



TRABAJO FIN DE MÁSTER

*¿QUÉ HEMOS APRENDIDO DE
LA ERUPCIÓN DE EL HIERRO DE
2011-2012?*



Patricia Mirabal Bello



**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

MEMORIA DEL TRABAJO
FIN DE MÁSTER

MÁSTER EN GEOFÍSICA Y METEOROLOGÍA
Curso 2019-2020

AUTORA:
PATRICIA MIRABAL BELLO

TUTOR:
FRANCISCO JAVIER ALMENDROS GONZÁLEZ

Agradecimientos

En primer lugar me gustaría agradecer a mi tutor, Dr. Javier Almendros, su propuesta inicial de trabajo, su orientación durante todo el proceso y la paciencia y disponibilidad para revisar cada paso.

No podría haber realizado este trabajo sin la ayuda de la biblioteca de la Universidad de Granada, que me permitió el acceso a las revistas científicas necesarias. También quiero mostrar mi agradecimiento al IGN por proporcionar de manera pública los datos relativos a la erupción de El Hierro permitiendo así la colaboración científica.

Gracias a los profesores que imparten el máster de Geomet por los conocimientos tan bonitos que he adquirido durante este curso. Después de tantos años estudiando números y fórmulas este curso rodeada de naturaleza ha sido genial. Gracias especialmente por el esfuerzo realizado para mantener la docencia online e intentar facilitarnos las cosas todo lo posible.

A Belén, Ana, Aaron, Juan, Jose y Miguel por los días de estudios, las meriendas entre clases, las cenas, fiestas y partidas al pinturillo durante el confinamiento. Me habéis hecho sentir como en casa y estoy segura de que algún día conseguiremos ver la Alhambra encendida todos juntos.

Muchas gracias a mis amigos de toda la vida por seguir ahí tanto tiempo después. Al 'Star Team' por ayudarme a terminar física sin perder la cordura. A Álvaro, por el apoyo y el cariño continuo aún en la distancia.

Por último me gustaría agradecer especialmente a mi familia. A mis hermanos mayores Cristina, Francisco y Sara por ser los mejores referentes que podría tener. A mis sobrinos Jose y Carla por el cariño que siempre me dan al volver a casa. Y finalmente a mis padres, Francisco y Delia, por apoyarme cuando quise irme a estudiar fuera, por poner todos los medios posibles para que me formara, y por la paciencia y el amor con el que mantienen esta familia.

ABSTRACT

In 2011 a submarine eruption took place in the south of the smallest island of the Canary Islands, El Hierro. This eruption lasted for 5 months and was preceded by intense seismic activity as well as ground deformation, emission of volcanic gasses and other geophysical phenomena. After the end of the eruption on March 5, 2012, six magmatic intrusions have been recorded between 2012 and 2014, none of them causing a second eruption.

The amount of new seismic, geodetic, and chemical information constitutes a very useful data set for studying new geological characteristics of the island as well as general volcanism. In the present work, a bibliographic review of the most relevant articles published in relation to this eruptive period is presented.

Some of the most important lessons learned from this analysis are: the importance of having a technical infrastructure capable of monitoring different parameters associated with a volcanic eruption to evaluate its evolution and be able to make correct predictions, the understanding of the magma plumbing system as a two levels system (with a larger and deeper magmatic reservoir fed directly from the mantle and a second shallower reservoir closer to the eruptive vent that fed the eruption), the stress barriers existing in the structure of the island that caused the magma to migrate to weaker areas or the direct relationship that exists between volcano-tectonic activity and magma stress conditions that can be monitored from the seismic parameter 'b'.

Finally, the crisis management carried out both by local authorities and by the associated scientific committee is also analyzed in this work. Some measures taken by the authorities, such as evacuations or the closure of the Los Roquillos tunnel, had a negative impact on the island's economy in addition to creating a state of confusion among the population. Some, if not all, of these measures could have been avoided if more information had been available. Understanding the mistakes made in this crisis can help improve action plans for future volcanic crises on the islands. In addition, it has been shown that the Canarian population is not familiar with volcanic risk despite living in the only area of Spain with volcanic activity, so an education plan on this subject could reduce episodes of unnecessary alarm and confusion that happened in this crisis.

RESUMEN

En 2011 comenzó una erupción submarina en el sur de la isla más pequeña del archipiélago canario, El Hierro. Esta erupción duró 5 meses y estuvo precedida por una intensa actividad sísmica, deformación del suelo, emisión de gases volcánicos y otros fenómenos geofísicos. Tras el final de la erupción el 5 de marzo de 2012, se han registrado seis intrusiones magmáticas entre 2012 y 2014, ninguna de ellas causando una nueva erupción.

La cantidad de información sísmica, geodésica y química registrada durante este periodo constituye un conjunto de datos muy útil para estudiar nuevas características geológicas de la isla, así como el volcanismo en general. En el presente trabajo se presenta una revisión bibliográfica de los artículos más relevantes publicados relacionados con este período eruptivo.

Algunas de las lecciones más importantes aprendidas de este análisis son: la importancia de contar con una infraestructura técnica capaz de monitorear diferentes parámetros asociados a una erupción volcánica para evaluar su evolución y poder hacer predicciones correctas, el entendimiento del sistema de conductos magmáticos bajo la isla como un sistema de dos niveles (con una fuente magmática más grande y profunda alimentada directamente desde el manto y una segunda fuente menos profunda y más cerca de la boca eruptiva que alimentó la erupción), la distribución de esfuerzos existente en la estructura de la isla que causó que el magma migrara hacia zonas más débiles o la relación directa que existe entre la actividad volcánico-tectónica y las condiciones de esfuerzos locales a los que está sometido el magma que se puede monitorear a partir del parámetro sísmico 'b'.

Por último, también se realiza una evaluación de la gestión de crisis llevada a cabo tanto por las autoridades locales como por el comité científico asociado. Algunas medidas tomadas por las autoridades, como las evacuaciones o el cierre del túnel Los Roquillos, tuvieron un impacto negativo en la economía de la isla además de crear un estado de confusión entre la población. Comprender los errores cometidos en esta crisis puede ayudar a mejorar los planes de acción para futuras crisis volcánicas en las islas. Además, se ha demostrado que la población canaria no está familiarizada con el riesgo volcánico a pesar de vivir en la única zona de España con actividad volcánica, por lo que un plan educativo sobre este tema podría reducir los episodios de alarma y confusión innecesarios que se produjeron en esta crisis.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	2
2.1 GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO	2
2.2 VOLCANISMO	4
3. ANÁLISIS DE ESTUDIOS GEOFÍSICOS	6
3.1 ANÁLISIS DE ESTUDIOS PRE-ERUPCIÓN	6
3.2 ANÁLISIS DE ESTUDIOS POST-ERUPCIÓN	10
3.2.1 PERIODO DE REACTIVACIÓN PREVIO AL INICIO DE LA ERUPCIÓN	10
3.2.2 PERIODO ERUPTIVO	18
3.2.3 PERIODO POST-ERUPTIVO	24
4. EVALUACIÓN DE LA GESTIÓN DE LA CRISIS	31
5. CONCLUSIONES	36
6. REFERENCIAS	39

1. INTRODUCCIÓN

En julio de 2011 una actividad sísmica anómala en la isla de El Hierro (Islas Canarias, España) marcó el inicio de un periodo eruptivo que provocó en octubre del mismo año una erupción submarina de 5 meses de duración. Este fenómeno atrajo la atención de la comunidad científica tanto nacional como internacional, llegando a ser una fotografía de la erupción la seleccionada como ‘Imagen del año 2012’ de la NASA.

La erupción, acompañada de intensa sismicidad, deformación del terreno, expulsiones de material volcánico y emisiones de gases volcánicos, supuso una fuente de nuevos datos científicos muy útiles tanto para estudiar aspectos relacionados con la isla como con el volcanismo en general. Por ello a raíz de esta crisis volcánica la publicación de artículos científicos respecto a esta pequeña isla del archipiélago ha pasado de ser muy escasa a formar un conjunto de artículos de diferentes disciplinas muy completo.

El objetivo del presente Trabajo de Fin de Máster es realizar una revisión bibliográfica sobre el conocimiento adquirido en el ámbito de la geofísica volcánica tras este periodo eruptivo. Para ello se realizó una búsqueda de los artículos geofísicos más relevantes publicados entre 2011 y 2020 asociados a la erupción de diferentes disciplinas: sismología, geodesia, batimetría, etc empleando los motores de búsqueda de la biblioteca de la Universidad de Granada así como Google Scholar. También se incluyeron en el análisis algunos artículos publicados antes de la crisis sísmico/volcánica con el objetivo de conocer la información que se tenía de la estructura de la isla.

Además se realizó una evaluación de la gestión de la crisis llevada a cabo por las autoridades competentes con el objetivo de valorar los aspectos positivos de la misma y sacar lecciones de los fallos cometidos con el fin de mejorar la gestión del riesgo volcánico en Canarias. En este caso, además de los artículos publicados referentes a la gestión de la crisis, también se utilizó como fuente de información la prensa (local y nacional) así como testimonios personales de los habitantes de la isla.

En primer lugar se hará una introducción al contexto geológico de la zona comentando las características más relevantes de la isla y su volcanismo. A continuación se realizará el análisis de los estudios publicados antes del episodio de reactivación para obtener una idea general del conocimiento previo. Posteriormente se analizarán los estudios relacionados con la erupción siguiendo su cronología (periodo pre-eruptivo, periodo eruptivo, periodo post-eruptivo), concluyendo con la evaluación de la gestión de la crisis. Por último se presentan las conclusiones obtenidas de esta revisión bibliográfica.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO

El archipiélago canario es un conjunto de ocho islas localizadas en el Océano Atlántico frente a la costa noroeste de África (Figura 1). Su origen ha sido debatido en numerosas ocasiones en los últimos años y diversos autores han postulado teorías que puedan explicarlo. Entre estos modelos se encuentra el modelo clásico de punto caliente (Carracedo et al., 1998; Morgan, 1971), la teoría de fractura propagante que relaciona el archipiélago con el Atlas (Anguita & Hernan, 1975; Pichon & Fox, 1971) o el modelo de elevación de bloques tectónicos (Araña & Ortiz, 1986, 1991). Anguita y Hernán (2000) unificaron estas tres teorías proponiendo un modelo basado en la existencia de una pluma fósil situada bajo el norte de África, las Islas Canarias y Europa occidental y central y su interacción con la litosfera bajo el archipiélago.

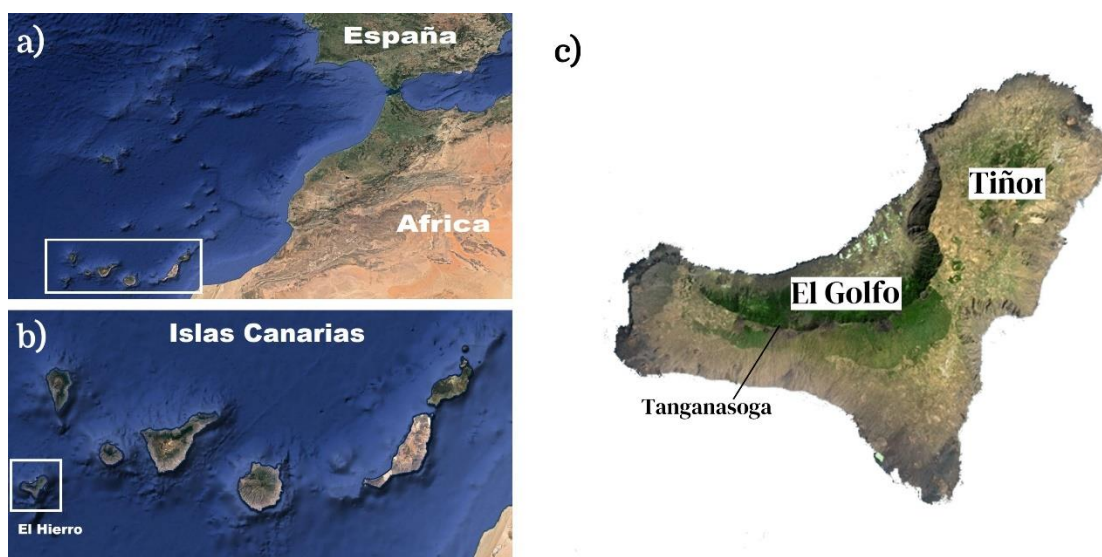


Figura 1: a) Imagen de satélite de la región NW de África y el S de Iberia en la que se muestra la localización del archipiélago canario (recuadro blanco), b) Imagen de satélite del archipiélago canario donde se muestra la localización de El Hierro (recuadro blanco), c) Localización de los principales edificios volcánicos de la isla: Tiñor y El Golfo y del volcán Tanganasoga.

El Hierro es la isla más joven del archipiélago, sus materiales más antiguos datan de hace 1.12 millones de años, y se encuentra en el extremo suroeste del mismo. Se eleva desde un fondo marino situado sobre una corteza oceánica de 156 ma, desde una profundidad de 3700-4000 metros hasta una altura de 1501 metros sobre el nivel del mar. Pese a que la superficie emergida no supera los 280 km², se estima que su volumen total es de 5500 km³ (Carracedo et al., 2001; Fuster et al., 1993; Guillou et al., 1996).

Se formó inicialmente por dos edificios volcánicos que se desarrollaron de manera sucesiva: en primer lugar el volcán Tiñor y posteriormente el volcán El Golfo (Guillou et al., 1996). Además la isla está controlada por un mecanismo triple de rift que da lugar a las tres crestas montañosas que le otorgan su característica forma (Figura 2), donde se concentra el volcanismo reciente y se encuentran gran parte de las bocas eruptivas de la

isla (Martí et al., 2013). Estas zonas de rift se extienden más allá de la parte emergida de isla (Figura 3), llegando el rift del sur a formar una cresta submarina de 40 km de longitud (Carracedo et al., 2012). La forma de estrella de tres puntas de la isla se acentúa aún más con las tres zonas de derrumbe en forma de herradura que se encuentran entre las crestas montañosas: El Golfo, El Julan y San Andrés-Las Playas. Estos grandes deslizamientos han sido el mecanismo principal de destrucción del edificio volcánico de la isla. Se estima que el volumen total de los cuatro deslizamientos mencionados anteriormente supone una pérdida del 10% del volumen de El Hierro, y el 50% del fondo marino alrededor de la isla está cubierto de depósitos de estos derrumbes (Gee, Watts, et al., 2001).

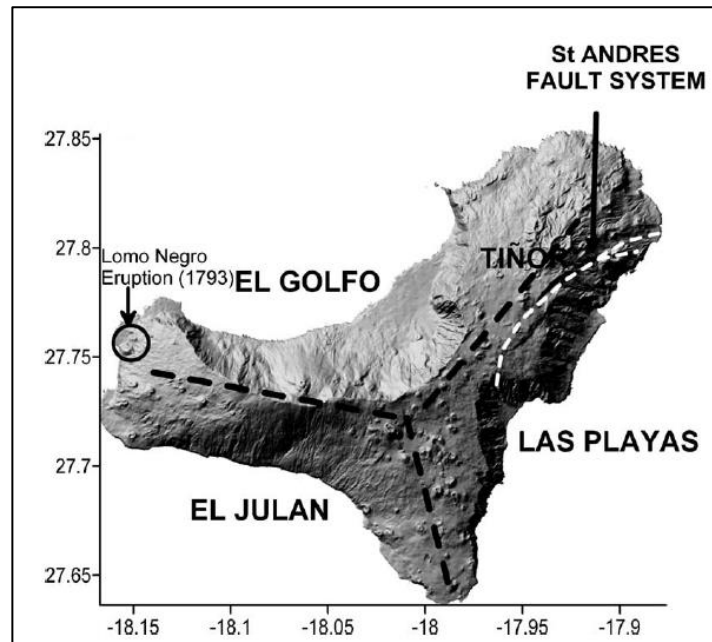


Figura 2: Modelo digital de terreno de El Hierro (Montesinos et al., 2006).

El más antiguo de ellos, El Julan, tiene una edad aproximada de 200 mil años y está relacionado con el colapso lento del flanco suroeste de la isla. Se estima que abarca un volumen submarino total de 130 km³, sin embargo, debido a su edad, su escenario no está bien definido y diferentes procesos de erosión han modificado, e incluso eliminado, sus evidencias aéreas (Gee, Watts, et al., 2001).

El derrumbe de El Golfo es uno de los parajes más espectaculares de la isla. Su origen se asocia a un catastrófico colapso lateral del edificio volcánico de El Golfo (de aproximadamente 2000 metros de altura sobre el nivel del mar) y, debido a esta altura, se estima que el volumen total desprendido fue de 120 km³, cifra que ha sido ratificada mediante batimetría (Carracedo et al., 2001). La edad de este derrumbe aún está en debate, pero los depósitos marinos la sitúan entre los 13 y los 17 ka, por lo que se considera el megadeslizamiento más joven de las Islas Canarias. Este deslizamiento generó lo que hoy se conoce como ‘Valle de El Golfo’, una espectacular evidencia directa de la avalancha, caracterizado por su bahía bien definida.

Por último los derrumbes de San Andrés y Las Playas, situados en el este de la isla, son más pequeños que los comentados anteriormente. Las Playas, el más joven y pequeño

de ambos, es muy similar al derrumbe de El Golfo y presenta cicatrices en la superficie parecidas, por lo que también se asocia a un deslizamiento en avalancha (Gee, Watts, et al., 2001). Por otro lado, el derrumbe de San Andrés es el único ejemplo que existe en el archipiélago de un megadeslizamiento parcialmente abortado (Day et al., 1997). Se estima que la edad de este deslizamiento está entre los 175 y los 545 ka, y que afectó a una superficie de 1700 km² (Carracedo et al., 2009). La extensión de los depósitos de estos cuatro grandes deslizamientos se muestra en la Figura 3.

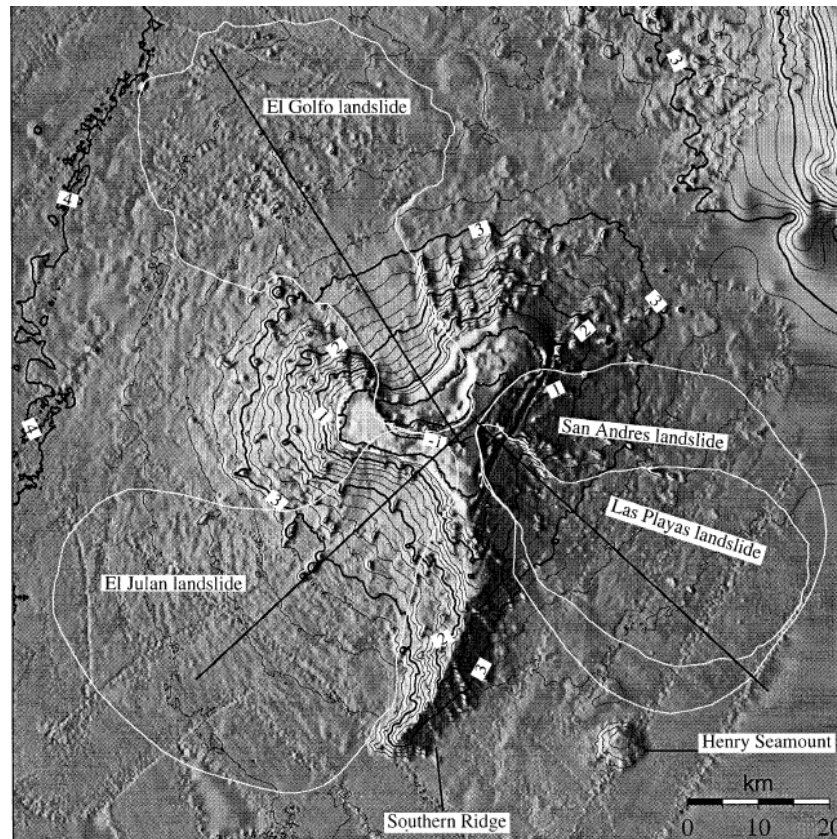


Figura 3: Batimetría y topografía de El Hierro. Los límites de los deslizamientos se muestran con línea blanca (Gee, Watts, et al., 2001).

2.2 VOLCANISMO

El volcanismo de la isla del Hierro ha tenido tres ciclos eruptivos diferenciados (Aulinas et al., 2019):

- a) Edificio volcánico Tiñor (1.12-0.88 ma)
- b) Edificio volcánico El Golfo-Las Playas (545-176 ka)
- c) Rift (158 ka – actualidad)

Estos tres ciclos se diferencian, entre otros aspectos, por los materiales expulsados. El volcán del Tiñor expulsó lavas picritas y tefríticas, mientras que las lavas de El Golfo presentan diferencias químicas variando desde las basanitas a las traquitas (Stroncik et al., 2008). Por último, las lavas pertenecientes al periodo de rift son picritas, basanitas y tefritas (Aulinas et al., 2019). Los grandes deslizamientos ocurridos en la isla han estado relacionados con los cambios de ciclos eruptivos. Por ejemplo el deslizamiento de El

Golfo afectó el sistema de conductos magmáticos del momento, lo que provocó que se expulsaran magmas menos evolucionados que los anteriores (Manconi et al., 2009).

Durante el Holoceno el volcanismo de El Hierro ha estado asociado al sistema de rift, con un estilo eruptivo estromboliano y algunas emisiones freatomagmáticas. El mayor representante de volcanismo herreño durante el Holoceno es el volcán Tanganasoga, formado aproximadamente hace 6.740 años. Aunque el Hierro es la isla más joven del archipiélago, no presenta volcanismo subaéreo en los últimos 500 años, que sí se ha dado en otras islas como La Palma o Tenerife. Las últimas erupciones subaéreas herreñas corresponden al Tanganasoga (hace aproximadamente 4000 años) y a Montaña Chamuscada (2500 años). Sin embargo se cree que durante este periodo han ocurrido diferentes erupciones submarinas en las extensiones sumergidas de los rift (Pérez Torrado, Rodríguez González et al., 2012).

En 1793 la población de la zona de El Golfo sufrió terremotos de magnitud considerable, y se ha asociado esta crisis sísmica a una erupción (Erupción de Lomo Negro) en el noroeste de la isla, aunque no hay ninguna crónica histórica que lo avale. Por ello se cree que en caso de que hubiese ocurrido, esta erupción fue submarina.

Por último, la historia eruptiva más reciente de El Hierro nos sitúa en el extremo sur de la isla, a unos 3-4 kilómetros de La Restinga. Aquí comenzó en 2011 una erupción submarina que duró aproximadamente 5 meses. Esta erupción se pudo monitorear a tiempo real y ha sido ampliamente estudiada, reflejando aspectos nuevos sobre la geología y el marco tectónico de la isla.

3. ANÁLISIS DE ESTUDIOS GEOFÍSICOS

La erupción de La Restinga de 2011-2012 generó un gran interés científico alrededor del mundo. La cantidad de actividad sísmica registrada, las medidas de deformación del terreno, los materiales sólidos eyectados y el resto de información recopilada constituyó una nueva base de datos que permitió estudiar nuevos aspectos de la isla, de los episodios eruptivos, e incluso corroborar los conocimientos previos. En este capítulo del presente trabajo se hará una revisión bibliográfica tanto de los artículos más representativos del conocimiento pre-eruptivo que se tenía de El Hierro como de los artículos más relevantes publicados post-erupción.

3.1 ANÁLISIS DE ESTUDIOS PRE-ERUPCIÓN

Debido a la poca actividad sísmica registrada en El Hierro previa a la activación de 2011 (tan sólo 42 terremotos entre 1980 y julio de 2011) la mayoría de los estudios de este periodo tratan de obtener información de la estructura bajo la isla a través de estudios magnéticos, gravimétricos, etc.

Uno de los estudios más relevantes en este sentido es Montesinos et al. (2006), donde los autores realizan un estudio gravimétrico de la isla con la intención de conocer la estructura de su corteza. Los datos gravimétricos registrados se invirtieron posteriormente, obteniéndose una distribución de anomalías positivas y negativas de densidad a diferentes profundidades, como se muestra en la Figura 4.

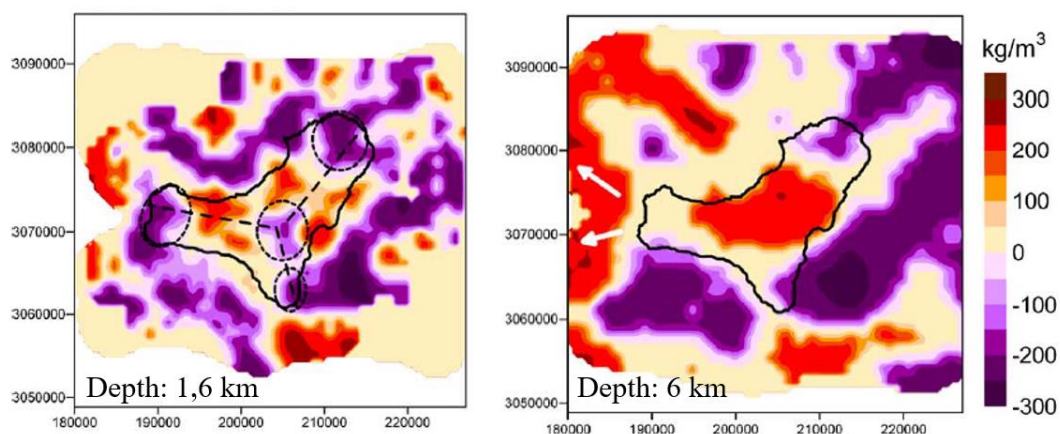


Figura 4: Secciones horizontales de contrastes de densidad a profundidades de 1,6 y 6 km obtenidas del mediante inversión gravimétrica 3-D (Montesinos et al., 2006).

Se observa que en la parte emergida de El Hierro la mayoría de las anomalías de densidad son positivas mostrando un patrón irregular. En las secciones horizontales más profundas del estudio (entre los 6 y los 10 km), sólo se detecta un cuerpo alta densidad en la zona central de la isla, un poco desplazado hacia el noreste. Este cuerpo podría estar relacionado con el material basáltico antiguo que formó la estructura principal de El Hierro. Además, la localización de esta anomalía, cerca de las zonas del volcanismo antiguo de la isla, sugiere que podría haber sido la alimentación de los volcanes Tiñor y

El Golfo. En esta profundidad también aparece una importante diferencia entre los deslizamientos de El Golfo y los de El Julan/Las Playas-San Andrés. En contraste con el primero, donde aparecen estructuras de alta densidad, en las otras dos zonas de deslizamiento aparecen importantes anomalías negativas. Esta distinción se asocia tanto al tipo de material como al tipo de deslizamiento. Por un lado, el derrumbe de El Golfo fue rápido, en forma de avalancha, y sólo afectó a las zonas más superficiales del edificio principal (no modificando así la estructura de alta densidad de las zonas profundas de la isla), mientras que los deslizamientos de El Julan y Las Playas-San Andrés fueron procesos lentos de asentamiento de depósitos donde se vio afectada una parte significativa del edificio, dando lugar a estructuras corticales de baja densidad.

A profundidades superficiales se observan anomalías negativas tanto en el centro de la isla como en los extremos sur, noroeste y noreste. Estos cuerpos de baja densidad se asocian a las bocas eruptivas, y sus correspondientes fracturas, relacionadas con el volcanismo reciente de la isla (volcanismo cuaternario).

Este estudio, por tanto, ofrece un modelo de anomalías para la estructura de El Hierro muy útil para conocer su evolución geológica. Muchos aspectos propuestos en otros artículos como la naturaleza de los derrumbes, la evolución del volcanismo en la isla o la formación de los primeros edificios volcánicos se ven corroborados con los resultados de este estudio. Sin embargo, aunque el estudio contiene medidas marinas, estas zonas no están cubiertas por una gran densidad de datos, provocando un importante efecto borde y por ende que el resultado no sea muy fiable.

Dos años más tarde se realizó un estudio magnético de la isla con el mismo objetivo que Montesinos et al. (2006), conocer la estructura bajo la isla. Los resultados de este estudio se detallan en Blanco-Montenegro et al. (2008). Las rocas que se pueden encontrar en ambientes volcánicos contienen, por lo general, minerales altamente magnéticos que dan lugar a anomalías magnéticas. Por ello, un estudio magnético de zonas volcánicas puede dar información relevante sobre su formación y evolución. Uno de los aspectos más importantes de la formación de islas volcánicas es que se desarrollan mediante la intrusión de conjuntos de diques volcánicos. Estas estructuras presentan una intensa magnetización, por lo que se espera que sean fuente de anomalías magnéticas.

Estos datos magnéticos fueron modelados siguiendo los siguientes pasos: 1) Reducción al polo; 2) Inversión 3-D dividiendo el terreno en celdas de 3x3 km; 3) Modelado directo para obtener información sobre variaciones de las anomalías magnéticas con la profundidad. Los resultados de los dos primeros pasos se muestran en la Figura 5, mientras que la Figura 6 muestra los modelos obtenidos mediante modelado directo para cada uno de los perfiles indicados en la Figura 5a.

En la Figura 5b se muestran varias fuentes magnéticas que serán comentadas a continuación. En primer lugar se observa que las zonas afectadas por deslizamientos presentan una magnetización muy baja, en parte porque la distribución caótica de los depósitos volcánicos rompe la magnetización remanente de las rocas, y porque estas

zonas presentan una densidad menor que las estructuras vecinas, como ya se comentó en el análisis de Montesinos et al. (2006).

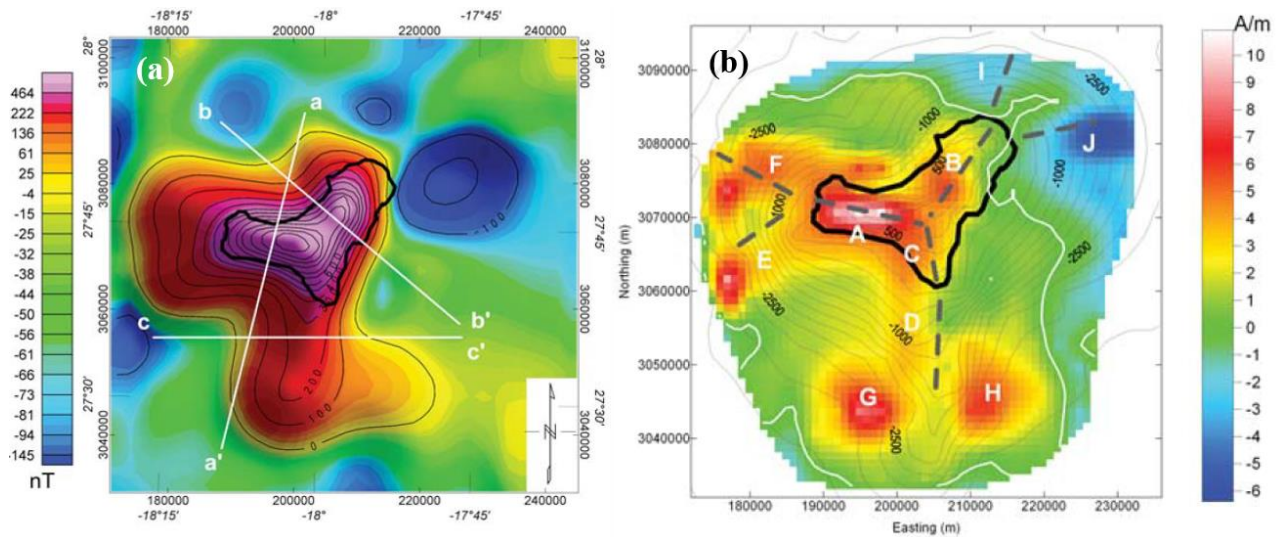


Figura 5: a) Mapa de anomalías magnéticas con la correspondiente corrección al polo. Se muestran los tres perfiles usados posteriormente en el modelado directo, b) Distribución de fuentes magnéticas obtenida mediante inversión 3-D del mapa de anomalías. Las zonas identificadas con letras mayúsculas se discutirán posteriormente. En línea discontinua se muestran las zonas de rift (Blanco-Montenegro et al., 2008).

En la parte emergida de la isla se observa que la fuente de magnetización más intensa se encuentra en el brazo oeste de la isla (zona A), presenta una forma lineal y se encuentra en la misma dirección que el rift NO. Esta estructura está asociada con el sistema de diques que alimentó el volcán de El Golfo, una de las etapas volcánicas más importantes de la isla, por lo que es razonable que la magnetización sea tan intensa. Esta estructura parece continuar hacia el brazo NE (zona B) aunque aparece una discontinuidad en la parte central de la isla. Sin embargo la magnetización tras esta estructura decae a valores prácticamente nulos, pese a que en esta zona se situó el primer edificio volcánico de la isla, el volcán de Tiñor. Una explicación plausible para esta ausencia de magnetización puede darse tomando en cuenta las inversiones magnéticas que ha experimentado La Tierra. Los primeros estadios de la isla de El Hierro tienen una edad de 1.12 millones de años y corresponden a la formación de dicho volcán, esto es, la última etapa del cron Matuyama, por lo que esta estructura adquirió una magnetización inversa. La superposición de materiales con magnetización normal (formados, por tanto, en el cron Brunhes) provoca que se enmascare la magnetización de este dique volcánico. De hecho la estructura B de alta magnetización podría tratarse del sistema de alimentación del volcán Tiñor en su última etapa, magnetizado durante el cron actual.

En el brazo sur de la isla aparece una estructura de alta magnetización (zona C) asociada a otra intrusión volcánica que se extiende en la parte submarina de la isla (zona D). Sin embargo estas zonas están ligeramente desplazadas hacia el oeste respecto al eje delimitado del rift S por Carracedo et al. (2001). Este resultado sugiere que la cresta submarina de dicho rift está desplazada hacia el este respecto a la zona de intrusión principal. Este fenómeno puede deberse a un derrumbamiento masivo de la zona que

modificara la cresta inicial. Anteriormente ya se habían estudiado algunas evidencias de este deslizamiento en la zona, aunque los límites no se muestran muy claros (Gee, Masson, et al., 2001). La Figura 6 muestra un posible modelo del edificio inicial.

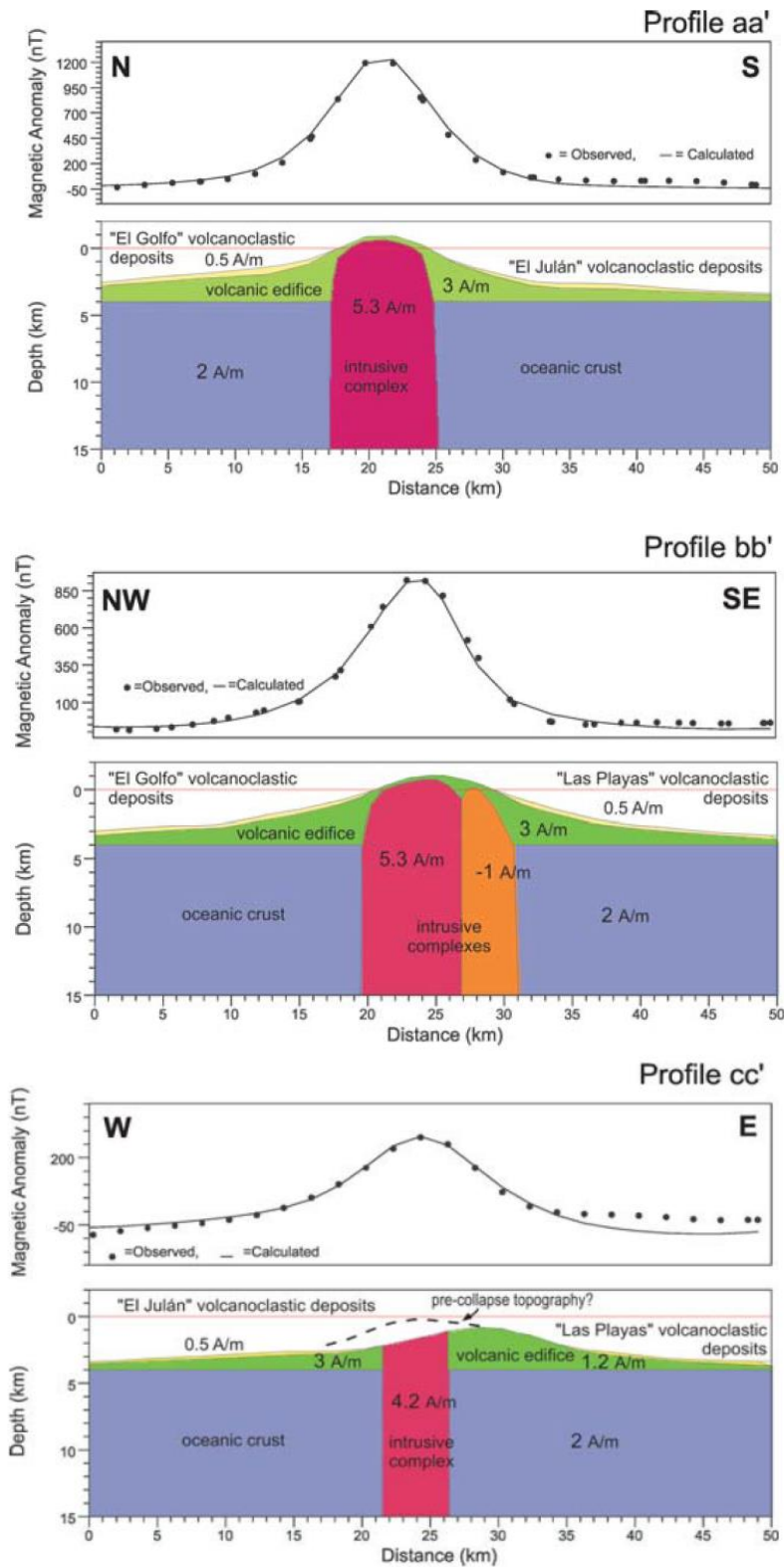


Figura 6: Modelos generados mediante forward modelling a lo largo de los tres perfiles indicados en la Figura 5a (Blanco-Montenegro et al., 2008).

Por último, en el final de cada rift aparecen dos zonas fuertemente magnetizadas (zonas F y E en el oeste, zonas I y J magnetizadas inversamente en el noreste y zonas G y H en el sur), que se asocian a flujos de lava. Aunque según Gee, Masson, et al. (2001) la morfología similar de los rifts NO y NE indica que pueden tener edades similares, este estudio muestra que el rift NE se formó en un periodo de magnetización inversa, y por tanto, es más antiguo que el rift NO.

En conclusión, tanto el modelo magnético de la estructura obtenido en este estudio como el modelo gravimétrico obtenido por Montesinos et al. (2006) son bastante parecidos. Ambos estudios muestran que las zonas afectadas por deslizamiento presentan diferencias respecto al edificio central y las anomalías magnéticas son consistentes con las gravimétricas, exceptuando que la anomalía gravimétrica del rift NO está ligeramente más desplazado al norte que la anomalía magnética. El conjunto de ambos estudios da una perspectiva global de la estructura principal de la isla, aunque el estudio gravimétrico está más centrado en la zona emergida de la misma mientras que el estudio magnético da información muy relevante sobre las estructuras submarinas de los rifts.

3.2 ANÁLISIS DE ESTUDIOS POST-ERUPCIÓN

El 10 de octubre de 2011 se declaró el comienzo de una erupción submarina en el Mar de Las Calmas, a unos 3 km de la costa sur de El Hierro (Figura 7), que se dio por concluida el 5 de marzo de 2012. Esta erupción fue precedida por una gran actividad sísmica que comenzó en julio de 2011, y tras 5 meses de intensa actividad eruptiva formó un edificio volcánico que alcanzó los 312 metros de altura sobre el fondo marino, el volcán Tagoro.

El Instituto Geográfico Nacional (IGN) es el organismo encargado de la vigilancia y monitoreo de los volcanes en territorio nacional, por lo que antes de la crisis volcánica El Hierro ya contaba con dos estaciones sísmicas instaladas por dicho organismo: una estación de banda ancha (CTIG) y una estación de corto periodo (CHIE), además de una estación de GPS (FRON) del Gobierno de Canarias que el IGN incluyó en su red de monitoreo (la localización de cada estación se muestra en la Figura 8).

3.2.1 PERIODO DE REACTIVACIÓN PREVIO AL INICIO DE LA ERUPCIÓN

En el artículo López et al. (2012) se hace una síntesis de las medidas geofísicas y geoquímicas obtenidas desde el comienzo de la actividad anómala hasta el comienzo de la erupción el 10 de octubre de 2011. Durante este periodo de tiempo los autores diferencian 5 fases diferenciadas.

- Fase I (7-18 julio 2011).

La primera evidencia de reactivación volcánica en la isla se dio el 7 de julio en la estación GPS FRON, que detectó un desplazamiento hacia el noreste. También se detectó un pequeño enjambre sísmico que cesó a las pocas horas.

- **Fase II (19 julio – 3 septiembre 2011).**

La actividad sísmica anómala comenzó en la isla el 19 de julio registrando más de cien eventos sísmicos en un solo día. Los epicentros de estos eventos se localizaron al norte de la isla, bajo la zona de El Golfo, con localizaciones entre los 10 y los 15 km (Figura 7). Durante este periodo se dio una magnitud máxima de 2.7 y se liberó un 9,8% de la energía sísmica total liberada en el periodo pre-eruptivo. Además las estaciones GPS HI01, HI02, HI03 y FRON registraron deformaciones hacia el norte/noreste. Además comenzaron a notarse anomalías en la concentración de CO₂ (especialmente al sur de El Golfo) alcanzando un flujo máximo de 620 g·m⁻²·d⁻¹, bastante superior al obtenido entre 1998 y 2006 en la isla de 393.6 g·m⁻²·d⁻¹ (Barrancos et al., 2008).

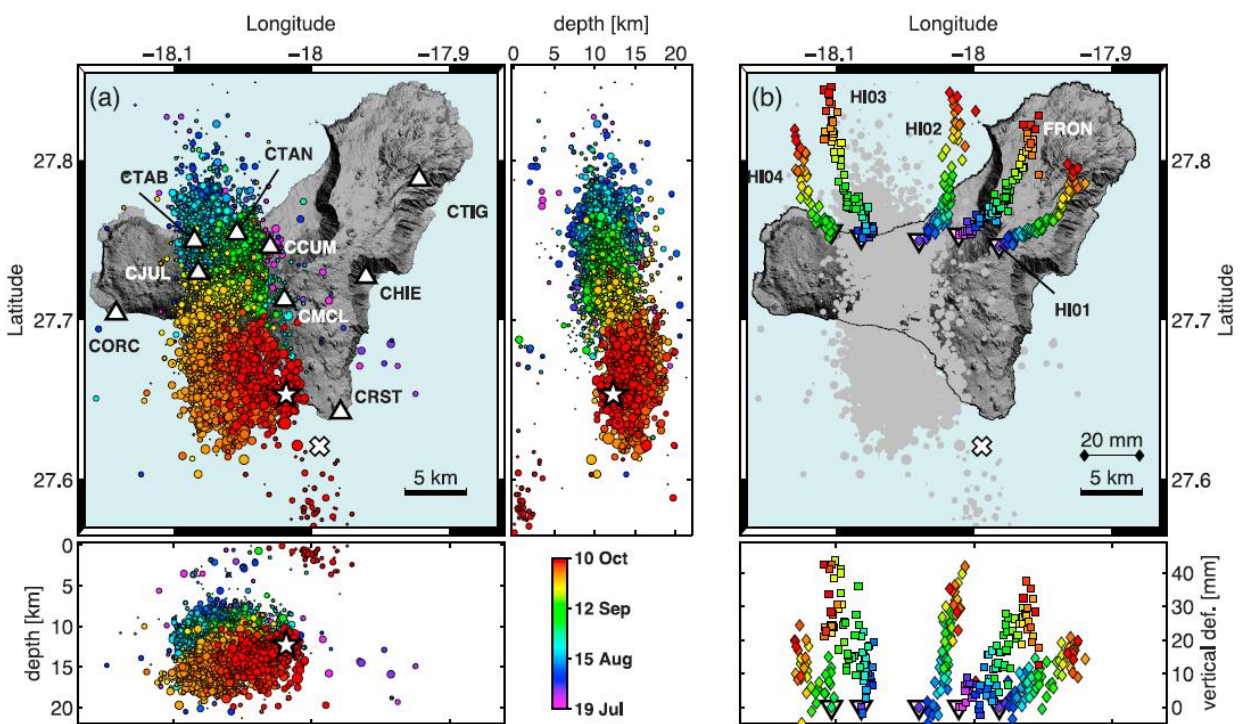


Figura 7: a) Posición de las estaciones sísmicas (triángulos blancos) y sismicidad registrada (círculos), b) Posición de las estaciones GPS (triángulos invertidos) y deformación registrada (rombos y cuadrados). La estrella blanca indica el hipocentro del terremoto de magnitud 4.3 y la cruz blanca la localización de la erupción. (López et al., 2012).

- **Fase III (4-26 septiembre 2011).**

A partir de la primera semana de septiembre todas las estaciones GPS registraron un aumento de la deformación orientada hacia el norte (Figura 7b). Además la sismicidad comenzó a migrar hacia al sur mostrando un ligero aumento de la profundidad de los hipocentros simultáneamente. En este periodo se liberó un 6% de la energía total liberada en el periodo pre-eruptivo y ocho eventos sísmicos fueron sentidos por la población. Sin embargo, la concentración de CO₂ en la zona de la anomalía detectada en agosto disminuyó recuperando el valor medido en el resto de la isla.

- **Fase IV (27 septiembre – 7 octubre 2011).**

El 27 de septiembre la sismicidad se intensificó drásticamente. Durante estos 11 días se liberó el 69,7% de la energía total y más de 130 eventos sísmicos fueron sentidos por la población. La concentración de ^{222}Rn en el aire así como el ritmo de deformación aumentaron en este periodo (Figura 8b). Entre el 1 y el 6 de octubre se registró en todas las estaciones GPS un periodo de deflación y reinflación. Además, coincidiendo con el aumento en la deformación, la diferencia entre las medidas del campo magnético (F) tomadas por las estaciones magnéticas MLLA y MARB también aumentó.

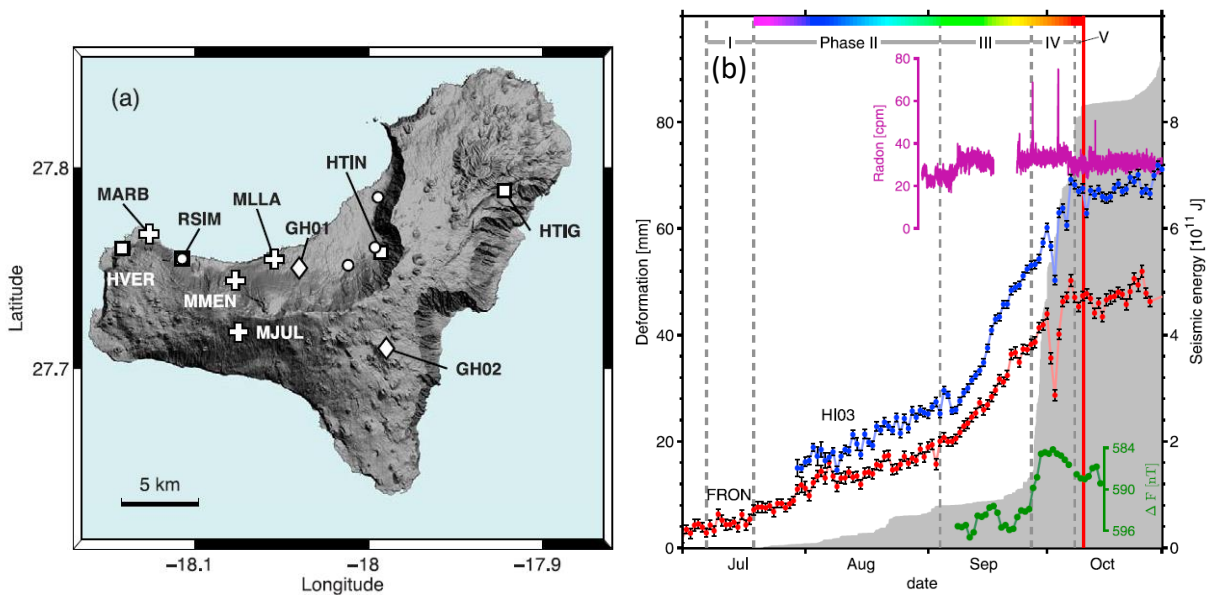


Figura 8: a) Localización las estaciones magnéticas (signo más), estaciones químicas (cuadrados), gravímetros (rombos) y cavidades analizadas (círculos); b) Evolución temporal de: sombreado gris – energía sísmica acumulada, puntos rojos y azules – deformación de las estaciones GPS FRON y HI03 respectivamente, puntos verdes – diferencia en la medida del campo magnético entre las estaciones magnéticas MLLA y MARB, línea magenta – concentración de ^{222}Rn en el aire. Las líneas discontinuas marcan la diferencia entre una fase y otra (López et al., 2012)

- **Fase V (8-10 octubre 2011).**

El 8 de octubre se dio a 12 km de profundidad y a 1.5 km al suroeste de la isla un terremoto de magnitud 4.3 (el más grande hasta el momento). Después de este evento aparecieron varios terremotos muy superficiales y de baja magnitud, y las medidas de deformación parecía que empezaban a estabilizarse. Finalmente el día 10 de octubre apareció una clara señal de tremor en todas las estaciones (Figura 9) indicando el comienzo de la erupción volcánica, aunque las primeras evidencias visuales se observaron días más tardes en el Mar de las Calmas.

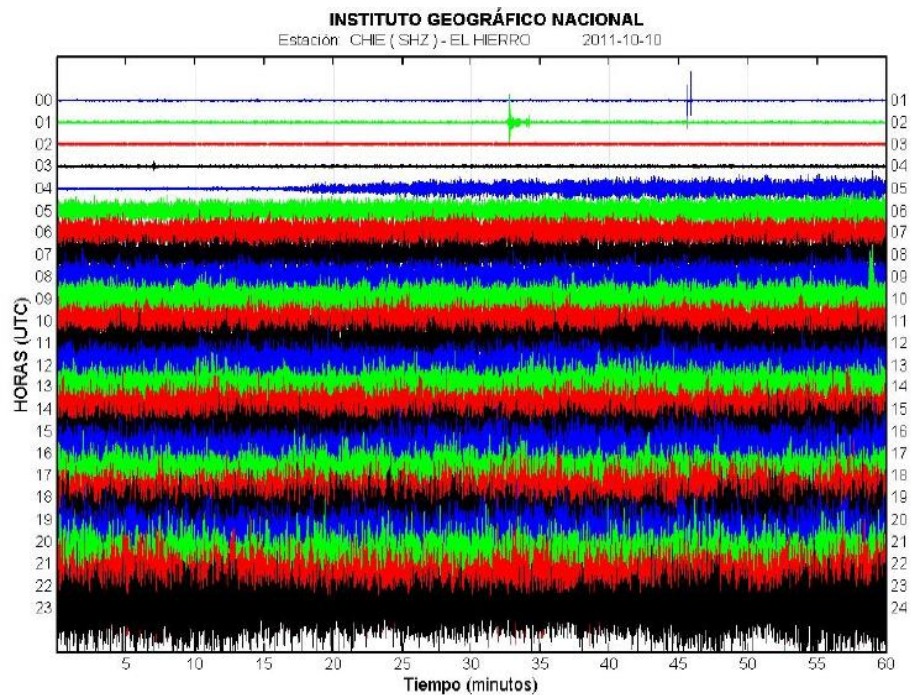


Figura 9: Sismogramas del día 10 de octubre de 2011 donde se observa el comienzo de la señal de tremor (López, 2013).

Los autores finalmente proponen el siguiente modelo para explicar estas observaciones: la primera evidencia (deformación en la estación FRON) parece deberse a una intrusión magmática que genera el enjambre sísmico de la fase II así como las anomalías de CO_2 (relacionadas con un aumento de la permeabilidad de la estructura al fracturarse por la intrusión magmática). La migración de la sismicidad y la rotación hacia el norte de la deformación traza un posible camino del magma hacia el sur a una profundidad que coincide con la posición de la Moho (Ranero et al., 1995; Watts, 1994), sugiriendo que la intrusión magmática se traslada lateralmente en esta discontinuidad. Este camino del magma se muestra en la Figura 10 y refleja que el magma bordea el edificio volcánico de Tanganasoga en su camino hacia el sur (Joan Martí et al., 2013). La aceleración del proceso de la fase IV puede deberse a una sobrepresurización de la estructura provocada por la acumulación de magma en el sur. Por último, el evento de magnitud 4.3 pudo suponer la apertura de una fractura desde la zona de acumulación de magma hacia diques ya existentes anteriormente en el sur de la isla, lo que explicaría la ascensión casi sin sismicidad del magma hacia la superficie.

Por tanto el artículo López et al. (2012) refleja la importancia de disponer de una red de monitoreo extensa en caso de crisis sísmica/volcánica. Las medidas a tiempo real permiten saber el estado del sistema así como posibles migraciones que indiquen potenciales zonas afectadas, etc. Además la toma de medidas de diferentes disciplinas permite tener una idea global mucho más completa de la evolución de la crisis.

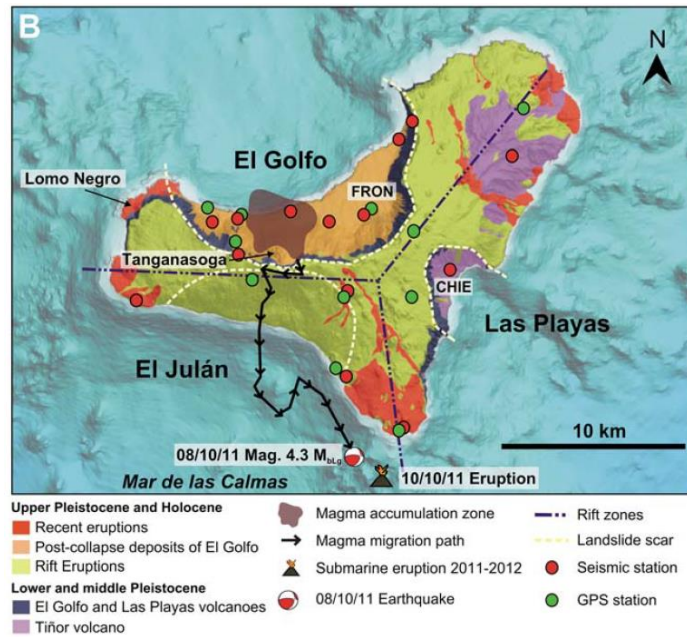


Figura 10: Esquemización del camino del magma desde su acumulación al norte de la isla hasta la boca eruptiva al sur de la misma (Martí et al., 2013).

La sismicidad en este periodo pre-eruptivo también se estudia en el artículo Domínguez et al (2014) empleando el algoritmo de localización hypoDD que mejora la localización del catálogo sísmico del IGN. Los resultados de esta segunda localización reflejan nuevas características sobre la migración del magma.

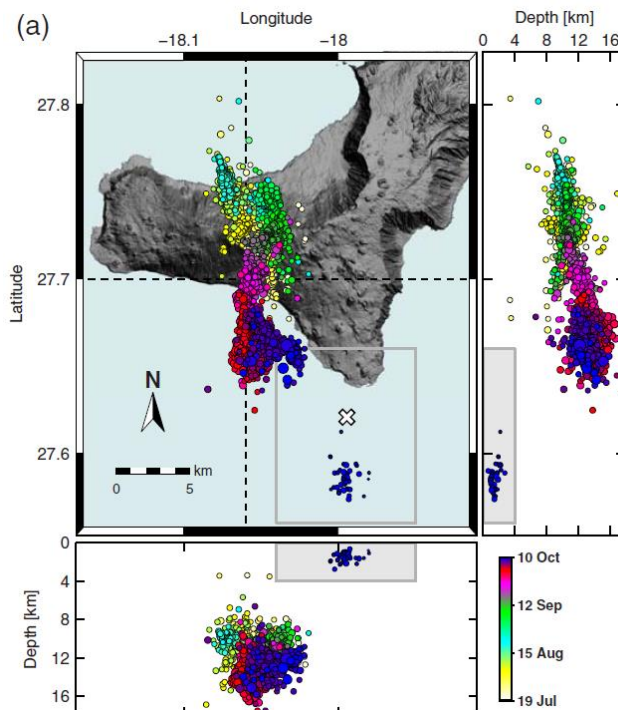


Figura 11: Localización de los epicentros entre julio de 2011 y el comienzo de la erupción. La cruz blanca muestra la localización de la erupción. (Domínguez et al., 2014).

Durante los primeros días la sismicidad no se localizó exactamente en el norte de la isla como se indica en López et al. (2012) sino que se encuentra sobre el centro de la isla

e incluso un poco al sur (Figura 11). Esta sismicidad migró unos 3 km hacia el norte donde permaneció hasta principios de septiembre cuando comenzó a migrar al sur. A medida que la sismicidad migraba al sur la profundidad de los hipocentros aumentaba, como muestra la Figura 12. Este aumento de la profundidad se achacó inicialmente a una cobertura de rayos sísmica pobre en esa zona o a geometrías irregulares en el límite corteza/manto (López et al., 2012), aunque los autores del presente artículos realizaron diferentes test de fiabilidad confirmando que no se debía a una limitación de la red sísmica.

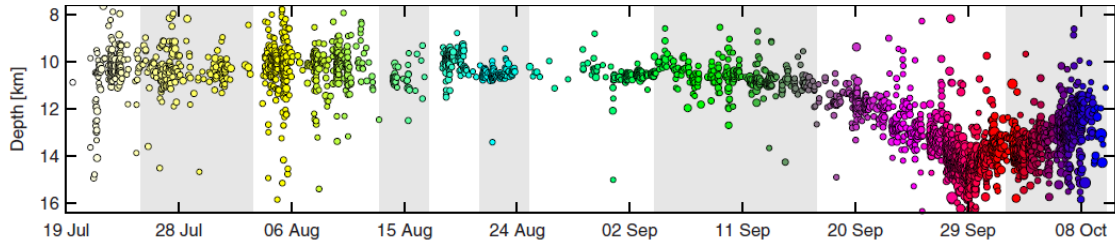


Figura 12: Evolución de la profundidad de la sismicidad desde el 19 de julio hasta el inicio de la erupción (Domínguez et al., 2014).

Por tanto este artículo ofrece una mejor localización de la sismicidad minimizando el error en profundidad y en localización horizontal, así como una confirmación de la variación en profundidad de los eventos sísmicos durante la migración.

Por otro lado las variaciones de ^{222}Rn y CO_2 registradas durante este periodo pre-eruptivo se analizan en los artículos Padilla et al. (2013) y Pérez et al. (2012) respectivamente. En la Figura 13 se muestra el flujo de CO_2 del suelo desde el principio de la actividad sísmica hasta marzo de 2012 junto con el número de eventos sísmicos diarios. Durante los primeros días la actividad no presenta grandes variaciones hasta que, desde el día 10 al 17 de agosto, aparece un incremento rápido hasta alcanzar un máximo de $11 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ justo antes de los días de mayor número de eventos sísmicos diarios registrado en todo el periodo (superando los 400 eventos en un solo día). Posteriormente aparece otro gran incremento la semana anterior a la erupción que alcanza su máximo tan solo días antes del inicio.

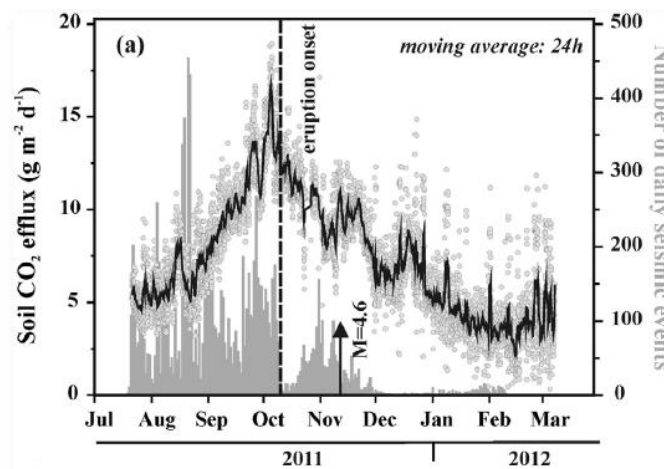


Figura 13: a) Evolución temporal de la concentración de CO_2 en el aire junto con el nº de terremotos diarios (Pérez et al., 2012).

Una vez comienza la erupción hay una liberación de gases por la boca eruptiva, por lo que decrece la presión de los gases volcánicos del magma bajo la isla. Esta pérdida de presión provoca la tendencia decreciente medida en la concentración de CO₂, mostrando lo útil que es el monitoreo de este tipo de gases volcánicos para detectar el inicio de una erupción en un futuro muy próximo.

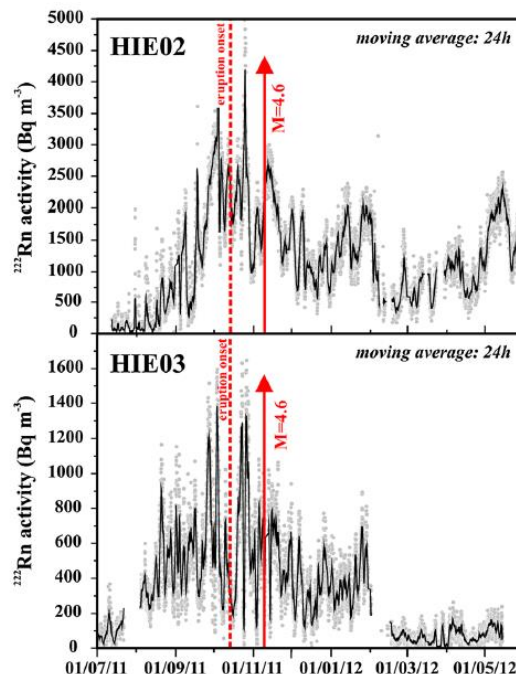


Figura 14: Evolución temporal de la concentración de ²²²Rn en el aire (Padilla et al., 2013).

Un comportamiento similar se observa en la evolución de la concentración de Radón (Figura 14). En ambas estaciones la concentración es prácticamente 0 antes de julio de 2011 pero a medida que comienza la actividad sísmica la concentración de ²²²Rn aumenta. El máximo alcanzado en el periodo pre-eruptivo se da en la estación HIE02 8 días antes de la erupción y en la estación HI03 9 días antes. Al igual que en el caso de CO₂, la explicación más aceptada para explicar estos máximos es una sobrepresión del sistema debido al movimiento de magma que causa microfracturas por las cuales los gases son capaces de ascender a la superficie. Cuando comienza la erupción esta presión disminuye y por tanto disminuyen las emisiones del suelo.

Por tanto estos dos artículos muestran la relación que existe en ambientes volcánicos entre la detección de gases como el CO₂ o el ²²²Rn y una sobrepresión del sistema normalmente debida a movimiento de magma antes de la erupción. La monitorización de estas concentraciones puede ser de gran utilidad a la hora de predecir grandes eventos sísmicos o incluso el comienzo de una erupción ya que los máximos de concentración actúan como claros precursores.

Además de las medidas tomadas en tierra este periodo pre-eruptivo pudo estudiarse mediante interferometría radar (inSAR) como se muestra en el artículo González et al. (2013). En él se analizan las imágenes de tres satélites diferentes (RADARSAT-2, ENVISAT y COSMO-SkyMed) para obtener información sobre posibles reservas

magmáticas invirtiendo los datos geodésicos desde septiembre de 2009 hasta marzo de 2012. En la Figura 15 se muestran interferogramas obtenidos para diferentes periodos temporales (ver leyenda).

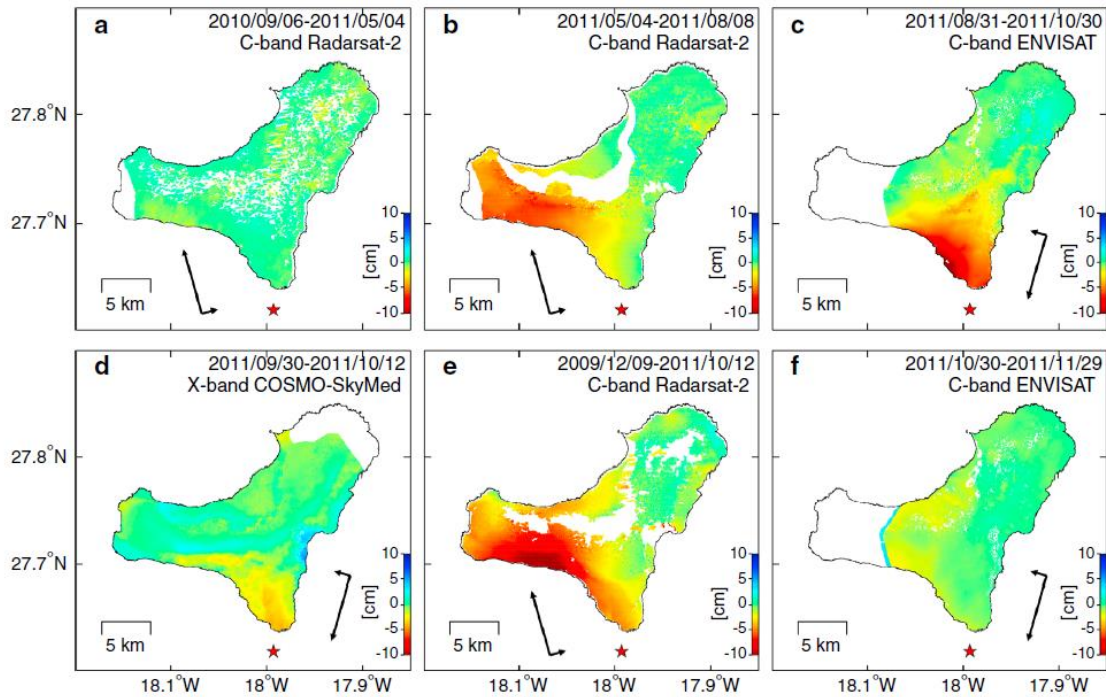


Figura 15: Interferogramas observados para los periodos: a) periodo sin deformación (septiembre 2010-mayo 2011); b) comienzo de la activación sísmica y ligera deformación (mayo-agosto 2011); c) migración de la sismicidad hacia el sur (septiembre-octubre 2011); d) periodo inmediatamente anterior a la erupción (finales de septiembre-12 de octubre 2011); e) conjunto de todo el periodo pre-eruptivo (septiembre 2009-12 de octubre 2011); f) periodo eruptivo (finales de octubre- finales de noviembre 2011). La estrella roja marca la localización de la erupción (González et al., 2013).

En los periodos pre-eruptivos (exceptuando el primer periodo previo a la activación sísmica) se obtienen las mayores tasas de deformación, inicialmente al suroeste de la isla y posteriormente al sur. Esta información se invirtió para obtener un modelo de fuentes magmáticas que pudiera reproducir los datos. En primer lugar se supuso una única fuente magmática bajo la zona central de la isla, pero un pequeño residuo que quedaba en la zona del Mar de las Calmas sugirió a los autores la existencia de una segunda fuente, cuyas localizaciones y profundidades, así como su variación en volumen, se muestran en la Figura 16. Los autores proponen por tanto un modelo donde la deformación inicial (entre el 4 de mayo y el 8 de agosto de 2011) se debe a la intrusión de una porción de magma (denominada CMR al encontrarse entre el manto y la corteza) localizada bajo el centro de la isla a una profundidad de 9.5 ± 4 km. Esta profundidad coincide con los hipocentros de los eventos sísmicos durante este periodo y su localización (centrada en la isla y no hacia el norte) coincide con el primer enjambre sísmico localizado por Domínguez et al. (2014).

Entre el 8 y el 31 de agosto se detecta otra inyección magmática en la CMR de aproximadamente 0.015 km^3 . Esta segunda inyección coincide temporalmente con el aumento de concentración de CO_2 , por lo que refuerza la teoría de que el incremento

volumétrico de magma pudo provocar fracturas en el edificio volcánico que permitieran la salida de gases volcánicos a la superficie.

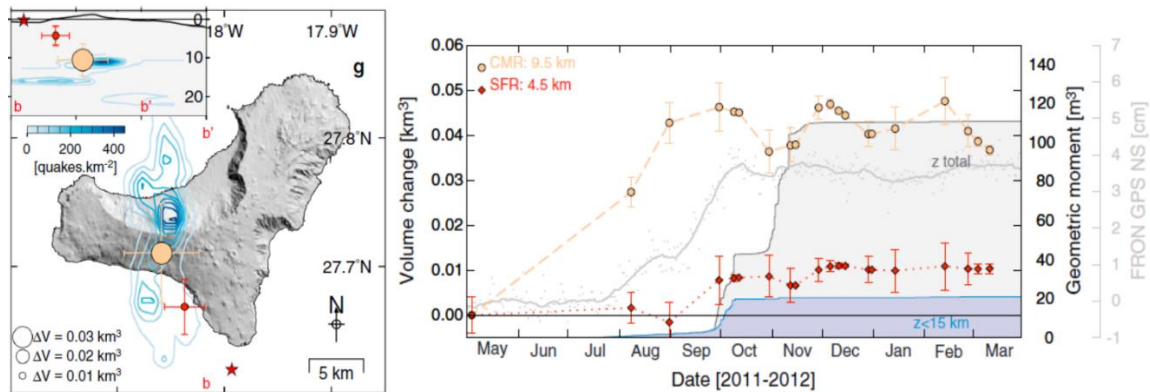


Figura 16: Izquierda: Localización de las fuentes modeladas por los autores. Color naranja – CMR, color rojo -SFR. Derecha: Evolución temporal del volumen de cada reserva magmática, (González et al., 2013)

Durante septiembre la cantidad de información de los satélites no es suficiente para estudiar la migración del magma, pero la evolución sísmica sugiere un desplazamiento del magma de aproximadamente 10 km al sur del CMR. Sin embargo la deformación registrada entre finales de agosto y finales de septiembre sugiere la existencia de la segunda reserva magmática, de menor tamaño que la primera y más superficial (con una profundidad de 4.5 ± 2 km. Esta profundidad coincide con el límite entre la corteza oceánica y el edificio volcánico, por lo que esta discontinuidad reológica podría ser capaz de acumular magma. Por tanto el magma tras migrar lateralmente desde el centro de la isla hasta el sur ascendió 4 km hasta esta segunda reserva magmática (shallow rift reservoir, SFR). Finalmente el magma ascendió vertical y lateralmente entre el 9 y el 12 de octubre (probablemente gracias a la fisura abierta por el evento de magnitud 4.3 y a través de diques ya existentes) alcanzando la superficie.

En conclusión este artículo permite obtener un modelo de los conductos magmáticos existentes bajo la isla de El Hierro a partir de interferometría radar. Los resultados obtenidos (con un sistema de reservas de magma a dos niveles) coinciden con los que se conocen de otros grupos volcánicos oceánicos como Hawaii o las islas Galápagos.

3.2.2 PERIODO ERUPTIVO

La señal de tremor volcánico que se registra el 10 de octubre de 2011 marca el inicio de la erupción a través de una fisura localizada en el rift sur de la isla. Esta erupción submarina provocó en los días siguientes a su comienzo la aparición de una mancha verdosa en el mar con un olor intenso a azufre que alcanza una extensión de 1200 km² (Figura 17a). Además empezó a detectarse en el agua material sólido emitido por el cráter, un tipo de roca que fue bautizada como ‘restingolita’ (Figura 17b).

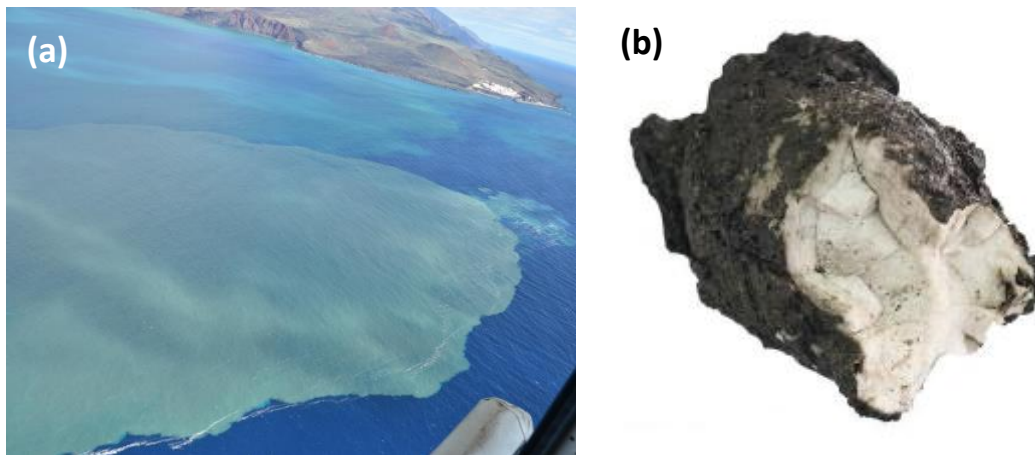


Figura 17: a) Imagen aérea de la mancha verdosa del Mar de las Calmas, b) Muestra de restingolita. (Fuente IGN)

La intensidad de la sismicidad volcano-tectónica decayó una vez comenzada la erupción y se mantuvo baja durante prácticamente todo el mes de octubre. Esta actividad se reactivó a final de octubre debido a una nueva serie sísmica mucho más energética que la estudiada antes de la erupción localizada en el norte de la isla inicialmente a profundidades entre 20-25 km y posteriormente entre 10-15 (Martí et al., 2013). Esta serie sísmica coincide con la aparición de burbujas de hasta 20 m de altura (Figura 18) en la zona de la erupción, y con un aumento de la intensidad del temblor. Martí et al. (2013) asocian esta actividad sísmica al reajuste del sistema de conductos magmático debido a la descompresión provocada por la salida de magma por la boca eruptiva. Además durante este periodo las observaciones geodésicas muestran una deflación de la zona norte de la isla, reforzando esta teoría.



Figura 18: Imagen de una burbuja de gas tomada el 5 de noviembre de 2011 (Fuente Desconocida)

El carácter submarino de la erupción provocó la necesidad de contar con un buque oceanográfico capaz de obtener información sobre la boca eruptiva (su localización exacta, profundidad, volumen del cono volcánico, etc). Estas campañas batimétricas se realizaron a cargo del B/O Ramón Magalef y los principales resultados se detallan en el artículo Rivera et al. (2013). En este estudio se muestran los resultados de los 8 reconocimientos realizados entre 2011 y 2012 (25 de octubre, 29 de octubre, 31 de

octubre, 13 de noviembre, 2 de diciembre, 11 de enero, 8 de febrero y 24 de febrero). Además de la información sobre las dimensiones y localización de la boca eruptiva estos perfiles batimétricos permitieron calcular el equivalente de roca no densa (NDRE, volumen de material volcánico sin correcciones de porosidad) así como el ritmo de erupción.

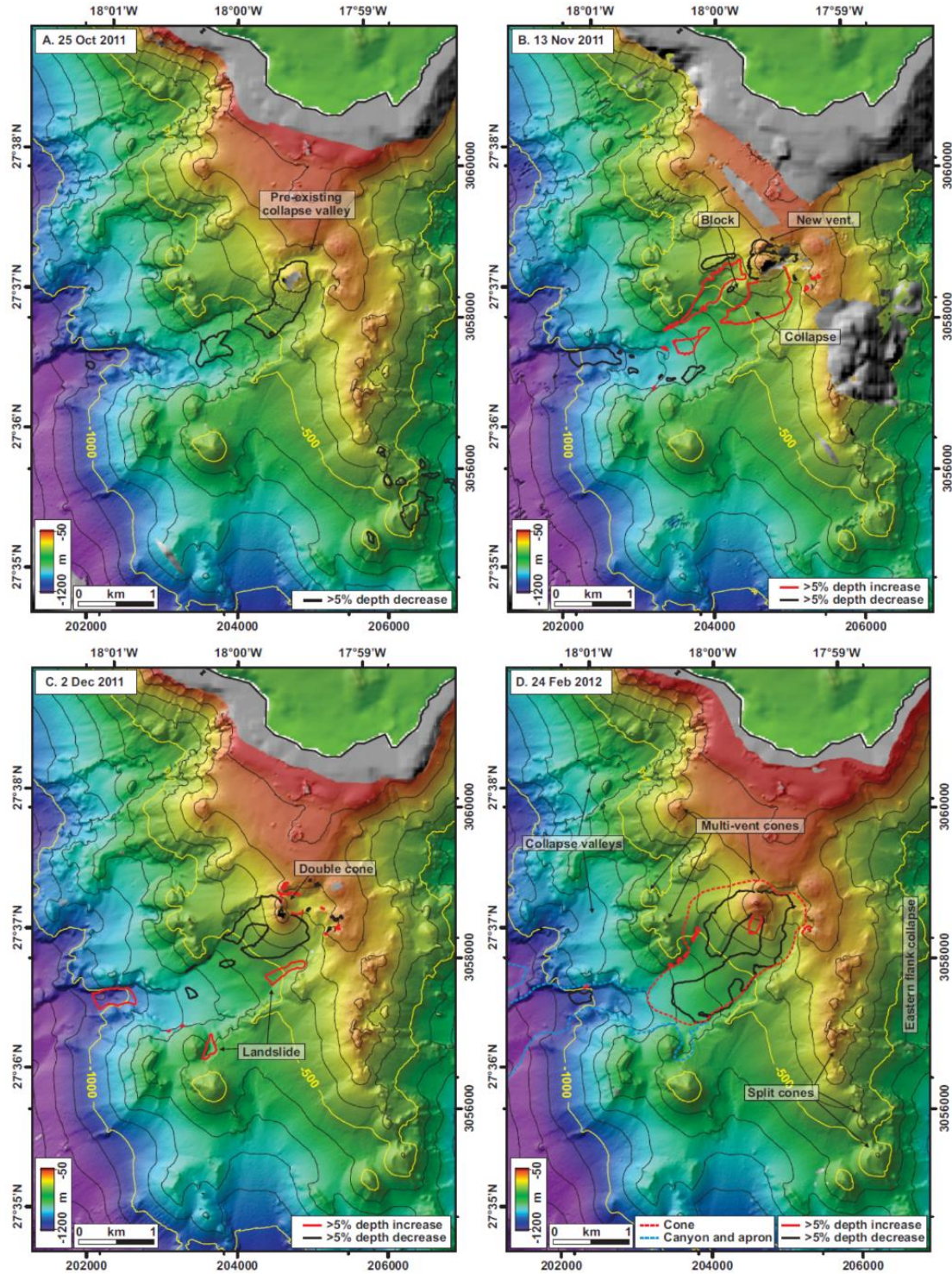


Figura 19: Batimetrías obtenidas para las fechas: A) 25/10/2011, B) 13/11/2011, C) 2/12/2011, D) 24/02/2012. Las zonas no estudiadas se muestran en gris (Rivera et al., 2013).

En la Figura 19 se muestran cuatro de estas 8 batimetrías realizadas. La primera de ellas (Figura 19A) se realizó 15 días después del inicio de la erupción y muestra un cono volcánico localizado en $27^{\circ}37.12'N$ y $17^{\circ}59.48'W$. Aunque su cima no se pudo observar debido a la actividad volcánica la profundidad mínima registrada es de 205 metros, mientras que en batimetrías pre-erupción en esta zona existía un valle con una profundidad de 363 metros. Este valle provoca que la lava fluya hacia un depósito situado a más de 1000 metros de profundidad donde a esta fecha ya se registran 57×10^6 NDRE m^3 de lava. Entre esta batimetría y la siguiente (29 de octubre) tanto la altura del cono como su volumen decrecen, así como entre el 31 de octubre y el 13 de noviembre (Figura. 19B). En el primer episodio la altura del cono decrece de manera uniforme, por lo que se asocia a una deflación o el colapso de algún cúmulo magmático superficial; mientras que en el segundo episodio la altura decrece sólo en el flanco suroeste del cono, lo que sugiere un fallo del flanco debido a inestabilidad. Precisamente en esta última batimetría (13 de noviembre) se descubre que la erupción está teniendo lugar a través de dos bocas eruptivas, y es en la batimetría del 2 de diciembre donde se manifiesta que cada una de estas bocas está desarrollando un cono volcánico (Figura 19C). El 24 de febrero, 137 días después del inicio de la erupción, la batimetría muestra que el cono doble ha evolucionado a una grieta con al menos 4 bocas eruptivas, y se alcanza el máximo de altura con una profundidad de tan solo 89 metros.

Este nuevo cono volcánico desarrollado al sur de la isla de El Hierro durante la erupción se suma a una larga lista de estructuras similares que se pueden encontrar tanto en la zona emergida como en la sumergida de la isla. Esta erupción supone sólo una adición del 0.006% de volumen al total del edificio volcánico y duró 138 días, representando un episodio de crecimiento típico de la isla. Las islas volcánicas se caracterizan por formarse a través de episodios de crecimiento (erupciones modestas como la estudiada) y de destrucción (grandes deslizamientos o colapsos como El Julán, El Golfo o las playas). Estos últimos escenarios se han localizado y estudiado ampliamente en todo el mundo (así como en El Hierro), mientras que los episodios de crecimiento son difíciles de observar, por lo que esta erupción supone una gran oportunidad para conocer más acerca de la formación de islas volcánicas. Además este estudio demuestra que la batimetría permite obtener información muy valiosa sobre la evolución de la erupción y, junto al resto de información geofísica obtenida, debe formar parte de los programas de monitoreo de erupciones submarinas para poder tomar decisiones correctas y minimizar los posibles daños.

Por otro lado la evolución de las reservas magmáticas obtenidas por González et al. (2013) mostrada en la Figura 16 muestra que desde el inicio de la erupción hasta su finalización en marzo de 2012 hay dos intrusiones magmáticas que causan un aumento del volumen de la CMR (una a finales del mes de noviembre y otra en junio-febrero de 2012). Estas nuevas intrusiones de magma podrían explicar la larga duración de la erupción (5 meses) en comparación con otros episodios eruptivos de Canarias. El estudio petrológico llevado a cabo por Martí et al. (2013) de las muestras expulsadas refuerzan esta teoría ya que la variación en composición permite distinguir dos episodios eruptivos principales: el primero de ellos, desde el comienzo de la erupción hasta finales de

noviembre de 2011, expulsó principalmente basanita fraccionada; el segundo de ellos, desde finales de 2011 hasta el final de la erupción, se caracteriza por un magma menos cristalizado, más primitivo. Esta diferencia de composición es consistente con la intrusión de magma nuevo propuesta por González et al. (2013) a finales de noviembre.

Por otro lado en el artículo Ibáñez et al. (2012) los autores caracterizan la actividad sísmica desde el inicio de la reactivación sísmica hasta el final de la erupción en función del parámetro sísmico ‘b’ para estudiar la distribución de esfuerzos existente bajo la isla. Este parámetro de la ley Gutenberg-Richter indica la proporción que existe entre terremotos de magnitud alta y baja, y tradicionalmente se ha asociado con la cantidad de esfuerzo de la zona estudiada. El valor de b en zonas dominadas por esfuerzos de origen tectónico es normalmente inferior a 1, mientras que en zonas muy fracturadas alcanza valores mayores que 1 (en regiones volcánicas puede llegar hasta 3 (Brandsdóttir & Einarsson, 1979)).

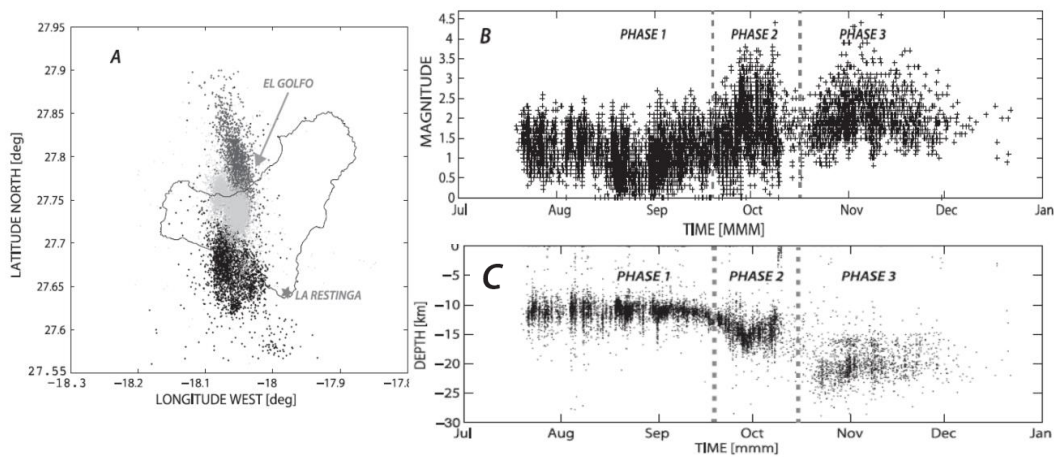


Figura 20: a) Localización de los epicentros entre julio de 2011 y enero de 2012. Cada una de las fases en las que se divide la serie sísmica se muestra de un color diferente. Gris claro: Fase 1 (1 julio-20 septiembre 2011), Negro: Fase 2 (20 septiembre-15 octubre 2011), Gris oscuro: Fase 3 (15 octubre-7 enero); b) Distribución de magnitud en función del tiempo; c) Distribución de profundidad en función del tiempo (Ibáñez et al., 2012).

En este catálogo se observan tres enjambres sísmicos claramente diferenciados tanto espacial como temporalmente, por lo que los autores dividen la serie sísmica en tres fases (Figura 20).

Con estos datos se representó la curva de frecuencia de ocurrencia-magnitud para cada una de las fases individualmente (Figura 21). Además se calculó la variación del valor ‘b’ con el tiempo utilizando ventanas temporales de 200 eventos con un 10% de superposición (Figura 22). Durante la primera parte de la actividad sísmica se obtiene un valor de b elevado (aproximadamente 2.25) que, a pesar de ser un valor bastante alto para un ambiente volcánico, no es la primera vez que se registra (Erupción volcán Krafla (Brandsdóttir & Einarsson, 1979), crisis sísmica Upptyppingar (Boué et al., 2015)). A medida que avanza la serie sísmica el valor de b disminuye hasta alcanzar valores propios de escenarios puramente tectónicos.

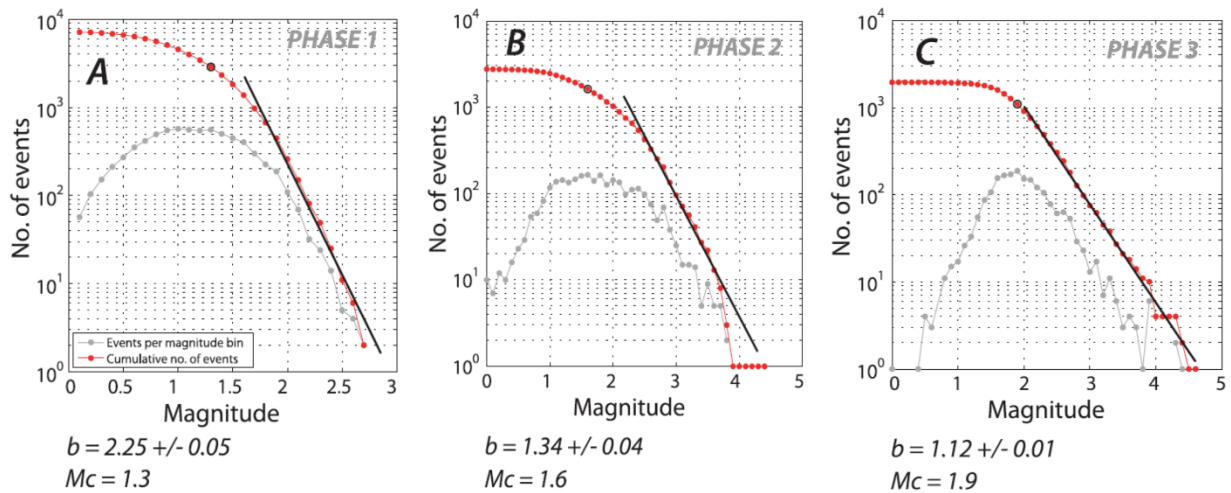


Figura 21: Regresión lineal en cada fase (1,2 y 3) junto al valor b estimado. M_c representa la magnitud mínima que ha sido considerada en cada caso, ‘magnitud de completitud’ (Ibáñez et al., 2012).

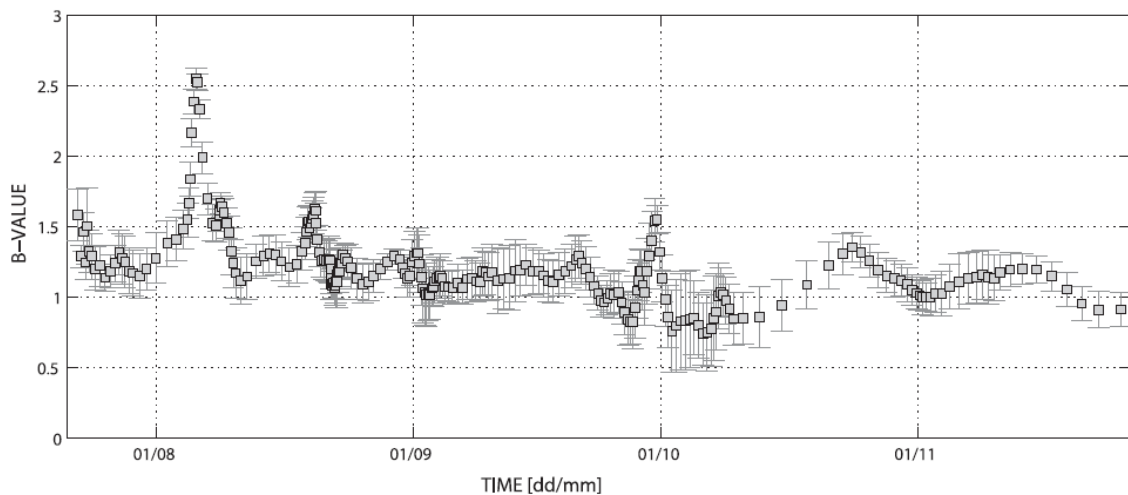


Figura 22: Variación temporal del parámetro ‘ b ’. En el análisis se ha usado una ventana móvil de 200 eventos con un 10% de superposición (Ibáñez et al., 2012) (Ibáñez et al., 2012).

La variación del parámetro ‘ b ’ es contraria a lo que se esperaría. En las fases iniciales de la serie sísmica se esperarían terremotos de gran magnitud y muy profundos asociados a grandes esfuerzos debido a las inyecciones de magma, y a medida que el magma migra y el nivel de estrés disminuye aparecerían terremotos superficiales y por ende el valor de b debería aumentar. Para explicar que los resultados indiquen exactamente lo contrario los autores proponen el siguiente modelo: los primeros terremotos (entre julio y septiembre) corresponden a migraciones de magma desde el manto superior a la corteza. Esta transición está caracterizada por numerosas fracturas y por tanto aparecen valores de b muy altos. A medida que avanza la serie sísmica se encuentra que prácticamente no existe sismicidad entre los 8 km y la superficie, algo que los autores atribuyen a que el magma ascendió por fracturas pre-existentes en zonas débiles estructuralmente. Por último los terremotos de alta magnitud que se encuentran a finales del año 2011 se atribuyen a la relajación de la fuente magmática, teoría que se reafirma con datos geodésicos que indican una deflación en la zona norte de la isla en noviembre.

Por tanto este estudio también reafirma varias de las teorías más aceptadas sobre el episodio eruptivo de El Hierro: la primera intrusión magmática genera numerosas fracturas (alta sismicidad, escape de gases volcánicos), ascenso de magma casi sin sismicidad superficial reafirmando que la subida de magma se produjo por fracturas ya existentes y relajación de la fuente magmática después del comienzo de la erupción (deflación, sismicidad intensa y profunda). Además, los autores utilizaron este mismo estudio para mostrar la importancia de incluir el monitoreo del valor *b* en los protocolos de vigilancia volcánica porque permite predecir la magnitud máxima que cabe esperar en un futuro inmediato. En particular calcularon esta magnitud máxima cada 10 días de catálogo y la compararon con la que se dio realmente, obteniendo en todos los casos una gran similitud entre ambos valores. La evolución del parámetro ‘*b*’ para la erupción de El Hierro también se ha estudiado en artículos como Roberts et al. (2015) y Roberts et al. (2016) obteniendo resultados similares a los comentados.

Finalmente la actividad volcánico-tectónica decrece hasta que desaparece completamente en enero de 2012. Durante los primeros meses de 2012 la señal de tremor va disminuyendo su amplitud hasta que alcanza valores estables durante la última semana de febrero de 2012. Este decaimiento de la señal de tremor, junto con la ya inexistente actividad volcánico-tectónica, las deformaciones ya estabilizadas y que deja de observarse material sólido en la superficie del mar provoca que el 5 de marzo de 2012 se dé por concluida la erupción volcánica.

3.2.3 PERIODO POST-ERUPTIVO

Desde el final de la erupción de La Restinga se han registrado en la isla seis periodos de reactivación sísmica que no han acabado en erupción: el primero en junio-julio 2012; el segundo en septiembre de 2012; el tercero entre diciembre de 2012 y enero de 2013; el cuarto entre marzo y abril de 2013; el quinto en diciembre de 2013 y el último en marzo de 2014 (Figura. 23). Estas reactivaciones se han caracterizado por intensa actividad sísmica (en comparación con los periodos inactivos) e incluso deformaciones del terreno, y han afectado a diferentes zonas de la isla.

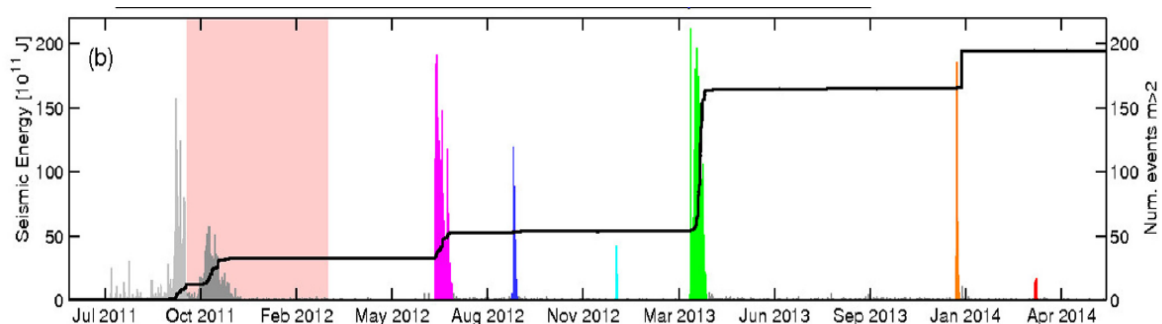


Figura 23: Histograma de la actividad sísmica desde julio de 2011 hasta abril de 2014. Las diferentes series sísmicas se muestran con colores diferenciados (Domínguez Cerdeña et al., 2018)

En el artículo Domínguez Cerdeña et al. (2018) se analizan en detalle cada una de estas reactivaciones asociadas a nuevas intrusiones magmáticas, con el objetivo de determinar las reservas magmáticas que las han alimentado así como la evolución del parámetro de Gutenberg-Richter ‘b’. Para obtener la localización de la fuente magmática correspondiente a cada periodo se invirtió la información de la deformación sufrida en cada reactivación. En el periodo eruptivo la mayor tasa de deformación se dio los días previos al comienzo de la erupción, y en cada uno de los episodios de reactivación se observaron rápidas deformaciones de la corteza, llegando a alcanzar velocidades de hasta 2 cm/día mientras que en el periodo eruptivo sólo alcanzó algunos mm/día. La localización de la fuente magmática para cada periodo, así como su profundidad y variación de volumen se muestra en la Tabla 1.

Post-eruptive magmatic intrusion	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	ΔV (km ³)
June/July 2012	- 18.115 ^{-18.104} _{-18.119}	27.640 ^{27.650} _{27.621}	10.7 ^{12,2} _{9,5}	0.120 ^{0.150} _{0.098}
September 2012	- 18.001 ^{-17.994} _{-18.007}	27.659 ^{27.666} _{27.655}	11.5 ^{13,4} _{9,1}	0.029 ^{0.037} _{0.021}
January 2013	- 18.016 ^{-18.013} _{-18.019}	27.801 ^{27.809} _{27.792}	11.1 ^{12,3} _{10,0}	0.023 ^{0.026} _{0.020}
March/April 2013	- 18.231 ^{-18.190} _{-18.244}	27.715 ^{27.731} _{27.712}	10.7 ^{12,2} _{8,6}	0.124 ^{0.159} _{0.077}
December 2013	- 17.972 ^{-17.962} _{-17.988}	27.667 ^{27.675} _{27.653}	9.7 ^{12,4} _{7,8}	0.043 ^{0.070} _{0.030}
March 2014	- 17.955 ^{-17.947} _{-17.975}	27.785 ^{27.791} _{27.778}	11.0 ^{15,2} _{9,1}	0.022 ^{0.035} _{0.015}

Tabla 1: Parámetros obtenidos para fuentes de presión esféricas en cada uno de los periodos post-eruptivos. Los límites superior e inferior mostrados representan un intervalo de 95% de fiabilidad.

La evolución temporal de la sismicidad en cada periodo así como la fuente de presión obtenida se muestra en la Figura 24. Se observa como en todas las intrusiones hay una migración de la sismicidad, además de que en todos los casos la fuente se encuentra a una profundidad entre 4 y 7 km más superficial que su sismicidad correspondiente. En particular en el primer periodo de reactivación (Junio-Julio 2012) se observa que la migración ‘rodea’ un obstáculo en el suroeste de la isla. También es relevante que tanto en la intrusión de Junio/Julio 2012 como en la de Marzo/Abril 2013 los hipocentros son más profundos a medida que la sismicidad migra al sur formando una ‘estructura’ en pendiente. Por último también se midió el parámetro b para cada intrusión obteniendo en todas las ocasiones valores de b altos (>1.7) al principio de la actividad y una caída progresiva con el tiempo hasta valores de 1 e incluso inferior.

Después de este análisis sísmico y geodésico los autores modelizan las fuentes volcánicas como un conjunto de fuentes de presión esféricas situadas entre los 10 y los 12 km de profundidad y con volúmenes que varían desde 0.124 km³ hasta los 0.022 km³. Estudiando la sismicidad es evidente que en algunas intrusiones la profundidad aumenta a medida que migra hacia el sur, evidenciando una estructura magmática inclinada. Por otro lado, para explicar la diferencia de profundidad entre la fuente modelada y la sismicidad los autores proponen el siguiente modelo de conductos magmáticos con dos niveles: el primer nivel (y más profundo) corresponde a estructuras ya existentes que

inyectan magma hacia zonas más superficiales asísmicamente. La inyección de magma en esta estructura superior es la que genera la deformación en la superficie, mientras que la sismicidad se da en la estructura inferior debido a la sobrepresión de la zona. Las dos intrusiones más grandes (Junio-Julio 2012 y Marzo-Abril 2013) refuerzan esta teoría ya que en los primeros días (donde existe inyección de magma a las estructuras superiores) se observan altos valores del parámetro b y una rápida deformación, mientras que a medida que evoluciona la intrusión el parámetro b disminuye por relajación de esfuerzos, se producen los eventos de mayor magnitud y apenas hay deformación. Esta teoría coincide con las propuestas con otros autores sobre el sistema de conductos magmáticos en la isla, y está respaldada por bastante información experimental.

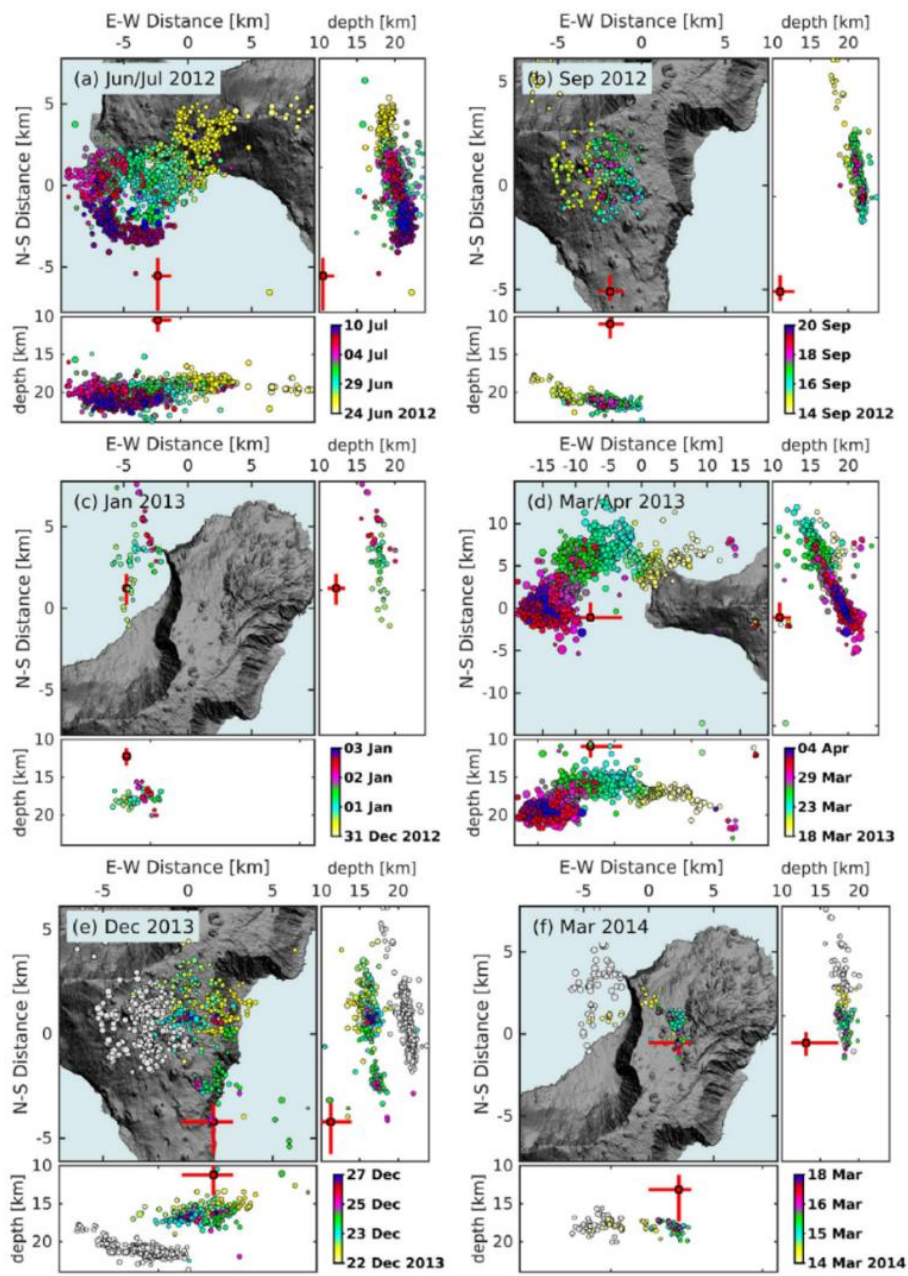


Figura 24: Evolución temporal de la sismicidad relocada y localización de la fuente de presión calculada para cada episodio intrusivo (Domínguez Cerdeña et al., 2018).

Por otro lado en 2014 se publicó un artículo que sugería, a partir del análisis de imágenes acústicas, la existencia de una segunda erupción asociada al periodo de reactivación de junio-julio 2012. Este artículo (Pérez et al., 2014) afirma que un estudio con una sonda multihaz llevado a cabo por el buque RV Hespérides el 28 de junio de 2012 refleja la existencia de cinco columnas con un gran contraste de impedancias con el resto de agua (Figura 25). La interpretación de estas columnas como productos volcánicos, junto con el aumento de sismicidad durante este periodo, un aumento en la concentración de gases volcánicos en el aire y un incremento en la deformación registrada en tierra llevaron a los autores a concluir que un nuevo episodio eruptivo se estaba dando en El Hierro, esta vez en la costa oeste.

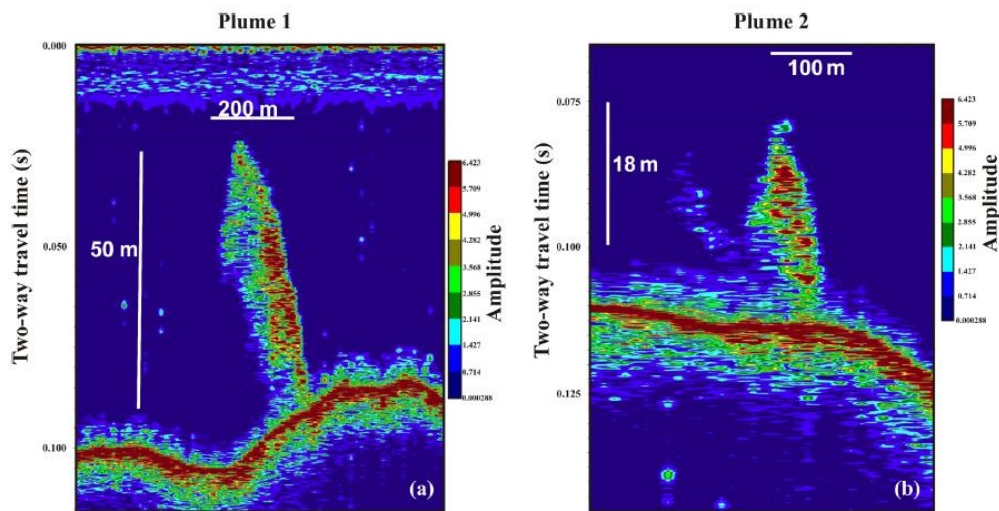


Figura 25: Imágenes acústicas obtenidas de dos de las cinco plumas detectadas en Pérez et al. (2014).

La conclusión de este artículo fue fuertemente criticada por la comunidad científica por no presentar las suficientes evidencias geofísicas o geoquímicas capaces de respaldarlo. Concretamente en el artículo Blanco et al. (2015) se contraargumenta cada una de las razones que llevaron a la conclusión de la existencia de una erupción. En primer lugar las columnas detectadas por el estudio del 28 de junio ya habían sido detectadas en marzo de 2013 por el buque Ramón Margalef. Sin embargo, de deberse su naturaleza a una actividad volcánica, las anomalías físicas y químicas que provocarían afectarían a una cantidad extensa de agua (cambios de color, temperatura, composición...), hecho que no fue detectado ni en marzo de 2013 ni posteriormente. Por ello los autores de este segundo artículo proponen su naturaleza a ecos producidos por estructuras geológicas de la zona. Además critican que llamar ‘plumas’ a estas estructuras no es del todo correcto, ya que en la imagen mostrada (Figura 26) claramente se ha ajustado la escala para favorecer esta geometría. De mostrarse en la misma escala vertical y horizontalmente más que una pluma sería una estructura rectangular.

Por otro lado los autores de Blanco et al. (2015) argumentan que la existencia de sismicidad intensa, altas concentraciones de gases volcánicos en la superficie y un aumento en la deformación sólo indican la existencia de una intrusión magmática en el sistema de conductos bajo la isla que puede llegar a provocar una erupción (periodo eruptivo 2011-2012) o no (los otros seis periodos de reactivación sísmica). Apuntan de

hecho que la existencia de una erupción vendría acompañada muy probablemente por la existencia de un tremor volcánico, señal que no se detectó en ninguno de las seis intrusiones magmáticas post-eruptivas. Por todo ello los autores concluyen que los argumentos utilizados en Pérez et al. (2014) para determinar la existencia de una erupción al oeste de la isla entre junio y julio de 2012 no son concluyentes.

Además tanto García Yeguas et al. (2014) como Martí et al. (2017) utilizan la información sísmica registrada por el IGN para realizar tomografías 3-D capaz de determinar la estructura bajo la isla de El Hierro, revelando el campo de esfuerzos que controló en gran medida la migración del magma. En el estudio de García Yeguas et al. (2014) se tuvieron en cuenta los eventos sísmicos desde julio de 2011 hasta septiembre de 2012, mientras que el estudio posterior de Martí et al. (2017) tiene en cuenta los terremotos desde septiembre de 2011 hasta marzo de 2014. En ambos estudios se obtienen resultados muy similares por lo que se comentarán sólo los resultados de Martí et al. (2017). En este caso la inversión de los datos sísmicos revela el mapa de anomalías de velocidad que se muestra en la Figura 26 (secciones horizontales) y en la Figura 27 (secciones verticales).

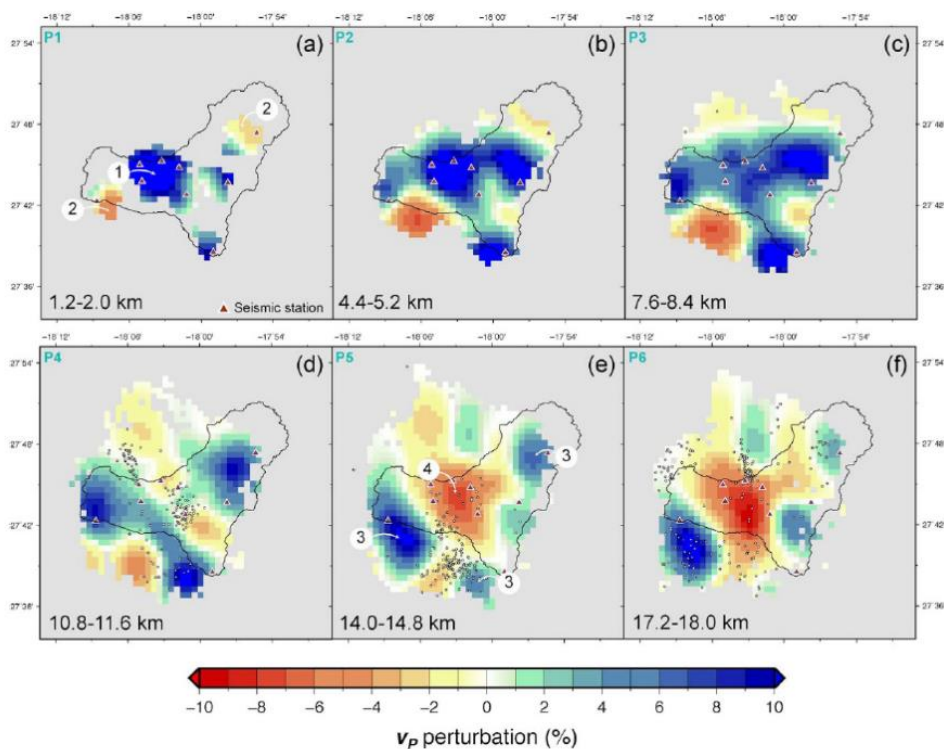


Figura 26: Secciones horizontales a diferentes profundidades del modelo final de velocidad para la onda P (Martí et al., 2017).

A profundidades superficiales aparece una importante anomalía positiva centrada sobre la zona de El Golfo que se diluye progresivamente hasta ser reemplazada por una anomalía de baja velocidad en el mismo emplazamiento a gran profundidad. Además a profundidades medias aparecen una anomalía de baja velocidad en el suroeste de la isla, así como algunas anomalías positivas en los tres rifts.

Sin embargo en este estudio son más relevante las secciones verticales, que muestran que la estructura volcánica bajo El Hierro no es homogénea y presenta diferentes capas. En estos perfiles se observa claramente un cambio de baja a alta velocidad en torno a los 12 km que coincide con la localización de la Moho para Canarias así como heterogeneidades laterales. Una de esas heterogeneidades aparece en varios perfiles (especialmente en F-F'), donde se observa una zona de alta velocidad reemplazando otra de baja velocidad desde profundidades superficiales hasta la Moho. Esta variación se asocia a intrusiones antiguas de magma profundo ya solidificado, como en el caso del volcán Tanganasoga o Tiñor. Especialmente en el perfil E-E' se observa como esta intrusión parece estar inclinada, con mayores profundidades hacia el sur, aspecto que también se ha observado en la evolución de la sismicidad. También se encuentra lo contrario: una zona de baja velocidad reemplazando otra de alta velocidad a profundidades mayores que la Moho, que se atribuye a una acumulación de magma reciente que alimentó la erupción de 2011-2012 en la isla. Esta reserva de magma se encuentra bajo el centro de la isla, y muy cerca de los conductos magmáticos ya existentes por erupciones antiguas, por tanto, ¿por qué el magma no ascendió antes y tuvo que migrar lateralmente hasta fuera de la isla para alcanzar la superficie? Precisamente las discontinuidades estructurales observadas en este estudio pueden ayudarnos a entender el camino del magma.

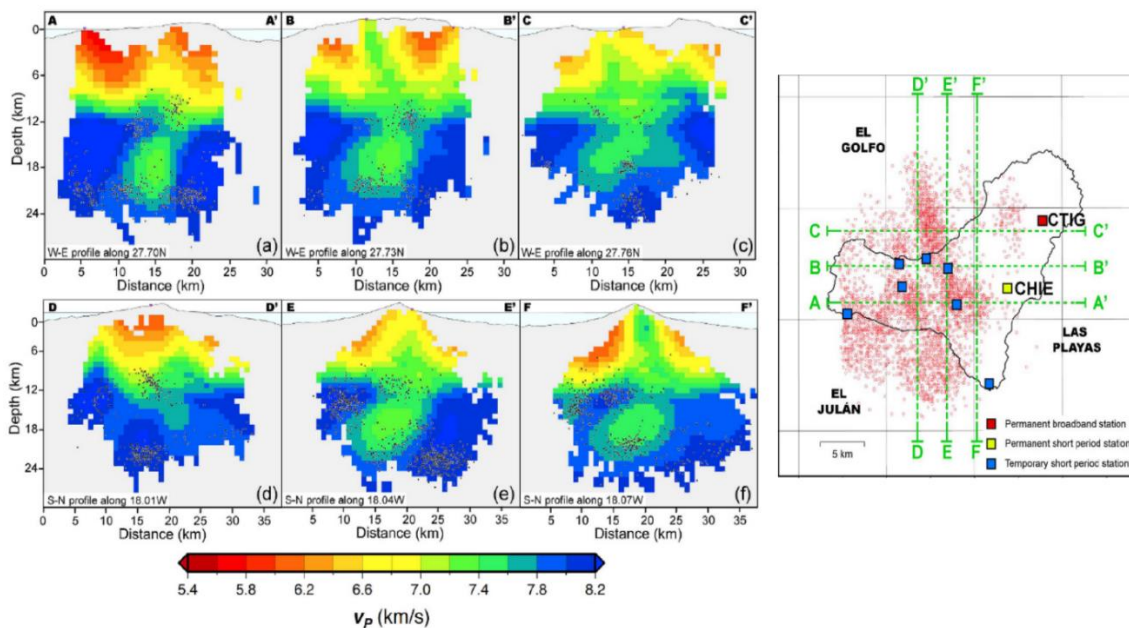


Figura 27: Secciones verticales del modelo final de velocidad para la onda P trazadas sobre los perfiles mostrados (A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F') (Martí et al., 2017)-

Las erupciones antiguas expulsaron gran cantidad de magma profundo que, al solidificarse, bloquearon sus propios conductos pasando a convertirse en bloques de alta densidad, teoría también propuesta por García Yeguas et al. (2014). Por tanto estos conductos no eran viables para el ascenso del magma reciente y migró lateralmente a la profundidad de la Moho (entre 11 y 15 km, lo que explica cambios en los hipocentros durante esta migración) en dirección N-S, aunque los epicentros muestran pequeñas

desviaciones que indican que el magma rodeó algunas zonas que ahora identificamos como bloques de alta densidad existentes en la isla (edificio volcánico Tanganasoga). Al llegar al sur de la isla un terremoto de 4.3 fue capaz de abrir una falla en la dirección este-oeste por la cual el magma pudo empezar a ascender hasta que fue capturado en los últimos km por una fisura ya existente que consiguió llevar el magma hasta la superficie.

En conclusión estos estudios tomográficos concuerdan con otros estudios realizados anteriormente como Montesinos et al. (2006) o Gorbatiuk et al. (2013) en la localización y naturaleza de diferentes discontinuidades existentes en la estructura de El Hierro. El modelo 3-D aportado por los autores permite entender mejor el comportamiento del magma durante la crisis volcánica y pone de manifiesto la importancia de conocer la estructura interna de zonas volcánicas para poder predecir futuras migraciones de magma (en busca de las zonas más débiles) e incluso la localización de potenciales bocas eruptivas.

4. EVALUACIÓN DE LA GESTIÓN DE LA CRISIS

Pese a que de manera general un Plan de Emergencia frente a una catástrofe natural (en este caso una erupción volcánica) se somete a diferentes simulacros para valorar su efectividad, cuando realmente se conocen sus fortalezas y debilidades es en su aplicación a una crisis real como la ocurrida en El Hierro entre 2011 y 2012. Por ello en este apartado se realizará una valoración de la gestión de la crisis en la isla tanto para valorar aquellos aspectos positivos como para intentar sacar lecciones que puedan servir en futuras crisis volcánicas.

La gestión de una crisis volcánica tiene dos brazos principales: uno de ellos es el científico, encargado de estudiar la amenaza, obtener datos de la misma e interpretar la información correctamente; y el segundo de ellos es el administrativo, conformado por las autoridades locales y protección civil, encargados de la toma de decisiones (Jolly & de la Cruz, 2015). Estas dos partes deben actuar de manera conjunta y ordenada para que la gestión sea un éxito, por lo que un plan de emergencias o de actuación que organice las competencias y responsabilidades de cada uno es necesario en zonas de riesgo volcánico. Pese a ello, las Islas Canarias no dispusieron de este plan hasta 2010, año en el que se aprobó el Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA), después de que una crisis sísmica en 2004 en la isla de Tenerife alertara a las autoridades sobre una posible erupción en las islas (López, 2013). Tan sólo un año después de su aprobación este Plan Especial tuvo que activarse en la isla de El Hierro.

Por otro lado el IGN, organismo encargado de la vigilancia volcánica en España, contaba con una red sísmica en el archipiélago, por lo que en El Hierro existían dos estaciones encargadas de estudiar la sismicidad local previas a la erupción. Estas estaciones permitieron la detección temprana de la actividad sísmica que comenzó en la isla el 19 de julio, y rápidamente se colocó instrumentación adicional para poder estudiarla. Los científicos del Grupo de Volcanología del Centro Geofísico del IGN en Canarias emitieron un comunicado al día siguiente a Protección Civil y el 22 de julio de 2011 se activó por primera vez el PEVOLCA. Este plan incluía la formación de un comité llamado Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos (CCES) que se compuso de personal del IGN, AEMET y CSIC con el ITER (Instituto Tecnológico y de Energías Renovables) como organismo invitado. Esta decisión creó controversia en el ambiente científico de las islas ya que investigadores de las dos universidades canarias y de la Estación Volcanológica de Canarias, entre otros, quedaron fuera de la elección pese a su conocimiento sobre la geología y volcanología de la zona (Pérez Torrado, Carracedo et al., 2012).

En este momento ‘comienza’ la gestión de la crisis, cuyo primer paso es monitorear la sismicidad así como el resto de fenómenos que se detectarían más adelante (deformación, materiales expulsados, gases...). Este aspecto fue uno de los grandes aciertos en la gestión de la erupción de El Hierro. El despliegue de instrumentación que realizó el IGN así como la capacidad de procesar la información recabada permitió que la información estuviera

disponible casi instantáneamente y además, públicamente. En la web del IGN se podía consultar esta información a tiempo casi real, favoreciendo la transparencia de sus datos y la colaboración de investigadores externos. Sin embargo la interpretación de esta información por el público no-científico llevó a que los medios de comunicación alarmaran a la población con cifras de cientos de terremotos en la isla (que en ese momento aún no representaban ningún peligro para la isla) y una sensación de inquietud se propagó por los habitantes. Esta situación no sólo fue local, por lo que hubo un descenso en la llegada de turistas y la economía de la isla empezó a verse afectada. En la Figura 28 se muestra la cronología de los principales eventos físicos registrados así como las batimetrías realizadas y las medidas tomadas por las autoridades.

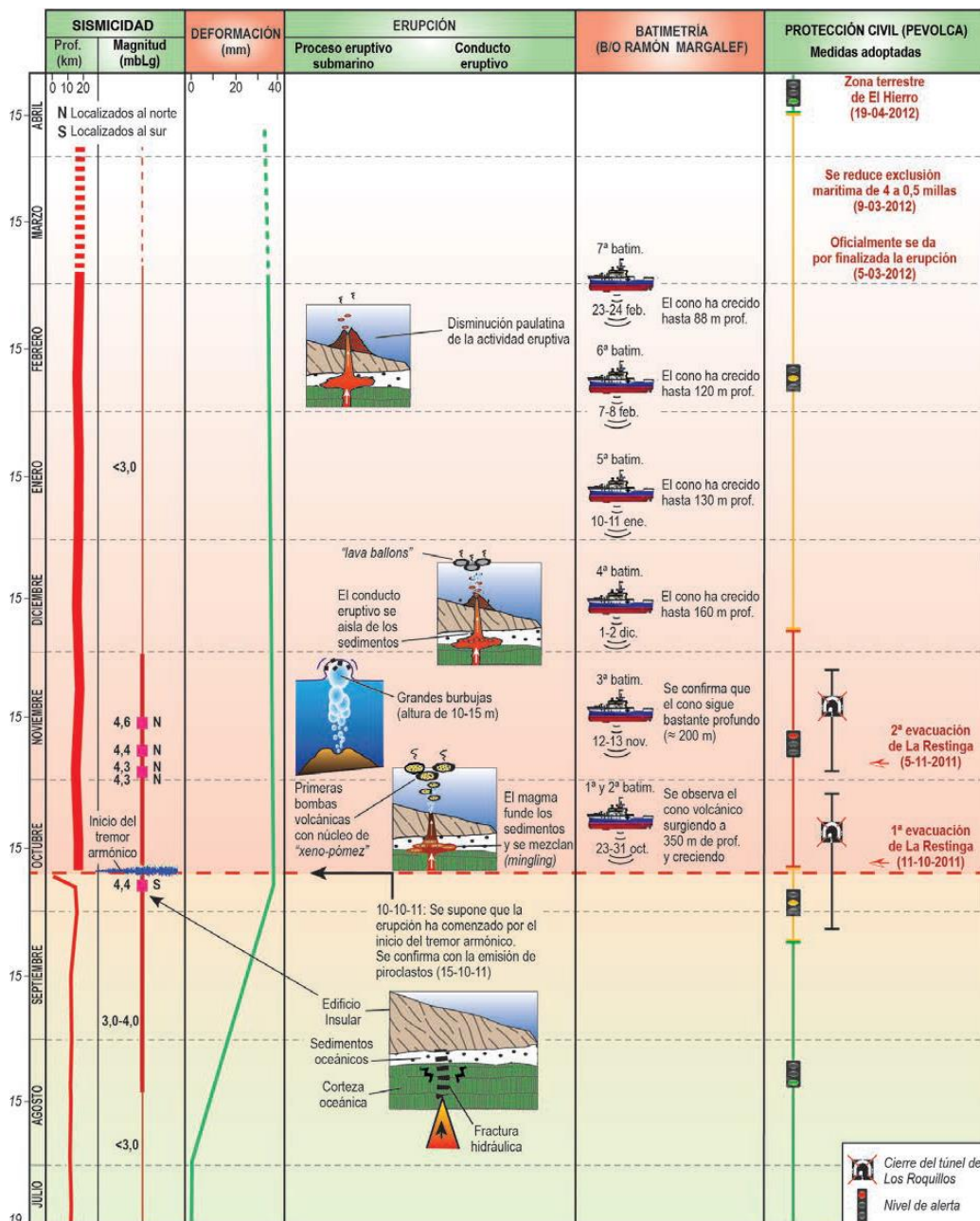


Figura 28: Cronología de la erupción (evolución de la sismicidad, deformación, procesos eruptivos) así como las medidas tomadas por protección civil y campañas batimétricas (Pérez Torrado, Carracedo et al., 2012).

El 23 de septiembre el nivel de alerta aumentó de verde a amarillo debido a que la deformación del suelo aumentaba y la población comenzaba a sentir algunos eventos sísmicos. La migración de la sismicidad hacia el sur apuntaba a que, de darse una erupción, ésta probablemente sería submarina, pero por el momento no se consideró solicitar un buque oceanográfico (Carracedo et al., 2015). Cuatro días más tarde, el 27 de septiembre, se decidió cerrar el túnel de los Roquillos por prevención frente a un evento sísmico de magnitud mayor, ya que se empezaban a detectar desprendimientos de rocas en sus paredes y alrededores (López, 2013). Esta decisión creó más inquietud en la población de la isla que comenzó a tener miedo por la estabilidad de sus casas o de otras infraestructuras públicas. El 10 de octubre el tremor volcánico indica el comienzo de la erupción que posteriormente se comprobó con la observación de los primeros piroclastos en el mar. El desconocimiento de la profundidad de la boca eruptiva, su posible cercanía a la costa y el aumento de la intensidad de la vibración provocó que el nivel de alerta aumentara a rojo y se llevó a cabo la 1º evacuación de La Restinga. De haber contado con un buque oceanográfico que estudiara la zona el comité científico podría haber sabido que la profundidad de la boca eruptiva era muy superior al límite a partir del cual una erupción de magma básico se puede considerar peligrosa, es decir, 100 metros (Schmincke, 2004). Esta medida, junto al cierre del túnel, provocó que la economía de la isla se viera muy afectada, y el turismo fue prácticamente nulo durante esta temporada (Marín, 2011; Murillo, 2012).

Después de varios días de desconcierto en cuanto a la localización y profundidad exacta de la boca eruptiva se solicitó un buque oceanográfico (el B/O Ramón Margalef) que el 25 de octubre realizó la primera batimetría de la zona mostrando que la boca eruptiva se encontraba a poco más de 200 metros de profundidad (Rivera et al., 2013). Sin embargo a principios del mes de noviembre se identifican burbujas en la superficie del mar que llegan a alcanzar los 20 metros de altura y el comité científico, al temer posibles explosiones, aconseja a las autoridades que ordenan una 2º evacuación de la población de La Restinga. Científicos ajenos al CCES critican abiertamente esta teoría ya que el análisis de los piroclastos emitidos, conocidos como ‘restingolitas’, indica que sus núcleos blancos son sedimentos parcialmente fundidos y vesiculados (Troll et al., 2012) con poco carácter explosivo, y además, la boca eruptiva seguía siendo muy profunda. Esta segunda evacuación, la presión de meses con la economía parada y la falta de respuestas a algunas preguntas tales como ¿Cuándo acabará la erupción? intensificaron el desconcierto de la población que, según la prensa local, cada vez confiaba menos en las decisiones tomadas por las autoridades. La Restinga, una población pesquera, tuvo que parar toda su actividad comercial durante meses, y aun cuando se les permitió volver a casa tras la segunda evacuación muchos habitantes no volvieron por desconfianza (De Benito, 2011).

El 14 de noviembre el CCES buscó asesoramiento científico externo incluyendo a los investigadores de las universidades canarias y de la Estación Volcanológica de Canarias que tanto habían criticado su exclusión en el mismo. Después de esta admisión se desechó la idea existente sobre una posible falla que dividía la isla en dos y que podría provocar movimientos sísmicos que afectarían al túnel de los Roquillos, por lo que se ordenó su

reapertura el 25 de noviembre. A partir de diciembre la situación mejoró notablemente y las restricciones sólo afectaban a las 4 millas próximas a la costa de La Restinga. El 5 de marzo de 2012 las autoridades anunciaron el fin de la erupción volcánica.

Pese a que el seguimiento por parte del IGN de la amenaza se produjo de manera adecuada el Plan de Emergencia presentó ciertas carencias debidas quizás a la falta de experiencia debido al poco tiempo transcurrido desde su aprobación. En retrospectiva, algunas medidas tomadas (evacuaciones y cierre del túnel de los Roquillos) se pueden ver innecesarias a día de hoy, pero en el momento que se tomaron y con la información disponible en ese momento había que priorizar la seguridad de la población. De haber contado con más información (por ejemplo la profundidad del cono) se podrían haber evitado estos escenarios que tantas pérdidas económicas supusieron a la isla. Por ello una de las principales lecciones a tener en cuenta tras esta gestión de la crisis es la importancia de contar con una infraestructura adecuada tanto en tierra como submarina que pueda en todo momento ofrecer la información necesaria para la correcta toma de decisiones.

En segundo lugar la publicación de información sin interpretaciones (por ejemplo el catálogo sísmico) puede llevar a escenarios donde los medios de comunicación así como la población entren en un estado de alarma innecesario por desconocimiento científico. Por ello es importante aprender que al igual que hay que dar la información de manera transparente hay que acompañarla de un contexto que tranquilice a la población y no provoque alarmas innecesarias. En casos de crisis naturales es tan importante lo que se dice como la manera de decirlo, y en El Hierro se puso de manifiesto.

Por otro lado la falta de cooperación inicial entre los organismos a cargo de la gestión de la crisis (IGN, CSIC) y los investigadores locales provocó discrepancias de opiniones que incluso desembocaron en conflictos personales. Aunque es cierto que las competencias a nivel nacional las tiene el IGN, la cooperación científica siempre puede aportar beneficios, especialmente en este caso donde algunos de los científicos que se sintieron ‘excluidos’ tenían un amplio conocimiento de la zona. A esta conclusión se llegó en medio de la gestión (con la admisión posterior de estos investigadores), pero para futuras erupciones se debería tener en cuenta desde el inicio de la crisis.

Como se comentó al principio del apartado una crisis real es el mejor examen para cualquier plan de emergencias y las lecciones aprendidas de esta crisis deben ser tomadas en cuenta a la hora de revisar y modificar estos planes, en concreto el PEVOLCA. Sin embargo la reducción del riesgo no puede encomendarse únicamente a un Plan de Emergencias que actúa en el momento de la crisis, la gestión del riesgo debe ser un proceso continuo. La población de Canarias, pese a vivir en una zona de riesgo volcánico, no tiene ninguna formación sobre el tema ni sobre lo que podría desencadenar una crisis volcánica. Esta misma crisis volcánica si hubiese ocurrido en una isla capitalina como Gran Canaria o Tenerife hubiese provocado la paralización de una economía que afecta a más de un millón de personas. Por ello, al igual que se debe mejorar el PEVOLCA, considero urgente la creación de una campaña de concienciación de riesgo volcánico para la población de las islas. Su inclusión en los ambientes educativos supondría que la sociedad canaria esté preparada para afrontar alguna de estas crisis con tranquilidad,

sabiendo qué se puede esperar de la misma y con conocimiento sobre las medidas que se podrían llevar a cabo. Aunque esto no eliminaría el riesgo volcánico ayudaría a evitar las situaciones de desconcierto, miedo y alarma que se dieron en la población de El Hierro durante la erupción.

5. CONCLUSIONES

Las conclusiones obtenidas tras el análisis del periodo eruptivo de la isla de El Hierro de 2011-2012 se pueden clasificar en dos categorías:

1. Respecto al conocimiento adquirido sobre volcanología, los mecanismos de la erupción de El Hierro y la estructura de la isla:

- La reactivación sísmica detectada en el mes de julio de 2011 corresponde a una intrusión de magma procedente del manto. Este material se acumuló durante 2 meses en el norte de la isla a una profundidad que corresponde con la posición de la Moho bajo la isla.
- Los estudios tomográficos realizados reflejan la existencia de discontinuidades estructurales bajo la isla que provocaron la migración del magma hacia el sur para encontrar zonas débiles de la estructura que permitieran su ascenso a la superficie. Este desplazamiento lateral del magma desde el norte hasta el sur de la isla se ve reflejado por la migración de la sismicidad a mediados de septiembre de 2011.
- El comienzo de la erupción vino precedido por numerosos precursores: la reactivación sísmica, el aumento de la deformación del terreno o el aumento de la concentración de gases volcánicos como ^{222}Rn o CO_2 .
- Cuando el magma alcanzó el rift sur de la isla un terremoto de magnitud 4.3 abrió una fisura por la que el material volcánico pudo ascender hasta diques ya existentes que permitieron su ascenso a la superficie sin apenas actividad sísmica.
- Una vez comenzada la erupción (marcada por el inicio de un claro tremor volcánico y la aparición de material volcánico en la superficie del agua) tanto la sismicidad como la deformación disminuyeron consecuencia de la pérdida de sobrepresión de los conductos magmáticos al iniciarse la emisión de magma.
- Una relajación del cúmulo magmático bajo el centro de la isla provocó una serie sísmica muy intensa a final de noviembre y una deflación que permitió al edificio volcánico volver a los valores previos a la reactivación de julio.
- El estudio de las imágenes de radar permitió determinar dos reservas magmáticas: la primera, más grande y profunda, corresponde al cúmulo magmático inicial y alimenta a la segunda reserva más superficial y cercana a la boca eruptiva.

- El estudio batimétrico permitió monitorear el crecimiento de un cono volcánico debido a la erupción sobre un valle a 363 metros de profundidad. La altura máxima alcanzada por este cono fue de 89 metros de profundidad.
- El estudio de la composición de los magmas expulsados revela dos ciclos eruptivos diferenciados. El primero de ellos (desde el inicio de la erupción hasta finales de noviembre) se caracteriza por la emisión de basanitas fraccionadas mientras que el segundo está caracterizado por magmas más primitivos. Esta diferencia corresponde a una segunda intrusión de magma a final del mes de noviembre.
- Después de la finalización de la erupción se han registrado otras seis intrusiones magmáticas. Todas ellas provocaron un aumento de la sismicidad así como deformación del terreno e incluso emisión de gases volcánicos, pero ninguna provocó una segunda erupción.

2. Respecto al monitoreo de la erupción y la gestión de la crisis:

- La monitorización continua de diferentes parámetros geofísicos y geoquímicos (sismicidad, deformación, concentración de gases, composición de los materiales expulsados...) permitió conocer la evolución de la erupción a tiempo casi real así como mejoró la capacidad de hacer previsiones a corto plazo.
- Los métodos geofísicos han sido muy útiles para estudiar este proceso volcánico (detección de precursores, seguimiento de la migración del magma...), revelando su importancia a la hora de estudiar el funcionamiento de un volcán.
- Es necesario monitorear de manera rutinaria todos los volcanes activos aunque no hayan presentado actividad en un largo periodo. Gracias a que la isla de El Hierro contaba con dos estaciones sísmicas se pudo detectar la reactivación sísmica desde el primer momento, permitiendo una respuesta rápida. De no ser así el episodio eruptivo de El Hierro se hubiese detectado por primera vez con los terremotos sentidos por la población, con muy poco margen de actuación.
- La monitorización de la actividad volcánica será mejor cuantas más disciplinas incluya (sismología, geodesia, gravimetría, geoquímica, etc), ya que permite interpretar mejor el fenómeno volcánico y reducir la incertidumbre. Por ejemplo en esta erupción las medidas de sismicidad registradas se complementan con las de deformación para obtener información de la localización de las fuentes magmáticas y el movimiento del magma bajo la estructura.

- Cuando la erupción se prevé submarina es de vital importancia contar con un buque oceanográfico capaz de obtener información de la boca eruptiva desde el principio para evitar sobreestimaciones del peligro asociado.
- La información compartida con el público no-científico debe ir siempre acompañada de un contexto o de una correcta interpretación para evitar escenarios de alarma innecesarios.
- La cooperación científica es clave para poder gestionar una crisis natural, especialmente entre los organismos encargados de la gestión y los científicos locales con gran experiencia en la zona.
- La población canaria, pese a vivir en una zona de riesgo volcánico, no está familiarizado con él ni con las consecuencias de una crisis futura. Las situaciones de alarma, incertidumbre y desconcierto de la población sufridas en la erupción de El Hierro se podrían evitar en futuras erupciones canarias si la población está educada en el riesgo volcánico.

6. REFERENCIAS

- Anguita, F., & Hernan, F. (1975). A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(1), 11-19. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90155-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90155-7)
- Araña, V., & Ortiz, R. (1986). Marco geodinámico del volcanismo canario. *Marco geodinámico del volcanismo canario*, 82, 202-231.
- Araña, V., & Ortiz, R. (1991). The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic Framework. En A. B. Kampunzu & R. T. Lubala (Eds.), *Magmatism in Extensional Structural Settings* (pp. 209-249). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-73966-8_9
- Aulinas, M., Domínguez, D., Rodríguez González, A., Carmona, H., Fernández Turiel, J. L., Pérez Torrado, F. J., Carracedo, J. C., Arienzo, I., & D'Antonio, M. (2019). The Holocene volcanism at El Hierro: Insights from petrology and geochemistry. *Geogaceta [ISSN 0213-683X]*, v. 65, p. 35-38.
- Barrancos, J., Rodríguez, F., González, D., Padrón, E., Melián, G., Marrero, R., Hernández, P. A., & Pérez, N. (2008). *Temporal evolution of the diffuse carbon dioxide emissions from El Hierro Island, Canary Islands, paper presented at VI Congreso Ibérico de Geoquímica, Grupo Geoquim. Da Soc. Geol. De Port., Vila Real, Portugal, 16–21 July.*
- Blanco, M. J., Fraile-Nuez, E., Felpeto, A., Santana-Casiano, J. M., Abella, R., Fernández-Salas, L. M., Almendros, J., Díaz-del-Río, V., Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., González-Dávila, M., López, C., López-González, N., Meletlidis, S., & Vázquez, J. T. (2015). Comment on “Evidence from acoustic imaging for submarine volcanic activity in 2012 off the west coast of El Hierro (Canary Islands, Spain)” by Pérez NM, Somoza L, Hernández PA, González de Vallejo L, León R, Sagiya T, Biain A, González FJ, Medialdea T, Barrancos J, Ibáñez J, Sumino H, Nogami K and Romero C [Bull Volcanol (2014) 76:882-896]. *Bulletin of Volcanology*, 77(7), 62. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0947-6>
- 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(1), 339-350. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03723.x>
- Boué, A., Einarsson, P., & Hjartardóttir, Á. R. (2015). *Anomalously high b-value for earthquakes at Upptyppingar in the northern rift of Iceland: Evidence for the presence of magma.* <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2279.4085>
- Brandsdóttir, B., & Einarsson, P. (1979). Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(3), 197-212. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90001-5)
- Carracedo, J.C, Day, S., Guillou, H., Badiola, E. R., Canas, J. A., & Torrado, F. J. P. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: The Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5), 591-604. <https://doi.org/10.1017/S0016756898001447>
- Carracedo, J.C, Pérez Torrado, F. C., González, A. R., Soler, V., Turiel, J. L. F., Troll, V. R., & Wiesmaier, S. (2012). The 2011 submarine volcanic eruption in El Hierro (Canary Islands). *Geology Today*, 28(2), 53-58. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2451.2012.00827.x>

- Carracedo, J.C, Pérez Torrado, F. C., & Paris, R. (2009). *Megadeslizamientos en las Islas Canarias. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 17.1, 44- 56.* 13.
- Carracedo, J.C, Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Pestana, N., & Pérez Torrado, F.-J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries, *Estud. Geol.*, 57, 175–273, doi:10.3989/egol. 01575-6134. Carracedo, J. C., F. *Estudios Geológicos.*
- Carracedo, J.C, Troll, V. R., Zaczek, K., Rodríguez-González, A., Soler, V., & Deegan, F. M. (2015). The 2011–2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Islands: New lessons in oceanic island growth and volcanic crisis management. *Earth-Science Reviews, 150*, 168-200. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.06.007>
- Day, S. J., Carracedo, J. C., & Guillou, H. (1997). Age and geometry of an aborted rift flank collapse: The San Andres fault system, El Hierro, Canary Islands. *Geological Magazine, 134*(4), 523-537. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007243>
- De Benito, E. (2011). Nadie quiere volver a la Restinga. *El País.*
- Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., Benito-Saz, M. A., del Fresno, C., Lamolda, H., Pereda de Pablo, J., & Sánchez Sanz, C. (2018). On the relation between ground surface deformation and seismicity during the 2012–2014 successive magmatic intrusions at El Hierro Island. *Tectonophysics, 744*, 422-437. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.019>
- Domínguez, I. D., Fresno, C. del, & Moreno, A. G. (2014). Seismicity Patterns Prior to the 2011 El Hierro Eruption Short Note. *Bulletin of the Seismological Society of America, 104*(1), 567-575. <https://doi.org/10.1785/0120130200>
- Fuster, J. M., Hernán, F., Cendrero, A., Coello, J., Cantagrel, J. M., Ancochea, E., & Ibarrola, E. (1993). Geocronología de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 88*, 85–97.
- 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*(3), 1739-1750. <https://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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105*(1), 107-119. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00241-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00241-9)
- Gee, M. J. R., Watts, A. B., Masson, D. G., & Mitchell, N. C. (2001). Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Marine Geology, 177*(3), 271-293. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00153-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00153-0)
- González, P. J., Samsonov, S. V., Pepe, S., Tiampo, K. F., Tizzani, P., Casu, F., Fernández, J., Camacho, A. G., & Sansosti, E. (2013). Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118*(8), 4361-4377. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50289>
- Gorbatikov, A. V., Montesinos, F. G., Arnosó, J., Stepanova, M. Y., 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 Seismo-Volcanic Crisis. *Surveys in Geophysics, 34*(4), 463-489. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9240-4>
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Pérez Torrado, F. C., & Rodríguez Badiola, E. R. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 73*(1), 141-155. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(96\)00021-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(96)00021-2)

- Ibáñez, J. M., De Angelis, S., Díaz-Moreno, A., Hernández, P., Alguacil, G., Posadas, A., & Pérez, N. (2012). Insights into the 2011–2012 submarine eruption off the coast of El Hierro (Canary Islands, Spain) from statistical analyses of earthquake activity. *Geophysical Journal International*, *191*(2), 659-670. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05629.x>
- Jolly, G., & de la Cruz, S. (2015). Volcanic Crisis Management. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 1187-1202). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00068-7>
- López, C. (2013). Crónica de una erupción submarina. La crisis sismo-volcánica de El Hierro 2011-2012. *Anuario del Observatorio Astronómico de Madrid*, *1*, 433-453.
- López, C., Blanco, M. J., Abella, R., Brenes, B., Rodríguez, V. M. C., Casas, B., Cerdeña, I. D., Felpeto, A., Villalta, M. F. de, Fresno, C. del, García, O., García-Arias, M. J., García-Cañada, L., Moreno, A. G., González-Alonso, E., Pérez, J. G., Iribarren, I., López-Díaz, R., Luengo-Oroz, N., ... Villasante-Marcos, V. (2012). Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. *Geophysical Research Letters*, *39*(13). <https://doi.org/10.1029/2012GL051846>
- Manconi, A., Longpré, M.-A., Walter, T. R., Troll, V. R., & Hansteen, T. H. (2009). The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology*, *37*(12), 1099-1102. <https://doi.org/10.1130/G30104A.1>
- Marín, B. (2011). La erupción golpea la economía de El Hierro. *El País*.
- Martí, J., Villaseñor, A., Geyer, A., López, C., & Tryggvason, A. (2017). Stress barriers controlling lateral migration of magma revealed by seismic tomography. *Scientific Reports*, *7*(1), 40757. <https://doi.org/10.1038/srep40757>
- Martí, Joan, 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(3), 823-839. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50087>
- 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*(1), 283-299. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018>
- Morgan, W. J. (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, *230*(5288), 42-43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>
- Murillo, P. (2012). El Hierro: 100 días de volcán y de ruina económica para la isla. *El País*.
- Padilla, G. D., Hernández, P. A., Padrón, E., Barrancos, J., Pérez, N. M., Melián, G., Nolasco, D., Dionis, S., Rodríguez, F., Calvo, D., & Hernández, I. (2013). Soil gas radon emissions and volcanic activity at El Hierro (Canary Islands): The 2011-2012 submarine eruption. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *14*(2), 432-447. <https://doi.org/10.1029/2012GC004375>
- Pérez, N. M., Padilla, G. D., Padrón, E., Hernández, P. A., Melián, G. V., Barrancos, J., Dionis, S., Nolasco, D., Rodríguez, F., Calvo, D., & Hernández, Í. (2012). Precursory diffuse CO₂ and H₂S emission signatures of the 2011–2012 El Hierro submarine eruption, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, *39*(16). <https://doi.org/10.1029/2012GL052410>
- Pérez, N. M., Somoza, L., Hernández, P. A., de Vallejo, L. G., León, R., Sagiya, T., Biain, A., González, F. J., Medialdea, T., Barrancos, J., Ibáñez, J., Sumino, H., Nogami, K., & Romero, C. (2014). Evidence from acoustic imaging for submarine volcanic activity

- in 2012 off the west coast of El Hierro (Canary Islands, Spain). *Bulletin of Volcanology*, 76(12), 882. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0882-y>
- Pérez Torrado, F. C., Carracedo, J. C., Rodríguez González, A., Soler, V., Troll, V. R., & Wiesmaier, S. (2012). La erupción submarina de La Restinga en la isla de El Hierro, Canarias: Octubre 2011-Marzo 2012. *Estudios Geológicos*, 68(1), 5-27. <https://doi.org/10.3989/egeol.40918.179>
- Pérez Torrado, F. C., Rodríguez González, A., & Carracedo, J. C. (2012). La erupción submarina de 2011-12 en El Hierro (Islas Canarias): Cronología de eventos y gestión de la crisis. *Geotemas*, [ISSN 1576-5172], v. 13, p. 5.
- Pichon, X. L., & Fox, P. J. (1971). Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 76(26), 6294-6308. <https://doi.org/10.1029/JB076i026p06294>
- Ranero, C. R., Torne, M., & Banda, E. (1995). Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary Swell. *Marine Geophysical Researches*, 17(6), 519-534. <https://doi.org/10.1007/BF01204342>
- Rivera, J., Lastras, G., Canals, M., Acosta, J., Arrese, B., Hermida, N., Micallef, A., Tello, O., & Amblas, D. (2013). Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. *Geology*, 41(3), 355-358. <https://doi.org/10.1130/G33863.1>
- Roberts, N. S., Bell, A. F., & Main, I. G. (2015). Are volcanic seismic b-values high, and if so when? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 127-141. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.021>
- Roberts, N. S., Bell, A. F., & Main, I. G. (2016). Mode switching in volcanic seismicity: El Hierro 2011–2013. *Geophysical Research Letters*, 43(9), 4288-4296. <https://doi.org/10.1002/2016GL068809>
- Schmincke, H.-U. (2004). *Volcanism*. Springer Science & Business Media.
- Stroncik, N. A., Klügel, A., & Hansteen, T. H. (2008). The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): Constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(5), 593. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0354-5>
- Troll, V. R., Klügel, A., Longpré, M.-A., Burchardt, S., Deegan, F. M., Carracedo, J. C., Wiesmaier, S., Kueppers, U., Dahren, B., Blythe, L. S., Hansteen, T. H., Freda, C., Budd, D. A., Jolis, E. M., Jonsson, E., Meade, F. C., Harris, C., Berg, S. E., Mancini, L., Pedroza, K. (2012). Floating stones off El Hierro, Canary Islands: Xenoliths of pre-island sedimentary origin in the early products of the October 2011 eruption. *Solid Earth*, 3(1), 97-110. <https://doi.org/10.5194/se-3-97-2012>
- Watts, A. B. (1994). Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophysical Journal International*, 119(2), 648-666. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb00147.x>