the unrest until the eruption onset and (b) a detailed view from 1 October onward. The dashed line indicates the eruption onset; the shallowest earthquakes recorded before the beginning of the eruption are circled.

we expected that the comparison of the tidal observations with the theoretical body tide models at this site could be carried out with an accuracy of 0.1%, as reported by *Arnosó et al.* [2011]. Details of the observations at sites LA and AU are summarized in Table 1.

The gravimeter used in this study was a Micro-g LaCoste's *gPhone*, an updated version of the classical LaCoste and Romberg (LCR) zero-length spring (model G) gravimeter, which has a double-oven thermal system that provides more precise temperature stability, a new beam-nulling system, a true vacuum seal that is completely insensitive to buoyancy changes due to atmospheric changes, and 0.1  $\mu\text{Gal}$  resolution in the frequency domain (see <http://www.microglacoste.com/relativemeters.php>). Many studies have confirmed the stability and accuracy of spring-type gravimeters when detecting gravity variations in active volcanic areas and the LaCoste and Romberg and Scintrex gravimeters are the most commonly used [*Brown and Rymer*, 1991; *Budetta and Carbone*, 1997; *Berrino*, 2000; *Carbone and Greco*, 2007]. In order to study the

**Table 1.** Location of the Two Observing Sites in El Hierro and the Observation Period<sup>a</sup>

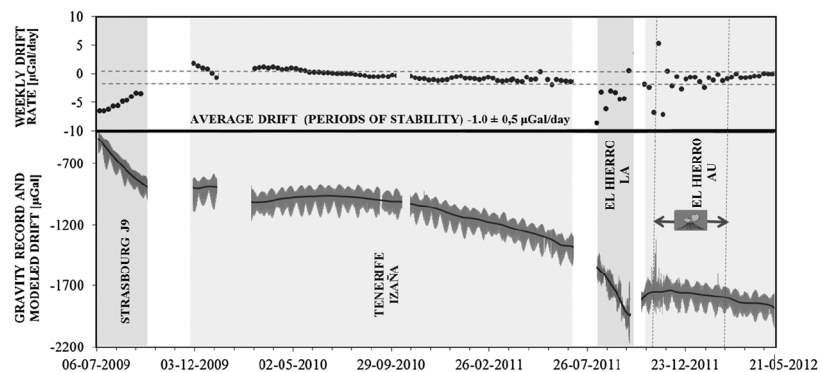
Site	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Altitude (m)	Period of Observation
LA	27.750	18.040	276.0	2011/08/06 to 2011/09/29
AU	27.714	17.988	950.5	2011/09/29

<sup>a</sup>Geographic latitude and longitude positive in the north and east directions, respectively, and altitude referred above the sea level.

performances of the meter in terms of resolution, accuracy, noise level, and long-term stability the gPhone-054 used here was compared to the superconducting gravimeter SG-C026 at site J9 in Strasbourg (France) during 2008 [Riccardi *et al.*, 2011]. Conclusion achieved from this gravimetric comparison showed that the gravimeter behavior both in the tidal and seismic bands is satisfactory, even better than standard spring gravimeters (zero-length metal or quartz-type sensors). However, the instrumental drift rate is still greater than in a superconducting gravimeter, and some uncertainties may be present in drift modeling when gravity fluctuations are small. Nevertheless, most uncertainties can be solved if meteorological perturbations can be modeled with enough accuracy, and drift behavior is closely controlled or, as in the case of this study, long-term gravity variations are sufficiently large to be distinguished from other known and easily modeled effects.

It is well known that the time-variable gravity signal is composed of different contributing signals [Torge, 1989] including solid Earth tides, which add tens of  $\mu\text{Gal}$  to the amplitude signal and can be easily modeled by different software packets depending on the final desired application [Dierks and Neumeyer, 2002]. Ocean tidal loading, atmospheric loading, and polar motion are other known factors that are included in the gravity signal. To achieve a residual gravity signal with the greatest geophysical significance, other parameters are usually sampled together with the gravity records. The core gravity sensor of the gPhone by design should be slightly influenced by environmental effects such as air pressure and temperature variations that in turn increase the nonlinear drift problem, which is decisive for the purposes of volcano monitoring [Budetta and Carbone, 1997; Berrino *et al.*, 2006; Greco *et al.*, 2012; Crossley *et al.*, 2013]. During this study, raw gravity data were sampled at 1 Hz frequency. Other parameters were also measured at different sampling rates: leveling instrument, atmospheric pressure, internal pressure sensor, air temperature, internal sensor temperature, and humidity. Rainfall data indicated that no significant precipitation fell during the observation period, and so the corresponding gravity effect was not evaluated.

Although the most important limitation of spring gravimeters is still the unpredictable drift behavior occurring during long-term observations, previous results gathered with a LCR gPhone-054 gravimeter operating at the J9 gravimetric observatory in Strasbourg (Institut de Physique du Globe de Strasbourg-Ecole



**Figure 3.** (top) Weekly drift rates of the gPhone-054 gravimeter at sites in Strasbourg (France) and on Tenerife (Canary Islands, Spain) before its installation on El Hierro. Also given are the drift rates recorded by the gPhone-054 at the observation sites LA and AU from the beginning of the unrest episode on El Hierro. The dotted vertical lines indicate the period in which the tremor signal was observed at the seismic stations during the submarine eruption between 10 October 2011 and 17 February 2012. The dotted horizontal lines delimit the average instrument drift during different periods of stability. (bottom). Raw gravity data observed at the same observing sites shown in Figure 3 (top). The modeled instrument drift is superimposed to the observed curve.

et Observatoire Sciences de la Terre, France) confirmed suitable drift rates of a maximum of about 10  $\mu\text{Gal/d}$  and quick drift stabilization after installation. As well, no significant differences in its drift rate evolution were observed over time [Riccardi *et al.*, 2011]. After its testing in Strasbourg, the gPhone-054 was moved to the atmospheric observatory of Izaña (Spanish Agencia Estatal de Meteorología) on the island of Tenerife (Canary Islands, Spain) for 1.5 years, where its stabilized drift rate behavior was within the range of 0 to  $-2.0 \mu\text{Gal/d}$  for the year before it was installed on El Hierro (Figure 3). This behavior fit in with the manufacturer's guidelines, which indicate that after 1–2 years, the drift rate should fall substantially [gMonitor User's Manual, 2008]. The instrumental drift changed drastically at sites LA and AU on El Hierro just before and during the period corresponding to the submarine volcanic eruption. After the eruption ended, the drift rate stabilized at an average value of about  $-1.0 \pm 0.5 \mu\text{Gal/d}$ . To model the instrument drift from the signal showed in Figure 4, a linear fit was applied to the observed gravity data, after spikes and tilt-induced gravity effect were removed. Except for the first week after the installation of the gravimeter when the best fit corresponds to a second-degree polynomial (Figure 4c).

To attain the residual gravity signal, that is, the time gravity variation *free of perturbations*, several corrections were applied. Following a common procedure for processing time gravity series [Hinderer *et al.*, 2007; Crossley *et al.*, 2013], the residual gravity,  $g_{\text{res}}$ , can be expressed as

$$g_{\text{res}} = g_{\text{obs}} - g_m \tag{1}$$

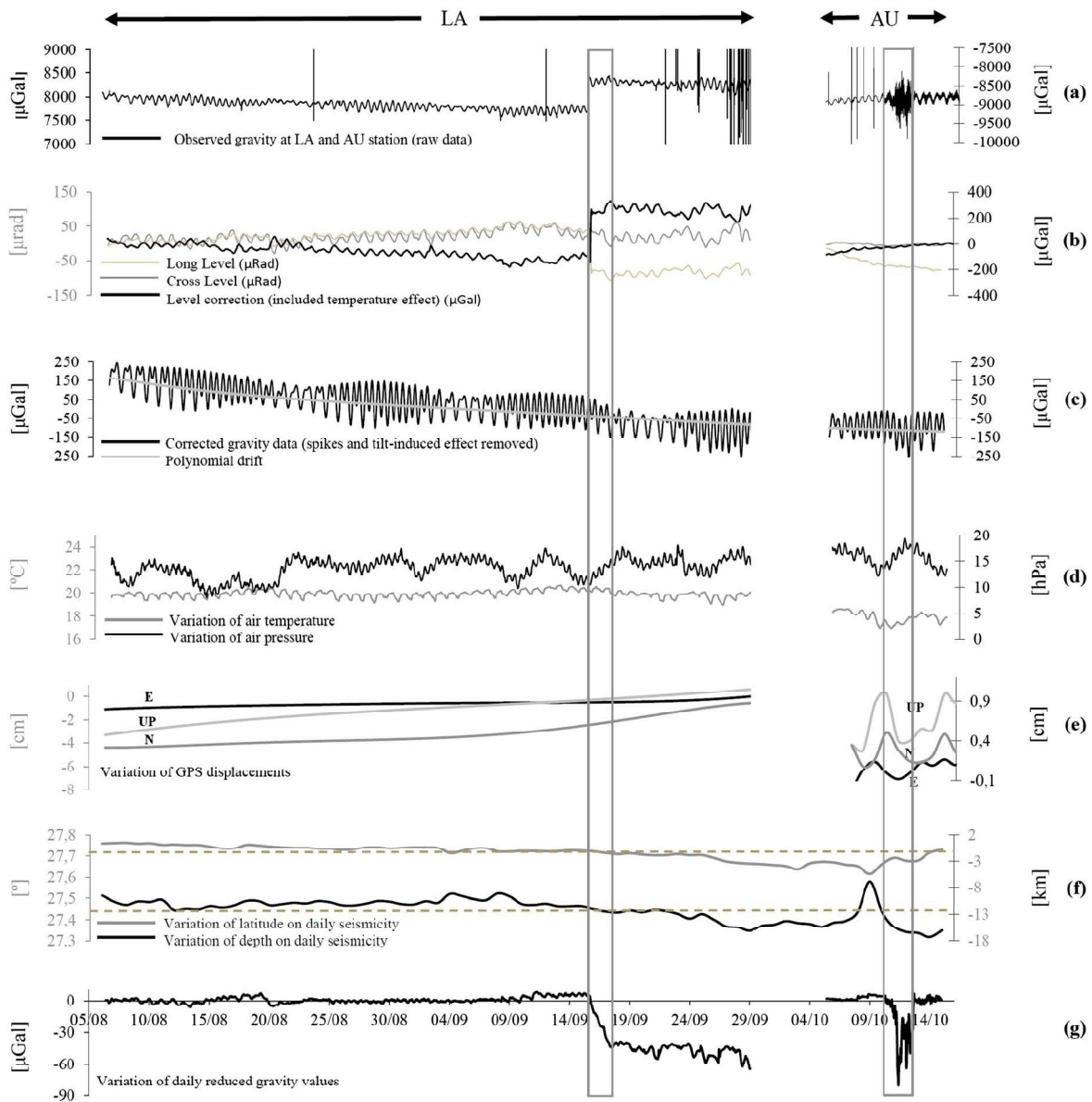
where  $g_{\text{obs}}$  is the observed gravity data and  $g_m$  all known modeled signals. Thus, contributions from solid Earth and ocean tides, atmospheric pressure, meteorological effects (air temperature and humidity), polar motion, and drift have to be subtracted from the recorded gravity series.

The largest signal in the observed gravity data is produced by Earth tides. Tidal deformation of the Earth represents the elastic response of its body to gravitational accelerations produced by the Moon and the Sun and, to a lesser extent, other celestial bodies. The tidal forces can be described with high reliability and precision and, commonly, solid Earth and ocean tides are modeled with a high accuracy. Gravimeters measure tidal gravity variations at the Earth's surface with very high signal-to-noise ratio. Those variations, which occasionally may exceed 250  $\mu\text{Gal}$ , are a source of noise for many other geophysical measurements. The analysis of tidal gravimetric observations provides amplitude ratios and phase differences, in terms of the tidal waves that represent the response of the Earth's body to tidal forces, between observed amplitudes and phases and the respective theoretical calculations. Harmonic analysis methods are the most common approach used to model the tidal signal. Thus, a multiple regression model in the time domain is derived from a multiple-input-single-output system, through [Neumeyer, 2010; Wenzel, 1997]

$$y_t = \sum_{j=1}^n H_j A_j \cos(2\pi\omega_j t + \phi_j + \Delta\phi_j) + \sum_m R_{m\omega} z_{m\omega}(t) \tag{2}$$

where  $y_t$  represents the gravity observation at a time  $t$ ,  $A_j$  and  $\phi_j$  are the amplitudes and phases of the tidal waves for frequencies  $\omega_j$  (e.g., calculated from a tide-generating potential), and  $z_m(t)$  is the additional signal included in the regression model (as for instance the air pressure). The amplitude factor  $H_j$ , the phase shift  $\Delta\phi_j$ , and the regression parameter  $R_m$  are the unknowns estimated by least squares fit of the observations. Here we have used the software packages VAV [Venedikov *et al.*, 2003] and ETERNA [Wenzel, 1996] that are widespread applied for tidal analysis purposes. Performance of both packages is similar when tidal parameters are estimated, although some differences exist in the filtering of the gravity data and in the treatment of statistics of the signal [Dierks and Neumeyer, 2002]. Thus, a previously calculated tidal model [Arnosó *et al.*, 2011] was used for testing tidal gravimetry results with the gPhone-54 at sites AU and LA and was then used to subtract body tide- and ocean tide-loading effects for computation of residual gravity.

Atmospheric pressure contribution to gravity signal is spread over a wide spectral domain, and its magnitude can reach a value of about 30  $\mu\text{Gal}$  at certain locations. Atmospheric pressure effect is usually reduced from gravity signal estimating an empirical transfer function (known as barometric admittance) between gravity and local air pressure changes. The 90% of the total pressure effect can be removed using the empirical approach, and an approximate barometric admittance of about  $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$  is commonly retrieved for continental stations, away from the coastlines [Spratt, 1982]. In our case, a local atmospheric correction was applied by adjusting the respective scalar coefficient for each observation site using the



**Figure 4.** (a) Raw gravity data observed at LA and AU sites. (b) Signal recorded by longitudinal and transversal levels of gPhone-054. The tilt-induced (included temperature effect on the levels) gravity effect is also displayed. (c) Observed gravity data corrected from spikes and tilt-induced effects. Superimposed curve is the polynomial drift. (d) Air pressure and temperature variation observed at the respective LA and AU sites. (e) Vertical (RMS  $\pm 0.25$  cm) and horizontal (RMS  $\pm 1.5$  cm) GPS displacements measured at LA and HI08 sites, obtained through daily solutions processed in double-difference mode. (f) Variations in the depth and latitude of the earthquakes recorded by the IGN seismic stations on El Hierro Island. (g) Residual gravity (reduced for Earth and ocean tides, meteorological effects, and polar motion and tilt-induced effects) with instrument drift removed, as well as the low-pass filtered, calculated from the gPhone-054 gravimeter records at sites LA and AU. The vertical rectangles mark the periods corresponding to the studied residual gravity anomalies. The gap after 29 September indicates the period of gPhone-054 stabilization, as it was moved to the observing site AU.

software VAV, which fits the gravity-pressure admittance together with the tidal parameters [Venedikov *et al.*, 2003]. The admittances were found to be  $-0.32 \pm 0.04$  and  $-0.34 \pm 0.02$   $\mu\text{Gal}/\text{hPa}$  for LA and AU, respectively. Those admittance factors are used to subtract the atmospheric pressure contribution from the raw gravity data when computing the residual gravity.

The gravity effect of the polar motion, the so-called pole tide, is a consequence of the small movements of the Earth's rotation axis within the Earth. The gravity fluctuation,  $\Delta g_{pr}$ , for a site at the Earth's surface can be

computed using the time series of instantaneous pole coordinates  $(x(t), y(t))$  at time  $t$ , provided by the International Earth Rotation Service with a resolution of 1 day, through [Melchior, 1983]

$$\Delta g_p = \delta_p \Omega^2 a(x(t) \cos \lambda + y(t) \sin \lambda) \sin 2\phi \quad (3)$$

where  $a$  is the geocentric radius,  $(\phi, \lambda)$  the geographic coordinates, and  $\Omega$  the mean rate of Earth's rotation. Here  $\delta_p = 1 + h - \frac{3}{2}k$  is the second-degree gravimetric amplitude factor, in which  $h$  and  $k$  are the Love numbers for the body tides. The peak to peak amplitude of the gravity effect thus calculated for the observing period was about  $3.2 \mu\text{Gal}$ .

Instrumental effects related to meteorological perturbations such as those produced by rainfall and variations in air temperature and humidity were expected to be very low in the short observation periods, during which the gravity residuals underwent remarkable changes. Correlation between relative air humidity and temperature can be often significant and, the gravimeter response depends on the different construction types and of their electrostatic feedback system [El Wahabi et al., 1997, 2000; Pálinkás, 2006; Hegewald et al., 2011]. Figure 4g shows the residual gravity signal observed at LA and AU sites during the periods where remarkable changes were observed, together with the respective local air temperature variations. In none of the cases presented here, a correlation was found with these meteorological parameters. Air temperature variations at the observing sites, however, influence the gravimeter levels. It is well known that instrument tilts can produce apparent gravity changes, which can lead to variations in instrumental drift behavior and therefore may mask other geophysical signatures related to volcanic activity [Riccardi et al., 2009]. The tilt-induced gravity effect  $\Delta g$  when the gravimeter's axis of measurement is tilted an angle  $\phi$  with respect to the vertical plumb line is given by

$$\Delta g = (g_0 - g_0 \cos \phi) \quad (4)$$

where  $g_0$  is the local gravity. For small angles, expressing  $\cos \phi$  in terms of Taylor's series expansion, it can be followed [Hinderer et al., 2007]

$$\Delta g \approx \frac{1}{2} g_0 \phi^2 \quad (5)$$

Assuming  $g_0 = 9.8 \text{ m s}^{-2}$  and expressing  $\phi$  in radians, the dependency of gravity on tilt changes can be expressed as follows:  $\Delta g / \phi^2 = 4.9 \text{ m s}^{-2} / \text{rad}^2$ . It means that if the gravimeter is tilted by  $100 \mu\text{rad}$ , it will induce a reduction in gravity of  $4.9 \mu\text{Gal}$ .

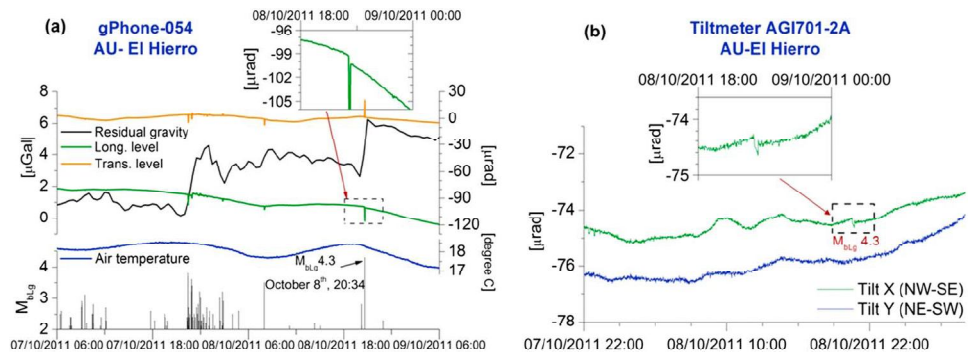
Other significant contributions of the observed gravity signal come from the hydrology (water table, soil moisture, and rainfall). Thus, changes in water storages, soil moisture, or groundwater can influence gravimetric observations by up to tens of  $\mu\text{Gal}$ . Its determination becomes complex due to its variability, produced by water balance at observing sites, as well as to the length scales that makes necessary to investigate the soil moisture conditions in the vicinity of the gravimeter site [Hinderer et al., 2007; Harnisch and Harnisch, 2006]. In our case, however, no effects of hydrology were corrected due to the absence of rivers and/or water reservoirs, together with the extremely dry conditions of the island during the observation period.

Following the procedure described above, the respective residual gravity was obtained at the observation sites LA and AU after modeling with some confidence all known signals. The effects produced by tilts, atmospheric pressure, and polar motion were all calculated and reduced from observed gravity data. Solid Earth and ocean tides, as well as instrument drift, were modeled following the harmonic analysis method and likewise were subtracted from the observed gravity. Then, the gravity signatures due to the studied seismovolcanic unrest that preceded the El Hierro eruption could be studied by interpreting these remaining gravity residuals.

#### 4. Observed Anomalies

Remarkable gravity changes were found in the gravity residuals (i.e., after removing body and ocean tides and gravity changes induced by tilts and atmospheric pressure effects) during the different periods before the onset of the eruption at both sites LA and AU.

From the date of the installation of the gravimeter (6 August 2011) until 15 September, few fluctuations were observed in the residual gravity signal (Figure 4g) of small amplitude ( $\pm 2 \mu\text{Gal}$ ). During this period, seismicity was concentrated at the north of the island and at about 11 km in depth. The lack of a significant time correlation with other geophysical or geodetic changes hindered the identification and interpretation of those small anomalies in the gravity records.



**Figure 5.** (a) Variation of the residual gravity, air temperature, and respective tilt changes of the longitudinal (Long) and transversal (Trans) levels of the gPhone-054 during 7–8 October 2011, at site AU. The earthquakes of magnitude  $M_{bLG} > 2$  preceding the onset of the submarine eruption are also shown. The inset zooms the Long level during the  $M_{bLG}$  4.3 event. (b) Tilts measured by biaxial AGI tiltmeter at AU during the  $M_{bLG}$  4.3 earthquake. The inset zooms the effect of the earthquake on the X axis.

On 15 September at 16:37 UTC a remarkable change in the trend of the residual gravity signal was recorded at site LA that ranged from 0 to  $-24 \mu\text{Gal}/\text{d}$  (Figure 4g). From 11:40 UTC onward on 17 September (i.e., 43 h later) the trend was reduced to  $-1 \mu\text{Gal}/\text{d}$ , and the gravity signal decreased almost linearly for a total amount of about  $45 \mu\text{Gal}$  during those 2 days. The beginning of this anomaly coincided with a  $100 \mu\text{rad}$  offset of the gravimeter's longitudinal level. However, no significant changes were observed in either the transversal level or the other instrumental data recorded at the same time. The vertical displacement of the GPS antenna installed at the same observation site increased by about 0.3 cm during same days (Figure 4e), which coincided with the general trend observed at other GPS stations on the island [see López *et al.*, 2012] following the inflation episode preceding the eruption. There was no evidence of any type of anthropogenic noise at the time, although we cannot discard this possibility. We checked the gravimeter's response to other similar tilt changes to rule out incorrect leveling. All experiences done showed us that the instrument drift suffered only noteworthy changes after power failures or transportation. Even in the worst testing case (that is, driving a shock on the gravimeter while operating), no changes in the instrument drift is observed. Moreover, instrument drift never exceeds  $10 \mu\text{Gal}/\text{d}$  during the observing periods up to date. Therefore, although the tilt of the longitudinal level could have a purely instrumental origin, the results of the test performed did not explain such large variations in the gravity residuals, and so we assumed that phenomena related to seismovolcanic activity were responsible for the gravity variations occurring during this period. In a similar context, tilt changes of tens of  $\mu\text{rad}$  ranging from hours to days were reported by Bonaccorso and Gambino [1997] during activity on the volcano Etna as a consequence of magma displacements preceding and accompanying the beginning of the 1991–1993 eruption. Figure 5 shows an example of colocated measurements made at AU site by both levels of gPhone-054 and the biaxial tiltmeter Applied Geomechanics 701-2A (AGI) installed there. After removing contributions from tides and diurnal temperature variations, only the X axis of AGI exhibits a tilt offset of about  $-0.4 \mu\text{rad}$  during the occurrence of the  $M_{bLG}$  4.3 earthquake of 8 October 2011 [Arnoso *et al.*, 2012]. Similarly, the longitudinal level displays an offset of  $-0.7 \mu\text{rad}$ , which is coherent with tiltmeter signal and thus indicating the capability of the gravimeter levels to detect real tilt changes. Therefore, the effect of a ground deformation of volcanic origin could be present on the tilt recorded by the longitudinal level of gPhone-054 during 15 September at LA site. Unfortunately, no other tiltmeters that could have confirmed these fast ground deformations were installed on El Hierro during this period. However, although the seismic activity showed no increase in the magnitude, number of events, or any substantial variation in the depth of the epicenters, a clear southward migration (Figure 2a) did take place from the second half of September onward, as was confirmed recently by Domínguez Cerdeña *et al.* [2014].

Possible earthquake-induced gravity changes from continuous observations at site AU were observed during the seismic swarm stage on 7 and 8 October 2011. The magnitudes of the seismic events of the whole unrest episode peaked, and the IGN network recorded a sequence of earthquakes with magnitudes exceeding  $M_{bLG}$  3.6 (Figure 1). Two step-like gravity increase (positive step) of  $2.5 \mu\text{Gal}$  are clearly visible on the residual gravity signal during those days (Figure 5a). By contrast, the positive step of 8 October



coincided in time with the event of magnitude  $M_{\text{bLg}}$  4.3 recorded by the IGN seismic network whose epicenter was located at a depth of 12 km about 8 km from site AU and could be interpreted in terms of coseismic gravity changes.

A new anomaly detected on the residual gravity coincided with the start of the volcanic tremor, assumed to correspond to the onset of the eruption [Martí *et al.*, 2013]. Figure 6a shows the gravity signal observed at site AU during the first days of the eruption, from 8 to 15 October 2011. The effect of the volcanic tremor is clearly visible on the gravity record from 10 October onward and induced a high level of background noise. To study the gravity signal, we calculated the respective residual gravity and then filtered it using a cutoff frequency of 24 cpd (cycles per day) and a window length of 480 data points. This enabled us to observe a clear change in the trend of the residual gravity, from 0 to  $-25 \mu\text{Gal/d}$  since the onset of the tremor on 10 October, even though the gravimeter's levels were running without significant variation despite being highly influenced at high frequencies by the volcanic tremor. This trend continued for just 1 day, until 11 October at 05:00 (UTC). Then, the trend of the residual gravity curve changed drastically; that is, episodic gravity changes varying from 10 to  $-90 \mu\text{Gal}$  were observed over the next 2 days (see Figure 6), during which time neither substantial ground tilts nor height change (as measured by GPS network Spanish IGN) was observed at site AU (see Figures 4b and 4e, respectively).

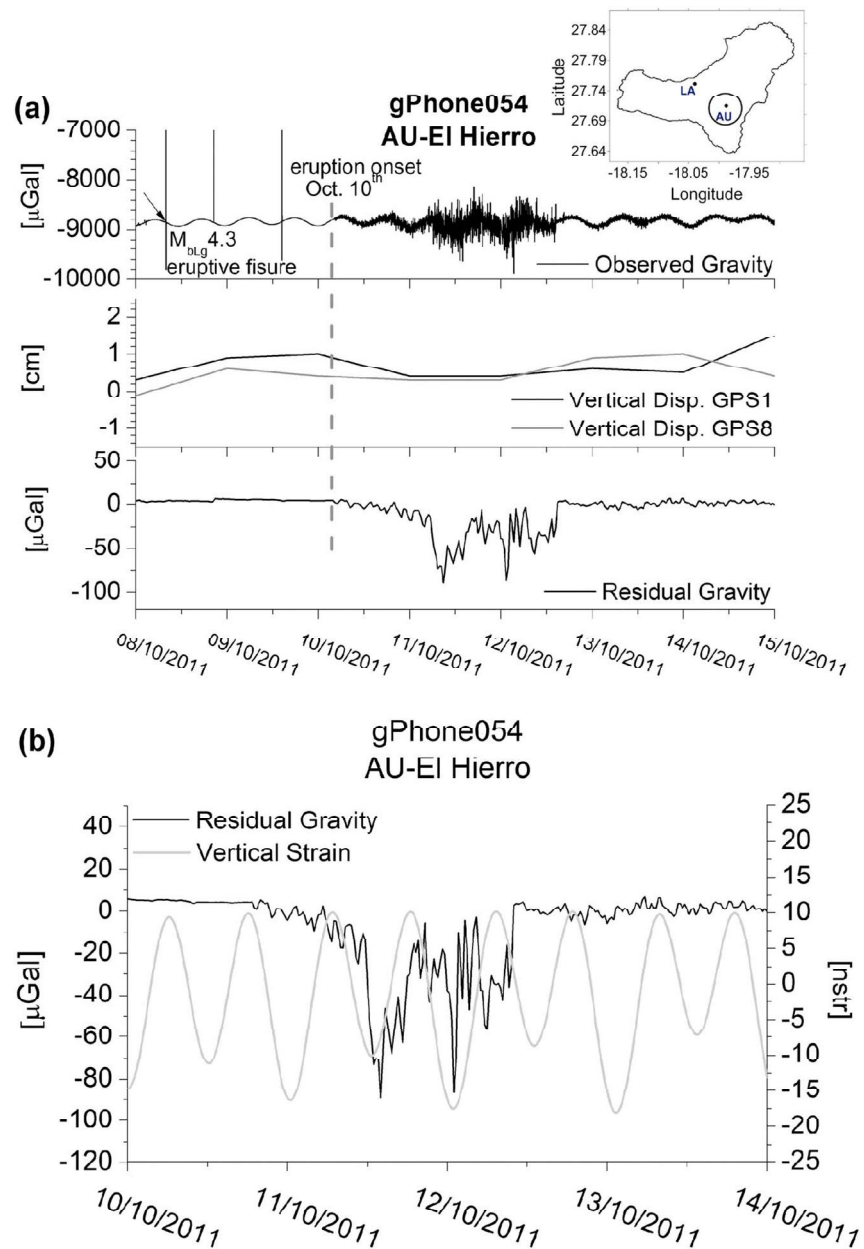
Finally, in addition to the anomalies described above, it is also worth mentioning the anomalies detected in the high-frequency band of the gravity signal. In the spectrum computed from the original 1 Hz record of the gPhone-054 in the 5 days prior to the onset of the tremor (up to 10 October), the amplitude of the observed gravity signal at frequencies between 0.05 and 0.4 Hz, known as the microseismic band [Longuet-Higgins, 1950], increased up to 2.5 times (see Figure 7). On 6–8 October and until the occurrence of the  $M_{\text{bLg}}$  4.3 earthquake, the amplitudes corresponding to the frequencies between 0.25 and 0.40 Hz reached the highest value. Usually, perturbations in this frequency band are due to meteorological effects. From a few hours before the  $M_{\text{bLg}}$  4.3 event and up to the beginning of the volcanic tremor on 10 October, a well-defined frequency signal appeared that was located around a narrow band centered on 0.2 Hz, which became more evident on 9 October (Figure 7, right). This well-defined signal is known as the secondary peak of the microseismic band, and it does not appear often at the gravity records. Meteorological conditions during this period were stable, and air pressure, temperature, humidity, and wind speed do not show any significant variation (Spanish Meteorological Agency, <http://www.aemet.es>).

## 5. Modeling Time Gravity Variations

### 5.1. The Gravity Decrease of $45 \mu\text{Gal}$ During 15 to 17 September 2011

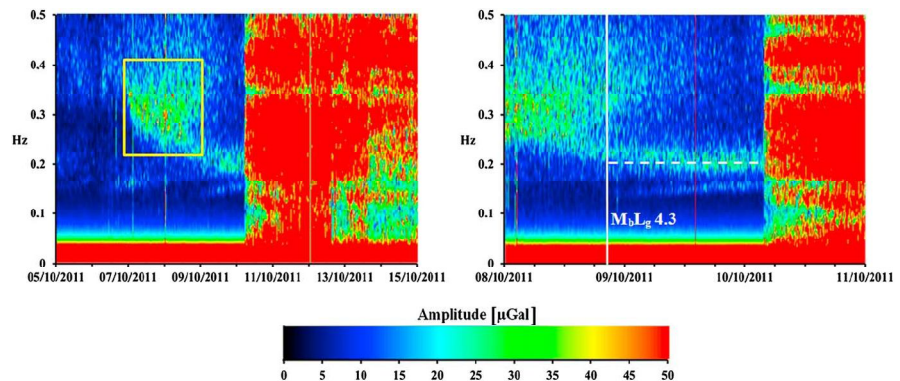
We want to explain the observed anomaly on the residual gravity found at site LA during 15–17 September. We assume that it is due to magma migration following the seismological interpretation by Martí *et al.* [2013]. As we mentioned above, vertical displacement measured by the GPS on 15–17 September was negligible at LA; that is, the free air gradient effect corresponding to 0.3 cm of vertical displacement is not enough to explain the gravity decrease of  $45 \mu\text{Gal}$  (an elevation change of about 15 cm would be required). Also, González *et al.* [2013] used interferometric synthetic aperture radar technique to model ground deformation to constrain the dynamics associated with the magmatic activity during the preeruptive and coeruptive phases of the 2011–2012 El Hierro submarine eruption. Their result does not assess any clear ground deformation around LA site for the days 15–17 of September. Moreover, the interferograms calculated by those authors do not exhibit a deformation pattern at LA during the complete period of southward seismic migration (mid-September to early October). Therefore, the lack of vertical ground deformation makes it difficult to explain the gravity decrease recorded at this observing site. However, it is more likely that both a mass loss (Bouguer effect) related to magma drainage and a density decrease due to the fracturing could produce such gravity variation. Accordingly, we provide the respective models based on mass loss and density decrease process. On the one hand, we modeled the gravity decrease assuming a mass loss due to the magma migration through dikes. The associated gravity effect can be approximately calculated as if produced by a 2-D vertical sheet [Nettleton, 1976]

$$\Delta g = 2G\Delta\rho w \ln \left[ \frac{(h+z)^2 + d^2}{h^2 + d^2} \right] \quad (6)$$



**Figure 6.** (a) Raw gravity sequence acquired by the gPhone-054 gravimeter at site AU on 8–15 October 2011; the gravity effect due to the volcanic tremor is clearly seen on the signal, along with the earthquake spikes. (top) The inset shows the location of site AU. (middle) Vertical displacements (RMS  $\pm 0.15$  cm) measured at the two nearest GPS stations. (bottom) Variation of the residual gravity, drift-removed, and low-pass filtered at site AU. Dashed line indicates the time of the eruption onset. (b) Detailed view of the residual gravity variations on 10–14 October 2011; the body tide vertical strain (expressed in nstr, 1 nanostrain unit =  $10^{-9}$ ) computed for the same period is superimposed (see text for details).

where  $G$  is the universal gravitational constant ( $6.6742 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ ) and  $\Delta\rho$  the density change;  $w$  and  $h$  are, respectively, the thickness and the vertical length of the sheet;  $z$  is the depth of the upper part of the sheet, and  $d$  the horizontal distance (Figure 8). We have considered a dike of 5000 m of vertical length and 10 m thick, at a distance to the gravimeter site LA based on the seismicity occurred prior to 15 September. The values for the gravity effect thus calculated, placing the dike at different depths and depending on the

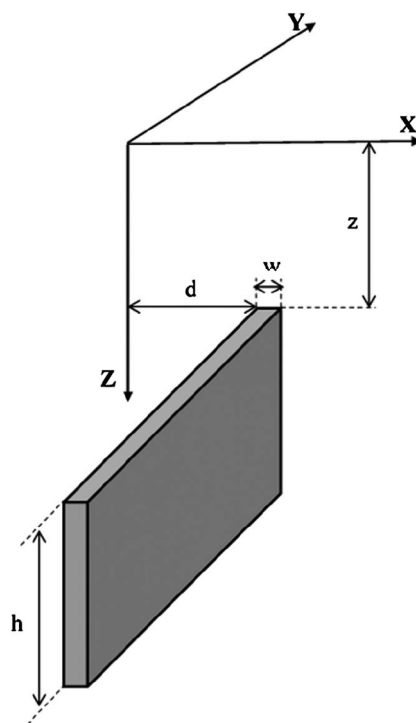


**Figure 7.** (left) Moving window spectrum of high-frequency gravity signal recorded by the gPhone-054 gravimeter at site AU from 30 September to 17 October 2011. The square groups the frequency range 0.25–0.4 Hz, which was disturbed on 6–8 October. (right) Detailed view of the moving spectrum on 8–11 October, showing the 0.2 Hz frequency signal (dashed line) that appeared and lasted until the beginning of the submarine eruption on 10 October; date on which the volcanic tremor is clearly visible. Solid line indicates the time of the  $M_{bLG}$  4.3 earthquake.

density contrast, are shown in Figure 9c. Thus, for instance, if we select a density contrast of  $-250 \text{ kg/m}^3$ , the gravity variation found at 12 km depth is of about  $-25 \text{ } \mu\text{Gal}$ . The model establishes several possibilities to achieve a gravity value based on the selected density contrast and for the depths ranging between 10 and 12 km.

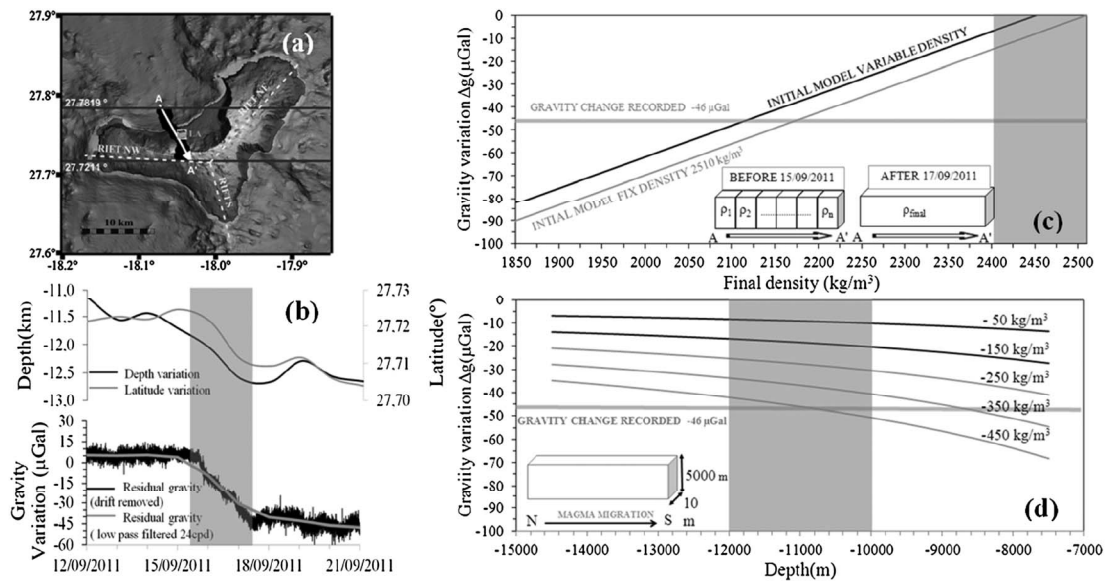
On the second hand, we want to model the gravity variation due to density decrease. Thus, we take into account the available data from the IGN seismic catalog up to 15 September 2011 and consider the fact that 90% of the events ( $M_{bLG} > 1$ ) were located between latitudes  $27.7211^\circ\text{N}$  and  $27.7819^\circ\text{N}$ . Then, we approached

the seismicity path as follows: (i) The distance between these coordinates was divided by bands spaced every 50 m, from north to south, so that the minimum width of the band contained enough events to perform a reasonable statistical analysis; (ii) the mean value and the standard deviation within each band were calculated for the respective hypocenters contained therein; (iii) these mean values were fitted to a straight line with an azimuth of  $149^\circ\text{E}$  located at a depth of 11 km; and finally, (iv) the volume occupied by seismic events was defined with prisms spaced every 50 m, from north to south, centered on the previously calculated line (point iii), with sides bounded by the mean value of the standard deviation in each direction (Figure 9a).



**Figure 8.** Geometry of a 2-D vertical sheet used to model the gravity effect produced by the eruptive fissure on 10–13 October 2011.

Now we supposed that mass migrating southward through dikes or sills to a deeper level would have produced changes in the gravity as magmatic material filled the different density contrasts of the medium. Therefore, it is reasonable to assume that part of the gravity variation recorded during 15 to 17 September was a consequence of a density decrease (redistribution of mass) provoked by a geophysical process along the fractured zone that was limited by the modeled volume occupied by the seismic events (point iv). To explain this behavior, the theoretical gravity variation due to a



**Figure 9.** (a) Map of El Hierro showing the profile AA' indicating the path described by the southward seismic migration on 15–17 September 2011. The solid horizontal lines show the latitudinal boundaries used to approach the host rock-density variation. (b) For the same period of time, (top) the variations in the depth and latitude of the earthquakes recorded by the IGN seismic stations on El Hierro and (down) the residual gravity with drift removed, as well as low-pass filtered, were calculated from the gPhone-054 gravimeter records at site LA. (c) Gravity variations as modeled by the attraction of a vertical sheet considering different density contrast values. Shadow area marks the gravity values for the depths of 10 to 12 km bsl. (d) The two model approaches used to describe the host rock-density variation in the calculation of the gravity attraction. The first case (top) simulates different density values for each prism taking into account the density distribution used by *Montesinos et al.* [2006]. The second case (below) uses the same density value for all prisms. The insets show the gravity attraction computed using the two host rock-density model approaches compared to the observed gravity change recorded by the gPhone-054 gravimeter at site LA on 15–17 September 2011. Shadow area marks the density values according to the modeled gravity variation.

decrease in the density of the subsurface masses was calculated. By taking into account different subsurface models, the density of the prismatic structures defined previously (point iv) was substituted by a new density. Then, the *Nagy* [1969] formulation taking into account both the old and new density values was applied to calculate the gravity attraction at site LA. This approach was applied in two different cases (Figure 9d):

1. The first case was based on the previous subsurface density model used by *Montesinos et al.* [2006], which was obtained by gravimetric inversion techniques. Former density values for each prism were taken from this model and then replaced by new ones.
2. In the second case, we used a simpler model assuming that the previous density was the same for each prism, and a mean density value of  $2510 \text{ kg/m}^3$  was adopted for the whole subsurface of the island [*Montesinos et al.*, 2006]. Consequently, considering the previous gravity change modeled by the mass loss effect, a variation of density between  $2400$  and  $2510 \text{ kg/m}^3$  due to the fracturing would produce a gravity decrease of about  $0$  to  $20 \text{ } \mu\text{Gal}$  (see Figure 9d), which should be considered to attain the observed gravity variation of  $-45 \text{ } \mu\text{Gal}$ .

In both of the above cases, the density of the defined fractured area decreased (Figure 9d). This fact is consistent with the migration of magma into a deeper area in the south of the island. Bearing in mind that long-term drift in the gPhone-054 is small [*Riccardi et al.*, 2011] and that part of the modeled linear drift could correspond to seismovolcanic process, the impact on the residual gravity is minimal and about  $10 \text{ } \mu\text{Gal}$ . This difference is not enough to vary our reasoning, that is, that the southward migration of seismicity and the subsequent redistribution of subsurface mass caused a density decrease. This fact and the gravity decrease produced by mass loss due to magma migration were both the most probable causes of the diminishing residual gravity signal.

### 5.2. Coseismic Gravity Changes Detected on 7 to 8 October 2011

The gravity change we observed on 8 October 2011, coincided in time (20:34 UTC) with the most important seismic event during the whole episode of unrest, which has been interpreted as the moment 2 days later

that a path for the magma to the surface was opened and provoked the submarine eruption [López *et al.*, 2012; Perez-Torrado *et al.*, 2012; Martí *et al.*, 2013]. Other gravity change of similar amplitude, and coinciding with the occurrence of various seismic events of magnitude  $M_{\text{bLg}} > 3.6$  recorded 20 h before (Figure 5a), could be likewise related with the rupture process and magma ascent to the surface. Approach of these coseismic gravity changes is feasible through calculation of the responses of a multilayered viscoelastic-gravitational half-space to point dislocation sources [e.g., Wang *et al.*, 2006]. However, gaps in coverage of the IGN seismic network due to size and geometry of El Hierro Island increase the uncertainty in the model of the focal mechanism. Furthermore, a recent study by Domínguez Cerdeña *et al.* [2014] that considerably improves the previous hypocentral location of the seismic swarm preceding the submarine eruption provides errors of  $4.7 \pm 2.1$  km in a horizontal sense and  $4.3 \pm 1.8$  km in depth, with 90% confidence. Then, seismic moment tensor solution for the  $M_{\text{bLg}}$  4.3 earthquake does not allow an accurate definition of the rupture length that matches the focal mechanism. This fact introduces large uncertainties in the theoretical calculation and prevents us to obtain a reasonable calculation of the coseismic gravity effect.

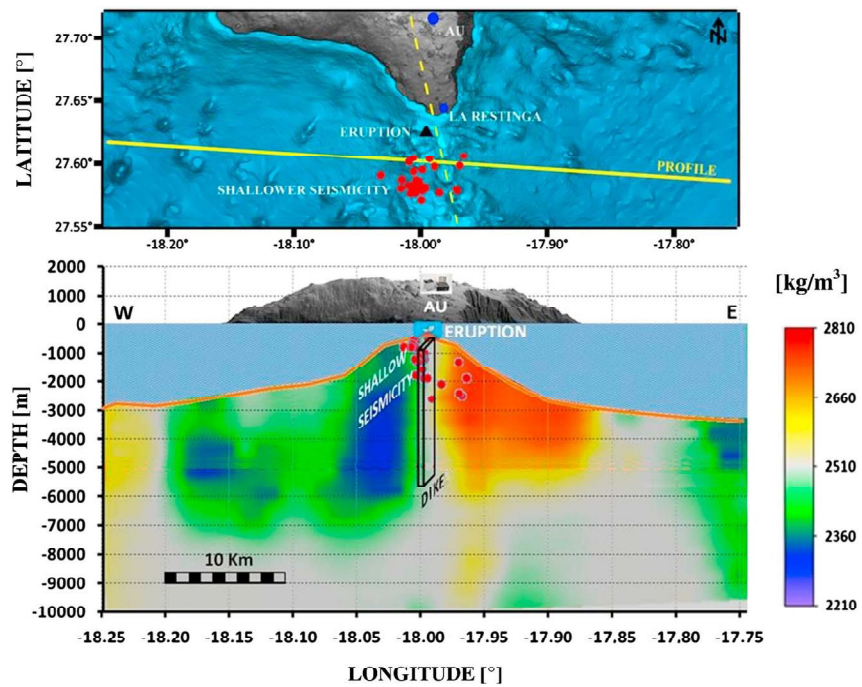
### 5.3. Gravity Variations During the Eruption Onset, 10 to 13 October 2011

The eruption started at 04:15 (UTC) on 10 October 2011, when a harmonic tremor signal showed up in the seismic records of the IGN stations [López *et al.*, 2012]. The seismicity prior to the tremor signal indicates that the initial eruptive vent was probably located about 5 km offshore, on the submarine flank of the island's southern ridge (see Figure 1). However, no eruptive proof (i.e., fragments of lava bombs) or any other observational evidence pertaining to these initial stages of the eruption were observed on the surface until 2 days later. Martí *et al.* [2013] pointed to the magma ascended through a dike on the southern ridge and that during the first 3 days of the eruption the eruptive focus migrated northward for about 3 km along the eruptive fissure until it intersected a NE-SW regional normal fault; from this moment on, a central conduit was generated, and the construction of a cone began.

Taking into account the fact that no significant variations in height were observed and that the gravimeter leveling seemed only to be altered by the high frequencies caused by the tremor, most of the gravity anomaly detected on 10–13 October can be linked to subsurface redistributions of mass. Similar anomalies in the gravity signal were reported, for instance, by Branca *et al.* [2003] and Carbone and Greco [2007], when describing a short-lived explosive event that marked the onset of the 2002 eruption on Etna. In that case, the observed gravity decrease (about  $-400 \mu\text{Gal}$ ) was interpreted as a magmatic intrusion occurring after the development of a fracture system located about 1 km from the gravity station. In our case, assuming that the  $M_{\text{bLg}}$  4.3 earthquake on 8 October opened a fracture, the gravity changes observed on 10–12 October at site AU (about 10–12 km from the volcano) would be related to changes in subsurface mass provoked by the opening of the eruptive fracture and by the movement of magma along it. Using the equation (6), we approximately calculated the associated gravity effect as if produced by a 2-D vertical sheet. Based on the previous density contrasts model obtained by Montesinos *et al.* [2006], the host rock density was taken to be  $2510 \text{ kg/m}^3$ . Thus, the gravity variation that reached site AU was computed for a variable distance ( $d$ ) from the source, assuming a vertical length of 5000 m according to the model of density contrasts around the location of the volcanic eruption (Figure 10). There, the interface between different low- and high-density structures close to the new volcano edifice indicated a clear northwest-southeast alignment, coinciding with the fracture indicated by Martí *et al.* [2013]. Such structures in the density contrasts are not preserved below a depth of 6000 m [see Montesinos *et al.*, 2006, Figure 5], and so the dike cannot be modeled with such precision at any further depth.

Our results for the gravity effect thus calculated are given as a function of the distance between the gravimeter site and the vertical sheet (i.e., an approximation of a dike) and for varying thicknesses of 3–10 m (Figure 11). The gravity values for the distances 9500–12,000 m from the gravimeter site assuming a 5–7 m thick dike are about  $-80$  to  $-40 \mu\text{Gal}$ . They are consistent with the observed gravity variations (Figure 6a), the change in the distance being justified by the northward migration of the eruptive focus (i.e., toward site AU) by about 3 km during the first days of the eruption, as described by Martí *et al.* [2013].

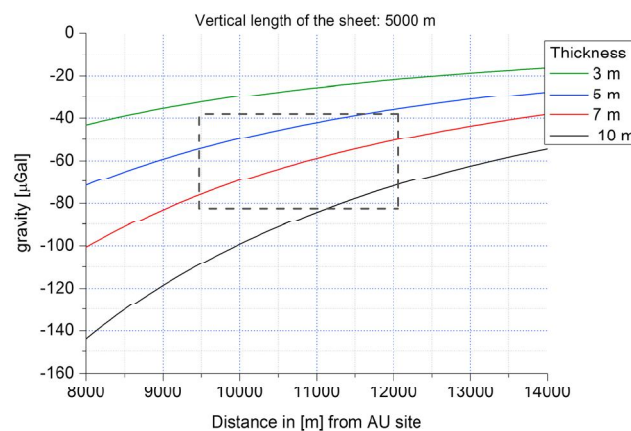
Looking in detail at Figure 6a, it can be seen that on 11–13 October 2011, the residual gravity variations fluctuated considerably and reached  $-90 \mu\text{Gal}$  at noon on 11 October and at the beginning of 12 October.



**Figure 10.** (top) Detailed shaded relief map of the south of El Hierro. Observation site AU, the village of La Restinga, and the location of the submarine eruption are indicated, along with the epicenters of the shallow earthquakes (see Figure 6) before the onset of the eruption. The solid line marks the NW-SE alignment of the subsurface contrast density structures that coincides with the eruptive fracture. (bottom) Vertical section of an E-W profile of El Hierro showing the hypocenters and differentiated high- and low-density contrast bodies based on the density contrast model of Montesinos *et al.* [2006]. The dike location comes from results from this study.

Superimposed on the residual gravity curve, Figure 6b shows the body tide vertical strain calculated for site AU for the same time period. An apparent correlation between the two curves can be seen for the diurnal frequencies. We propose that the residual gravity variations recorded at site AU during the first 3 days of the eruption might have been influenced by tidal strain. At that moment, a displacement along the eruptive fissure could have occurred, followed by a compression of different parts of the plumbing system due to its progressive decompression and magma withdrawal. This fact is coherent with and could explain the gravity variation observed at site AU during the initial stages of the eruption, in which periodic tidal strain could have played an

important role. However, the quantification of the potential role of the periodic tidal strain in the triggering of the eruption would require a more precise analysis that is beyond the purpose of this study.



**Figure 11.** Gravity values computed based on the distance between site AU and the vertical sheet for different thicknesses. Values within the dashed square and for the 5–7 m thickness are most consistent with observations.

#### 5.4. High-Frequency Gravity Signal of 6 to 11 October 2011

According to Longuet-Higgins [1950], the frequency band 0.1–0.3 Hz corresponds to the secondary microseismic peak. The spatial origin of this peak seems to be due to both coastal and deep-ocean sources [Cessaro, 1994; Chevrot *et al.*, 2007], and the amplitude of the signal can be correlated with sources of different

origin such as bathymetry, ocean wave height, wind, storms, and hurricanes [e.g., Kedar *et al.*, 2008]. Regardless of the origin, the final effects are pressure pulses at sea, which propagate to the sea floor and then generate microseismicity. In our case, as mentioned above, the  $M_{bLg}$  4.3 earthquake on 8 October probably opened the fissure that the magma used to ascend to the surface. The dramatic descent of the number of seismic events during the next 2 days (Figure 2b) also gives credibility to this assertion. Moreover, the magma ascended in an aseismic way with a velocity of  $0.13 \text{ m s}^{-1}$  on these days [Martí *et al.*, 2013]. Thus, a pressure overload on the seabed and the magmatic intrusion could have generated pressure pulses, which could have been the source of the observed high-frequency signal in the gravity records recorded before the onset of the eruption. This high-frequency signal found in the gravity records during the days before the submarine volcanic eruption at El Hierro suggests that these pressure pulses were probably not caused by atmospheric/oceanic effects but, rather, by the interaction of magmatic activity and the ocean. Similar cases have been described since the 1930s from the volcano Aso [e.g., Sassa, 1935; Kubotera, 1974; Kawakatsu *et al.*, 2000; Zeng and Ni, 2011]. However, more data (e.g., seismic, atmospheric pressure, and tide gauges) still need to be analyzed if we want to fully understand the nature of the source of this signal and thus be able to connect it with a possible precursory signal.

## 6. Discussion

Gravity variations recorded by the gPhone-054 on El Hierro have provided an interesting map of the time evolution of the gravity field during the various phases of the unrest episode that preceded the submarine eruption in 2011–2012.

Up to 15 September 2011, only small variations in the residual gravity had been observed, most generated by seismic swarms that coincided with the main phase of magma accumulation at the base of the oceanic crust (12–15 km bsl) in the north of the island [Martí *et al.*, 2013]. However, from 15 to 17 September onward, a significant gravity decrease was observed at site LA (Figure 4g), coinciding with the initiation of the southward migration of seismicity and a slight increase in depth of the hypocentral location. In principle, this gravity change could be due to either (i) the redistribution of mass at depth caused by magma migration, (ii) variation in density, or (iii) a large variation in the height at the observation site. A combination of these three increases the number of possible sources of the gravity changes, and so joint interpretation with other geodetic/geophysical data is necessary. One likely solution discussed above implies delimiting the disturbed area (the fractured zone) by locating the hypocenters and decreasing the host rock-density value there (Figure 9d). Under these conditions, different processes could cause a change in the density. However, southward seismic migration to deeper crustal levels (after this period) is consistent with magma transport or drainage away from the gravimetric site occurred. Thereafter, gravity variation continued decreasing in magnitude, albeit at a lower rate, probably due to the remoteness of the seismicity.

On 7–8 October 2011, the gravimeter's levels underwent a series of rapid displacements linked to a seismic swarm characterized by several  $M_{bLg} > 3$  events. Two increments of about  $3 \mu\text{Gal}$  in the amplitude of the residual gravity were recorded at site AU (Figure 5a), within a time interval of 20 h. Although coseismic gravity effect was not evaluated, the magnitude of those gravity changes coinciding with the  $M_{bLg}$  4.3 event seems connected with the beginning of the rupture process regarding the magma ascent to the surface. From 8 October 01:00 UTC onward, lower magnitude events continued at the same location, and no significant gravity variation was recorded. During this period, most of these events were concentrated in a narrow area to the south of the island. It is likely that the magma found a stress barrier here and began to generate differential stresses in its search for another path. It seems plausible that this path was provided by the effect of the  $M_{bLg}$  4.3 event on 8 October at 20:34 UTC. In the previous section, the coseismic gravity change associated with that event (about  $2.4 \mu\text{Gal}$ ) was explained according to a tectonic process connected to the opening of the fracture, which allowed magma to reach the surface. Furthermore, during the next 2 days shallower seismic events were recorded by the IGN stations, which indicate that the magma was rising. Likewise, a clear 0.2 Hz peak was identified in the high-frequency gravity signal (Figure 7), also recorded by the gPhone-054 at site AU. This frequency is usually associated with the secondary microseismic peak [Longuet-Higgins, 1950] and can be attributed to atmospheric perturbations. In this case, however, and in accordance with Martí *et al.* [2013], this signal should be interpreted as due to overpressure pulses generated by the magma when ascending to the surface prior to the onset of the eruption. The beginning of the

submarine eruption was recorded by the gPhone-054 at site AU, since the volcanic tremor was superimposed on the gravity signal (Figure 6a) from 10 October onward. Firstly, a change in the trend of the residual gravity was clearly seen, decreasing at a rate of  $25 \mu\text{Gal}/\text{d}$  until 11 October. We correlated this gravity anomaly with a main degassing phase throughout the fractured upper crust as the magma approached the surface and thus generated a density decrease and the tremor. Second, from 11 October at 04:41 UTC to 12 October, the residual gravity signal reflected a change in the volcanic process, which was apparently correlated with tidal strain forces (Figure 6b). It is feasible that the tidal vertical strain partially drove the process until the final outflow conduit (i.e., the eruptive fissure) was completely open. During this time, the magnitude of the gravity decrease can be modeled as a 5–7 m thick and 5 km long dike intrusion varying in distance from the gravimeter depending on the northward migration of the eruptive focus (about 3 km) during the first days of the eruption [Martí et al., 2013]. Although no significant changes were observed in the respective tilt excursion, the noisy response in the gravimeter's levels was due to the tremor. A closer look at Figure 6a reveals a rapid stabilization of the gravity signal from noon onward on 12 October, followed by a small upward jump of about  $30 \mu\text{Gal}$ , most probably caused by the complete opening of the outflow conduit. This fact could have reduced the pressure of the internal conduit and, consequently, caused the tremor to decrease in amplitude.

## 7. Conclusions

The potential of continuous gravity measurements carried out in active volcanic areas have been shown by the case of the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. The recorded continuous gravity variations provide reliable data for modeling subsurface density changes, as well as magma movements during volcanic unrest. In this case, and in combination with other geodetic/geophysical techniques, a LaCoste and Romberg gPhone-054 spring gravimeter was used to monitor the activity during the unrest episode that started on 17 July 2011. Various episodes of magma accumulation and migration occurring several kilometers from the observation sites were accompanied by significant gravity variations that we analyzed in four different stages: (i) magma accumulation in the north of the island, (ii) southward magma migration, (iii) magma ascent to the surface, and (iv) the eruption onset and the northward migration of the eruptive focus. Therefore, the recorded gravity variations are coherent with the causes of the unrest episode and can be understood as clear precursors of the submarine eruption that finally started on 10 October 2011 on the southern ridge of El Hierro. Additionally, the observations during the first days of the eruption, which exhibited an apparent correlation with body tide vertical strain, are consistent with the opening of the active fissure and the northward migration of the eruptive focus.

## Acknowledgments

Projects CGL2011-25494 and CGL2011-16144-E of the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness and European Commission VULMAC-MAC/2.3/A7 (INTERREG) and VUELCO (FT7 Theme: ENV.2011.1.3.3-1; grant 282759) partially supported this research. The authors are grateful to all colleagues from the Spanish IGN for their assistance in the maintenance of the LCR gPhone-054 during the observation period. We are also greatly indebted to every resident and to Cabildo Insular of El Hierro for helping with our research activities at site AU. The English text was revised and corrected by Michael Lockwood. Authors greatly acknowledge the comments given by L. Chardot and an anonymous reviewer that improved substantially the manuscript.

## References

- Araña, V., and R. Ortiz (1991), The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic framework, in *Magmatism in Extensional Structural Settings*, The Phanerozoic African Plate, edited by A. B. Kampunzu and R. T. Lubala, pp. 209–249, Springer-Verlag, Germany.
- Arnosó, J., J. Fernández, R. Vieira, E. J. Vélez, and A. P. Venedikov (2000), Results of tidal gravity observations in Tenerife, Canary Islands, *Bull. d'Information des Mares Terrestres*, 132, 10,283–10,290.
- Arnosó, J., J. Fernández, and R. Vieira (2001), Interpretation of tidal gravity anomalies in Lanzarote, Canary Islands, *J. Geodyn.*, 31(4), 341–354, doi:10.1016/S0264-3707(01)00003-5.
- Arnosó, J., M. Benavent, M. S. Bos, F. G. Montesinos, and R. Vieira (2011), Verifying the body tide at the Canary Islands using tidal gravimetry observations, *J. Geodyn.*, 51(5), 358–365, doi:10.1016/j.jog.2010.10.004.
- Arnosó, J., F. G. Montesinos, M. Benavent, and E. J. Vélez (2012), The 2011 volcanic crisis at El Hierro (Canary Islands): Monitoring ground deformation through tiltmeter and gravimetric observations, *Geophys. Res. Abst.*, 14, EGU2012–5373.
- Berrino, G. (2000), Combined gravimetry in the observation of volcanic processes in Southern Italy, *J. Geodyn.*, 30(3), 371–388, doi:10.1016/S0264-3707(99)00072-1.
- Berrino, G., G. Corrado, and U. Riccardi (2006), On the capability of recording gravity stations to detect signal coming from volcanic activity: The case of Mt. Vesuvius, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 150(1–3), 270–282, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.07.015.
- Bonaccorso, A., and S. Gambino (1997), Impulsive tilt variations at Mount Etna Volcano (1990–93), *Tectonophysics*, 270(1–2), 115–125, doi:10.1016/S0040-1951(96)00172-2.
- Bonafede, M., and C. Ferrari (2009), Analytical models of deformation and residual gravity changes due to a Mogi source in viscoelastic medium, *Tectonophysics*, 471(1–2), 4–13, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.006.
- Bonvalot, S., M. Diament, and G. Gabalda (1998), Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: A promising tool for monitoring active zones, *Geophys. J. Int.*, 135(2), 470–494, doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00653.x.
- Branca, S., D. Carbone and F. Greco (2003), Intrusive mechanism of the 2002 NE-Rift eruption at Mt. Etna Italy inferred through continuous microgravity data and volcanological evidences, *Geophys. Res. Lett.*, 30(20), 2077, doi:10.1029/2003GL018250.
- Brown, G. C., and H. Rymer (1991), Microgravity monitoring at active volcanoes: A review of theory and practice, *Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 4, 279–304.



- Budetta, G., and D. Carbone (1997), Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity: Results of field trials at St. Etna, Sicily, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *76*(3–4), 199–214, doi:10.1016/S0377-0273(96)00080-7.
- Carbone, D., and F. Greco (2007), Review of microgravity observations at Mt. Etna: A powerful tool to monitor and study active volcanoes, *Pure Appl. Geophys.*, *164*, 769–790, doi:10.1007/s00024-007-0194-7.
- Carracedo, J. C., E. R. Badiola, H. Guillou, J. de la Nuez, and F. J. Perez-Torrado (2001), Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries, *Estud. Geol.*, *57*, 175–273.
- Cessaro, R. K. (1994), Sources of primary and secondary microseisms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*(1), 142–148.
- Chevrot, S., M. Sylvander, S. Benahmed, C. Posolles, J. M. LeVèvre, and D. Paradis (2007), Source locations of secondary microseisms in western Europe: Evidence for both coastal and pelagic sources, *J. Geophys. Res.*, *112*, B11301, doi:10.1029/2007JB005059.
- Crescentini, L. and A. Amoroso (2007), Effects of crustal layering on the inversion of deformation and gravity data in volcanic areas: An application to the Campi Flegrei caldera, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L09309, doi:10.1029/2007GL029919.
- Crossley, D., J. Hinderer, and U. Riccardi (2013), The measurement of surface gravity, *Rep. Prog. Phys.*, *76*, 046101, doi:10.1088/0034-4885/76/4/046101.
- Day, S. J., J. C. Carracedo, and H. Guillou (1997), Age and geometry of an aborted rift flank collapse: The San Andres Fault system, *Geol. Mag.*, *134*(4), 523–537, doi:10.1017/S0016756897007243.
- Dierks, O., and J. Neumeyer (2002), Comparison of Earth tides analysis programs, *Bull. Inform. Marées Terrestres*, *135*, 10,669–10,688.
- Dominguez Cerdeña, I., C. del Fresno, and A. Gomis Moreno (2014), Seismicity patterns prior to the 2011 El Hierro eruption, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *104*, 567–575, doi:10.1785/0120130200.
- El Wahabi, A., H. J. Dittfeld, and Z. Simon (2000), Meteorological influence on tidal gravimeters, *Marees Terrestres Bull. Inform.*, *133*, 10,403–10,414.
- El Wahabi, A., B. Ducarme, M. Van Ruymbeke, N. d'Oreyé, and A. Somerhausen (1997), Continuous gravity observations at Mount Etna Sicily and correlations between temperature and gravimetric records, *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, *14*, 105–119.
- Furuya, M., S. Okubo, W. Sun, Y. Tanaka, J. Oikawa, H. Watanabe, and T. Maekawa (2003), Spatio-temporal gravity changes at Miyakejima Volcano, Japan: Caldera collapse, explosive eruptions and magma movement, *J. Geophys. Res.*, *108*, B42219, doi:10.1029/2002JB001989.
- gMonitor User's Manual (2008), gMonitor gravity data acquisition and processing software.
- González, P. J., S. V. Samsonov, S. Pepe, K. F. Tiampo, P. Tizzani, F. Casu, J. Fernández, A. G. Camacho, and E. Sansosti (2013), Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*, 4361–4377, doi:10.1002/jgrb.50289.
- Gorbatikov, A. V., F. G. Montesinos, J. Arno, M. Y. Stepanova, M. Benavent, and A. A. Tsukanov (2013), New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding: An insight into the 2011 seismo-volcanic crisis, *Surv. Geophys.*, *34*(4), 463–489, doi:10.1007/s10712-013-9240-4.
- Gottsmann, J., L. Wooller, J. Martí, J. Fernández, A. G. Camacho, P. J. Gonzalez, A. Garcia, and H. Rymer (2006), New evidence for the reawakening of Teide volcano, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L20311, doi:10.1029/2006GL027523.
- Greco, F., C. Carmisciano, C. Del Negro, I. Loretti, A. Sicali, and P. Stefanelli (2008), Seismic-induced accelerations detected by two coupled gravity meters in continuous recording with a high sample rate at Etna volcano, *Ann. Geophys.*, *51*(1), 87–103, doi:10.4401/ag-4441.
- Greco, F., G. Currenti, G. D'Agostino, A. Germak, R. Napoli, A. Pistorio, and C. Del Negro (2012), Combining relative and absolute gravity measurements to enhance volcano monitoring, *Bull. Volcanol.*, *74*(7), 1745–1756, doi:10.1007/s00445-012-0630-0.
- Guillou, H., J. C. Carracedo, F. Perez-Torrado, and E. Rodriguez Badiola (1996), K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot induced, fast-grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *73*(1–2), 141–155, doi:10.1016/0377-0273(96)00021-2.
- Harnisch, G., and M. Harnisch (2006), Hydrological influences in long gravimetric data series, *J. Geodyn.*, *41*(1–3), 276–287.
- Hegewald, A., G. Jentzsch, and T. Jahr (2011), Influence of temperature variations on the noise level of the data of the LaCoste and Romberg Earth tide gravity meter ET18, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q04005, doi:10.1029/2010GC003432.
- Hinderer, J., D. Crossley, and R. Warburton (2007), Superconducting gravimeter, in *Treatise on Geophysics*, chap. 9, vol. 3, edited by T. Herring and G. Schubert, pp. 65–122, Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Ibáñez, J. M., S. De Angelis, A. Diaz-Moreno, P. Hernández, G. Alguacil, A. Posadas, and N. Pérez (2012), Insights into the 2011–2012 submarine eruption off the coast of El Hierro (Canary Islands, Spain) from statistical analyses of earthquake activity, *Geophys. J. Int.*, *191*, 659–670, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05629.x.
- Kawakatsu, H., S. Kaneshima, H. Matsubayashi, T. Ohminato, Y. Sudo, T. Tsutsui, K. Uihira, H. Yamasato, and D. Legrand (2000), Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *101*(1–2), 129–154, doi:10.1016/S0377-0273(00)00166-9.
- Kedar, S., M. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, and C. Jones (2008), The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, *464*(2091), 777–793, doi:10.1098/rspa.2007.0277.
- Kubotera, A. (1974), Volcanic tremors at Aso volcano, in *Physical Volcanology*, edited by L. Civetta, pp. 29–48, Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. R. Soc. A*, *243*, 1–35, doi:10.1098/rsta.1950.0012.
- López, C., et al. (2012), Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L13303, doi:10.1029/2012GL051846.
- Martí, J., V. Pínel, C. López, A. Geyer, R. Abella, M. Tárraga, M. J. Blanco, A. Castro, and C. Rodríguez (2013), Causes and mechanisms of El Hierro submarine eruption (2011–2012) (Canary Islands), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*, 823–839, doi:10.1002/jgrb.50087.
- Melchior, P. (1983), *The Tides of the Planet Earth*, vol. 641, 2nd ed., Pergamon Press, Oxford, U. K.
- Montesinos, F. G., J. Arno, M. Benavent, and R. Vieira (2006), The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *150*(1–3), 283–299, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018.
- Münn, S., T. R. Walter, and A. Klügel (2006), Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands, *Geol. Mag.*, *143*(3), 257–268, doi:10.1017/S0016756806002019.
- Nagy, D. (1969), The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics*, *31*(2), 362–371, doi:10.1190/1.1439779.
- Nettleton, L. L. (1976), *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*, 464 pp. McGraw-Hill, New York.
- Neumeyer, J. (2010), Superconducting gravimetry, in *Sciences of Geodesy–I*, edited by G. Xu, pp. 339–413, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg Germany, doi:10.1007/978-3-642-11741-1\_10.
- Pálinkás, V. (2006), Precise tidal measurements by spring gravimeters at the Station Pecny, *J. Geodyn.*, *41*, 14–22, doi:10.1016/j.jog.2005.08.013.
- Perez-Torrado, F. J., J. C. Carracedo, A. Rodríguez-González, V. Soler, V. R. Troll, and S. Wiesmaier (2012), La erupción submarina de La Restinga en la isla de El Hierro, Canarias: Octubre 2011–Marzo 2012, *Estud. Geol.*, *68*(1), 5–27, doi:10.3989/egol.40918.179.
- Riccardi, U., J. Hinderer, J. P. Boy, and Y. Rogister (2009), Tilt effects on GWR superconducting gravimeters, *J. Geodyn.*, *48*(3–5), 316–324, doi:10.1016/j.jog.2009.09.001.

- Riccardi, U., S. Rosat, and J. Hinderer (2011), Comparison of the Micro-g LaCoste gPhone-054 spring gravimeter and the GWR-C026 superconducting gravimeter in Strasbourg (France) using a 300-day time series, *Metrologia*, *48*, 28–39, doi:10.1088/0026-1394/48/1/003.
- Rivera, J., G. Lastras, M. Canals, J. Acosta, B. Arrese, N. Hermida, A. Micallef, O. Tello, and D. Amblas (2013), Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption, *Geology*, *41*, 355–358, doi:10.1130/G33863.1.
- Rymer, H., and G. Williams-Jones (2000), Volcanic eruption prediction: Magma chamber physics from gravity and deformation measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(16), 2389–2392, doi:10.1029/1999GL011293.
- Saggiya, T., J. Barrancos, D. Calvo, E. Padrón, G. H. Hernández, P. A. Hernández, N. Pérez, and J. M. P. Suárez (2012), Crustal deformation during the 2011 volcanic crisis of El Hierro, Canary Islands, revealed by continuous GPS observation, *Geophys. Res. Abst.*, *14*, EGU2012–10,243.
- Sassa, K. (1935), Volcanic micro-tremors and eruption–earthquakes (part I of the geophysical studies on the volcano Aso), *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ., Ser. A.*, *18*(5), 255–293.
- Spratt, R. S. (1982), Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *71*, 173–186.
- Torge, W. (1989), *Gravimetry*, Walter de Gruyter & Co. Publisher, Berlin, Germany.
- Venedikov, A. P., J. Arnos, and R. Vieira (2003), VAV: A program for tidal data processing, *Comput. Geosci.*, *29*(4), 487–502, doi:10.1016/S0098-3004(03)00019-0.
- Vieira, R., M. Van Ruymbeke, J. Fernández, and C. Toro (1991), The Lanzarote underground laboratory, *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, *4*, 71–86.
- Wang, R., F. Lorenzo-Martín, and F. Roth (2006), PSGRN/PSCMP a new code for calculating co and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational, *Comput. Geosci.*, *32*(4), 527–541, doi:10.1016/j.cageo.2005.08.006.
- Wenzel, H.-G. (1996), The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30, *Bull. Inform. Marées Terrestres*, *124*, 9425–9439.
- Wenzel, H.-G. (1997), Analysis of Earth tide observations, in *Lecture Notes in Earth Sciences. Tidal Phenomena*, edited by H. Wilhelm, W. Zürn, and H.-G. Wenzel, pp. 59–75, Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Zeng, X. F. and S. D. Ni (2011), Correction to “A persistent localized microseismic source near the Kyushu Island, Japan”, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L16320, doi:10.1029/2011GL048822.



# Structural interpretation of El Hierro (Canary Islands) rifts system from gravity inversion modelling



S. Sainz-Maza<sup>a,\*</sup>, F.G. Montesinos<sup>b,e</sup>, J. Martí<sup>c</sup>, J. Arnosó<sup>d,e</sup>, M. Calvo<sup>a</sup>, A. Borreguero<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Observatorio Geofísico Central (IGN), C/ Alfonso XII, 3, 28014 Madrid, Spain

<sup>b</sup> Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Plaza de Ciencias, 3, 28040 Madrid, Spain

<sup>c</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain

<sup>d</sup> Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Ciudad Universitaria, Plaza de Ciencias, 3, 28040 Madrid, Spain

<sup>e</sup> Grupo Geodesia-UCM, Madrid, Spain

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 4 January 2017

Received in revised form 3 May 2017

Accepted 14 May 2017

Available online 15 May 2017

### Keywords:

El Hierro

Rift system

Gravity inversion

## ABSTRACT

Recent volcanism in El Hierro Island is mostly concentrated along three elongated and narrow zones which converge at the center of the island. These zones with extensive volcanism have been identified as rift zones. The presence of similar structures is common in many volcanic oceanic islands, so understanding their origin, dynamics and structure is important to conduct hazard assessment in such environments. There is still not consensus on the origin of the El Hierro rift zones, having been associated with mantle uplift or interpreted as resulting from gravitational spreading and flank instability. To further understand the internal structure and origin of the El Hierro rift systems, starting from the previous gravity studies, we developed a new 3D gravity inversion model for its shallower layers, gathering a detailed picture of this part of the island, which has permitted a new interpretation about these rifts. Previous models already identified a main central magma accumulation zone and several shallower high density bodies. The new model allows a better resolution of the pathways that connect both levels and the surface. Our results do not point to any correspondence between the upper parts of these pathways and the rift identified at the surface. Non-clear evidence of progression toward deeper parts into the volcanic system is shown, so we interpret them as very shallow structures, probably originated by local extensional stresses derived from gravitational loading and flank instability, which are used to facilitate the lateral transport of magma when it arrives close to the surface.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Basaltic volcanism in volcanic islands is in most cases controlled by rift systems that represent preferential intrusion paths at the shallowest levels of such volcanic environment (Walker, 1999). These rift structures determine the location of volcanic vents appearing at surface as alignments of cones and eruptive fissures. Rift systems have been identified in many oceanic volcanic islands and large volcanoes, such as Hawaii (Fiske and Jackson, 1972), Canary Islands (Carracedo, 1994), Reunion (Carter et al., 2007; Bonali et al., 2011), Galapagos (Lonsdale, 1988), Etna (Rittmann, 1973; Corazzato and Tibaldi, 2006) or Stromboli (Tibaldi et al., 2003). Discussion about the origin and persistency of the rift zones in basaltic volcanoes still continues, and several models have been proposed, such as a direct relation with pre-existing lithospheric faults, hotspot-related crustal doming, volcanic load and spreading and flank instabilities (MacDonald, 1972; Carracedo, 1994; Walker, 1999; Walter and Troll, 2003; Walter et al., 2005; Lipman and Calvert,

2011; Tibaldi et al., 2014; Michon et al., 2015). Simultaneously, the internal structure of the rift systems is also unclear: there is no general agreement on whether they act as shallow structures, managing the magma transport from few km deep below the surface, or by contrast the rift systems drive the magma from the deepest parts of the volcanic system (Walker, 1999; Amelung et al., 2007; Tibaldi et al., 2014; Michon et al., 2015).

Rift systems have been identified in some of the islands of the Canary archipelago as Lanzarote, Tenerife, La Palma and El Hierro (Carracedo, 1994). There is a general agreement that they have controlled the location of Quaternary volcanism. However, it is still unclear what is their origin and what is their internal structure in relation to the whole volcanic edifice. In this sense, rift structures in the Canary Islands have been interpreted as resulting from mantle uplift (Carracedo, 1994), or as resulting from gravity-driven lateral escape of island segments, induced by loading of the deformable substratum (Walter, 2003), or as structures that were already present in the oceanic basement and have controlled fissural volcanism along the whole history or the archipelago (Anguita and Hernán, 2000). Depending on the interpretation given, these rift structures may be considered either as shallow (e.g.: Becerril

\* Corresponding author.

E-mail address: [ssainz-maza@fomento.es](mailto:ssainz-maza@fomento.es) (S. Sainz-Maza).

et al., 2015) or as deeply rooted structures (e.g.: Carracedo, 1994), having then different implications on magma transport inside the Canarian volcanic edifices.

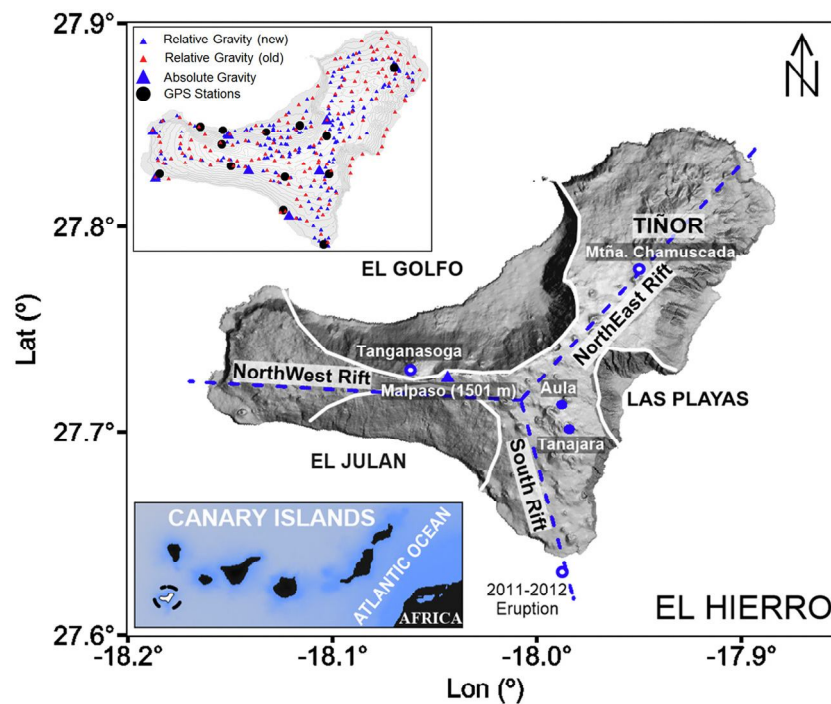
Recent studies using paleomagnetic data in the island of Tenerife (Soriano et al., 2008; Delcamp et al., 2010, 2014) have allowed understanding the relative time relationship between distinct dykes groups, as well as certain structural constraints on the rift-zone development and magma flow patterns. Furthermore, detailed field studies on dike orientations along rift zones have contributed to understand the potential relationships between rift evolution and large sector collapses, and how the previous stages to these gravitational collapses, as the creeping before a collapse, drives the subsequent orientation for the dykes emplacement (Carracedo et al., 2011; Delcamp et al., 2012, 2014). However, the internal structure of the rift zones is still unknown and it is not clear. It is not yet well understood if they act as channels for magma to ascent from deep reservoirs to shallow zones, indicating that they would be deep rooted structures or by contrast, if they act as shallow structures, only representing pathways for the lateral migration of magma once it has been emplaced at shallow levels in the volcanic system.

Here, we present a new study focused on the rift systems of El Hierro Island based on gravity data. This study complements previous researches done by inversion of gravity data on El Hierro Island (Montesinos et al., 2005a, 2006; Gorbatikov et al., 2013). The onshore gravity values provided by Montesinos et al. (2005a, 2006) were supplemented with 248 new field observations (Fig. 1), collected in successive campaigns between 2012 and 2014. All data were used to build the corresponding Bouguer anomaly map, which was calculated using a more precise digital terrain model and a more detailed bathymetry of the surrounding areas than in previous works. This allowed us to obtain more precise terrain corrections to our data. Bouguer anomalies data were transformed into a 3D model of distribution of density contrasts using a genetic algorithm for gravity inversion (Montesinos et al., 2005b). We obtained a new accurate model of the shallowest part of El Hierro volcanic system, which reaches a depth of 7 km b.s.l. This

model is the main argument for our further discussion where we compare it with the information and results obtained from previous studies aiming to a better knowledge of the rift system in El Hierro.

## 2. Background information

El Hierro is located in the western-most part of the Canarian Archipelago (Fig. 1). This island is the smallest one of the Canary Islands (269 km<sup>2</sup>), and started to emerge about 1.2 Ma ago above sea level, rising from a 3.7 to 4.0 km deep ocean floor. Three volcanic edifices, Tiñor, El Golfo and Las Playas, have been shaped the island surface and were built through episode of intense activity followed by instability periods with lateral collapses such as those of Las Playas, El Julan and El Golfo (Masson, 1996; Urgeles et al., 1997; Gee et al., 2001) (Fig. 1). These growth/collapse episodes, combined with a slow erosive rate resulted in a sharp topography which reaches a maximum elevation of 1501 m a.s.l. at Malpaso peak (Fig. 1). Due to its short geologic age, and to the aforementioned slow erosive rate acting on it, a high number of well-preserved monogenetic volcanic edifices can be observed at the surface of the island. Despite being currently in a growing phase, according to the radiometric dating and magnetic stratigraphy (Guillou et al., 1996), its activity rate during the Holocene seems to be reduced to a few onshore eruptions, such as the Tanganasoga one, dated at about 6.7 ky (Pellicer, 1977) and Montaña Chamuscada eruption, dated at about 2.5 ky (Guillou et al., 1996). Seismic crisis of 1793, which was related to Lomo Negro eruption, placed at the westernmost part of the island (Hernández-Pacheco, 1982), has been recently discarded as the precursor of that onshore eruption by Villasante-Marcos and Pavón-Carrasco (2014). Instead, the last submarine eruption occurred in 2011–2012 (López et al., 2012; Martí et al., 2013), characterized by a high seismic activity without an onshore volcanic culmination, as well as the large amount of submarine volcanic cones around the island (Becerril et al., 2016), suggest that recent offshore eruptions could be more frequent than previously thought.



**Fig. 1.** Shaded relief of El Hierro Island indicating its main morphological features (embayments of El Golfo, El Julan, and Las Playas, the volcanic rift systems are shown as blue dashed lines). Locations of Quaternary eruptions, Mtna. Chamuscada, Tanganasoga and 2011–2012 submarine eruption, are highlighted as blue-white circles. The highest location of the island, Malpaso, appears as a blue triangle. Tiñor volcanic area is indicated at the northeast of the map. The gravimetric observations used in this work, the location of absolute and relative gravity measurements and as the GPS reference stations are displayed at the top left corner. Aula and Tanajara points are main gravity benchmarks, so they are indicated outside of the inset figure to get a better visualization. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The main features of the internal structure of El Hierro have been inferred using different geophysical techniques and their corresponding data inversion methodologies. Gravimetry (Montesinos et al., 2005a, 2006), microseismic soundings (Gorbatikov et al., 2013) and seismic tomography (García-Yegüas et al., 2014) proposed the existence of a deep-rooted central core, which compounds the main central structure of the island. It is characterized by a high positive density contrast and a positive anomaly for the seismic wave's velocities (Montesinos et al., 2005a, 2006; Gorbatikov et al., 2013). In turn, shallower levels are also composed of several high-density contrast bodies at depths of between 500 and 3000 m b.s.l.

There is certain controversy concerning nature and number of rifts present in each island (Carracedo, 1996; Carracedo et al., 2001; Münn et al., 2006; Blanco-Montenegro et al., 2008). While some authors consider that during the growing of the volcanic edifices is usual that the uplift force of the ascending magma breaks the crust following a minimal stress configuration of 120° between the respective generated fractures and that these are used by the magma to ascend to surface, others consider that there is not evidence supporting such a “three armed” configuration and that these structures are vertically deep-rooted in the crust (Montesinos et al., 2005a, 2006; Geyer and Martí, 2010; Gorbatikov et al., 2013; García-Yegüas et al., 2014; Becerril et al., 2015). In fact, the density contrast model obtained by Montesinos et al. (2005a, 2006), reveals shallower low-density alignments parallel with the rift directions, these structures being interpreted as resulting from recent extensional fracturing and volcanism. Moreover, Gorbatikov et al. (2013), suggested that El Hierro rifts are the result of the merging of volcanic edifices at surface, in a similar way to the model proposed by Münn et al. (2006). They explain that the rift configuration is controlled by gravitational spreading of the consecutively overlapping volcanic edifices. Recently, Becerril et al. (2015), characterized the shallower structure of El Hierro Island through the study of the interior of seventeen water galleries. They found that structural elements such as dykes and eruptive fissures followed radial pattern. This pattern may result from a combination of loading, gravitational spreading and magma-induced upwelling, with some influence of previous regional structures. According to them, radial configuration was masked by the giant landslides occurred in the past, which shaping the island with the current three-armed rift system appearance, interpreting the rift zones of El Hierro as shallow structures. The shallower character of the rift structures seems increasingly evident, having been postulated distinct surface mechanisms aiming to explain their origin.

### 3. Data acquisition

A total of 413 onshore (relative and absolute) gravity data were used in this study (Fig. 1). Then, we built the complete Bouguer anomaly map of El Hierro, which enabled us to generate a 3D density contrast model, obtained through a gravity data inversion procedure based on the genetic algorithm described by Montesinos et al. (2005a, 2006).

We used different data sources for this study. Gravity data were obtained from two main sources (Table 1). On the one hand, we used data from Spanish Geographic National Institute (IGN), 73 corresponding to

the REDNAP, and 166 data acquired in different gravity campaigns carried out during years 2012 and 2013. On the other hand, we utilized 165 surface gravity values supplied by Montesinos et al. (2005a, 2006). As additional supporting information, 9 absolute gravity values, obtained during 2014, were included in the calculation process. Moreover, continuous gravity measurements and Earth's crustal response to tidal forces were analyzed in previous works using the LaCoste&Romberg Graviton-EG1194 and gPhone#054 relative gravimeters, both placed in the ‘Aula de la Naturaleza’ station during different periods of time (Arnoso et al., 2011; Sainz-Maza et al., 2014) (see Fig. 1).

The 166 new relative gravity measurements were combined with simultaneous GPS observations made with a Trimble R4 GNSS 5800 receiver. Every GPS observation was linked to other GPS reference stations from IGN permanent network (see Fig. 1) (López et al., 2012).

The new gravimetric measurements were conducted using always the same observational procedure, recording gravity values during 15–20 min intervals and GPS data at 1 Hz logging frequency during the same time interval. The daily itineraries were designed to start and end at the same location every working day. Moreover, at least one of the intermediate points of each itinerary was re-observed for checking tares or changes in the gravimeter drift or jumps.

### 4. Data processing methodology

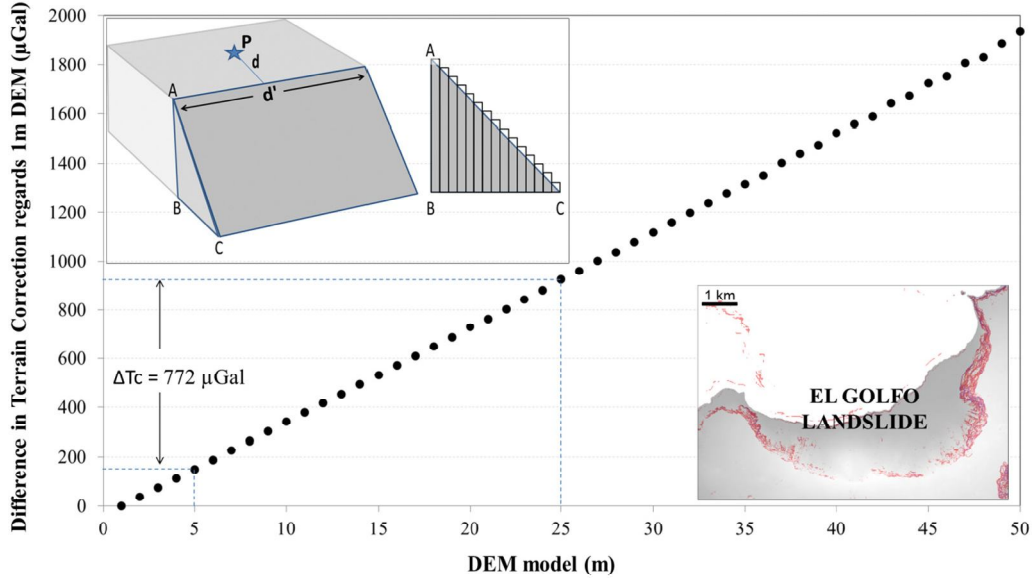
GPS data processing was made through the Leica Geosystems software. As we already pointed out, every observation interval was compared to a minimum of 7 GPS reference stations placed in El Hierro. Thus, the coordinates of the observing points were determined with an error of 1 cm for the vertical component.

To homogenize the gravity data from all sources, old and new data were reprocessed using common procedures. Usual corrections were applied aiming to obtain the Complete Bouguer Anomaly (Torge, 1989). Earth tides and ocean tide loading effects were subtracted from the raw data according to standard models such as the Wenzel catalogue for Earth tides (Hartmann and Wenzel, 1995) and the FES04 global ocean tide loading model (Lyard et al., 2006). Gravimeter instrumental drift was modeled as linear trend (Torge, 1989). Moreover, all measurements were transferred to the terrain surface using the theoretical vertical gravity gradient ( $-3.086 \mu\text{Gal}/\text{cm}$  ( $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$ )).

One of the most crucial stages of the processing to get precise complete Bouguer anomalies is the terrain correction. It is heavily influenced by the accuracy of the terrain model used (DEM). In the particular case of El Hierro, which is a small island with a very sharp topographic relief and surrounded by deep ocean, this correction plays an important role in the final anomaly value. In this regard, Fig. 2 shows a synthetic example of the DEM influence in the nearby terrain correction applied over a point located near to a high terrain slope, as the case of El Golfo depression. Differences between the use of a 5 m DEM model or a 25 m DEM, change the order of the magnitude of the correction from  $10^2 \mu\text{Gal}$  to  $10^3 \mu\text{Gal}$ , assuming a synthetic model with rather conservative slopes ( $45^\circ$ ) compared with El Golfo escarpments (Fig. 2).

**Table 1**  
Data sources used in previous and current works. In 2014, we measured absolute gravity values for first time in El Hierro Island, which supported the quality of the relative gravity data.

Data source	Gravimeter	Number of data
Previous works		
Montesinos et al. (2005a, 2006)	LaCoste&Romberg, models G933 and Graviton-EG1194 Marine gravity data (U.S. Geological Survey; Folger et al., 1990)	165 257
New used data (all from IGN networks)		
REDNAP	LaCoste&Romberg gravimeters	73
Relative (2012–2013)	Scintrex CG5#811 ( <a href="http://www.scintrexltd.com/gravity.html">http://www.scintrexltd.com/gravity.html</a> )	166
Absolute (2014)	A10#006 ( <a href="http://www.microglacoste.com/a10.php">http://www.microglacoste.com/a10.php</a> )	9 ( <a href="http://www.ign.es">http://www.ign.es</a> )



**Fig. 2.** Synthetic example the influence of the Digital Elevation Models (DEM) over the Terrain Correction value. The upper-left corner of the plot shows a model where P represents the gravity benchmark,  $d$  is the distance to an abrupt depression rim (here we use 100 m) and  $d'$  is the length of the rim (we use a value 4 km, simulating only a little portion of El Golfo rim). A slope of  $45^\circ$  was selected for the example, which is modeled using prismatic bodies. In the lowest-right corner a detailed picture of El Golfo area from El Hierro Island is represented, and the slopes which are equal or  $>45^\circ$  are painting in red color. Maximum slope values identified are nearest to  $84^\circ$ . The graphic displays the change occurred on Terrain Correction calculated as function of the DEM model used. In this case, the variation in the final value of the Terrain Correction when using a 5 m DEM or a 25 m DEM is about  $772 \mu\text{Gal}$ . (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

We made the terrain correction modelling the topography based on the Kane grid (Kane, 1962). We divided the terrain in a great number of prismatic bodies, whose particular gravity attractions are easily manageable following the Nagy formula (Nagy, 1966):

$$\Delta g_p^k = G\rho \left[ x_i \ln(y_i + r_i) + y_i \ln(x_i + r_i) - z_i \arcsin \frac{z_i^2 + y_i^2 + x_i y_i}{(y_i + r_i) \sqrt{z_i^2 + y_i^2}} \right] \Bigg|_{x_1}^{x_2} \Bigg|_{z_1}^{z_2} \Bigg|_{y_1}^{y_2} \quad (1)$$

where  $\Delta g_p^k$  is the gravity attraction of the  $k$ -prism over the  $p$ -gravity station,  $G$  is the gravitational constant,  $\rho$  is the chosen terrain density and  $x_i, y_i$  and  $z_i$  ( $i = 1, 2$ ) are the limiting coordinates of the corresponding  $k$ -prism in each coordinate axis regard to the observed point. The  $r_i$  represents the radial distance between the  $k$ -prism center and the  $p$ -station.

To set up the heights of our terrain model, we used a  $5 \times 5 \text{ m}^2$  DEM from IGN. We reproduced the first  $4 \text{ km}^2$  surrounding the observed point. Then, from 1 km to 30 km of distance, a  $50 \times 50 \text{ m}^2$  DEM was selected. Finally, a  $500 \times 500 \text{ m}^2$  DEM was used from 30 km to 167 km. These distance values and DEMs were selected after several tests looking for a better estimate of the terrain effect taking into account the former considerations and the computing time. The bathymetry corresponding to the offshore areas was modeled using data from GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans; Weatherall et al., 2015).

Additional corrections were applied to the data, as the gravity influence of the atmospheric loading, calculated from the NOAA/NASA/USAF (1976) atmosphere model. The Earth's curvature and bathymetry were also taking into account, both corrected according to Nowell, 1999. The final Bouguer anomaly map is shown in Fig. 3 and in Supplementary material 1.

One of the most controversial issues we needed resolve in this work was the suitability of mixing data from different sources and epochs, among which there were discernible gravity changes related to a seismo-volcanic process (Sainz-Maza et al., 2014). The existence of an observed common benchmark in all data sources simplified the problem. It was the Tanajara geodetic mark (see Fig. 1). Gravity differences between campaigns at this point were used as the checking parameter

to evaluate if the data is suitable to merge. Thus, the maximum observed gravity variation obtained from 2001 to 2013 was around  $-100 \mu\text{Gal}$ . The main source of this change is probably the uplift of the island from 2011 to 2013: around 15 cm at this area (García-Cañada et al., 2014), which would be equivalent to about  $-50 \mu\text{Gal}$ . Deformation between 2001 and 2011 as well as mass distribution changes (Sainz-Maza et al., 2014) and instrumental differences, could be responsible for the rest of the observed variation.

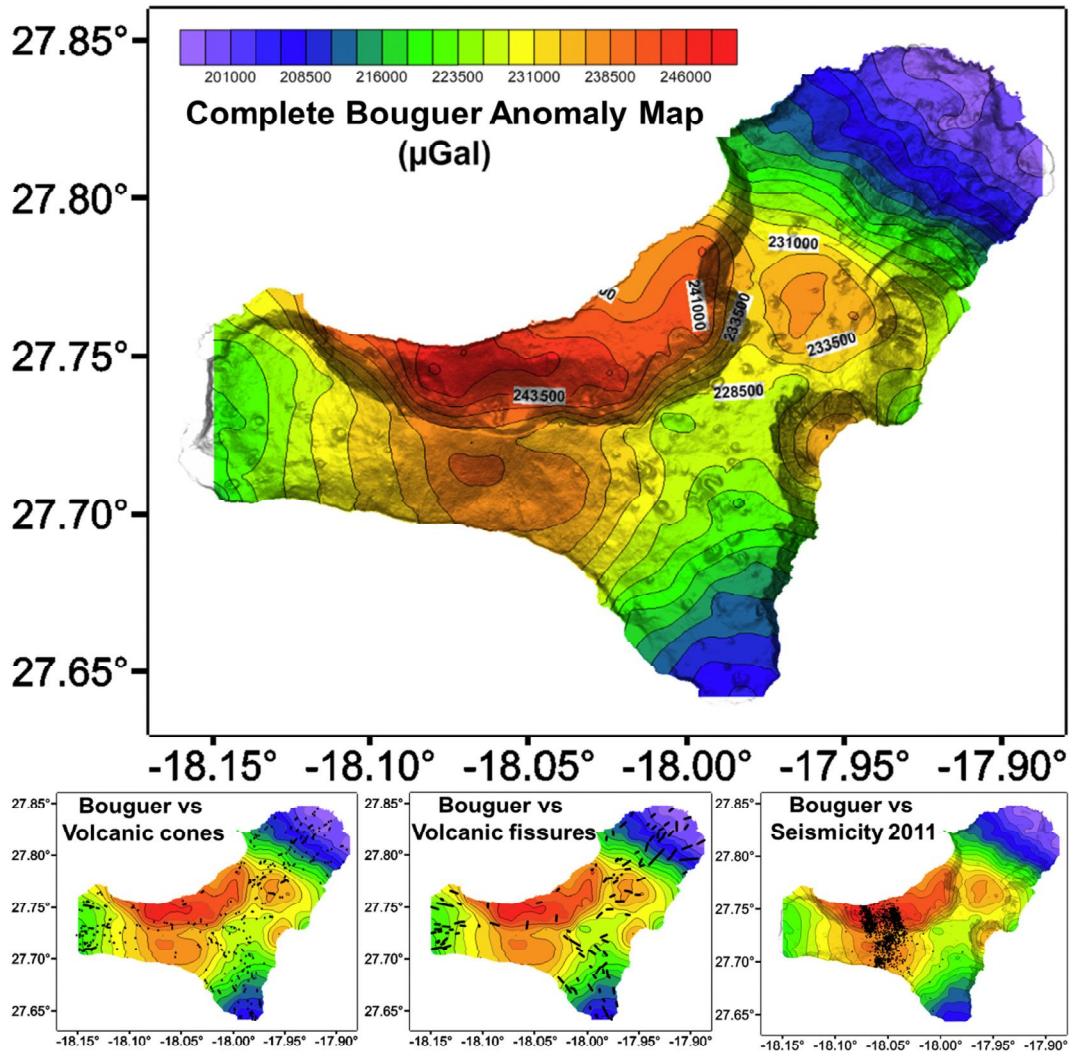
Considering that the magnitude of the main gravimetric anomalies is around 1 mGal, a difference of  $-100 \mu\text{Gal}$  in gravity and 15 cm in height, can be considered acceptable in order to merge data from different epochs aiming to model the final complete Bouguer anomaly map with the resolution that is required in this study (Fig. 3).

Data inversion procedure was developed in two steps. Firstly, we used all the onshore gravity data obtained previously to the eruption of 2011 to obtain a preliminary structural model. That is, data from REDNAP and data provided by Montesinos et al. (2005a, 2006). Secondly, we used this model as an input parameter in the inversion procedure of the new gravity data obtained after 2011. Since the aim of this model is to extend the information to the shallower sections of the model and to identify potential structures related to the rifts systems, data used were limited to onshore data, which are more homogeneously distributed and are more accurate. Marine gravity data helped to constrain the model in the offshore areas in Montesinos et al. (2005a, 2006).

The methodology used for the 3D gravity inversion was based on a genetic algorithm widely described in Montesinos et al. (2005b). Starting from an initial partition of the subsoil volume in prisms characterized by preliminary density contrast values, the algorithm performs successive modifications following an iterative process which uses three main operators: selection, mutation and crossover. In each step of the process, the algorithm seeks to minimize an error function (Eq. (2)) which is determined by the difference between the gravity field generated using the prisms model configuration and the observed field gravity data.

$$F(\mathbf{m}_k) = (\mathbf{A}\mathbf{m}_k - \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{G}_m \mathbf{u})^T \mathbf{E}_{ss}^{-1} (\mathbf{A}\mathbf{m}_k - \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{G}_m \mathbf{u}) + \beta \mathbf{m}_k^T \mathbf{C}_M \mathbf{m}_k \quad (2)$$

where  $\mathbf{g}_{obs}$  is the calculated gravity anomaly values,  $\mathbf{A} = \mathbf{A}_{ij}$  is an  $i \cdot j$



**Fig. 3.** Complete Bouguer anomaly map for the onshore part of El Hierro Island. It shows maximum differences of about 50 mGal in the gravity anomaly. It is clearly visible as the highest anomaly values are related to the giant landslides of El Golfo, El Julan, and Las Playas. Below the Bouguer anomaly map, it is showed the comparison of the anomalies with the distribution of cones and fissures identified at surface (Becerril et al., 2015), and with the seismicity epicenters previous to the 2011 eruption below the onshore part of the island (Dominguez Cerdeña et al., 2014).

matrix, which defines the gravity attraction divided by density unit at  $i$ th station due to the influence of the  $j$ th prism of the model,  $\mathbf{G}_m$  represents the regional tendency defined by one constant term and  $\mathbf{u}$  is an unitary vector.  $\mathbf{E}_{ss}$  is a data error matrix obtained from a covariance analysis,  $\beta$  is an empirical parameter corresponding to the Tikhonov regularization technique (Schwarz, 1979). Finally, the uncertainty of the model is given by the  $m \cdot m$  matrix  $\mathbf{C}_M$ .

Initially, the process generates a population of distinct models (individuals), changing randomly the density of some cells. In every stage of the iterative process, individuals of the corresponding population are evaluated and chosen using a selection operator (Michalewicz, 1994). It acts seeking the minimization of the error function  $F(\mathbf{m}_k)$  (see Eq. (2)), selecting the individuals that best satisfy this minimization condition. Then, two genetic operators are introduced, mutation and crossover. They generate new individuals, which will be also evaluated. The mutation operator modifies randomly the density of some prisms of some models. It provides random diversity in the population and increases the sampled volume of the model space. Furthermore, crossover operator acts and exchanges information between several selected models. Then, the modified models are evaluated again with the unmodified ones, repeating the evolutionary process (selection/mutation/crossover).

The iterative process will continue until a predefined value of the error function is reached. Once this value is attained, a new stage of the process begins, looking for a model with a smoother geometry, defined by a smoothing operator which removes uncertainties of the model and avoids local minima (Montesinos et al., 2005a). Thus, this new operator is implemented which assigns each prism an averaged value of the density contrasts of the adjacent prisms. The process becomes iterative again with these smoothed individuals, which comprise a new population and it ends when the best individual from a population reaches to minimize the error function. At this point the process is finished and a 3D density contrast model of the subsoil is generated.

We applied this inversion algorithm using as input parameters: the new gravity data observed at El Hierro, a preliminary structural model obtained from data prior to 2011, and a maximum density contrast between  $\pm 350 \text{ kg m}^{-3}$  regarding a mean density of  $2510 \text{ kg m}^{-3}$ . This density mean value was obtained from the minimum correlation between Bouguer anomaly and topography according to Nettleton (1939) methodology. Moreover, most of the points have a contiguous station nearest than 1000 m apart and the mean diameter of the survey is about 20,000 m. It allowed to divide the local subsurface into 13,874 rectangular prisms, with sides ranging from 293 m for some of the shallower elements (located at 1125 m a.s.l. in the highest zone of the

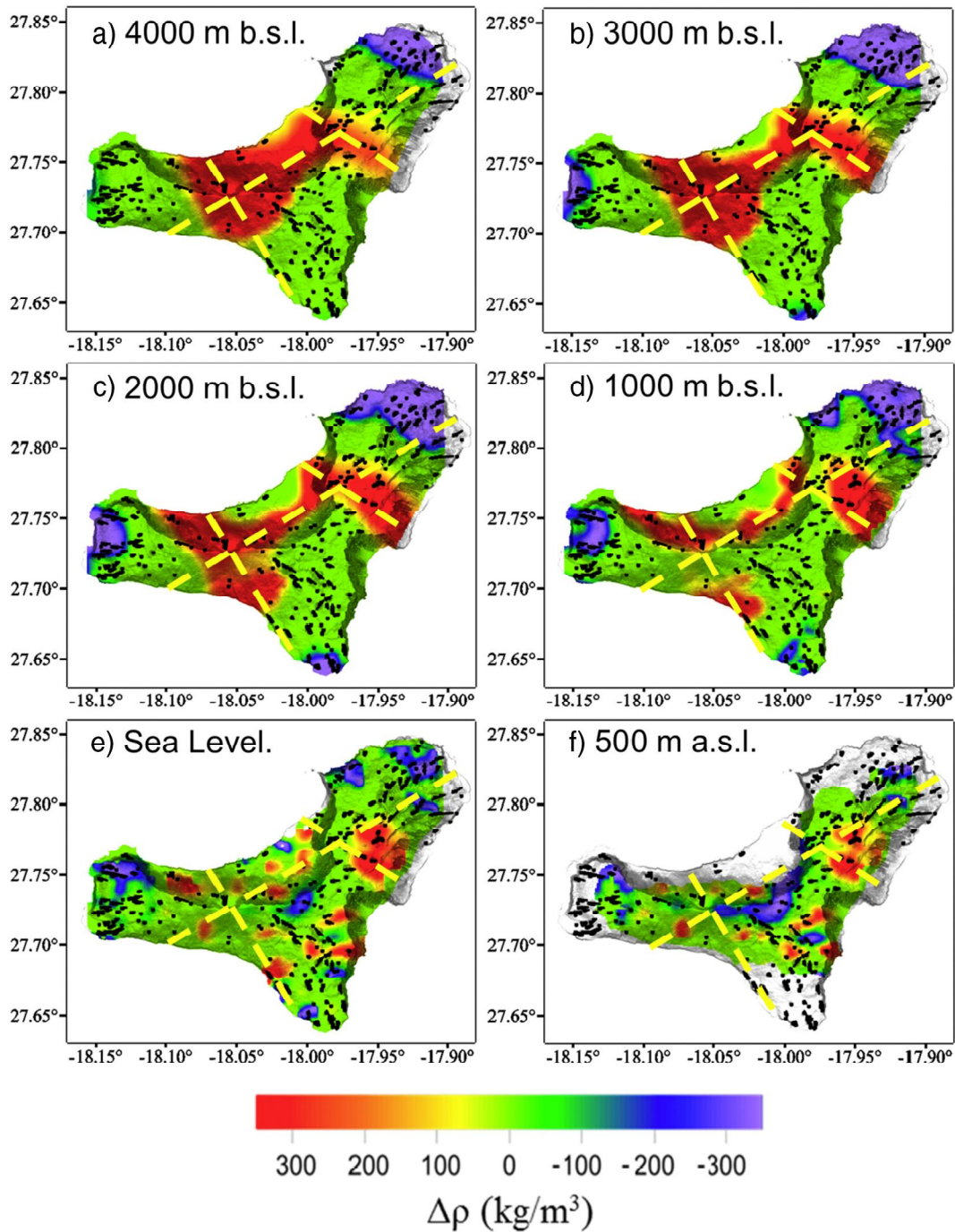
island) to 1176 m for the deepest blocks (at  $-11,000$  m b.s.l.). Once the inversion methodology was applied, the gravity data corresponding to the density contrast model fits to the observed data with a root mean square error under  $500 \mu\text{Gal}$ , indicating a good agreement between data and observations.

## 5. Results and discussion

Intuitively, it seems reasonable that surface areas characterized by a concentration of volcanic vents along preferred directions, should

display structural features connected to the observed alignments. Therefore, following the traces of the rifts from the surface to deeper regions, we should be able to image the internal structure and continuation with depth of these structures. Gravity inversion procedures offer the possibility to develop a structural model of the subsurface.

Most of the new gravity inversion results coincide with the findings from previously published works. The principal central structure, which is characterized by a high positive density contrast under the onshore part of the island (Montesinos et al., 2005a, 2006) is confirmed. Indeed, results from microseismic sounding reveal that this body forms a sort of



**Fig. 4.** Horizontal sections of the density model every 1000 m obtained through the genetic inversion procedure from 4000 m b.s.l. An additional section at 500 m a.s.l. has been included in order to display the shallower part of the model. Yellow dashed lines point out zones or alignments of structures where high densities are outstanding. The dense core body obtained at depth from previous models (Montesinos et al., 2006) shows such of branched development as it raises. This effect becomes evident from 4000 m b.s.l., increasing the heterogeneity at 2000 m b.s.l. to the surface. The spatial distribution of cones and fissures are overlapping to the figures. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



funnel-shape structure under the central part of El Golfo and is rooted at large depths, at least up to a depth of 35 km, according to the model of Gorbatiĳkov et al., 2013. Toward the surface, this body shows a more irregular geometry, becoming increasingly heterogeneous from intermediate depths (35–10 km) to shallowest levels (<10 km), where it exhibits a greater variability on the density contrast elements obtained from our model (Fig. 4). The high volume of onshore gravity data, and the more precise digital terrain and bathymetric models as well, have allowed us to obtain a model displaying a better image of the connection between the different shallower density layers toward the surface than in previous work of Montesinos et al. (2006). This fact provided a visual argument to discuss about the relationship between the areas characterized by a high magmatic intrusive activity and the rifts.

From the comparison of Bouguer anomaly map with cones, fissures (Becerril et al., 2015) and seismicity (Domínguez Cerdeña et al., 2014) (Fig. 3), it is easily distinguishable the lack of correlation between the distribution of cones observed at surface and that of gravimetric anomalies, but it should be taken into account that several huge landslides affected the island in the past, hiding and removing many cones. However, the distribution of fissures, over the onshore part of the island, offers a pattern in which most of these fissures are perpendicular to the contours lines of the gravity anomalies. It is not possible for us to discern any structural correlation between Bouguer anomalies and fissures, as these are also perpendicular to the topographical level lines. Finally, it seems that there is a clear connection between the seismicity occurred during 2011 and the highest Bouguer anomaly area, located at the center of the island, which could indicate that this anomaly is mainly generated by a structure that acted as a shield, impeding the vertical magma advance (see Martí et al., 2017).

From the horizontal layers displayed in Fig. 4, it is remarkable that rift structures at surface, characterized by an upland topography covered by lots of aligned cones and fissures, do not exhibit significant correlations with any outstanding density contrast following the corresponding alignments. In order to see more clearly the distribution of the gravity anomaly sources at the shallower subsurface of El Hierro and to study the structure of the rift system in this island, we point out three vertical profiles where we have distinguished more remarkable features (Fig. 5). Fig. 5a shows a SW-NE profile marked by a high density contrast. Several apophysis connect this anomalous zone with the shallower parts of the model. Another interesting feature of this profile is the very shallow low density anomaly that corresponds to the Tanganasoga volcano surroundings, the largest recent volcanic edifice of El Hierro. This eruption took place along a N-S fissure with several eruptive vents, which originated the accumulation of large volume of pyroclastic deposits (Carracedo et al., 2001). These low consolidated materials would be the origin of the observed low density structure.

The second selected profile (Fig. 5b) crosses northeastern rift zone. This profile shows a strong dominance of high density contrasts that reach the surface at various points in the surroundings of the Tiñor edifice area (Fig. 1). This fact could suggest repeated magma injections filling this area following that alignment. From the Fig. 5d showing the 3D density contrast model (see also Supplementary material 2), it can be appreciated that this high density structure is an extension of one of the outgoing apophysis of the main high density structure which reaches the Northwest rift.

The third profile is shown in Fig. 5c. It corresponds to an alignment also characterized by high density contrasts which crosses the western rift zone. This alignment coincides with the one followed by the location of hypocenters during the seismicity previous to the volcanic eruption occurred during 2011–2012 (see Martí et al., 2013), with the difference that our gravity model describes shallower subsoil levels than the described by the seismicity. In this case, the high density structure only reaches an onshore area of the surface in a coastal area of the southern part of the island. It also shares with the other profiles the depth level where the structure begins to develop in a more heterogeneous way, which is placed around 2 km b.s.l.

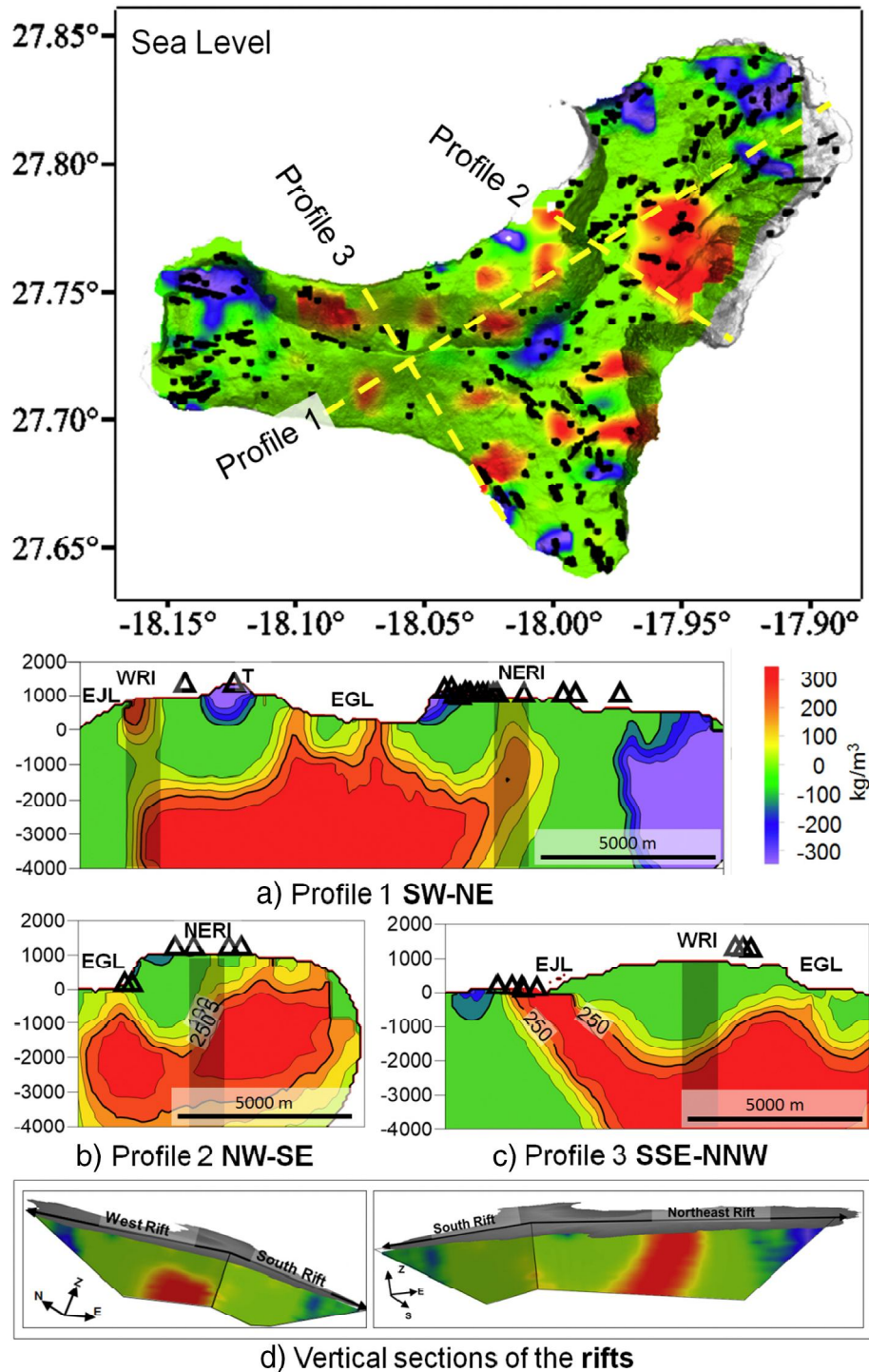
Finally, Fig. 5d shows that the high density structure does not reach the surface at west and south rifts at the onshore part of the island. In turns, it seems to reach the northwest rift around a narrow area, where it extends toward the NW-SE as it can be seen in Fig. 5b.

The horizontal sections in the Fig. 4 and the three vertical profiles shown in the Fig. 5, provide a representative view of the 3D model of the distribution of the density contrasts inside El Hierro volcanic edifice (See a 3D visualization in Supplementary material 2). This new accurate model reaches a depth of 7 km b.s.l., so it represents the shallowest part of the system (in Montesinos et al. (2005a) it reaches to 10 km), which comprises from base to top the uppermost layers of the pre-El Hierro basaltic crust, the pre-volcanic sedimentary layers, and the whole El Hierro volcanic edifice.

As mentioned before, the main density contrast corresponds to a funnel shaped positive anomaly that occupies most of the interior of the studied volume, showing a regular distribution from the bottom of the model to about 1–2 km b.s.l. We interpret this main anomaly as corresponding to the shallower magma accumulation zone that characterizes mature oceanic volcanoes such El Hierro (Klugel et al., 2015). This magma accumulation zone may had installed at pre-volcanic sedimentary layers (Klugel et al., 2015) and now forms the denser core of El Hierro shallow internal structure. From previous studies (Gorbatiĳkov et al., 2013) it is known that this body continues to much greater depths, and probably connecting with deeper magma accumulation zones as envisaged by Klugel et al. (2015) using petrological data. According to our model, this main anomalous body presents several apophysis at the upper part from 4000 m b.s.l. onwards. They would be connected with different on-land and offshore zones at the surface of El Hierro edifice, and probably correspond to the main pathways that magma has used to reach the surface or a shallow reservoir, as also can be observed in the cones distribution in the surrounding bathymetry (Weatherall et al., 2015). The profile shown in Fig. 5a, is consistent which the huge amount of dykes that are now exposed along the El Golfo landslide scar (Münn et al., 2006).

According to our model and focusing on results from density contrasts distribution, the rifts alignments, marked as blue dashed lines in Fig. 1, are not highlighted by any density anomaly at intermediate depths, as it would be expected in case of being related to the direct ascend of deep magma to shallower depths. In addition, these alignments are not correlated with any relevant gravimetric anomaly (Fig. 3). This lack of correlation is also present in other rift zones not related to volcanic islands as the Main Ethiopian Rift (Mazzarini et al., 2016). The connection between the shallower magma accumulation zones and the surface does not occur along the whole rift structures but through well-defined channels that point to specific locations. The fact that the number of volcanic vents is quite large and covers most of the island surface along the rift zones suggests that the rift zones may have acted as channels to facilitate lateral magma migration at very shallow depths. Moreover, these zones would act as preferred sites of emplacement for dikes originating from very shallow secondary magma reservoirs. In summary, what we identify is a funnel-shape body that makes fingering at the surface to feed eruption. Magma is guided laterally from the finger tips to feed all the surface eruptions, being lateral guidance promoted by local stress field (i.e. rift zone) (Fig. 6). A similar situation has been proposed for Tenerife using AMS data (Delcamp et al., 2014).

This coincides with the interpretation of the rift zones in other ocean volcanic island such as Hawaii (Ryan, 1988) or La Reunion (Michon et al., 2015). In consequence, our results do not support the idea that El Hierro rift zones formed as consequence of mantle uplift but are more in favor of a much shallower origin (e.g.: Montesinos et al., 2005a; Münn et al., 2006; Gorbatiĳkov et al., 2013; Becerril et al., 2015) probably related with the loading and unloading episodes and shallower processes that succeeded during the construction of El Hierro edifice. During the growing of volcano edifices, the local loading stress field favors the lateral displacement of the rising dykes causing eruptions away from the volcano's maximum loading area. Different experiments have

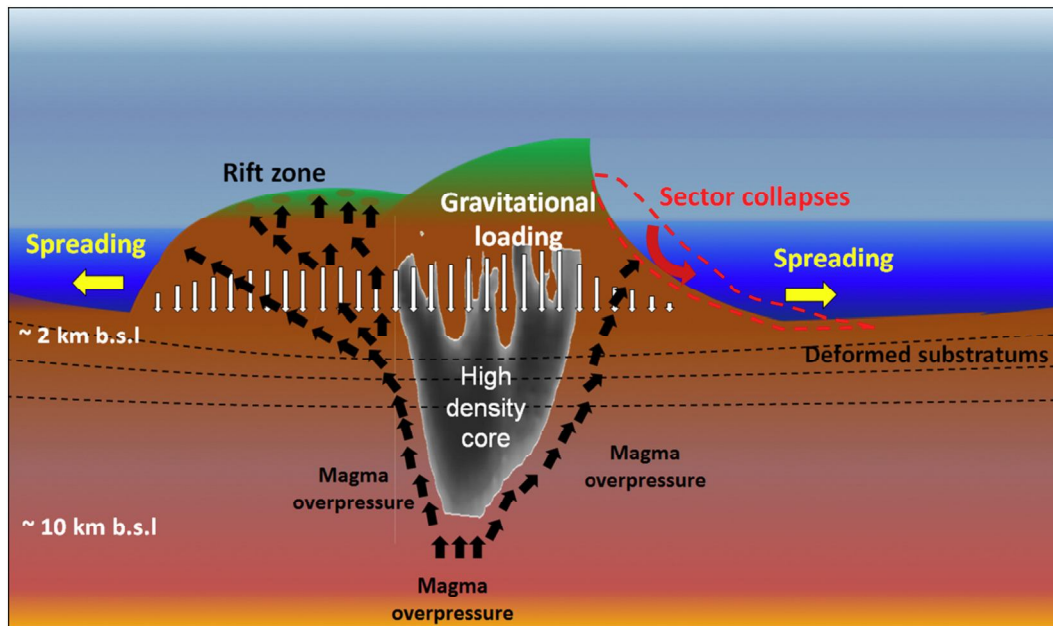


**Fig. 5.** Different profiles inferred using the density model. WRI and NERI are the corresponding intersections of the profile with the western and northeastern rift, which are indicated by shadow grey color. EGL and EJL correspond to El Golfo and El Julan landslides areas and T represents the Tanganasoga volcano. Black points in the first map and black triangles in the profiles indicate where volcanic cones are present at surface. (a) SW-NE profile, showing the dense core part of the subsurface and its branched form toward the surface. According to the number of apophysis of this profile, it seems to be the preferred orientation for magmatic intrusions from deeper areas. (b) NW-SE profile cutting the eastern rift of the island. A dense structure is now located with its lower part in a higher position. (c) This is SSE-NNW profile crossing El Hierro western rift area. Dense core structure seems to be extended toward north and south parts of the island. (d) Vertical sections under the rift areas. High density structure seems to reach the surface only at Northwest rift, where the maximum extension for this structure follows along the profile displayed in (b).

reproduced this fact in the laboratory (Mathieu et al., 2008; Kervyn et al., 2009; Galland et al., 2009).

It is worth mentioning that SW-NE direction displayed in the Fig. 5a, corresponds to the alignment along which the main positive density anomaly at depth connects with the onshore surface more frequently. It does not correspond to any rift, but it could be assimilated to a

preferred direction of extensive fracturing already present in the island basement, as it occurs in other islands of the Canary Archipelago (Geyer and Martí, 2010; Geyer et al., 2016). This is the direction of the southern limit of the funnel shaped gravity anomaly and corresponds to part of the El Hierro plumbing systems that would have acted as a main transport channel for deeper magmas and which would start to ramify



**Fig. 6.** The model suggested establishes the final path followed by magma as determined by the final combination of various forces and the interposed structures in its way. High density structures obstruct the vertical buoyancy of the lower density magma. When magma reaches shallower level its overpressure is favored by the gravitational loading, and the distribution (geometry) of the collapsed sector contributes to generate extensional stresses able to open the rift zones thus allowing magma to be distributed laterally.

toward other directions at much shallower depths. Comparatively, the shape of the northern limit of this density anomaly (see Supplementary material 2) is clearly affected by the El Golfo landslide, which indicates that the structure of the plumbing systems was modified by this large mass wasting event. This supports the fact that the intermediate and shallower parts of the El Hierro plumbing system are controlled by the local stress field (i.e., loading and unloading processes), while the deepest part would be more controlled by the regional stress field (i.e., regional tectonic structures and mantle anomalies), as it seems to occur in other volcanic islands systems (Ryan, 1988; Michon et al., 2015).

## 6. Conclusions

To further investigate the internal structure of the El Hierro rifts system, previous 3D gravity inversion models of the island have been refined by adding new onshore gravity data, using a more precise terrain correction, and focusing the area of study on a more restricted region. This has permitted to elaborate a detailed 3D model of the shallower part of El Hierro volcanic edifice. The model obtained does not support the existence of three rift zones in El Hierro, as it could be deduced from the apparent orientation of eruption fissures vents location at surface. In our model these surface structures do not conform any density contrast or gravimetric anomaly that we could trace inside the volcanic system. On the contrary, the main anomaly we found agrees with previous gravity studies and it represents a central volume inside the edifice that probably corresponds to series of sills and other sheets intrusions forming as a whole a main magma accumulation zone between 2 and 7 km b.s.l. Magmas from this accumulation zone reach the surface through well located pathways apparently not corresponding to the surface rift zones, these last only contributing to distribute magma laterally when it arrives close to the surface. According to our results, the El Hierro rift zones could not have a deep origin. They are more consistent to shallower processes (e.g.; sector collapses) that, in combination with the loading caused by the construction of the volcanic edifice and its subsequent basal spreading, may generate specific shallow extensional stresses able to open of the rift zones, thus controlling the location of most volcanic vents during the last constructive episode of the island.

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.010>.

## Acknowledgements

This work was supported by IGN, CSIC and EC grant VUELCO, through the projects CGL2011-16144-E, CGL2015-63799-P, and REN2002-00544/RIES of the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. We want to thank the constructive comments made by Audrey Delcamp and Francesco Mazzarini which have considerably helped to improve the quality of this paper. We would also like to thank the Volcano Monitoring Group (IGN) for the support provided during the field surveys.

## References

- Amelung, F., Yun, S.H., Walter, T.R., Segall, P., Kim, S.W., 2007. Stress control of deep rift intrusion at Mauna Loa Volcano, Hawaii. *Science* 316 (5827):1026–1030. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1140035>.
- Anguita, F., Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103 (1–4):1–26. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00195-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00195-5).
- Arnos, J., Benavent, M., Bos, M.S., Montesinos, F.G., Vieira, R., 2011. Verifying the body tide at the Canary Islands using tidal gravimetry observations. *J. Geodyn.* 51 (5): 358–365. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.10.004>.
- Becerril, L., Galindo, I., Martí, J., Gudmundsson, A., 2015. Three-armed rifts or masked radial pattern of eruptive fissures? The intriguing case of El Hierro volcano (Canary Islands). *Tectonophysics* 647–648:33–47. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.006>.
- Becerril, L., Galve, J.P., Morales, J.M., Romero, C., Sánchez, N., Martí, J., Galindo, I., 2016. Volcano-structure of El Hierro (Canary Islands). *J. Maps*:1–10 <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2016.1157767>.
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A., Chiappini, M., 2008. Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophys. J. Int.* 173 (1):339–350. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03723.x>.
- Bonali, F.L., Corazzato, C., Tibaldi, A., 2011. Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.* 73 (3):347–366. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-010-0416-1>.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60:225–241. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90053-1](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(94)90053-1).
- Carracedo, J.C., 1996. Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: hotspot induced three armed rifts or regional tectonic trends? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72 (1):151–162. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00080-1](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(95)00080-1).
- Carracedo, J.C., Rodríguez-Badiola, E., Guillou, H., de La Nuez, J., Pérez Torrado, F.J., 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estud. Geol.* 57 (5–6), 175–273.

- Carracedo, J.C., Guillou, H., Nomade, S., Rodríguez-Badiola, E., Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez-González, A., Paris, R., Troll, V.R., Wiesmaier, S., Delcamp, A., Fernández-Turiel, J.L., 2011. Evolution of ocean-island rifts: the northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands, Vol. 123, Issue 3–4, pp. 562–584. <http://dx.doi.org/10.1130/B30119.1>.
- Carter, A., van Wyk de Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P., Briole, P., 2007. Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. *Bull. Volcanol.* 69 (7): 741–756. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-006-0103-4>.
- Corazzato, C., Tibaldi, A., 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: an example from Mt. Etna, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158 (1–2):177–194. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.018>.
- Delcamp, A., Troll, V.R., van Wyk de Vries, B., Carracedo, J.C., Petronis, M.S., Pérez-Torrado, F.J., 2010. Vertical axis rotation of the upper portions of the north-east rift of Tenerife Island inferred from paleomagnetic data. *Tectonophysics* 492 (1–4):40–59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.020>.
- Delcamp, A., Petronis, M.S., Troll, V.R., Carracedo, J.C., van Wyk de Vries, B., Pérez-Torrado, F.J., Deegan, F.M., 2012. Dykes and structures of the NE rift of Tenerife, Canary Islands: a record of stabilisation and destabilisation of ocean island rift zones. *Bull. Volcanol.* 74 (5):963–980. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-012-0577-1>.
- Delcamp, A., Petronis, M.S., Troll, V.R., 2014. Magmatic flow in shallow level basaltic dykes using AMS and field analyses: North-East Rift Zone, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geol. Soc. London 396 Special issue "The Use of Palaeomagnetism and Rock Magnetism to Understand Volcanic Processes"*. <http://dx.doi.org/10.1144/SP396.2>.
- Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C., Gomis Moreno, C., 2014. Seismicity patterns prior to the 2011 El Hierro Eruption. *B. Seismol. Soc. Am.* 104 (1):567–575. <http://dx.doi.org/10.1785/0120130200>.
- Fiske, R.S., Jackson, E.D., 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 329: 299–326. <http://dx.doi.org/10.1098/rspa.1972.0115>.
- Folger, D.W., McCullough, J.R., Irwin, B.J., Dodd, J.E., Strahle, W.J., Polloni, C.F., Bouse, R.M., 1990. Map showing free-air gravity anomalies around the Canary Islands, Spain, miscellaneous field studies map, MF-2098-B, p. (1 sheet). U.S. Geol. Surv., United States.
- Galland, O., Planke, S., Neumann, E.-R., Malthé-Sørenssen, A., 2009. Experimental modelling of shallow magma emplacement: application to saucer-shaped intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277:373–383. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.003>.
- García-Cañada, L., García-Arias, M.J., Pereda de Pablo, J., Lamolda, H., López, C., 2014. Different deformation patterns using GPS in the volcanic process of El Hierro (Canary Island) 2011–2013. *Geophys. Res. Abstr.* 16 (EGU2014-15791).
- García-Yegüas, A., Ibáñez, J.M., Koulikov, I., Jakovlev, A., Romero-Ruiz, M.C., Prudencio, J., 2014. Seismic tomography model reveals mantle magma source of recent volcanic activity at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). *Geophys. J. Int.* 199 (3): 1739–1750. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu339>.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B., Mitchell, N.C., 2001. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105 (1–2): 107–119. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00241-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00241-9).
- Geyer, A., Martí, J., 2010. The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics* 483 (3–4):310–326. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.11.002>.
- Geyer, A., Martí, J., Villaseñor, A., 2016. First-order estimate of the Canary Islands plate-scale stress field: implications for volcanic hazard assessment. *Tectonophysics* 679: 125–139. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.010>.
- Gorbatikov, A.V., Montesinos, F.G., Amoso, J., Stepanova, M.Yu., Benavent, M., Tsukanov, A.A., 2013. New features in the subsurface structure model of El Hierro island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding. An insight into the 2011 seismic volcanic crisis. *J. Surv. Geophys.* 34 (4):463–489. <http://dx.doi.org/10.1007/s10712-013-9240-4>.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F., Rodríguez Badiola, E., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast-grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73 (1–2):141–155. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(96\)00021-2](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(96)00021-2).
- Hartmann, T., Wenzel, H., 1995. The HW95 tidal potential catalogue. *Geophys. Res. Lett.* 22 (24):3553–3556. <http://dx.doi.org/10.1029/95GL03324>.
- Hernández-Pacheco, A., 1982. Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (Canarias). *Estud. Geol.* 38 (1–2), 15–26.
- Kane, M.F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics* 27 (4):455–462. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1439044>.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., van Wyk de Vries, B., Mathieu, L., Jacobs, P., 2009. Volcano load control on dyke propagation and vent distribution: insights from analogue modeling. *J. Geophys. Res.* 114, B03401. <http://dx.doi.org/10.1029/2008jb005653>.
- Klugel, A., Longpré, M.A., García-Cañada, L., Stix, J., 2015. Deep intrusions, lateral magma transport and related uplift at ocean island volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 431: 140–149. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.031>.
- Lipman, P.W., Calvert, A.T., 2011. Early growth of Kohala volcano and formation of long Hawaiian rift zones. *Geology* 39 (7):659–662. <http://dx.doi.org/10.1130/G31929.1>.
- Lonsdale, P., 1988. Structural patterns of the Galapagos microplate and evolution of the Galapagos triple junction. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93 (B11):13551–13574. <http://dx.doi.org/10.1029/JB093iB11p13551>.
- López, C., Blanco, M.J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera Rodríguez, V.M., Casas, B., Domínguez Cerdeña, I., Felipe, A., Fernández de Villalta, M., del Fresno, C., et al., 2012. Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. *Geophys. Res. Lett.* 39 (13). <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051846>.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* 56:394–415. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>.
- MacDonald, G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs (510PP).
- Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárraga, M., Blanco, M.J., Castro, A., Rodríguez, C., 2013. Causes and mechanisms of the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118 (3):823–839. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50087>.
- Martí, J., Villaseñor, A., Geyer, A., López, C., Tryggvason, A., 2017. Stress barriers controlling lateral migration of magma revealed by seismic tomography. *Sci. Rep.* 7:40757. <http://dx.doi.org/10.1038/srep40757>.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the flank of El Hierro about 15,000 years ago, and the history of large flank collapses in the Canary Islands. *Geology* 24 (3): 231–234. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0207:CNEAAA>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0207:CNEAAA>2.3.CO;2).
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Holohan, E.P., Troll, V.R., 2008. Dykes, cups, saucers and sills: analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271:1–13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.020>.
- Mazzarini, F., LeCorvec, N., Isola, I., Favalli, M., 2016. Volcanic field elongation, vent distribution, and tectonic evolution of a continental rift: the Main Ethiopian Rift example. *Geosphere* 12 (3):706–720. <http://dx.doi.org/10.1130/GES01193.1>.
- Michalewicz, Z., 1994. *Genetic Algorithms + Data Structures = Evolution Programs*. second extended ed. Springer-Verlag, Berlin (340 pp.).
- Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., Famin, V., 2015. Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: how do they differ from Hawaii and Etna? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 303:112–129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031>.
- Montesinos, F.G., Amoso, J., Benavent, M., 2005a. New study of the local gravity field of El Hierro (Canary Islands). *Física de la Tierra* 17, 113–117.
- Montesinos, F.G., Amoso, J., Vieira, R., 2005b. Using a genetic algorithm for 3-D inversion of gravity data in Fuerteventura. *J. Earth Sci.* 94 (2):301–316. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-005-0471-6>.
- Montesinos, F.G., Amoso, J., Benavent, M., Vieira, R., 2006. The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150 (1–3): 283–299. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018>.
- Münn, S., Walter, T.R., Klügel, A., 2006. Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands. *Geol. Mag.* 143:257–268. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756806002019>.
- Nagy, D., 1966. The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure Appl. Geophys.* 63 (1):31–39. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00875156>.
- Nettleton, L.L., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics* 4 (3):176. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1437088>.
- NOAA/NASA/USAF, 1976. *U.S. Standard Atmosphere 1976*. Washington, DC.
- Nowell, D.A.G., 1999. Gravity terrain corrections—an overview. *J. Appl. Geophys.* 42 (2): 117–134. [http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851\(99\)00028-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851(99)00028-2).
- Pellicer, M.J., 1977. *Estudio volcánológico de la isla de El Hierro (Islas Canarias)*. *Estud. Geol.* 33 (2), 181.
- Rittmann, A., 1973. Structure and evolution of Mount Etna. *Phil. Trans. R. Soc. London* 274, 5–16.
- Ryan, M.P., 1988. The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93 (B5): 4213–4248. <http://dx.doi.org/10.1029/B093iB05p04213>.
- Sainz-Maza, S., Amoso, J., Gonzalez, F.G., Martí, J., 2014. Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119 (6):5033–5505. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JB010795>.
- Schwarz, K.P., 1979. *Geodetic improperly posed problems and their regularization*. *Boll. Geodyn. Sci. Aff* 38, 389–416.
- Soriano, C., Beamud, E., Garcés, M., 2008. Magma flow in dikes from rift zones of the basaltic shield of Tenerife, Canary Islands: implications for the emplacement of buoyant magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 173 (1–2):55–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.007>.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Apuani, T., Cancelli, A., 2003. Deformation at Stromboli volcano (Italy) revealed by rock mechanics and structural geology. *Tectonophysics* 361 (3–4):187–204. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00589-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00589-9).
- Tibaldi, A., Bonali, F.L., Corazzato, C., 2014. The diverging volcanic rift system. *Tectonophysics* 173 (1–2):55–68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.023>.
- Torge, W., 1989. *Gravimetry*. Walter de Gruyter & Co. Publisher, Berlin, Germany.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D.G., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102 (B9):20305–20323. <http://dx.doi.org/10.1029/97JB00649>.
- Villasante-Marcos, V., Pavón-Carrasco, F.J., 2014. Paleomagnetism constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophys. J. Int.* 193 (3):1497–1514. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu346>.
- Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94 (1–4):21–34 December 1999. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00096-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00096-7).
- Walter, T.R., 2003. Buttressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental approach on the formation of rift zones. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 30 (6). <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL016610>.
- Walter, T.R., Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 127 (1–2):107–120. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00181-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00181-1).
- Walter, T.R., Troll, V.R., Belousov, A., Schmincke, H.U., Amelung, F., Bogaard, P., 2005. Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 67 (4):281–291. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-004-0352-z>.
- Weatherall, P., Marks, K.M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J.E., Rovere, M., Chayes, D., Ferrini, V., Wigley, R., 2015. A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science* 2 (8):331–345. <http://dx.doi.org/10.1002/2015EA000107>.

## Sainz-Maza Aparicio Sergio

---

**De:** em.buvo.0.51d265.1eff9351@editorialmanager.com en nombre de Bulletin of Volcanology <em@editorialmanager.com>  
**Enviado el:** lunes, 13 de marzo de 2017 9:48  
**Para:** Sainz-Maza Aparicio Sergio  
**Asunto:** BV: Editor has agreed to handle Sainz-Maza Aparicio S et al - Gravimetric imaging of Tenerife rift systems

Ref.: BUVO-D-17-00038  
Title: Gravimetric imaging of Tenerife rift systems

Dear Mr. Sainz-Maza Aparicio,

Thank you for considering the Bulletin of Volcanology for submission of your manuscript.

The editor responsible for handling your paper will be:

Prof. Valerio Acocella  
Universita degli Studi Roma Tre  
Dipartimento di Scienze  
L. S.L. Murialdo, 1  
Roma 00146  
ITALY  
[acocella@uniroma3.it](mailto:acocella@uniroma3.it)

Should you have any questions during the review process please communicate directly with Prof. Acocella by using the "Send E-mail" action link in Editorial Manager:

<http://buvo.edmgr.com/>

Your username is: Sergio

Your password is: available at this link

[http://buvo.edmgr.com/Default.aspx?pg=accountFinder.aspx&firstname=Sergio&lastname=Sainz-Maza+Aparicio&email\\_address=ssainz-maza@fomento.es](http://buvo.edmgr.com/Default.aspx?pg=accountFinder.aspx&firstname=Sergio&lastname=Sainz-Maza+Aparicio&email_address=ssainz-maza@fomento.es)

Sincerely yours,

Linda White

Editorial Administrator

Bulletin of Volcanology

[bull.volc@otago.ac.nz](mailto:bull.volc@otago.ac.nz)

# Gravimetric imaging of Tenerife rift systems

S. Sainz-Maza Aparicio<sup>1)</sup>, J. Martí<sup>2)a)</sup>, F. González Montesinos<sup>3),4)</sup>, A. Borreguero

Gómez<sup>1)</sup>, J. Pereda de Pablo<sup>5)</sup>, P. Vaquero Fernández<sup>6)</sup>, M. Calvo García-Maroto<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Observatorio Geofísico Central (IGN). C/ Alfonso XII, 3. 28014 Madrid, Spain.

<sup>2)</sup> Institute of Earth Sciences Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Lluís Solé I Sabarís s/n, Barcelona, Spain

<sup>3)</sup> Grupo Geodesia, UCM, Madrid, Spain.

<sup>4)</sup> Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain.

<sup>5)</sup> Centro Geofísico de Canarias, Instituto Geográfico Nacional, C/La Marina, 20, 38001 Santa Cruz de Tenerife, Spain

<sup>6)</sup> Instituto Geográfico Nacional .C/ del Gral. Ibáñez de Ibero, 3, 28003 Madrid

a) now at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO, CNRS), Université d'Orléans, Campus Géosciences, 1A rue de la Férolerie, F45071, Orléans Cedex 2.

\*) Corresponding author

Sergio Sainz-Maza Aparicio

e-mail: [ssainz-maza@fomento.es](mailto:ssainz-maza@fomento.es). Tel. +34 917929452

ORCID ID: [0000-0001-8114-7845](https://orcid.org/0000-0001-8114-7845)

Submitted for publication:

Bulletin of Volcanology

27 **Abstract**

28 Rift systems in volcanic islands are believed to drive the ascent and eruption of mantle-  
29 derived magmas. However, recent geological, geophysical and paleomagnetic studies have  
30 revealed that rift systems may correspond to relatively shallow structures that capture deep  
31 magmas when they arrive close to the surface and divert them laterally inside the volcanic  
32 edifice. In Tenerife, previous studies have proposed the existence of three rift systems that have  
33 controlled the location of the recent basaltic volcanism. While two of these volcanic lineations  
34 (NW-SE and NE-SW) are clear at least for what concerns its surface expression, the third one  
35 (N-S) is not so evident. In order to image their internal structure and to discern whether the  
36 postulated southern rift shares internally the same characteristics than the other two, we applied  
37 a detailed gravimetric study to the northwestern and southern parts of Tenerife Island. We  
38 develop a 3D model of the subsoil density contrast based on the application of a genetic  
39 algorithm that uses gravimetric data as input parameters. Results show significant differences in  
40 the subsoil structures, especially at their shallower parts. While the northwestern structure  
41 shows a clear structural control on the location of volcanic vents and their feeding systems, the  
42 southern one is much more irregular suggesting that this latter corresponds to a monogenetic  
43 field where volcanoes are distributed without a preferential structural control. In both cases, it is  
44 confirmed that magma intrusions connecting to volcanic edifices are very shallow and do not  
45 have continuation to deeper zones of their feeding systems, so the Tenerife rift zones, play a  
46 significant role in distributing magma at very shallow depths but not in transporting it from  
47 greater depths.

48

49 *Keywords: Rift system, Tenerife, Gravity inversion, Genetic algorithm.*

50

51 **1. Introduction**

52 Rift systems are common in many volcanic edifices and in particular in oceanic shield  
53 volcanoes where they form orientated eruptive fissures or parallel rows of elongate cinder cones  
54 and dyke swarms (Walker 1999). In such environments, rift systems are assumed to be  
55 associated with extensional stresses and have been interpreted as being controlled by deep  
56 crustal structures or tectonic activity such as faulting and plate motion, or as resulting from  
57 inflation of the volcano due to mantle upwelling, or due to volcano spreading (Walker 1986,  
58 1999, Carracedo 1994, Walter and Troll 2003, Chaput et al. 2014, Michon et al. 2015). These  
59 volcanic rift areas are usually originated by persistent dyke swarm injections with preferred  
60 orientations following the weakest zones of the upper crust under a local extensional stress  
61 regime (Walker 1999). An extremely short portion of these dykes reaches the surface and only  
62 a few of them can be observed at field as consequence of recent volcanic eruptions, or in older  
63 terrains due to erosion and dismantling processes that leave exposed shallower parts of these  
64 bodies (Walker 1987, 1999, Galindo and Gudmundsson 2012). Furthermore, these magma  
65 injections induce aligned terrain elevations named ridges in whose flanks usually exists  
66 different instability processes according to the resulting state of stress (Walter et al. 2005). At  
67 surface, these structures are represented by narrow areas occupied by rows of aligned cones and  
68 fissures.

69 Particular cases of this volcanism are those related to the construction and growth of  
70 volcanic oceanic islands as Hawaii and Canary Islands (Fiske and Jackson 1972, Carracedo  
71 1994). Both examples are associated with mantle plumes with different degrees of activity due  
72 to their dissimilar geodynamic environment. Canary Islands is a particular case of intraplate-  
73 volcanism (Araña and Ortiz 1991), where processes linked to rift development played an  
74 important role shaping the islands morphology, both in vertical development, as well as in the



75 observed giant landslides, which define the terrain striking features of the younger Islands  
76 (Walter and Troll 2003).

77 A particular example of how rifting processes are involved on the construction of  
78 oceanic volcanic islands is Tenerife (Canary Islands). Here, rift systems share importance with  
79 the stratovolcano Teide-Pico Viejo, establishing a complex interaction between a basaltic and a  
80 phonolitic magmatic system. This gives rise to the existence of a large variety of eruptive styles  
81 (Martí et al. 2008) that are not found in other volcanic islands. With regard to the Tenerife rifts,  
82 aspects such as whether there are two or three rift systems (Carracedo 1994, 1996, Walter  
83 2003), or whether they are deep or shallow structures are still under discussion (see: Carracedo  
84 1994, 1996, Martí et al. 1996, Walter 2003, Geyer and Martí 2010). This study aims at  
85 providing additional clues to decipher these uncertainties. Using 3D gravity inversion  
86 procedures, we obtained a detailed image of the internal structure of the Santiago Rift area (NW  
87 rift), which concentrates part of the historical and recent volcanism of Tenerife (Carracedo et al.  
88 2007). We also compared this structural image with the corresponding to the southern area of  
89 Tenerife, where there is an older monogenetic volcanic field that was interpreted by Carracedo  
90 (1994) as another rift system, despite clear structural and volcanological differences with the  
91 other two (Geyer and Martí 2010). Based on the results obtained, we discuss the internal  
92 structure found in both areas and try to explain their origin and main differences. The results  
93 obtained will be helpful to interpret similar structures in other volcanic areas where the field  
94 characteristic of these volcanic zones may be coincident to those observed in Tenerife.

95

## 96 **2. Geological setting**

97 The Canarian Archipelago is located in the Atlantic Ocean, near to the south coast of  
98 Morocco (African plate). It is composed by a group of seven major islands and six islets, where  
99 Tenerife is the highest (3718 m) and the largest one (2034 km<sup>2</sup>) (Fig. 1(a)). According to the

100 model proposed by Anguita and Hernan (2000), the origin of the Canary Islands is the result of  
101 the combination of an old thermal anomaly merged to different tensional and compressional  
102 phases linked to the Atlas. During the tensional periods, magma ascends using transcurrent  
103 faults with strikes NE, NW and N-S, while compressional episodes drive to the islands uplift.

104         The geological evolution of Tenerife involves the construction of two main volcanic  
105 complexes (Martí et al. 2008): a basaltic shield complex (>12 Ma to present, Abdel-Monem et  
106 al. 1972, Ancochea et al. 1990, Thirlwall et al. 2000), and, a central complex (>4 Ma to present,  
107 Fuster et al. 1968, Araña, 1971, Ancochea et al. 1990, Martí et al. 1994). The basaltic shield  
108 complex is mostly submerged and forms about the 90% of the volume of the island, continuing  
109 at present its subaerial construction through two rift zones (Santiago Rift Zone and Dorsal Rift  
110 Zone). The central complex (Fig. 1a) comprises the Cañadas edifice (>4 Ma–0.18 Ma), a  
111 composite volcano characterized by abundant explosive eruptions of highly evolved phonolitic  
112 magmas, and the active Teide–Pico Viejo twin stratovolcanoes (0.18 Ma to present). These last  
113 have evolved from basaltic to phonolitic and have mostly undergone effusive activity. The  
114 Cañadas caldera, in which the Teide–Pico Viejo stratovolcano stand (Fig. 1a), truncated the  
115 Cañadas edifice and was transformed by several vertical collapses, which were occasionally  
116 associated with lateral collapses of the volcano flanks (Martí et al. 1994, 1997, Martí and  
117 Gudmundsson 2000). Monogenetic basaltic volcanic field developed at lower sloped on the  
118 southern flank of the island being mostly active till < 200 ka. This zone was also interpreted as  
119 a rift zone by Carracedo (1994), but was latter interpreted by Geyer and Martí (2010) as  
120 resulting from a wider extensional stress field derived from the combined effects of the NW and  
121 NE rifts.

122         The internal structure of Tenerife is known by different models inferred from the  
123 application of several geophysical techniques such as gravimetry (Ablay and Keray 2000,  
124 Araña et al. 2000, Gottsmann et al. 2008), geomagnetism (Araña et al. 2000, Blanco-

125 Montenegro et al. 2011), distinct seismic methodologies (Canales et al. , 2000, García-Yegüas  
126 et al. 2012, Prudencio et al. 2013), resistivity methods (Pous et al. 2002, Coppo et al. 2008),  
127 magnetotelluric explorations (Piña-Varas et al. 2014) and self-potential techniques (Villasante  
128 et al. 2014). There are several common features that can be obtained from these models. The  
129 shallower structure under Teide-Pico Viejo stratovolcanoes, which mostly corresponds to the  
130 infill of Las Cañadas caldera and the Icod and La Orotava valleys, is composed by low density  
131 materials, mainly attributed to the fracturing and accumulation of low consolidated volcanic  
132 products. These are above to the highly porous and permeable lavas from Teide-Pico Viejo and  
133 below the deposits from Las Cañadas edifice. These structures encourage the hydrothermal  
134 activity which is still perceptible in this area (Coppo et al. 2008, Villasante et al. 2014). Distinct  
135 geophysical methods reveal the existence of a high-density core extending in depth, being the  
136 uppermost part of that body an old buried volcano named as Boca Tauce. Additional high-  
137 density structures have been also inferred under Teno and Anaga massifs, which represent  
138 together with Roque del Conde (Fig. 1) the visible remains of the old shield structure. They are  
139 related to well compacted volcanic materials and a high intrusive activity during the formation  
140 of these areas (Ablay and Keray 2000, Araña et al. 2000, Gottsmann et al. 2008). The internal  
141 structure of the rift areas is mainly known from water galleries along most of the slopes of the  
142 island, and the geological studies of the monogenetic cones and dykes visible at surface (Walter  
143 and Schmincke 2002, Walter et al. 2005, Carracedo et al. 2007, 2011, Delcamp et al. 2012). In  
144 addition, some paleomagnetism studies have been carried out to investigate flow emplacement  
145 in dykes and flanks destabilization from the rift zones and also from the oldest part of the island  
146 (Soriano et al. 2008, Delcamp et al. 2010, 2014).

147         It is assumed for the NW (Santiago del Teide) and NE (the Dorsal) rifts that clusters of  
148 dyke injections originated at depth filled and shaped them originating the growth of these areas  
149 and the observed aligned volcanism (Carracedo et al. 2007, 2011, Delcamp et al. 2012). It is not

150 clear if the path followed by these dykes toward the surface is completely vertical. Furthermore,  
151 the ungrouped volcanism observed over the south area of Tenerife suggests differences in the  
152 internal structure of that area compared to that of the Santiago and Dorsal rifts. This is the  
153 starting point of the existing controversy on the number of rift zones and the way in which they  
154 developed. Carracedo (1994) suggested that the island inflation caused by mantle upwelling  
155 generated three fractures (rift zones) in a regular geometry of 120°. This symmetry would  
156 correspond to minimal stress configuration. However, Geyer and Martí (2010) and recently  
157 Geyer et al. (2016) studied the problem under a regional structural perspective, looking for the  
158 preference fracturing strikes. Based on the stress field distribution, these authors conclude that  
159 there are only two rift zones in Tenerife, Santiago and the Dorsal rifts, which are related to  
160 crustal NW-SE and ENE-WSW tectonic structures that are present in the basement on which  
161 Tenerife has been growing up. This model supports both the Santiago and the Dorsal rift.  
162 However, according to them, there is no evidence of a third rift at the south of the island. This  
163 coincides with recent geophysical studies (Blanco-Montenegro et al. 2011, García-Yegüas et al.  
164 2012), which also challenge the existence of the southern rift.

165

### 166 **3. Data acquisition and processing methodology.**

167 In order to obtain a structural model from the northwest and south areas of Tenerife, 159  
168 new relative gravity and GPS observations were made from 2010 to 2013. We combined these  
169 new measurements with 418 earlier values coming from two data sources: gravity data obtained  
170 from the high-precision leveling made by the Spanish National Geographic Institute (IGN) and  
171 data from Araña et al. (2000) and Gottsmann et al. (2008). Thus, it was possible to obtain a  
172 better observational coverage in the Northwest and South areas of Tenerife. This allowed to  
173 obtain a more detailed complete Bouguer anomalies map (Fig. 2), whereby we applied a 3D  
174 gravity inversion procedure, based on the use of genetic algorithm which provided a detailed

175 density contrast model of the structure at depth (Montesinos et al. 2005(a, b), Montesinos et al.  
176 2006)

177 The new relative gravity data were obtained using a Lacoste & Romberg LR-G301 zero-  
178 length spring gravimeter (Lacoste, 1988). This gravimeter provides an accuracy better than 15  
179  $\mu\text{Gal}$  ( $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$ ) and operates under very low drift, around  $20 \mu\text{Gal/day}$ .  
180 Observational planning was designed as daily itineraries consisting in loops that covered at  
181 least 7 different points per day, some of which were repeated. A reference benchmark, where  
182 all the itineraries started and finished, was located at the geodetical vertex CHIO ( $28.2689^\circ\text{N}$ ,  
183  $16.7495^\circ\text{W}$ ) at 1591 m. a. s. l.(see Fig. 1(b)). This benchmark was connected for several times  
184 with an absolute gravity value obtained during 2008 with an FG5#211 gravimeter  
185 (<http://www.microglacoste.com/fg5.php>) in the old Las Mesas Geomagnetic Observatory  
186 (MESA) (Fig. 1(b)). It is located far from the area of maximum volcanological influence and  
187 this reference was used to check meaningful gravity variations between campaigns. Relative  
188 gravity observations were performed keeping always the same procedure: from three to six  
189 gravity measurements were made at each point during 15 minutes.

190 GPS observations were made simultaneously than the gravity ones on the same location,  
191 placing a geodetic antenna over the gravimeter by means of a tripod. We used two different  
192 models of bifrequency rover GPS receivers (4000SSi in 2010 and 2011 and R4 in 2013, both  
193 from Trimble (<http://www.trimble.com/>). Every observation consisted of 10 or 15 minutes at 1  
194 Hz frequency sampling. Geodetic Spanish IGN network at Tenerife provided the permanent  
195 precise reference positioning (see Fig. 1(b)).

196 To compute the complete Bouguer anomalies, GPS and field gravity data were  
197 processed as follows: GPS coordinates were obtained using a post-processing procedure using  
198 the software Trimble Total Control (<http://www.trimble.com/>). Accurate ephemerides from the  
199 International GNSS Service (IGS) were used in the processing. Each rover GPS record was

200 supported by two permanent reference stations at least, which allowed making a differential  
 201 data processing. The ellipsoidal to orthometric heights transformation were made using the  
 202 geoid undulation obtained through the model EGM2008 - REDNAP (adaptation of the global  
 203 geoid model EGM2008 of the National Geospatial Intelligence Agency to the vertical reference  
 204 system in Spain, REDNAP).

205 The relative gravity data were transformed into absolute gravity values. Thus, standard gravity  
 206 corrections were applied to the field measurements (Torge 1989). The gravimeter mechanical  
 207 drift was adjusted as simple linear fits, the gravity values were transferred to the floor using  
 208 theoretical vertical gravity gradient  $-3.086 \mu\text{Gal}/\text{cm}$ , earth tides and ocean loading were  
 209 modelled using the Wenzel catalogue and the FES04 Global model, respectively (Hartmann and  
 210 Wenzel 1995, Lyard et al. 2006), and atmospheric correction applied was based in the US  
 211 Standard Atmosphere model (NOAA/NASA/USAF 1976). Finally, the gravity difference  
 212 between CHIO and MESA was calculated and added to all measurements, getting the absolute  
 213 gravity value in each point (see equation 1):

$$214 \quad g_i(\text{mGal}) = g_i^0 + \Delta g_i^r - 0.3086s_i - \Delta g_d(t_i) - \Delta g_{et}(\lambda_i, \varphi_i, h_i, t_i) - \Delta g_{ol}(\lambda_i, \varphi_i, h_i, t_i) -$$

$$215 \quad \Delta g_a(h_i) \quad (1)$$

216 Where  $g_i^0$  represents our gravity reference,  $\Delta g_i^r$  is the relative measurement in each point, with  
 217  $-0.3086s_i$  transfer the gravity value to the floor and  $s_i$  the sensor height (m),  $\Delta g_{et}$  and  $\Delta g_{ol}$  are  
 218 tidal correction and ocean loading respectively. Finally, the formula applied for the atmospheric  
 219 correction ( $\Delta g_a$ ) is:

$$220 \quad \Delta g_a(\text{mGal}) = 0.87e^{-0.116h_i^{1.047}} \quad (2)$$

221 Where  $h_i$  is the height of the i-station, in meters.

222 Once absolute gravity values were calculated, it was necessary to perform the  
 223 homogenization of the data from different sources, because they were based on distinct gravity  
 224 references. However, no problem was found here due to the existence of one common point for

225 all sources, which was the geodetic vertex named as Ucanca, UCAN (28.2055°N, 16.6834°W)  
 226 at 2102 m a.s.l.(see Fig. 1(b)). The homogenization process consisted in adding to each gravity  
 227 value of the j-source the difference between our value for UCAN benchmark,  $g_{UCAN}^{source_0}$ , and the  
 228 corresponding one in other data source,  $g_{UCAN}^{source_j}$  as is showed in this equation:

$$229 \quad g_i = g_i^{source_j} + g_{UCAN}^{source_j} - g_{UCAN}^{source_0} \quad (3)$$

230 where  $g_i$  is the final absolute value in the i-station and  $g_i^{source_j}$  is the absolute value in this i-  
 231 station according to the data source  $j$ , being  $j=0$  the data source corresponding to our  
 232 campaigns.

233 In order to build the complete Bouguer gravity anomaly map, Normal gravity field was  
 234 modeled and subtracted from data using the closed formula of Somigliana (Heiskanen and  
 235 Moritz 1967) with the WGS84 parameters. Then, free air correction and Bouguer plate  
 236 reduction based on the GRS80 were applied (Heiskanen 1985). Moreover, a precise terrain  
 237 correction was developed. Combining the pattern suggested by Kane (1962) and the Nagy  
 238 formulation for the prism gravitational attraction (Nagy 1966) (see equation 4), topography was  
 239 modeled by means of prismatic bodies:

$$240 \quad \Delta g_p^k = G\rho \left[ |x_i \ln(y_i + r_i) + y_i \ln(x_i + r_i) - z_i \arcsin \frac{z_i^2 + y_i^2 + x_i y_i}{(y_i + r_i) \sqrt{z_i^2 + y_i^2}} \right] \begin{matrix} |x_2 & |y_2 & |z_2 \\ |x_1 & |y_1 & |z_1 \end{matrix} \quad (4)$$

241 Where  $\Delta g_p^k$  is the gravity attraction of the  $k$ -prism over the  $p$ -gravity station,  $G$  is the  
 242 gravitational constant,  $\rho$  is the chosen terrain density and  $x_i$ ,  $y_i$  and  $z_i$ , ( $i=1,2$ ) are the limiting  
 243 coordinates of the corresponding  $k$ -prism in each coordinate axis regard to the observed point.  
 244 The  $r_i$  represents the radial distance between the  $k$ -prism center and the  $p$ -station.

245 The topography is modelled according to three areas. The nearest area to the observed  
 246 point was composed by 5 m x 5 m base cells which covered the first 4 km<sup>2</sup>. An intermediate  
 247 area consisting of 50 m x 50 m base cells modeled the terrain in an area of 30 km x 30 km.  
 248 Finally for the further distances, within a radius of 167 km, 500 m x 500 m cells were used.

249 Onshore Digital Terrain Models were downloaded from the IGN Web site (see  
250 <http://www.ign.es/ign/layoutIn/modeloDigitalTerreno.do>). Offshore areas were modeled using  
251 the bathymetry available in the GEBCO web (General Bathymetric Chart of the Oceans)  
252 (Weatherall et al. 2015). Thus, for marine areas, terrain density was replaced by water density.  
253 It has been observed that in islands surrounded by deeper seafloor, the use of terrain density  
254 instead water density disrupts the final anomaly (Nowell 1994, Tong Lun Tao 2007).

255 The choice of a more realistic reference mean terrain density for the rift areas, was  
256 based on the Nettleton method (Nettleton 1939). This method establishes that the more  
257 appropriate density value minimizes the correlation between total Bouguer anomaly and height.  
258 Given the aim of this study that is focused on the Northwest rift and the South area of Tenerife,  
259 the application of the Nettleton method required the collection of data from the Northwest rift.  
260 In this way, a density of 2500 kg/m<sup>3</sup> was obtained.

261 Two additional corrections were also applied. On one side, the regional influence of the  
262 gravity field was removed from the data according to a smoothed linear trend of 0.27±0.03  
263 mGal/km with azimuth N113°E, as is indicated in Gottsmann (2008). On the other side, the  
264 Earth curvature effect which is particularly important at further distances higher than 100 km  
265 was also removed. At 100 km distance, curvature reduces the height nearly to 784 m. An  
266 approximation proposed Cogbill, 1979 for the named Bullard B correction has been used  
267 (equation 5).

$$268 \quad B = 1464,14 \cdot 10^{-3}h_i + 3533,05 \cdot 10^{-7}h_i^2 + 1002,71 \cdot 10^{-13}h_i^3 + 3002,41 \cdot 10^{-18}h_i^4 \quad (5)$$

269 Where B is the Bullard correction in mGal and h<sub>i</sub> the height of the gravity station.

270 The application of all these procedures provided a final mean precision in the Bouguer  
271 anomalies of around 15 μGal for gravity values and between 3-10 cm. in the case of GPS  
272 coordinates. The final complete Bouguer anomaly map is shown in Figure 2.

273 3D gravity inversion was performed using a genetic algorithm according to the procedure



274 described in Montesinos et al. (2005(a), (b)). Starting from an initial prismatic partition of the  
 275 subsoil volume, where each cell is described as a density contrast, the algorithm performs  
 276 successive modifications in an iterative process, using three operators (selection, mutation and  
 277 crossover), which look for the minimization of an error function defined as the difference  
 278 between the gravity field generated by the model and the observed gravity data (equation 6).

$$279 \quad F(\mathbf{m}_k) = (\mathbf{A}\mathbf{m}_k - \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{G}_m\mathbf{u})^T \mathbf{E}_{SS}^{-1}(\mathbf{A}\mathbf{m}_k - \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{G}_m\mathbf{u}) + \beta \mathbf{m}_k^T \mathbf{C}_M \mathbf{m}_k \quad (6)$$

280 Where  $\mathbf{g}_{obs}$  is the observed gravity anomaly values,  $\mathbf{A} = (A_{ij})$  is an  $i \times j$  matrix formed by  $i$   
 281 files which defines the stations and  $j$  columns describing each prism of the model,  $\mathbf{u}$  is an unitary  
 282 vector,  $\beta$  is an empirical parameter corresponding to the Tikhonov regularization technique  
 283 (Schwarz 1979), and the  $m \times m$  matrix  $\mathbf{C}_M$  describes the uncertainty of the model.

284 At every step of the process, each cell density contrast is modified and is evaluated. The  
 285 selection operator (Michalewicz 1994) is the parameter that determines whether the evolutive  
 286 process continues and acts according to a cumulative probability defined from the error  
 287 function. Mutation and crossover are defined as genetic operators. They establish  $\ell$  new  
 288 individuals, which are also evaluated. The mutation provides random diversity over some prism  
 289 of some models and crossover exchanges information between different models.

290 Iterative process continues while a predetermined value for the error function is not reach.  
 291 Once this value is achieved, a new stage of the process begins, looking for a model with a  
 292 smoother geometry (Montesinos et al. 2005a). Thus, it is implemented a new operator that  
 293 assigns each prism an averaged value of the density contrasts of the adjacent prisms. The  
 294 process becomes iterative again until a preset fit value is reached. At this point, the process is  
 295 finished and the best 3D density contrast model of the subsoil generated is considered the solution  
 296 of the gravity inverse problem.

#### 297 4. Results

298 Our modelling results added valuable information about the two rift system internal  
299 structures. The complete Bouguer Anomaly Map (Fig. 2) shows in general terms, similar  
300 features previous published maps (McFarlane and Ridley 1968, Ablay and Kearey 2000, Araña  
301 et al. 2000 and Gottsmann et al. 2008) as it is expected, because of the wide numeric range of  
302 the gravity anomalies. In this sense, the most striking feature is the large high gravimetric  
303 anomaly at Southwest of Las Cañadas Caldera (Fig. 3), with an almost circular shape, which  
304 dominates a large extension of the island. This anomaly was attributed in previous studies to a  
305 large buried mafic volcano named Boca Tauce (Ablay and Kearey 2000). Our data also  
306 highlight the presence of low density contrasts below Teide.

307 In relation with the 3D gravity inversion, the increase of field data, the narrower density  
308 contrasts range and the use of a precise terrain correction used in our calculations, has allowed a  
309 better resolution of some internal structures, particularly at shallow depths under the Santiago  
310 Rift and the South part of Tenerife, where we focussed our study. The genetic algorithm used  
311 reveals that the previously mentioned main high-density body extends from the maximum  
312 depths reached through our model (around 9 km b.s.l.) to shallower levels, around 500 m a.s.l.  
313 This is the main structure that produces the observed high Bouguer anomaly covering the  
314 southwestern part of Las Cañadas Caldera (Fig. 2). This body extends toward the surface in a  
315 sort of branched paths from a deep of 2 km b.s.l. upwards. The areas of Roque del Conde and  
316 the Boca de Tauce are considered the unique visible representations at surface of this structure  
317 (Ablay and Kearey 2000, Gottsmann et al. 2008) (see Fig. 1(a)). Moreover, the model obtained  
318 also reveals the presence of a significant low density contrast under the Teide volcano, which  
319 presents minimal values around 2 km b.s.l. (Fig. 3(c, d)).

320 With regard to the Santiago rift and the Southern volcanic area of Tenerife and in order  
321 to visualize better the main density anomalies and their location, we obtained several horizontal  
322 sections at different depths from the 3D density model (Fig. 3). This allowed to compare

323 between these two areas and to establish similarities and differences in their internal structure.  
324 From 3-2 km b.s.l to greater depths our model does not apparently show remarkable differences  
325 between these two zones (Fig. 3(e, f, g)). That is, soft density contrasts dominates the internal  
326 structure at the vertical where volcanic cones are observed at surface. However, a significant  
327 low density contrast is clearly discernible below the western border of the Icod Valley at a  
328 depth of 5000 m b.s.l. This structure, which was already recognized by Gottsmann et al. (2008),  
329 was related to the periodic ground deformation detected by DGPS and InSAR observations  
330 (Fernández et al. 2004) and the unrest episode occurred in the island in 2004 (Pérez et al. 2005,  
331 García et al. 2006, Gottsmann et al. 2006, Almendros et al. 2007, Martí et al. 2009, Dominguez  
332 et al. 2011). Now, due to the largest amount of gravity data used here to obtain a more  
333 appropriate density contrast range for this area, it is possible to distinguish a more detailed  
334 shape of this structure. It is rooted around 5 km b.s.l., maintaining a NW-SE trend that forms a  
335 narrow angle with respect to the alignment of cones in the Santiago del Teide rift. This trend  
336 becomes clearer at shallower depths (see Fig. 3a-f), where, in addition, this alignment of  
337 gravimetric anomalies gets closer to the surface volcanism area. Displaying a vertical cross-  
338 section of the density contrast model (Fig. 4a), it is possible to recognize a sort of cluster of  
339 continuous low density contrasts rooted at around 2 km b.s.l. This continuous density  
340 fluctuation is even present at the interior of the main high density body. However, the extension  
341 to the south of this cross-section shows that this density contrasts pattern becomes diffused.  
342 There, the interior of Tenerife reveals a more disperse configuration of the density changes,  
343 without defining a clear trend. Moreover, most of the low density bodies inferred here are  
344 poorly rooted, and do not permit to identify clear structural features for this area.

345

346

347

348 **5. Discussion and conclusions**

349           The results obtained, in one hand confirm previous gravimetric studies, and in the other  
350 hand offer new evidences to understand the internal structure of the Tenerife rift systems and to  
351 distinguish them from the southern monogenetic volcanic field.

352           The presence of high density body in the centre of the island confirms what was  
353 stablished by previous authors (Ablay and Kearey 2000, Araña et al. 2000 and Gottsmann et al.  
354 2008). In the sense that the entire island represents a basaltic shield structure, probably  
355 including different volcanic edifices, on top of which developed the central volcanic complex  
356 formerly represented by the Cañadas Edifice and now by the Teide and Pico Viejo  
357 stratovolcanoes. This rules out the idea that the construction of Tenerife encompassed the  
358 construction of three isolated proto-Tenerife islands (Teno, Anaga and Roques del Conde) and  
359 that the space in between was latter occupied by the central complex (Ancochea et al. 1990,  
360 Carracedo 1994, Walter 2003).

361           It is also remarkable the low density contrast located below Teide that at the scale  
362 resolution of this study may be interpreted as corresponding to a combination of different  
363 effects including the presence of low density phonolitic materials forming the collapsed sector  
364 of Las Cañadas calderas (Martí et al. 1994), the infill of the caldera depression by poorly  
365 consolidated, highly porous and permeable lavas from Teide and Pico Viejo (Martí et al. 2008),  
366 the presence of thick aquifer inside the caldera depression (Coppo et al. 2008), the existence of  
367 an active hydrothermal system (Piña-Varas et al. 2014, Villasante et al. 2014), and the presence  
368 of fresh magma accumulated at shallow depths (Ablay et al. 1998, Andujar 2007). This last  
369 effect is also consistent with the results obtained by the array beam-forming method that reveals  
370 possible fractures filled by volatiles or magma at 2–4 km b.s.l. beneath Las Canadas caldera  
371 (De Barros et al. 2012).

372           From the data presented above, we suggest that the Santiago del Teide rift, and probably  
373 also the Dorsal rift (not studied here), as it is indicated by the structural, morphological and  
374 volcanological similarities between both, only represent the shallowest part of the basaltic  
375 plumbing systems. This is indicated by the shallow character of the density anomalies found  
376 aligned below the Santiago del Teide rift. In fact, the configuration beneath Santiago del Teide  
377 rift is characterized by a set of aligned low density contrast bodies, forming a narrow angle with  
378 the observed lineation of surface volcanism (Fig. 4(a, c)), which extend not more than a depth  
379 of 2-3 km b.s.l. The direction followed by these striking density contrasts is coincident with the  
380 direction of the regional main compressive stress in Tenerife (Geyer et al. 2016) (Fig. 3 and 4).  
381 The same orientation is observed above the main high density structure in the Roque del Conde  
382 area, which suggests that this compressive regional trend also affected the preferential intrusive  
383 paths in former stages of the island construction.

384           However, the shallow structure below the southern monogenetic volcanic field does not  
385 follow the same regional trend. On the contrary, the distribution of anomalous density bodies  
386 there does not define any clear lineation that could be related to a preferential structural trend.  
387 The density anomalies observed at the southern zone correspond to isolated bodies that reflect  
388 at depth the position of the main clusters of eruptive vents, without a clear connection between  
389 them. This is more compatible with a classical monogenetic volcanic field (e.g.: Cassidy et al.  
390 1999, Cassidy and Locke 2010, Le Corvec et al. 2013), where clusters of volcanic cones may  
391 show different orientations depending temporal changes on the regional tectonic controls, rather  
392 than a rift system such as the Santiago del Teide rift where volcanism shows the same  
393 orientation through time. In this sense, results support the model proposed by Geyer and Martí  
394 (2010) in which the southern monogenetic volcanic zone of Tenerife resulted from the  
395 extensional stresses derived from the combined effects of the Santiago del Teide and Dorsal  
396 rifts.

397           According to our results, we propose that most of the magma generated beneath the  
398 island of Tenerife, included the magma erupted through the rift systems, comes from an area of  
399 the island located under the high density structure that occupies the centre of the island. During  
400 the early stages of the island construction magma could ascend vertically. While the shield  
401 structure was growing up, the loading pressure was increasing progressively at the centre of the  
402 island, thus increasing the difficulty for magma to reach the surface and promoting the  
403 formation of a dense core by accumulation of numerous intrusions of dense magmas in that  
404 zone. Once this dense core was established, the magma paths to the surface became blocked and  
405 magma had to look for other pathways, finding them through the areas corresponding to  
406 regional fracture systems (Geyer et al. 2016) oriented NW and NE, respectively. Thus, the  
407 construction of the island was mostly extended towards the lateral edifices of Teno and Anaga.  
408 In addition, the weight of the shield edifice would in turn cause spreading at the base of it and  
409 defining new weakness areas which facilitate magma outputs (see Walter 2003). Thus, rift areas  
410 would correspond to such weaknesses areas, which would operate as shallow pathways that  
411 would distribute deep magma laterally into the Tenerife volcanic edifice.

412

413

#### 414 **Acknowledgements**

415           We wish to thank to Carmen López and José Manuel Gómez-Pastrana for his  
416 suggestions and helpful. Joan Martí is grateful for the MECD (PRX16/00056) grant. This work  
417 was partially supported by the Instituto Geográfico Nacional under the Spanish Ministerio de  
418 Fomento and through the projects CGL2014-53044-R and CGL2015-63799-P of the Spanish  
419 Ministry of Economy and Competitiveness.

420

421

422 **References.**

423 Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. and Gast, P., 1972. Potassium-argon ages, volcanic  
424 stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and  
425 Hierro. *American Journal of Science*, Vol. 272, pp. 805-825. DOI: 10.2475/ajs.272.9.805.

426 Ablay, G. J. and Kearey, P., 2000, Gravity constraints on the structure and volcanic  
427 evolution of Tenerife, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, Issue B3, pp. 5783–5796,  
428 DOI: 10.1029/1999JB900404.

429 Ablay, G. J., Carroll, M. R., Palmer, M. R. , Martí, J. and Sparks, R. S. J., 1998,  
430 Basanite–Phonolite Lineages of the Teide–Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife, Canary  
431 Islands, *J. Petrology*, Vol. 39, Issue 5, pp. 905–936, DOI:10.1093/petroj/39.5.905.

432 Almendros, J., Ibanez, J. M. , Carmona, E., and Zandomenighi, D., 2007, Array  
433 analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Canadas caldera (Tenerife Island,  
434 Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.  
435 760, Issues 3-4, pp.285-299, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2006.10.002.

436 Ancochea, E., Fúster, J. M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán F., Cantagrel,  
437 J. M., and Jamond, C., 1990, Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in  
438 light of new K-Ar data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 44, Issues 3–4, pp. 231-249, DOI:  
439 10.1016/0377-0273(90)90019-C.

440 Andujar, J., 2007, Application of experimental petrology to the characterisation of  
441 phonolitic magmas from Tenerife, Canary Islands, PhD Thesis, University of Barcelona, Spain,  
442 191 pp.

443           Anguita, F. and Hernán, F., 2000, The Canary Islands origin: a unifying model, J.  
444 Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 103, Issues 1-4, pp. 1-26, DOI: 10.1016/S0377-  
445 0273(00)00195-5.

446           Araña, V., 1971, Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife. Est. Geol., vol.  
447 27, p. 95-135.

448           Araña, V. and Ortiz R., 1991, The Canary Islands: Tectonics, magmatism and  
449 geodynamic framework, in Magmatism in Extensional Structural Settings, The Phanerozoic  
450 African Plate, edited by A. B. Kampunzu and R. T. Lubala, pp. 209–249, Springer-Verlag,  
451 Germany.

452           Araña, V., Camacho, A. G., García, A., Montesinos, F. G., Blanco, I., Vieira, R. and  
453 Felpeto, A., 2000, Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity,  
454 aeromagnetic and volcanological data, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 103, Issues 1–4, 20,  
455 pp. 43–64, DOI: 10.1016/S0377-0273(00)00215-8.

456           Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A., García, A. and Chiappini, M., 2011,  
457 New evidence about the structure and growth of ocean island volcanoes from aeromagnetic  
458 data: the case of Tenerife, Canary Islands, J. Geophys. Res., Vol. 116, B03102, DOI:  
459 10.1029/2010JB007646.

460           Canales, J. P., Dañobeitia, J. J., and Watts, A. B., 2000, Wide-angle Seismic Constraints  
461 on the Internal Structure of Tenerife, Canary Islands, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 103,  
462 Issues 1–4, pp. 65–81, DOI: 10.1016/S0377-0273(00)00216-X.

463           Carracedo, J.C., 1994, The Canary Islands: an example of structural control on the  
464 growth of large oceanic-island volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 60, pp. 225-241,  
465 DOI: 10.1016/0377-0273(94)90053-1.



466 Carracedo, J.C., 1996, Morphological and structural evolution of the western Canary  
467 Islands: Hotspot induced three armed rifts or regional tectonic trends?, *J. Volcanol. Geotherm.*  
468 *Res.*, Vol. 72, Issue 1, pp. 151-162, DOI: 10.1016/0377-0273(95)00080-1.

469 Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Pérez  
470 Torrado, F. J., Paris, R., Fra-Paleo, U. and A. Hansen, 2007, Eruptive and structural history of  
471 Teide volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol.119, Issues  
472 9-10, pp.1027-1051, DOI:10.1130/B26087.1.

473 Carracedo, J. C., Guillou, H., Nomade, S., Rodríguez-Badiola, E., Pérez-Torrado, F.J.,  
474 Rodríguez-González, A., Paris, R., Troll, V., Wiesmaier, S., Delcamp, A., Fernández-Turiel, J.  
475 L., 2011. Evolution of ocean-island rifts: The northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands.  
476 *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 123, Issue 3-4, pp. 562-584. DOI:  
477 10.1130/B30119.1

478 Cassidy, J., Locke, C.A., Miller, C., Rout, D.J., 1999. The Auckland volcanic field -  
479 geophysical evidence for its eruption history. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* Vol. 161, pp. 1–  
480 10. DOI: 10.1007/s00445-010-0403-6.

481 Cassidy, J., Locke, C., A, 2010 The Auckland volcanic field, New Zealand: Geophysical  
482 evidence for structural and spatio-temporal relationships, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.  
483 195, Issues 2–4, pp. 127–137. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2010.06.016.

484 Chaput, M., Famin, V., Michon, L., 2014, Deformation of basaltic shield volcanoes  
485 under cointrusive stress permutations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, Vol. 119, Issue 1, pp. 274-  
486 301, DOI: 10.1002/2013JB010623.

487 Cogbill, A.H., 1979, The relationship between crustal structure and seismicity in the  
488 Western Great Basin, Unpublished PhD thesis, Northwestern University, Evanston, IL, 289 pp.

489 Coppo, N., Schnegg, P.A., Heise, W., Falco, P. and Costa, R., 2008, Multiple caldera  
490 collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera,  
491 Tenerife, Canary Islands, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 170, Issues 3–4, pp. 153–166, DOI:  
492 10.1016/j.jvolgeores.2007.09.013.

493 De Barros, L., Martini, F., J. Bean, C., Garcia-Yegüas and A., Ibáñez, J., 2012, Imaging  
494 magma storage below Teide volcano (Tenerife) using scattered seismic wavefields, Vol. 191,  
495 Issue 2, pp. 695–706, DOI:10.1111/j.1365-246X.2012.05637.x.

496 Delcamp, A., Petronis, M. S., Troll, V. R., Carracedo, J. C., van Wyk de Vries, B.,  
497 Pérez-Torrado, F. J., 2010, Vertical axis rotation of the upper portions of the north-east rift of  
498 Tenerife Island inferred from paleomagnetic data. *Tectonophysics*, Vol. 492, Issues 1-4, pp.  
499 40–59. DOI: 10.1016/j.tecto.2010.04.020.

500 Delcamp, A., Troll, V. R., van Wyk de Vries, B., Carracedo, J. C., Petronis, M. S.,  
501 Pérez-Torrado, F. J., Deegan, F. M., 2012. Dykes and structures of the NE rift of Tenerife,  
502 Canary Islands: a record of stabilisation and destabilisation of ocean island rift zones. *Bull*  
503 *Volcanol*, 74: 963–980, DOI 10.1007/s00445-012-0577-1.

504 Delcamp, A., Petronis, M. S., Troll, V. R., 2014. Ort, M. H., Porreca, M. and Geissman,  
505 J. W. (eds) 2014. *The Use of Palaeomagnetism and Rock Magnetism to Understand Volcanic*  
506 *Processes*. Geological Society, London, Special Publications, 396. DOI:10.1144/SP396.17.

507 Domínguez. I., del Fresno C. and Rivera L., 2011, New insight on the increasing  
508 seismicity during Tenerife's 2004 volcanic reactivation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 206,  
509 Issues 1–2, pp. 15–29, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2011.06.005.

510 Fernández, J., Romero, R., Carrasco, D., Tiampo, K.F., Rodríguez-Velasco, G.,  
511 Aparicio, A., Araña, V. and González-Matesanz, F.J., 2004, Detection of displacements on

512 Tenerife Island, Canaries, using radar interferometry, *Geophys. J. Int.*, Vol. 160, Issue 1, pp.  
513 33–45, DOI: 10.1093/gji/ggt361.

514 Fiske, R. S. and Jackson, E.D., 1972, Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts:  
515 the effect of regional structure and gravitational stresses, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, Vol.  
516 329, pp. 299-326, DOI:10.1098/rspa.1972.0115.

517 Fúster, J.M., Araña, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, U. and Aparicio, A. (1968):  
518 Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife. Instituto “Lucas Mallada”, C.S.I.C.,  
519 Madrid, 218 p.

520 Galindo, I. and Gudmundsson, A., 2012, Basaltic feeder dykes in rift zones: geometry,  
521 emplacement, and effusion rates, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol. 12, pp. 3683–3700,  
522 DOI:10.5194/nhess-12-3683-2012.

523 García, A., Vila, J., Ortiz, R., Macia, R., Sleeman, R., Marrero, J. M., Sánchez, N.,  
524 Tárraga, M. and Correig, A. M., 2006, Monitoring the reawakening of Canary Islands Teide  
525 volcano, *Eos Trans. AGU*, Vol.6, Issue 6, pp.61.

526 García-Yegüas, A., Koulakov, I., Ibáñez, J.M. and Rietbrock, A., 2012, High resolution  
527 3D P-wave velocity structure beneath Tenerife Island (Canary Islands, Spain) based on  
528 tomographic inversion of active-source data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, B09309, DOI:  
529 10.1029/2011JB008970.

530 Geyer, A. and Martí, J., 2010, The distribution of basaltic volcanism on Tenerife,  
531 Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems, *Tectonophysics*,  
532 Vol. 483, Issues 3–4, pp 310–326, DOI:10.1016/j.tecto.2009.11.002.

533 Geyer, A., Martí, J. and Villaseñor, A., 2016, First-order estimate of the Canary Islands  
534 plate-scale stress field: Implications for volcanic hazard assessment, *Tectonophysics*, Vol. 679,  
535 pp. 125–139, DOI:10.1016/j.tecto.2016.04.010.

536 Gottsmann, J., Wooller, L., Marti, J., Fernández, J., Camacho, A., González, P., García,  
537 A. and Rymer, H., 2006, New evidence for the reawakening of Teide volcano, *Geophys. Res.*  
538 *Lett.*, Vol. 33, L20311, DOI: 10.1029/95GL03324.

539 Gottsmann, J., Camacho, A. G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A. and  
540 Rymer, H., 2008, Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from  
541 new gravity data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 168, Issues 3–4, pp. 212–230,  
542 DOI:10.1016/j.pepi.2008.06.020.

543 Hartmann, T. and Wenzel, H., 1995, The HW95 tidal potential catalogue, *Geophys. Res.*  
544 *Lett.*, Vol. 22, Issue 24, pp. 3553-3556, DOI: 10.1029/2012GL051846.

545 Heiskanen W. and Moritz H., 1967, *Physical Geodesy*. W.H. Freeman and Company.  
546 San Francisco and London.364 pág.

547 Heiskanen W. and Moritz H., 1985, *Geodesia Física*. Edita Instituto Geográfico  
548 Nacional e Instituto de Astronomía y Geodesia. Madrid, 1985.

549 Kane, M.F., 1962, A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital  
550 Computer, *Geophysics.*, Vol. 27, Issue 4, pp. 455–462., DOI:10.1190/1.1439044.

551 Lacoste L. J. B., 1988, The zero-length spring gravity meter. *The Leading Edge*, Vol. 7,  
552 pp. 20-21. DOI: 10.1190/1.1439525.

553 Le Corvec, N., Menand, T., Lindsay, J., 2013, Spatial distribution and alignments of  
554 volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science*  
555 *Reviews*, Vol. 124, pp. 96-114. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.05.005.

556 Lyard, F., Lefevre, F., Letellier T. and Francis O., 2006, Modelling the global ocean  
557 tides: modern insights from FES2004, *Ocean Dynamics*, Vol. 56, pp. 394-415, DOI:  
558 10.1007/s10236-006-0086-x.

559 MacFarlane, D.J. and Ridley, W.I., 1968, An interpretation of gravity data for Tenerife,  
560 Canary Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 4, Issue 6, pp. 481-486, DOI: 10.1016/0012-821X  
561 (68)90029-0.

562 Martí, J., Mitjavila, J., Araña, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the  
563 Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.* Vol. 131, Issue 6, pp. 715–727.  
564 DOI: 10.1017/S0016756800012838.

565 Martí, J., Ablay G. J. and Bryan, S., 1996, Comment on "The Canary Islands: an  
566 example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes" by J.C.  
567 Carracedo, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.72, pp. 143-149.

568 Martí, J., Hurlimann, M., G. J. and Gudmundsson, 1997, Vertical and lateral collapses  
569 on (Canary Islands) and other volcanic ocean islands, *Geology*, Vol. 25, Issue 10, pp. 879-882,  
570 DOI: 10.1130/0091-7613(1997)?025<0879:VALCOT>?2.3.CO;2.

571 Martí, J. and Gudmundsson, A., 2000, The Las Canadas caldera (Tenerife, Canary  
572 Islands): Example of an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration,  
573 *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.103, Issue 1-4, pp.161-173, DOI: 10.1016/S0377-  
574 0273(00)00221-3.

575 Martí, J., Aspinall, W., Sobradelo, R., Felpeto, A., Geyer, A., Ortiz, R., Baxter, P., Cole,  
576 P., Pacheco, J., Blanco, M.J. and López, C., 2008. A long-term volcanic hazard event tree for  
577 Teide-Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178:  
578 543–552. <http://dx.Doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.09.023>

579 Martı́, J., Ortiz, R., Gottsmann J., Garcı́a, A., and De La Cruz-Reyna, S. , 2009,  
580 Characterizing unrest during the reawakening of the central volcanic complex of Tenerife,  
581 Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation, *J.*  
582 *Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 182, Issues 1-2, pp. 23–33, DOI:  
583 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.028.

584 Michalewicz, Z., 1994, *Genetic algorithms + Data structures = Evolution programs*,  
585 Springer- Verlag, Berlin, second extended edition, 340 pp.

586 Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., Famin, V., 2015, Rift zones  
587 and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii  
588 and Etna?, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 303, pp. 112–129,  
589 DOI:10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031.

590 Montesinos, F.G., Arnosı́ J., Benavent M. and Vieira R., 2006, The crustal structure of  
591 El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 150,  
592 Issues 1–3, pp. 283–299, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018.

593 Montesinos, F.G., Arnosı́ J. and Benavent M., 2005a, New study of the local gravity  
594 field of El Hierro (Canary Islands), *Fısica de la Tierra*, Vol.17, pp.113-117.

595 Montesinos, F.G., Arnosı́, J. and Vieira, R., 2005b, Using a genetic algorithm for 3-D  
596 inversion of gravity data in Fuerteventura, *J. Earth Sci.*, Vol. 94, Issue 2, pp. 301-316,  
597 DOI:10.1007/s00531-005-0471-6.

598 Nagy, D., 1966, The prism method for terrain corrections using digital computers, *Pure*  
599 *Appl. Geophys.*, Vol. 63, Issue 1, pp. 31–39, DOI:10.1007/BF00875156.

600 Nettleton, L.L., 1939, Determination of density for reduction of gravitimeter  
601 observations, *Geophysics.*, Vol. 4, issue 3, p. 176. , DOI: 10.1190/1.1437088.

602 NOAA/NASA/USAF. U.S. Standard Atmosphere 1976. Washington, DC, 1976.

603 Nowell D.A.G., 1999, Gravity terrain corrections-an overview, *Journal of Applied*  
604 *Geophysics*, Vol. 42, Issue 2, pp. 117–134, DOI:10.1016/S0926-9851(99)00028-2.

605 Pérez, N.M., Melián, G., Galindo, I., Padrón, E., Hernández, P.A., Nolasco, D., Salazar,  
606 P., Pérez, V., Coello, C., Marrero, M., et al. 2005, Premonitory geochemical and geophysical  
607 signatures of volcanic unrest at Tenerife, Canary Islands, *Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 7,  
608 pp.09993, DOI:10.1111/j.1365-246X.2005.02487.x.

609 Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Bellmunt, F., Hidalgo, R. and  
610 Messeiller, M., 2014, 3-D Magnetotelluric Exploration of Tenerife Geothermal System (Canary  
611 Islands, Spain), *Surv. Geophys.*, Vol.35, pp. 1045, DOI: 10.1007/s10712-014-9280-4.

612 Pous, J., Heise, W., Schnegg, P.A., Muñoz, G., Martí, J. and Soriano, C., 2002,  
613 Magnetotelluric study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): Structural and  
614 hydrogeological implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 204, Issues 1–2, pp. 249–263, DOI:  
615 10.1016/S0012-821X(02)00956-1.

616 Prudencio, J., Del Pezzo, E., García-Yegüas, A. and Ibáñez, J.M., 2013, Spatial  
617 distribution of intrinsic and scattering seismic attenuation in active volcanic Islands, I: model  
618 and the case of Tenerife Island, *Geophys. J. Int.*, Vol. 195, Issue 3, pp. 1942-1956., DOI:  
619 10.1029/2006GL027523.

620 Schwarz, K.P., 1979, Geodetic improperly posed problems and their regularization,  
621 *Boll. Geodyn. Sci. Aff*, Vol. 38, pp. 389-416.

622 Soriano, C., Beamud, E. and Garcés, M., 2008, Magma flow in dikes from rift zones of  
623 the basaltic shield of Tenerife, Canary Islands: implications for the emplacement of buoyant

624 magma, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 173, Issues 1–2, pp. 55–68,  
625 DOI:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.007.

626 Thirlwall, M.F., Singer, B.S. and Marriner, G.F., 2000.  $^{39}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}$  ages and  
627 geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. J. Volcanol.  
628 Geotherm. Res., Vol. 103, Issues 1–4, pp. 247–297. DOI: 10.1016/S0377-0273(00)00227-4.

629 Tong, L. T. and Guo, T.R., 2007, Gravity terrain effect of the seafloor topography in  
630 Taiwan, Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 18, pp. 699-713, DOI: 10.3319/TAO.2007.18.4.699 (T).

631 Torge, W., 1989, Gravimetry, Walter de Gruyter & Co. Publisher, Berlin, Germany.

632 Villasante-Marcos, V., Finizola, A., Abella, R., Barde-Cabusson, S., Blanco, M.J.,  
633 Brenes, B., Cabrera, V., Casas, B., De Agustín, P., Di Gangi, F., Domínguez, I., García, O.,  
634 Gomis A., Guzman, J., Iribarren, I., Levieux, G., López, C., Luengo-Oroz, N., Martín, I.,  
635 Moreno, M., Meletlidis, S., Morin, J., Moure, D., Pereda, J., Ricci, T., Romero, E., Schutze, C.,  
636 Suski-Ricci B., Torres P. and Trigo, P., 2014, Hydrothermal system of central Tenerife  
637 volcanic complex, Canary Islands (Spain), inferred from self-potential measurements, J.  
638 Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 272, pp. 59–77, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2013.12.007.

639 Walker, G.P.L., 1986. The dike complex of Koolau volcano, Oahu: intensity and origin  
640 of a sheeted-dike complex high in a Hawaiian volcanic edifice. Geology, Vol. 14, Issue 4,  
641 Pages 310–313, DOI: 10.1130/0091-7613(1986)14<310:KDCOIA>2.0.CO;2.

642 Walker, G.P.L., 1987, Volcanism in Hawaii. The dike complex of Koolau volcano:  
643 internal structure of a Hawaiian rift zone, U.S. Geological Survey, Prof Pap 1350, Vol.2, pp.  
644 962-996.

645 Walker, G.P.L., 1999, Volcanic rift zones and their intrusion swarms, J. Geophys. Res.  
646 Solid Earth, Vol. 94, Issues 1–4, Pages 21–34, DOI: 10.1016/S0377-0273(99)00096-7.



647           Walter, T. R. and Schmincke H.U., 2002, Rifting, recurrent landsliding and Miocene  
648 structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands), *Int. J. Earth Sci.*, Vol. 91, Issue 4,  
649 pp. 615–628, DOI:10.1007/s00531-001-0245-8.

650           Walter, T. R., 2003, Buttressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental  
651 approach on the formation of rift zones, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, Vol. 30, Issue 6, DOI:  
652 10.1029/2002GL016610.

653           Walter, T.R. and Troll, V.R., 2003, Experiments on rift zone evolution in unstable  
654 volcanic edifices, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, Vol. 127, Issues 1-2, pp.107-120, DOI:  
655 10.1016/S0377-0273(03)00181-1.

656           Walter, T.R., Troll, V.R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke, H.U., Amelung, F. and  
657 Bogaard, P., 2005, Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes:  
658 an example from Tenerife, Canary Islands, *Bull. Volcanol.*, Vol. 67, Issue 4, pp. 281-291, DOI:  
659 10.1007/s00445-004-0352-z.

660           Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E., Rovere,  
661 M., Chayes, D., Ferrini V. and Wigley, R., 2015, A new digital bathymetric model of the world's  
662 oceans, *Earth and Space Science*, Vol. 2, Issue 8, pp. 331-345, DOI:10.1002/2015EA000107.

663

664

665

666

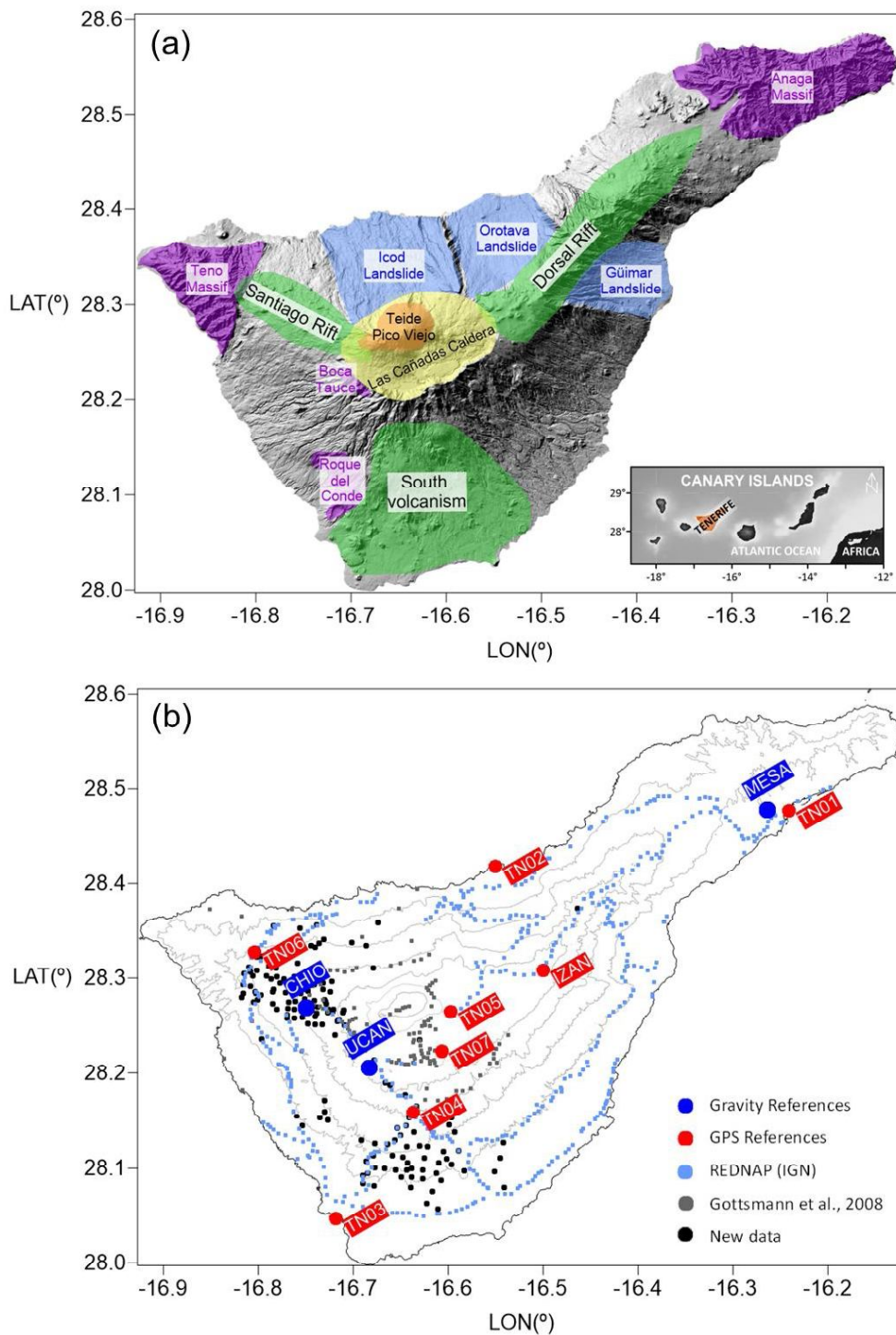
667

668

669

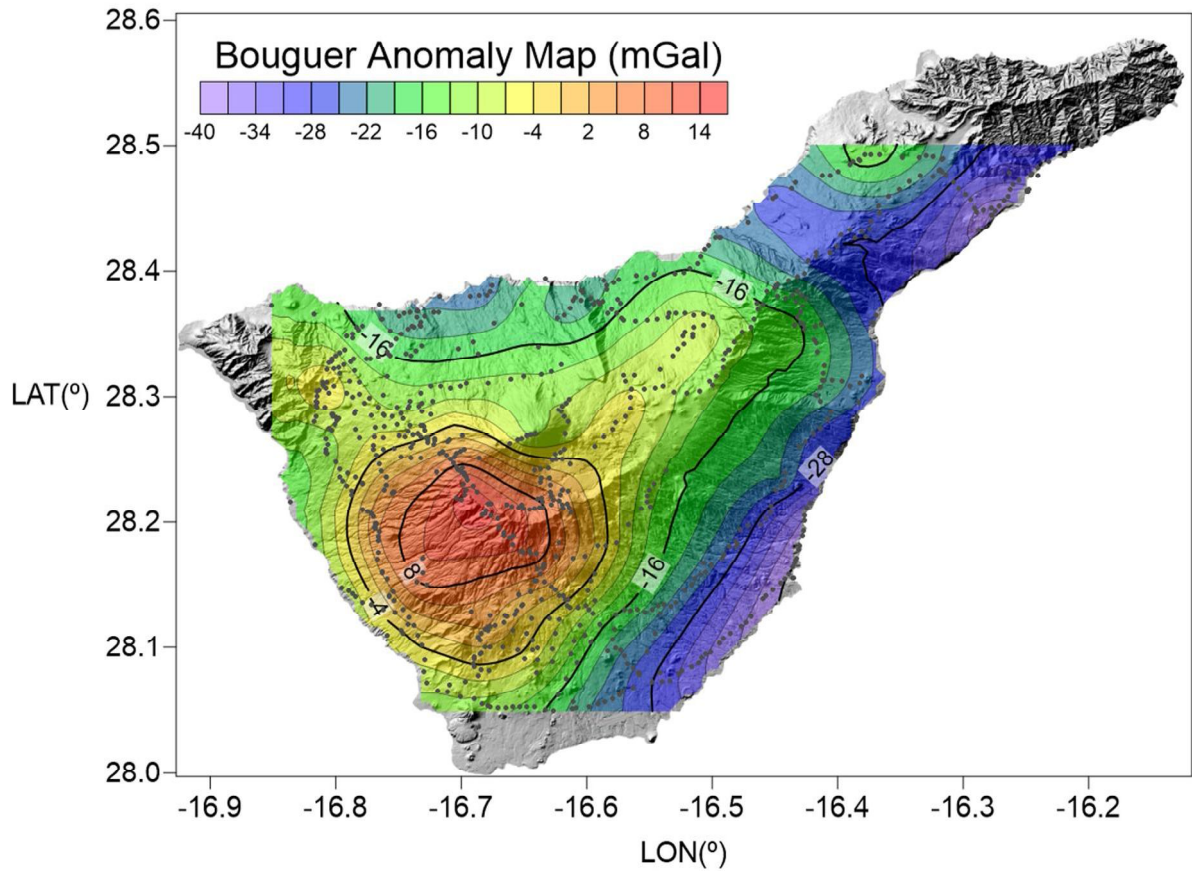
670

671 **Figure captions**



672  
 673 **Figure 1.** (a) Main geological features of Tenerife (Canary Islands). Outcrop of old edifices are  
 674 marked in purple, Rift systems areas are painting in green and central edifices in yellow and  
 675 orange. (b) Distribution of the GPS and gravity observations used in this work.

676



678  
 679 **Figure 2.** Complete Bouguer anomaly map for the onshore part of Tenerife. Maximum  
 680 differences found are around 60 mGal in the gravity anomaly. An almost concentric distribution  
 681 of the anomalies around the highest values is clearly visible. This distribution breaks its  
 682 symmetry towards the NW and NE rift areas.

683

684

685

686

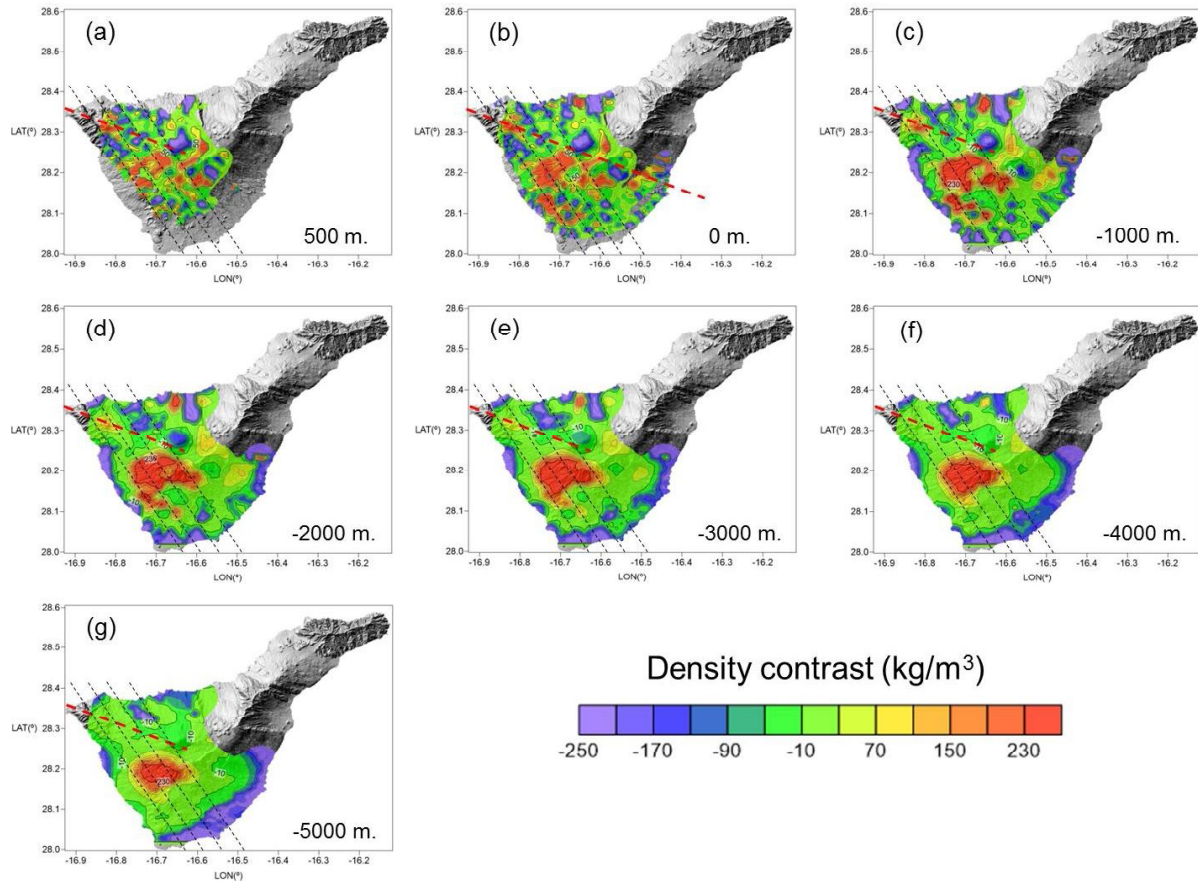
687

688

689

690

691



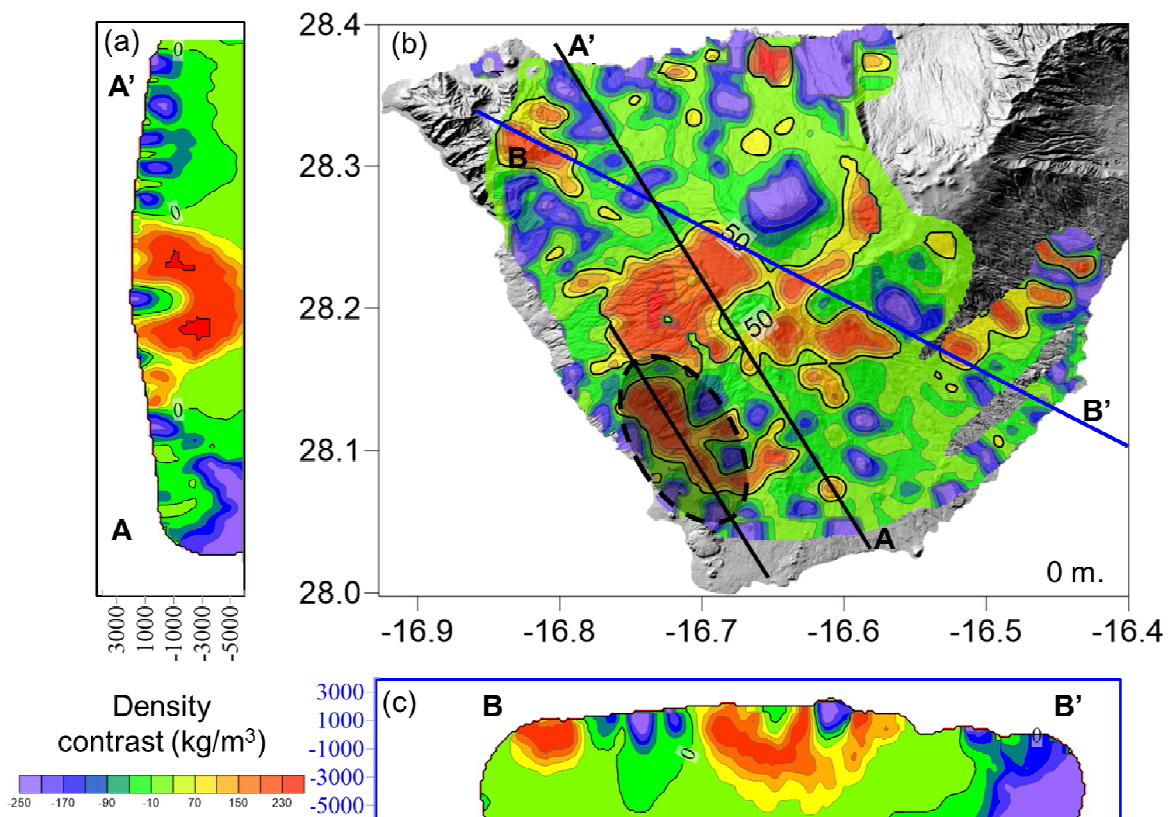
692

693 **Figure 3.** Horizontal slices every 1000 m obtained from the 3D density model developed  
 694 through a genetic inversion procedure. In order to display the shallower part of the model, an  
 695 additional slice at 500 m a.s.l has been included. The model is dominated by a main high  
 696 density body that represents the central core of the island. Dashed black lines remark the more  
 697 evident alignments defined by the gravimetric anomalies at 0 m, which are in accordance with  
 698 the maximum horizontal compressive stresses modeled by Geyer et al. (2016) . Dashed red line  
 699 corresponds to the alignment formed by the volcanic cones and fissures observed at surface  
 700 the Santiago Rift area.

701

702

703



704

705 **Figure 4.** Two different vertical cross-sections displaying the density contrast structure with  
 706 depth under (a) a profile (in black) following the trend of the main alignments NW-SE observed  
 707 beneath surface shown in (b) as AA' and (c) a profile (in blue) obtained under the alignment  
 708 formed by the volcanic cones observed at surface in the Santiago Rift area, shown in (b) as  
 709 BB'. Moreover, the horizontal layer showed in (b) shows another line which cross the Roque  
 710 del Conde area (surrounded by a dashed ellipse) and is parallel to the AA' line, it is possible  
 711 indicating that this orientation played also an important role in the first stages of the island  
 712 development.



