

LA ERUPCIÓN SUBMARINA DE LA RESTINGA (EL HIERRO)

Julio de la Nuez Pestana
Profesor Titular de Geología de la Universidad de La Laguna

Resumen

Se realiza una síntesis de los acontecimientos volcánicos más destacados ocurridos en la erupción que comenzó el 10 de octubre de 2011 en El Hierro y que se dio por finalizada el 4 de marzo de 2012, así como de los signos premonitorios que empezaron a manifestarse desde el 19 de julio. Se propone denominarla como erupción submarina de La Restinga. Además de la cronología de los sucesos, se revisan los informes publicados sobre la composición de los materiales piroclásticos emitidos en las primeras fases de la erupción (restingolitas), así como los datos sobre la evolución de la morfología submarina del edificio volcánico. Se compara la erupción con la sucedida en el rift de Serreta (Terceira, Azores) entre 1998 y 2001, erupción submarina somera que tampoco llegó a la superficie.

Palabras clave: Erupción de El Hierro, erupción submarina, sismicidad, deformación, gases volcánicos, restingolitas.

THE SUBMARINE ERUPTION OF LA RESTINGA (EL HIERRO)

Abstract

A summary of the most prominent events related to the submarine eruption close to El Hierro island, including its premonitory signals, has been carried out. The eruption started on October 10th, 2011 and ceased on February 4th, 2012. The name of La Restinga submarine eruption for this volcanic occurrence is proposed. Besides the chronology of the events, a revision of the published reports about the composition of the first emitted pyroclasts (restingolites) and an evolution of the volcanic submarine morphology are also summarized. The La Restinga submarine eruption shows similar characteristics to that occurred in the Serreta rift (Terceira, Azores) between 1998 and 2001, a shallow submarine eruption that did not reach the sea level either.

Keywords: El Hierro eruption, submarine eruption, seismicity, deformation, volcanic gases, restingolites.

L'ÉRUPTION SOUS-MARINE DE LA RESTINGA (EL HIERRO)

Résumé

Dans ce travail, on réalise une synthèse des événements volcaniques les plus importants qui ont eu lieu pendant l'éruption qui a commencé le 10 octobre 2011 à El Hierro et qui a été déclarée comme terminée le 4 mars 2012, de même que des signes prémonitoires qui commencent à se manifester depuis le 19 juillet. On y propose de la nommer comme l'éruption sous-marine de La Restinga. En plus de la chronologie des événements, on y révisé les informations publiées sur la composition des matériaux pyroclastiques émis dans les premières phases de l'éruption (restingolites), de même que les données sur l'évolution de la morphologie sous-marine de l'édifice volcanique. On y compare l'éruption avec celle du rift de Serreta (Terceira, Azores) entre 1998 et 2001, éruption sous-marine sommaire qui n'est pas arrivée, non plus, à la surface.

Mots clef : Éruption de El Hierro, éruption sous-marine, sismicité, déformation, gazes volcaniques, restingolites.

La erupción submarina de La Restinga (El Hierro)

Introducción

El objetivo de este trabajo es destacar los acontecimientos volcánicos más significativos ocurridos en relación con la erupción de El Hierro, desde los signos premonitorios del mes de julio de 2011 hasta su finalización a principios de marzo de 2012. Curiosamente, a pesar de haber acabado, aún no se le ha dado nombre a la erupción de forma oficial, llamándola simplemente como erupción de El Hierro o erupción de Las Calmas; por ello, desde aquí se propone que sea denominada como la erupción submarina de La Restinga, ya que precisamente esta localidad, al ser la más cercana, ha sido la que más ha sufrido sus consecuencias y merece la mayor consideración. Previamente, sólo Castro *et al.* (2011) han sido los únicos que han utilizado dicha denominación.

Después de casi cuarenta años sin el sobresalto de una erupción volcánica en Canarias y con el precedente de la crisis sísmica de 2004, se establece mediante decreto-ley 1476/2004, de 18 de junio, que sea el Instituto Geográfico Nacional (IGN) el organismo encargado de la observación, vigilancia y comunicación de la actividad volcánica en el territorio nacional y de la determinación de los riesgos asociados. Además, en julio de 2010 la Consejería de Presidencia, Justicia y Seguridad del Gobierno de Canarias dicta el Decreto 73/2010, de 1 de julio, por el que se aprueba el Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA).

En ese marco legislativo se encontraba la gestión del vulcanismo canario cuando se inició la actividad sísmica en julio de 2011 que desembocó en la erupción submarina de La Restinga, junto a El Hierro tres meses después. Desde los primeros días, cuando se comprobó que la sismicidad iba creciendo, se desplazaron equipos de científicos para realizar en la propia isla el seguimiento del fenómeno que podría desembocar en una erupción volcánica. Los organismos científicos desplazados a El Hierro para el seguimiento de la erupción, además del IGN, fueron el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), que años atrás había firmado un convenio de colaboración con el IGN, el Instituto Volcanológico de Canarias (IN-VOLCAN), la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Aparte de éstos, ningún otro organismo fue invitado a participar en el estudio científico antes y durante la

erupción hasta mediados del mes de noviembre cuando ésta había cumplido ya más de un mes.

El conocimiento sobre el vulcanismo más reciente de El Hierro ha sido algo exiguo, pues, hasta hace muy poco, sólo se había referido la erupción histórica de Lomo Negro, ocurrida en 1793 al oeste de la isla en la Hoya del Verodal (Hernández-Pacheco, 1982), aunque no todos los geólogos están de acuerdo con la ubicación de dicha erupción, ni siquiera de su existencia y, en todo caso, la localizan en el mar. En cuanto al vulcanismo Holoceno, hasta ahora hay escasos datos (Rodríguez-González *et al.*, 2011; Pérez Torrado *et al.*, 2011), por ello el Grupo de Volcanología de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria está desarrollando un proyecto de investigación para alcanzar un mejor conocimiento de la historia evolutiva reciente de la isla, que contribuya a caracterizar mejor la erupción de La Restinga y otras que se puedan producir en el futuro.

Marco geológico de la isla de El Hierro

El conocimiento de la historia volcánica de la isla es fundamental para comprender la localización, el desarrollo y el tipo de actividad de la erupción de La Restinga. Los trabajos anteriores que han supuesto una importante contribución a la geología e historia volcánica de la isla son fundamentalmente los de Pellicer (1977), Guillou *et al.* (1996) y Carracedo *et al.* (2001). Estos últimos autores presentan una sucesión volcánica formada por dos edificios en escudo, denominados Edificio Tiñor y Edificio El Golfo-Las Playas, continuándose este último con el establecimiento de la actividad eruptiva a favor de tres dorsales o rifts de direcciones NE, NW y N-S (Fig. 1). Dichas tres dorsales generan un relieve que se prolonga bajo el mar a lo largo de varios kilómetros (Fig. 2).

La construcción volcánica de la isla emergida ha tenido lugar desde hace 1,1 Ma (millones de años), pero también durante este tiempo la isla ha sufrido varios episodios destructivos, constituidos por grandes deslizamientos gravitacionales que han desmantelado parcialmente los edificios formados (Fig. 3). El último de ellos, el deslizamiento de El Golfo, de edad según los últimos datos comprendida entre 40 y 80 Ka (miles de años) (Longpré *et al.* 2011), modeló un gran anfiteatro orientado hacia el N-NO, donde la batimetría alcanza rápidamente profundidades de centenares de metros muy cerca de la costa. La actividad volcánica más reciente se centra en las tres dorsales o rifts y en el interior del valle de El Golfo (Fig. 3), cuyas últimas erupciones datadas son las de la Montaña del Humilladero (5100 ± 40 años B.P.) y el volcán Tanganasoga (3950 ± 70 años B.P.) en la dorsal NW (Pérez Torrado *et al.*, 2011) y la Montaña Chamuscada (2500 ± 70 años B.P.) en la dorsal NE (Carracedo *et al.*, 2001).

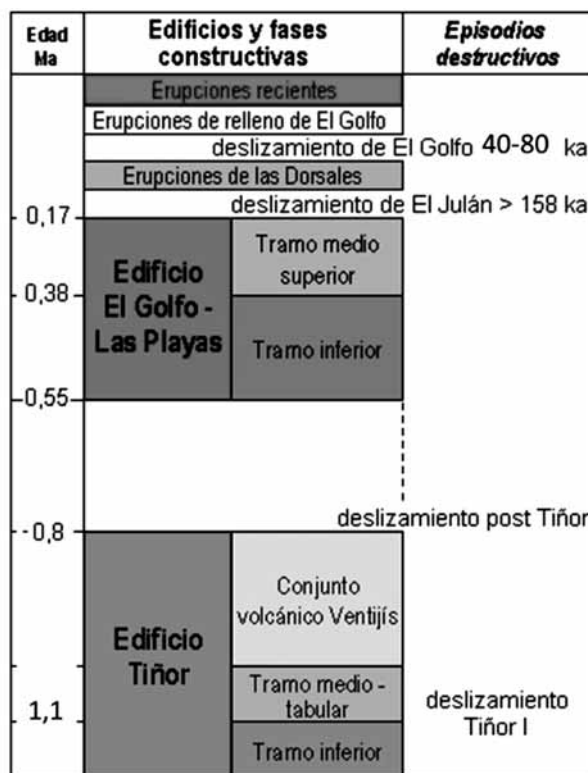


Figura 1: Síntesis vulcanoestratigráfica de El Hierro (con datos de Guillou *et al.*, 1996; Carracedo *et al.*, 2001; Gómez, 2004; Longpré *et al.*, 2011).

Señales previas de la erupción

Las señales premonitorias de la erupción que se utilizaron por los organismos encargados de la predicción del riesgo volcánico en Canarias se basaron en tres tipos:

- Datos sobre la actividad sísmica
- Datos sobre deformación del terreno
- Análisis de emisiones de gases

Los datos de sísmica y de deformación se pueden consultar parcialmente en la página web de Instituto Geográfico Nacional y, aunque otros grupos de investigación han estado realizando el seguimiento previo a la erupción y durante

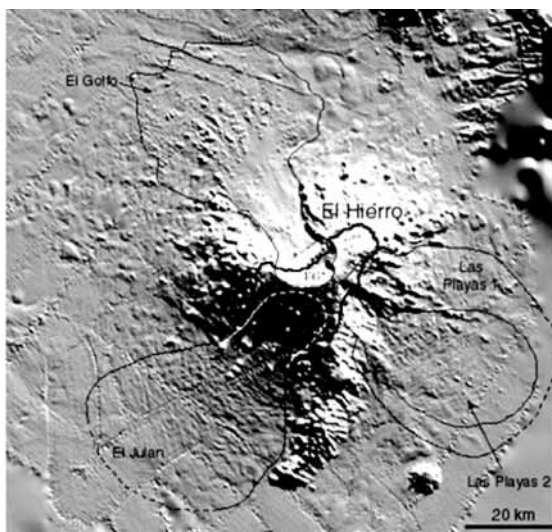


Figura 2: Imagen del fondo oceánico junto a la isla de El Hierro obtenida a partir de batimetría multihaz. Se indica la extensión de algunos de los deslizamientos ocurridos en la isla (Masson *et al.*, 2002).

la misma, mediante datos sísmicos y de deformación del terreno, apenas hay informes y datos públicos hasta ahora sobre ellos. En cuanto al análisis de emisiones de gases, los únicos datos publicados de forma muy parcial corresponden al INVOLCAN (Instituto Volcanológico de Canarias).

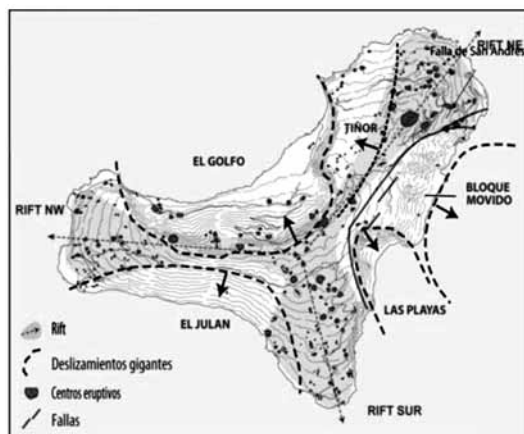


Figura 3: Esquema estructural de la isla de El Hierro (según Carracedo *et al.*, 2009)

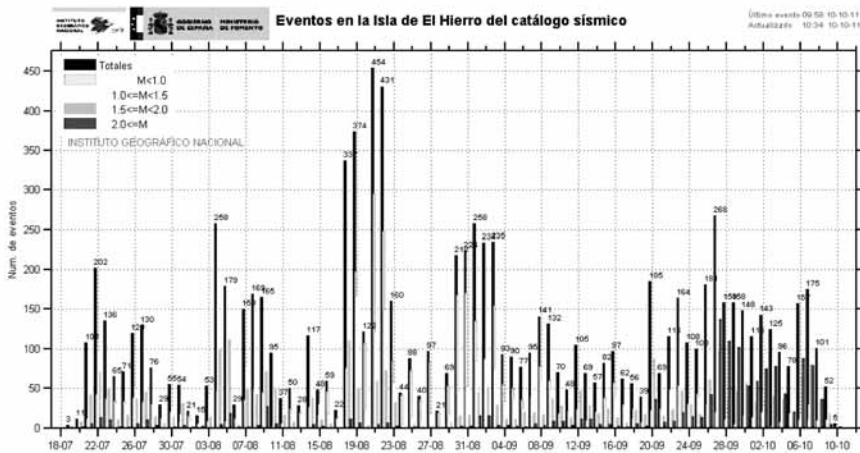


Figura 4: Histograma que muestra el número de sismos diarios y su magnitud desde el mes de julio hasta el comienzo de la erupción (Fuente: IGN).

Actividad sísmica previa

Los datos de la estación CHIE del Instituto Geográfico Nacional, que se pueden consultar en su página web, presentan un registro continuo desde el principio de la actividad sísmica hasta el final de la actividad volcánica sin apenas interrupciones. Desde el 19 de julio comenzó a detectarse una cantidad anómala de sismos en la isla, que alcanzaron su máximo número los días 21 y 22 de agosto con más de 400 sismos (Fig. 4). Desde el principio hasta finales de septiembre la magnitud de los sismos normalmente fue baja $M < 2,0$, pero a partir del día 27 de septiembre empezaron a detectarse gran cantidad de sismos de $M > 2$, la mayoría de ellos sentidos, que en algunos de los días siguientes llegaron a pasar de 100. Durante estos días el número de sismos se mantuvo entre 50 y 150 al día.

Si bien los terremotos de los primeros días tuvieron sus epicentros en el norte de la isla, a lo largo del tiempo se fueron desplazando hacia su extremo sur, siguiendo este desplazamiento una dirección NNO-SSE (ver Figs.14 y 15), sucediéndose al mismo tiempo una profundización de sus hipocentros.

Deformación

Las medidas de deformación han sido realizadas por el Instituto Geográfico Nacional y por la Universidad de Nagoya (en colaboración con el INVOL-

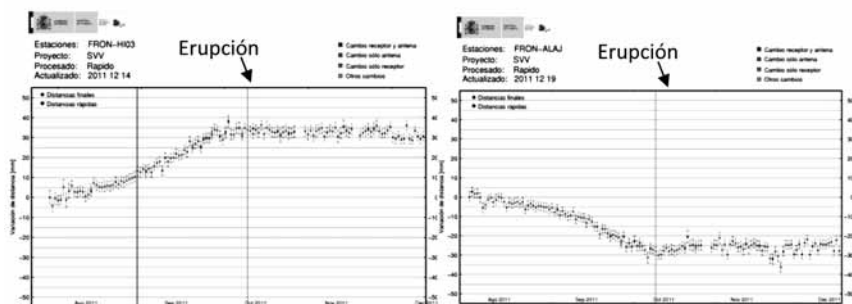


Figura 5: Variación en la distancia entre los GPS de las estaciones de Frontera y de HI03 (situada en la cumbre de la isla) y Frontera-Alajeró (La Gomera). La mayor deformación se observa antes del inicio de la erupción. Fuente: IGN.

CAN), mediante GPS situados en varias estaciones por toda la isla. Desde julio hasta octubre según el IGN aumenta la deformación del terreno con la elevación y el desplazamiento lateral de algunas zonas de la isla, aunque los gráficos que muestra el IGN sólo indican una variación en la distancia en milímetros entre dos estaciones (Fig. 5), con diferencias de hasta 40 mm. Desde finales de octubre, ya desencadenada la erupción, se detecta también una apreciable deformación en el área de El Golfo, coincidiendo con un aumento de la sismicidad en esta área. Desde esos momentos y hasta el final de la erupción, la deformación queda estabilizada y, en todo caso, hay una ligera tendencia a recobrar la posición originaria.

Las medidas realizadas por científicos de la Universidad de Nagoya también indican un patrón de deformación en aumento tanto en la horizontal como en la vertical. Los resultados más relevantes fueron obtenidos para los días previos al comienzo de la erupción en la zona de La Restinga, con variaciones en la horizontal de más de 5 cm y en la vertical de hasta 2,5 cm en sólo ocho días. Una vez que empieza la erupción, la deformación deja de progresar y se estabiliza. La deformación antes y durante la erupción se detecta cuando bolsas de magma se emplazan en la base de la corteza y, tratando de salir, empujan la corteza oceánica hacia arriba, produciendo un abombamiento en el bloque insular que se traduce en un desplazamiento en la horizontal y en la vertical en las estaciones GPS, que llega a afectar a gran parte de la isla (ver Fig. 14).

Análisis de gases

Los análisis de gases que se pueden consultar son los que ha facilitado el INVOLCAN en diferentes ocasiones al PEVOLCA y consisten principalmente en

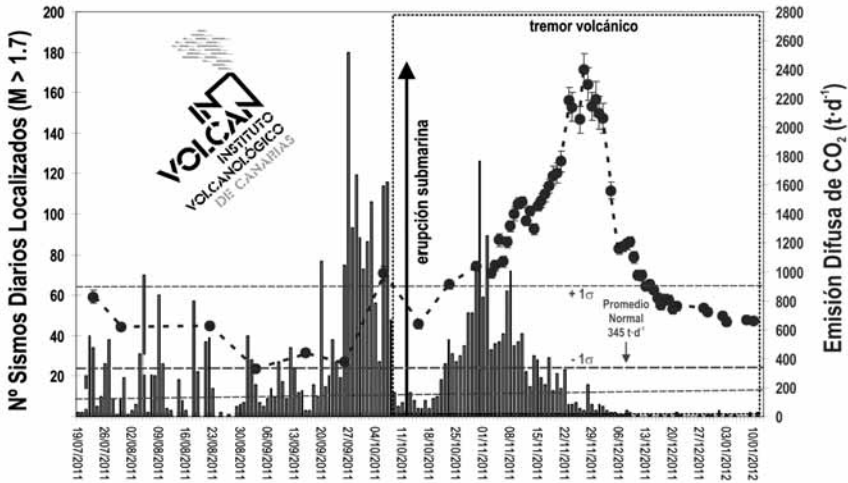


Figura 6: Emisión difusa de CO₂ y relación de número de sismos diarios desde julio de 2011 hasta enero de 2012 (gráfico facilitado por el INVOLCAN al PEVOLCA, según informe del Gobierno de Canarias del 12-01-2012).

la emisión difusa de CO₂ en suelos de toda la isla. Otros equipos de investigación, como los del IGN o del CSIC, no han observado variaciones significativas en gases ni antes ni durante la erupción.

La figura 6 muestra los datos de variación difusa de CO₂, desde el mes de julio de 2011 hasta el mes de enero de 2012, en suelos de toda la isla, indicando cada punto la integración de unos 600 puntos de muestreo de CO₂. El aumento significativo de la emisión difusa tiene lugar casi un mes después del inicio de la erupción, lo cual indica que este método no ha servido como señal precursora previa. El valor máximo de CO₂ difuso es interpretado por el INVOLCAN como consecuencia de movimiento de magma en profundidad y por un aumento de presión en el sistema volcánico-magmático-hidrotermal existente bajo la isla.

Aparte de que nadie aún ha explicado lo que significa el sistema volcánico-magmático-hidrotermal de El Hierro, del análisis del aumento de la señal de CO₂ se pueden realizar al menos dos deducciones; la primera de ellas es que el muestreo de principios de noviembre no parece similar ni equiparable a los muestreos anteriores, ya que el sistema de muestreo de CO₂ en suelos que se utiliza hace muy difícil que se puedan obtener centenares de muestras al día. La segunda deducción que se puede desprender del gráfico es que el máximo de CO₂ se obtiene cuando prácticamente no hay sismos, por lo que difícilmente

se puede establecer una correlación entre la erupción-sismicidad y la emisión difusa de CO₂. Por otra parte, tampoco se puede justificar que hubo un aumento de presión en el sistema magmático a mediados de noviembre, cuando no lo hubo días antes del inicio de la erupción, momento en que la presión en la cámara debió de ser máxima. Para una explicación más apropiada del aumento de la emisión difusa de CO₂ en noviembre, los datos de gases deberían contrastarse, además, con otros parámetros como presión atmosférica, temperatura o humedad del suelo, que podrían ayudar a explicar esas variaciones de CO₂ a lo largo del tiempo.

Desarrollo de la erupción

El día 8 de octubre de 2011 a las 20,34 horas tiene lugar el mayor sismo registrado hasta ese momento con una magnitud de 4,3 grados (Fig. 7), que fue sentido en toda la isla, pero sobre todo en la zona de La Restinga, ya que su epicentro se situó a 2 km al oeste de dicha población y a 15 km de profundidad. Es de suponer que este sismo acabó por fracturar la corteza oceánica y permitió al magma encontrar un camino de salida hacia la superficie, puesto que a partir de ese momento muchos de los sismos que se registraron fueron más someros y se situaron al sur de La Restinga, justo en la dorsal volcánica N-S de la isla (Fig. 8). El agrupamiento de los epicentros cerca de la isobata de los 1000 m hizo suponer en un principio a los científicos que la erupción tendría lugar a esa profundidad.

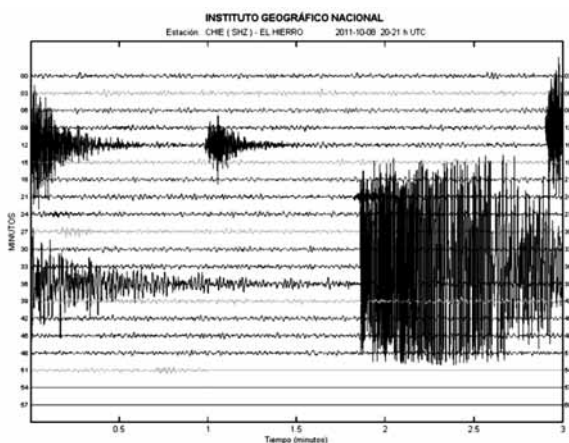


Figura 7: Sismograma del día 8 de octubre de 2011 entre las 20 y 21 horas. Primero se suceden dos sismos de menor magnitud, luego, a las 20,34 tiene lugar el sismo de 4,3 grados a unos 15 km de profundidad, con epicentro a 2 km al oeste de La Restinga (Fuente: IGN).

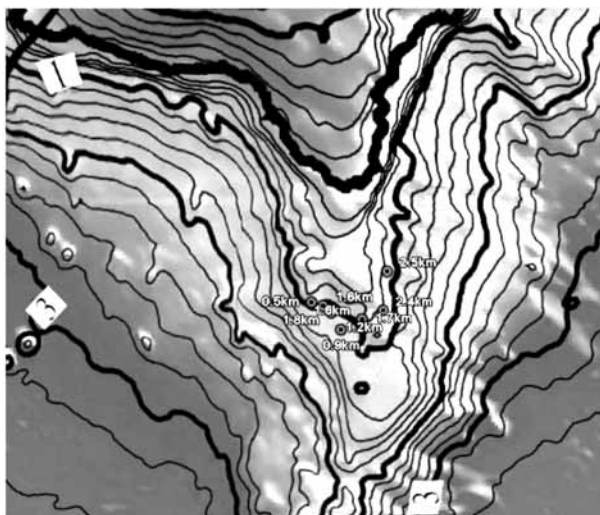


Figura 8: Situación de algunos de los sismos someros ocurridos durante el día 9 de octubre en horas previas al comienzo de la erupción. La posición de los epicentros cercana a la isobata de los 1000 m, probablemente hizo pensar a los científicos que seguían el proceso que la erupción tendría lugar sobre esa profundidad.

Comienzo y final de la erupción

En la madrugada del día 10 de octubre entre las 4 y las 5 (alrededor de las 4,18 horas) sucede un cambio en la señal sísmica, que pasó de registrar terremotos aislados a dar una señal continua denominada tremor (Fig. 9), momento que puede considerarse como el inicio de la erupción submarina de La Restinga. Esta señal ha persistido a lo largo de toda la erupción con una intensidad variable, desde muy baja, hasta tan fuerte que se superpone la señal de una banda con la siguiente, o también con impulsos muy fuertes e intermitentes. Aunque la verificación de la salida de material volcánico tiene lugar el día 12, es muy probable que antes se hayan podido emitir gases o material lávico, que no hayan podido ser observados en superficie.

Durante casi todo el mes de febrero la amplitud del tremor se reduce a casi el mínimo con ligeras variaciones de mayor intensidad de forma aislada a lo largo de diferentes días. La sismicidad también es baja, si bien continúan los sismos incluso después de finalizar en fenómeno eruptivo. Aunque la erupción se da por finalizada el día 4 de marzo de 2012, las últimas manifestaciones volcánicas tienen lugar unos días antes, con la aparición de piroclastos el día 23 de febrero y el último escape de gases observado el día 29 de febrero.

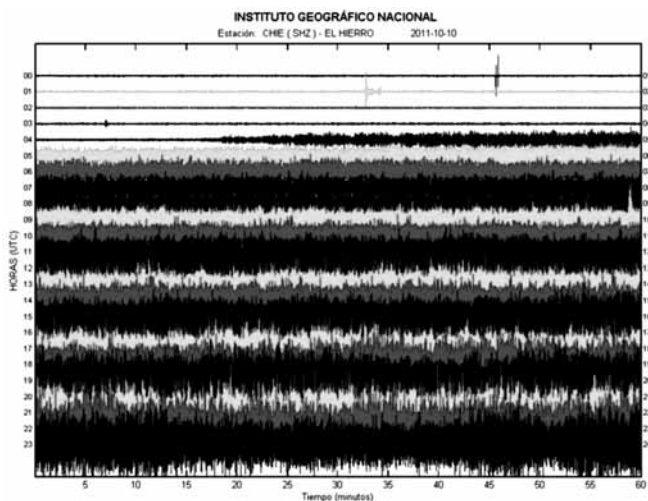


Figura 9: Alrededor de las 4,18 de la madrugada del día 10 de octubre empieza a manifestarse en el registro sísmico el tremor volcánico indicativo del escape de material a través del conducto volcánico (Fuente: IGN).

Cronología de la erupción

En el Cuadro 1 se relacionan los acontecimientos más relevantes ocurridos durante la erupción, algunas interpretaciones sobre los hechos y los resultados más relevantes obtenidos por los científicos en sus investigaciones.

Cuadro 1: Datos cronológicos de la erupción submarina de La Restinga

FECHA	EVENTO
8 oct.	Sismo de magnitud 4,3 a 15 km de profundidad y epicentro a 2 km al oeste de La Restinga.
8-9 oct.	Sismicidad somera en la dorsal N-S de la isla a 5 km al sur de La Restinga.
10 oct.	Comienza el tremor y, por tanto, la erupción. Se localiza en un principio a 5 km de la costa y a 1 km de profundidad.
11 oct.	Se declara la alerta con establecimiento del semáforo rojo. Se evacúa a la población de La Restinga.
12 oct.	Aparece una mancha de color verde en la superficie del mar a 3 km al sur de La Restinga por escape de gases.
13 oct.	La mancha a 2 km de la costa toma color marrón por la turbidez de los piroclastos.
14 oct.	Llega el buque "Profesor Ignacio Lozano". Continúa el tremor pero baja la sismicidad.
15 oct.	Aparecen piroclastos humeantes. Se prohíben vuelos en helicóptero y se ordena la retirada del buque "Profesor Ignacio Lozano". Los científicos afirman que la

	erupción se está produciendo a menos de 150 m de profundidad y que la evolución de la erupción obedece al tipo surtseyano que puede tener cuatro fases: 1) emisión de fragmentos de lava, 2) columnas de vapor de color blanco, 3) explosiones conocidas como colas de gallo, 4) crecimiento de una pequeña isla con surtidores de lava.
17 oct.	Se recogen las primera muestras de piroclastos por el buque "Profesor Ignacio Lozano".
19 oct.	Al remitir el tremor, la sismicidad y las deformaciones algunos científicos indican que la erupción será de pocos días y que no tiene por qué producirse una segunda fase "surtseyana".
20 oct.	Los vecinos de La Restinga pueden volver a sus casas.
23 oct.	Llega el buque "Ramón Margalef" del IEO a El Hierro. Se empiezan a detectar sismos al norte de la isla a profundidades de 20-25 km, en el mar y en dirección NNO-SSE.
25 oct.	Se obtienen los primeros datos e imágenes de batimetría por el buque "Ramón Margalef". La profundidad del centro emisor alcanza los 200 m y la erupción es de tipo fisural.
28 oct.	Continúa la sismicidad en el N de la isla en dirección NNO-SSE desde el centro de la isla hasta 14 km mar adentro y entre 16 y 23 km de profundidad. Primer informe no oficial sobre piroclastos de la erupción por parte de un científico de la Universidad de Barcelona.
30 oct.	Los datos de deformación de la Universidad de Cádiz confirman que ésta remite en el sur y aumenta en el norte.
31 oct.	Se empieza a considerar la posibilidad de erupción en el norte, ya que hay sismos a 10-15 km de profundidad. El buque "Ramón Margalef" aprecia una destrucción parcial del cono volcánico. Aparecen piroclastos de gran tamaño.
2 nov.	Primeros datos oficiales sobre los piroclastos emitidos por el volcán. Se produce un sismo de 4,4 grados. Se incrementan el tremor y la sismicidad.
3 nov.	Aumenta la salida de material que se interpreta como un mecanismo de realimentación del proceso a partir de la cámara magmática emplazada al norte de la isla. Aunque la deformación en el norte se ha estabilizado no se descarta aún una erupción en el norte pero bajo el mar y a mayor profundidad que en La Restinga.
5 nov.	Se ordena una nueva evacuación de La Restinga por la aparición de columnas de vapor y cenizas de 20 m de altura.
11 nov.	Se produce el mayor sismo registrado asociado a la erupción, de 4,6 grados, a 21 km de profundidad y a 2 km de la costa norte.
14 nov.	Se autoriza la vuelta a casa de los vecinos de La Restinga. Se detectan fragmentos de lava humeantes de más de 1 m y mejor cristalizados que los aparecidos al principio. Se incorporan al PEVOLCA las dos universidades canarias y la Estación Volcanológica de Canarias.
16 nov.	La deformación aparece estable en las componentes horizontales y verticales, excepto en El Golfo donde aún persiste una ligera elevación.
17 nov.	La sismicidad y la deformación continúan disminuyendo. El tremor aumenta, pero indica un solo centro emisor al sur. El buque "Ramón Margalef" confirma que el día 12 de noviembre el cono estaba a 180 m de profundidad.
21 nov.	Se asocian los cambios en el tremor a un desmoronamiento en la pared del edificio o a cambios en la tasa de emisión. La sismicidad disminuye en el norte.
22 nov.	Se detecta el valor máximo de CO ₂ difuso que se interpreta como consecuencia de movimiento de magma en profundidad y un aumento de presión en el sistema "volcánico-magmático-hidrotermal" existente bajo la isla.
24 nov.	Aparece una nueva sismicidad, aunque reducida, en el sur de la isla entre 13 y 17 km de profundidad. La deformación está prácticamente estable en toda la isla.

25 nov.	El PEVOLCA permite la vuelta a casa de vecinos de El Golfo, evacuados desde principios de octubre por peligro de desprendimientos, y la apertura de todas las carreteras. Se mantiene la prohibición de acceso a puntos de la costa SO y a la zona de exclusión marítima.
28 nov.	Se recogen fragmentos de lava humeantes de hasta 2 m, coincidiendo con un incremento del tremor.
29 nov.	El buque "Sarmiento de Gamboa" del CSIC se incorpora a la investigación.
7 dic.	El PEVOLCA reduce la alerta a semáforo amarillo y limita el rojo a la zona de exclusión marítima. Según investigadores del buque "Ramón Margalef" hay tres conos adosados junto al escarpe donde estaba el primer cono. El material emitido llega hasta 2000 m de profundidad. El buque "Sarmiento de Gamboa" señala que el cono está a 150 m de profundidad.
11 dic.	Es el primer día desde el mes de julio en el que no hay sismos en la isla.
14-15 dic.	Hay un incremento en el tremor que se siente en La Restinga.
24 dic.	El buque "Sarmiento de Gamboa" descubre que el cono ha descendido unos 20 m.
28 dic.	Se alcanza el nivel más bajo del tremor desde el comienzo de la erupción.
30 dic.	Emisión de material de gran tamaño coincidiendo con el aumento del tremor.
6 ene.	Vuelve la emisión de gran cantidad de piroclastos.
10-11 ene.	La batimetría realizada por el buque "Ramón Margalef" establece que el volcán está a 130 m de profundidad y de nuevo en una única cima. Se estima en 145 millones de metros cúbicos el material emitido por la erupción.
19 ene.	Nueva emisión de fragmentos de lava humeantes. Se superan los 12.000 sismos desde el mes de julio. Decece de nuevo la amplitud del tremor.
1-4 feb.	Después de una semana de tremor casi en la mínima intensidad, aumenta claramente, y, además, se aprecia un ligero aumento en el número de sismos y en la emisión de piroclastos.
14 feb.	Nuevos datos batimétricos del "Ramón Margalef" tomados el 7 de febrero delimitan un segundo cono de 75 m de altura y a 200 m de profundidad junto al principal, que continúa con características similares a las que tenía en enero. El tremor se sitúa en niveles mínimos.
28 feb.	Después de dos semanas continúa el tremor al mínimo y la sismicidad muy baja, que podrían atribuirse a una mínima salida de gases y piroclastos y a reajustes finales en la cámara magmática, respectivamente. El último escape de piroclastos observado fue el 23 de febrero y la última manifestación de gases se advirtió el 29 de febrero.
1 mar.	Se lleva a cabo la última campaña batimétrica del "Ramón Margalef", en la que se obtiene una morfología en cresta que culmina en un cono a 88 m de profundidad.
4 mar.	Después de varios días sin ninguna actividad volcánica, el IGN comunica que la erupción ha finalizado. El PEVOLCA mantiene el semáforo amarillo en algunas áreas marinas y en la isla.

Materiales emitidos durante la erupción

Desde el día 15 de octubre en el que aparecen los primeros piroclastos humeantes, en distintas ocasiones se muestrearon los materiales emitidos por la erupción, aunque los informes y trabajos más relevantes publicados hasta el momento sólo estudian los primeros materiales emitidos. Estos materiales se caracterizan por tener una corteza de color oscuro de naturaleza basáltica y un núcleo de color claro de composición a priori indeterminada y de aspecto

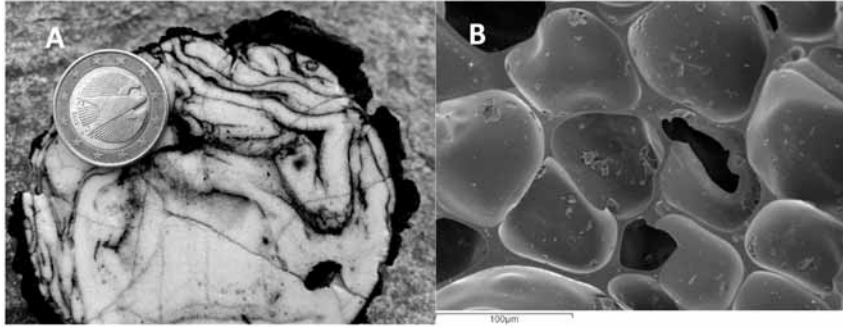


Figura 10: Fotos de restingolitas. A) Muestra de mano. B) Detalle de la fracción de color claro al microscopio electrónico. Fotos cortesía del Dr. J.A. Rodríguez Losada.

parecido a pómez (Fig. 10). Se trata de un material muy vesiculado, sobre todo el de color claro, y que, cuando el agua rellenaba sus vacuolas, se hundía hasta el fondo marino. El nombre que se le dio a este material desconocido hasta ahora en el vulcanismo de Canarias fue el de “restingolita”.

En los días posteriores se recogieron muestras que ya sólo contenían material basáltico y durante la erupción no vuelve a aparecer más el material de color claro.

El primer informe sobre los materiales emitidos inicialmente, dado a conocer a finales de octubre (<http://www.catalunyapress.cat/cat/downloads2/el-hierro.pdf>), es realizado por el Dr. D. Gimeno del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona, quien indica que los piroclastos constan de una parte exterior oscura de composición basanítica (similar a rocas de otras erupciones de la isla) y una parte interna de composición riolítica (de contenido más rico en sílice y rara en la isla). Concluye diciendo que el piroclasto está formado por dos líquidos magmáticos distintos y que se debe realizar un seguimiento de los materiales de la erupción, ya que la existencia del material riolítico puede proporcionar un carácter explosivo añadido a la erupción.

A principios de noviembre aparece el primer informe oficial sobre la erupción, que trata sobre un informe petrológico de los primeros materiales emitidos en ella, elaborado por el CSIC, la Universidad de Huelva y el IGN (http://www.ign.es/ign/resources/volcanologia/pdf/Informe_petrologico_erupcion_Hierro.pdf). Constatan también que la parte externa está formada por un componente oscuro de composición basanítica y la parte interna por un material de composición variada desde traquita a riolita, pero no aprecian una reacción efectiva de los distintos magmas

originarios, sino que hay una mezcla entre dos fracciones, con un magma félsico (traquíutico-riolítico) volumétricamente mucho menor que el basaní-tico. Ambos tipos están muy vesiculados, lo que indica cierta explosividad, pero la escasa cantidad de magma félsico no les hace suponer que vaya a darse una erupción altamente explosiva. En un trabajo posterior realizado por los mismos autores (Castro *et al.*, 2011) se apunta la posibilidad de que el origen del fundido félsico esté relacionado con procesos de fusión de materiales sedimentarios de la corteza oceánica.

Otro informe hecho público a principios de noviembre por J.J. Coello se refiere principalmente al mecanismo de formación de las restingolitas (http://www.avcan.org/varios/Informe_restingolitas.pdf). Primero, considera la existencia de una capa de material submarino (hialoclastita) traquíutico previo no consolidado y saturado en agua en el fondo oceánico. Como consecuencia de la erupción, fragmentos de lava basáltica del magma engloban el material traquíutico hidratado, generan una brusca expansión de los fragmentos vítreos traquíuticos y una rápida formación de vapor de agua que queda atrapado dentro del material. Los materiales englobados por el magma basáltico adquieren una forma globular que, al tener muy baja densidad por su expansión y contener vapor de agua, ascienden por flotación hacia la superficie. Finalmente, al bajar la presión confinante en superficie se produce una rápida desgasificación del piroclasto, que con el tiempo contribuye a su hundimiento. En cuanto al material originario félsico, aunque no aporta ningún análisis, sugiere que, aparte de material volcánico submarino traquíutico, podría tratarse de zeolitas (silicatos alumínicos hidratados que suelen formarse por alteración de feldespatos y vidrios volcánicos). El problema que se plantea con este mecanismo de formación es si el magma basáltico es capaz de fundir y producir vesículas en el material originario traquíutico situado en el fondo oceánico a tan sólo 300 m de profundidad, o si las restingolitas realmente se generan en la corteza y es a lo largo del conducto de salida donde se produce su vitrificación y su enriquecimiento en gases.

Un último trabajo publicado en la revista científica *Solid Earth Discussions* el 1 de diciembre (Troll *et al.*, 2011) hace referencia a otro origen del material claro de las restingolitas. Por su alto contenido en sílice, por su carencia de elementos traza de carácter magmático, por la presencia de restos de cristales de cuarzo, jaspe y carbonatos, los autores concluyen que dicho material de color claro son sedimentos silíceos arrancados de la corteza oceánica preinsular, que han sido parcialmente calentados, fundidos y vesiculados por el magma basáltico. Por tanto, descartan la presencia de magma con alto contenido en sílice y con alta explosividad.

Evolución de la morfología

En un proceso eruptivo de carácter submarino como el que se ha estado produciendo en la isla de El Hierro, el estudio batimétrico de la zona de la erupción es una herramienta esencial para conocer la situación y características del proceso eruptivo, para determinar las modificaciones estructurales y morfológicas del área de erupción, el crecimiento y evolución del edificio volcánico, su morfometría y su riesgo para los núcleos de población costeros.

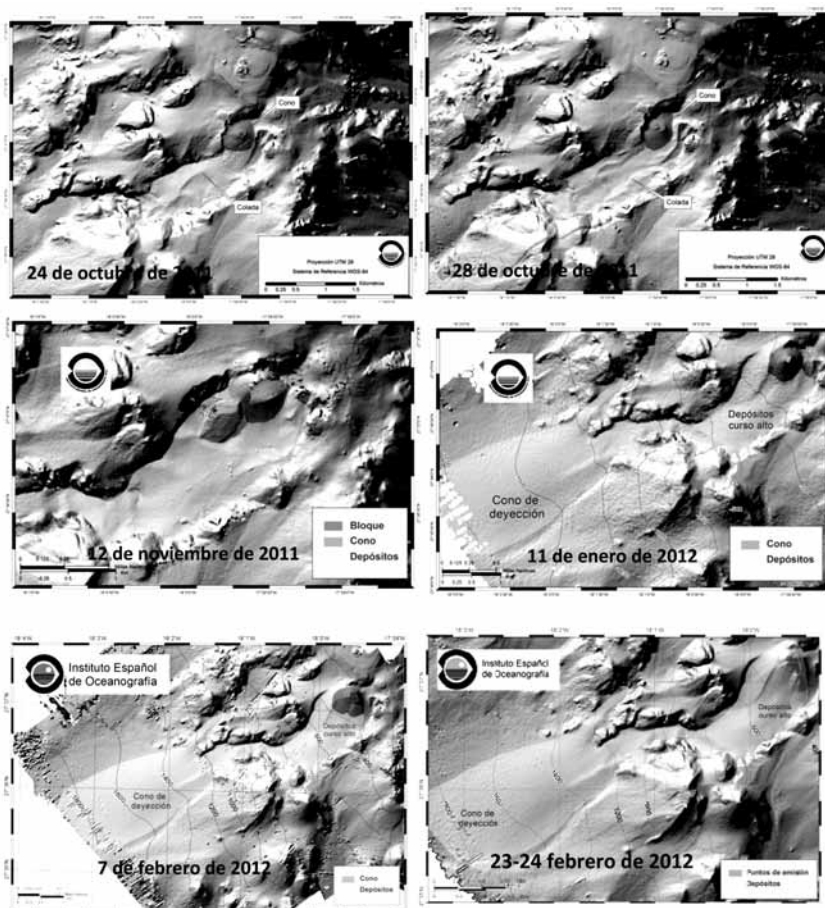


Figura 11: Imágenes formadas a partir de sonda multihaz del área de la erupción elaboradas por científicos del buque “Ramón Margalef” del IEO en distintas campañas efectuadas durante la erupción, los días 24 y 28 de octubre, 12 de noviembre de 2011, 10-11 de enero, 7 y 23-24 de febrero de 2012. En todas las imágenes se observa un edificio piroclástico a menor profundidad y coladas de lavas almohadilladas que discurren hacia mayores profundidades. Fuente: IEO.

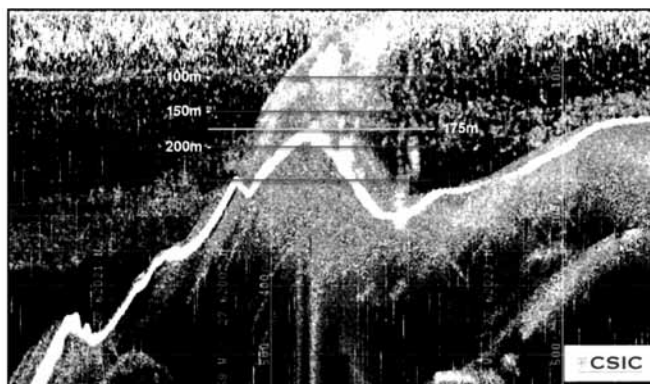


Figura 12: Perfil batimétrico a través del cono volcánico elaborado por el buque “Sarmiento de Gamboa” el 24-12-2011. Se detecta también el penacho de material emitido por el cono volcánico y lo que parece uno secundario en la base del cono. Fuente: CSIC.

A dos semanas del comienzo de la erupción se obtienen las primeras imágenes mediante sonda monohaz y multihaz por el buque “Ramón Margalef” del Instituto Español de Oceanografía (IEO) del área de la erupción (Fig. 11). Paralelamente, durante el mes de diciembre el buque “Sarmiento de Gamboa” de la Unidad de Tecnología Marina del CSIC se incorporó durante unos días a la toma de datos batimétricos. La imagen más significativa obtenida por este estudio presenta un perfil batimétrico en el que el cono principal alcanza los 175 m de profundidad y detecta un salidero secundario en la base del cono (Fig. 12) (<http://www.gobiernodecanarias.org/noticias/index.jsp?accion=download&FormId=ZonaMultimedia.Download&RegId=90629&-1280533857>).

Cuadro 2: Datos morfológicos de la erupción submarina de La Restinga

Fecha	Profundidad de la cima del cono (m)	Altura del cono (m)	Volumen emitido por la erupción (m ³)	Observaciones
24-28 oct.	200-230	70-100	5,5 x 10 ⁶	Se aprecian un único cono y coladas que discurren por un cañón submarino.
12-13 nov.	180	120		Se distingue bloque caído del escarpe adyacente. Posibles bocas junto al cono principal. No se detectaron bocas o salideros al norte de la isla.
24 dic.	175	150		Posible salidero secundario en la base del cono.
10-11 ene.	130	200	145 x 10 ⁶	Las coladas alcanzan gran profundidad y recorrido. No se detecta bloque caído ni otras bocas. Posible centro de emisión 3 km al oeste del principal.
7 feb.	120 y 200	200 y 75		Se delimitan dos conos en la zona de erupción principal.
23-24 feb	88	≈230		Los dos conos anteriores se unen formando una cresta NNO-SSE.

Los datos morfológicos más relevantes indicados por informes del IEO y del CSIC a lo largo de la erupción se sintetizan en el Cuadro 2.

La evolución de la morfología submarina es explicada, al menos parcialmente, por el IEO (<http://www.ieo.es/hierro.htm>). Otras interpretaciones de detalle y comentarios adicionales han sido elaborados por González Cárdenas (2012), quien también realiza algunas interpretaciones sobre la orientación de distintas bocas eruptivas, observando direcciones ONO-ESE y NNE-SSO que se basan en imágenes de la superficie del océano. En realidad, las direcciones que se marcan en algunas imágenes de su informe (como en las Figs. 10, 13b y 14) (<http://www.avcan.org/?m=Noticias&a=noticia&N=913>) y en las batimetrías de los días 7 y 23-24 de febrero del IEO, presentan unas direcciones NNO-SSE (paralela a la dorsal sur de la isla y a la sismicidad general) y ENE-OSO (dirección también frecuente en el vulcanismo reciente de El Hierro) (Fig. 13).

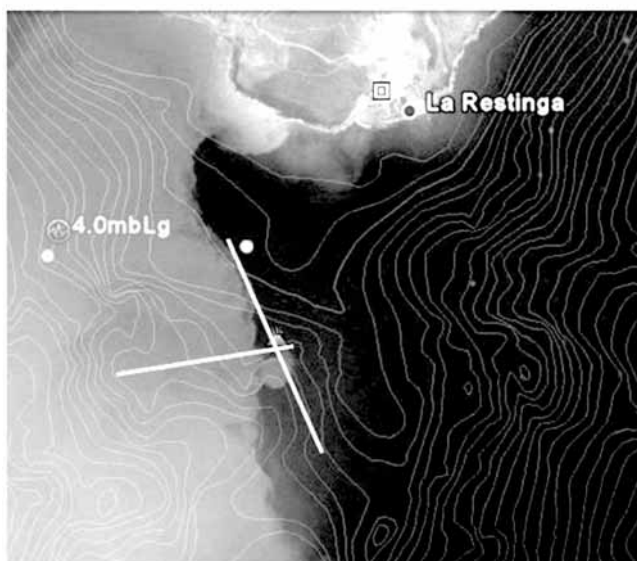


Figura 13: Direcciones que parecen deducirse a partir de imágenes obtenidas en la superficie del mar, donde se apreciaron emisiones alineadas de gases y piroclastos, y de los datos batimétricos.

Ni en la campaña batimétrica realizada el 12 de noviembre por el buque “Ramón Margalef” entre la zona de Arenas Blancas al O. y el área de los Roques de Salmor al E. (<http://www.ieo.es/apartar/ieoprensa/hierro/121111.pdf>), ni en otras posteriores se detectó actividad eruptiva alguna al norte de la isla.

Interpretación de la erupción

Crisis sísmica y manifestación eruptiva

Durante los meses anteriores a la erupción, se produjo una acumulación de magma en la base de la corteza oceánica bajo El Hierro que desencadenó una importante actividad sísmica y una deformación apreciable en la superficie de la isla. En este tiempo la sismicidad fue emigrando de norte a sur a lo largo de una dirección NNO-SSE. Durante las dos semanas previas al comienzo de la erupción, se generaron sismos de mayor magnitud y profundidad, que culminaron en uno de 4,3 grados, que muy probablemente acabaron por romper la corteza oceánica y dejaron escapar el magma que pugnaba por salir (Fig. 14). Los sismos someros de las horas siguientes se localizaron ya en la dorsal sur de la isla, una de las tres áreas de debilidad del conjunto volcánico herreño por las que se han sucedido preferentemente las erupciones durante las últimas decenas de miles de años, y auguraban que la erupción iba a tener lugar en esa zona. En cuanto se consumó la erupción, bajó rápidamente la cantidad y magnitud de los sismos durante unos diez días, ya que se estaba produciendo liberación de energía por medio de la propia erupción.

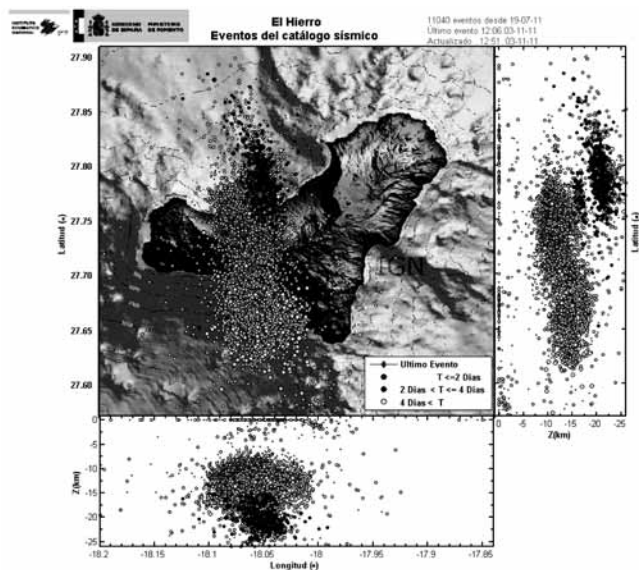


Figura 14: Distribución de los hipocentros en profundidad (datos tomados del IGN) en la fase previa a la erupción. Se marca la deformación en la base de la corteza oceánica a causa de la acumulación del magma y el subsiguiente abombamiento en la superficie de la isla (según Carracedo *et al.* 2011)

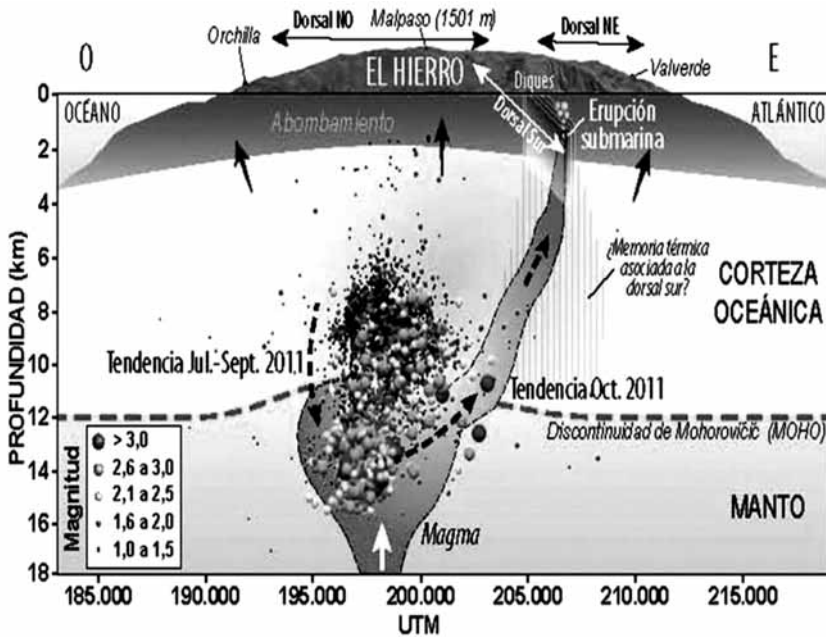


Figura 15: La actividad sísmica a principios de noviembre marcó la formación de una bolsa magmática en la zona de El Golfo que se conectó y alimentó la bolsa magmática precedente, situada a menor profundidad y más al sur, y que sirvió de conducto para la salida del magma hacia la erupción de La Restinga. Fuente: IGN.

De nuevo a partir del 20 de octubre se detecta un aumento de la sismicidad, pero esta vez más localizada al norte de la isla (Fig. 15). Durante varios días se produce otra crisis sísmica en la que aumenta el número de terremotos y se desencadenan los de mayor magnitud (hasta 4,6 grados en la escala de Richter). Esa actividad sísmica llevó aparejada un aumento en la actividad volcánica con la expulsión de abundante material piroclástico y gaseoso al sur de La Restinga e hizo temer que se abriera una nueva boca eruptiva en la zona de El Golfo. Según los informes del IGN y del IEO no se abrió ninguna boca eruptiva durante la crisis sísmica de finales de octubre y noviembre.

A partir del 24 de noviembre decrece drásticamente la sismicidad y casi al mismo tiempo la actividad volcánica, que sólo en algunas ocasiones se reactiva con la emisión de algo más de material piroclástico y de gases. No obstante, la cantidad de material emitido durante diciembre, enero y febrero aumentó la altura del cono hasta más de 200 m y generó una importante acumulación de lavas almohadilladas, y probablemente diversos tipos de brechas submarinas, que alcanzaron profundidades mayores de 2000 m.

Predicción de una erupción surtseyana

En los primeros días después del inicio de la erupción algunos científicos aventuraron la posibilidad de que la erupción que se estaba produciendo fuera surtseyana. El término surtseyano se suele usar para definir una erupción como la ocurrida en la isla de Surtsey (Islandia) entre 1963 y 1967, en la que surgió una pequeña isla desde una profundidad de 130 m, que llegó a ocupar 2,7 km de superficie, aunque hoy día ha quedado reducida aproximadamente a la mitad. Las características eruptivas de dicha erupción fueron extrapoladas a la que estaba empezando a tener lugar en el sur de El Hierro y se predijo que la erupción iba a tener cuatro fases, aunque sólo hay constancia de dichas predicciones en el informe que emitió el Gobierno de Canarias el 15 de octubre (<http://www.gobiernodecanarias.org/noticias/?module=1&page=nota.htm&id=143790>) y en la prensa (http://www.elmundo.es/elmundo/2011/graficos/oct/s2/radiografia_el_hierro.html).

Fase I. Tiene lugar la emisión de burbujas de lava que llevan gas y que al perderlo se hunden.

Fase II. Se podrá ver una columna de vapor de 600 m y que duraría unas 6 horas.

Fase III. Se observarán una explosiones de color negro conocidas como “colas de gallo”.

Fase IV. Crecerá una pequeña isla de la que surgirán surtidores de lava.

Uno de los principales argumentos a favor de la producción de una erupción surtseyana (hidromagmática, sería un término más amplio y explícito) era que la profundidad a la que se estaba produciendo la erupción se estimaba de unos 150 m ó menos. A medida que el edificio fuera creciendo, los gases expulsados por la erupción podrían contrarrestar la presión hidrostática y, si la mezcla agua-magma era la apropiada, se liberarían violentamente dichos gases generando una erupción hidromagmática altamente explosiva. A lo largo de la primera semana en que empezó a desarrollarse la erupción, el cálculo que hicieron los científicos en cuanto a la profundidad de la misma, varió de los 1000 m iniciales, luego se barajaron profundidades de 750 y 500 m, hasta que al final se decantaron por estimar que el edificio volcánico se estaba construyendo a 150 m de profundidad.

A los pocos días los científicos que en aquellos momentos seguían el proceso eruptivo retiraron sus predicciones, aunque el desconcierto y la alarma ya estaban sembrados. Por un lado, se atenuó la sismicidad y la salida de material volcánico durante varios días y, por otro, después de dos semanas del inicio de la erupción, el IEO desveló la profundidad a la que se encontraba el aparato volcánico, cuya base estaba a unos 300 m de profundidad

y cuya cima alcanzaba 200 m de profundidad. En esas condiciones la erupción hidromagmática era muy difícil que tuviera lugar.

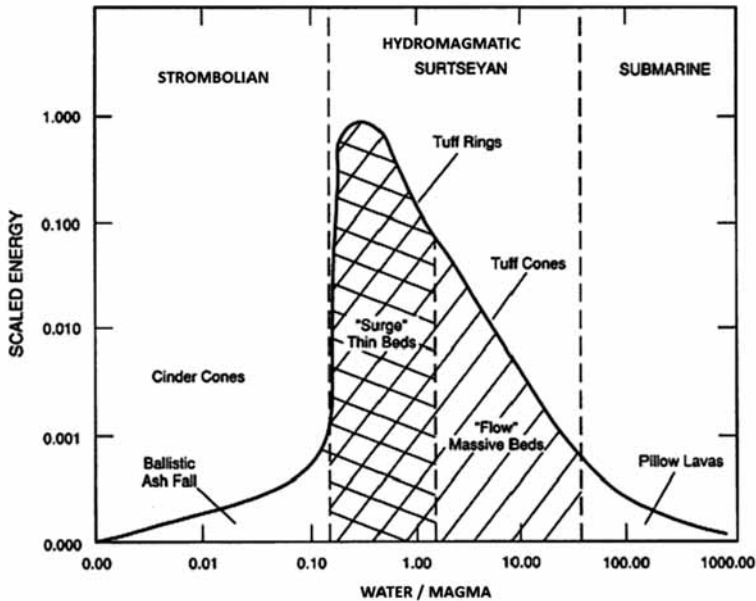


Figura 16: Gráfico obtenido en ensayos experimentales por Wohletz y McQueen (1984) en el que se relaciona la proporción agua-magma en una erupción y la energía liberada en el proceso. Se puede observar que sólo cuando hay una proporción adecuada agua/magma (entre 0,1 y 50) se produce una erupción altamente explosiva. Si la proporción de agua es más elevada aún, se genera una erupción submarina de explosividad mucho menor.

Es conocido que la liberación de gas en una erupción submarina depende de la presión hidrostática. La exsolución de gas contenido en el magma comienza a producirse hacia los 500 m de profundidad (*volatile fragmentation depth*), produciéndose la liberación de burbujas, que pueden llegar libremente a la superficie o bien quedar atrapadas en el propio magma que se emite. Hacia los 100-150 m de profundidad, al haber menor presión hidrostática, aumenta rápidamente la proporción de gas que se libera del fundido, aumentando por ello la explosividad de la erupción y la fragmentación del magma. Si a esto le añadimos que puede haber una interacción del agua de mar con el magma ya fragmentado, la producción de gran cantidad de vapor de agua aumentaría exponencialmente, incrementándose la energía liberada en el proceso hasta producirse una erupción hidromagmática litoral (Fig. 16) (Wohletz y McQueen, 1984; Wohletz, 1986).

Erupción submarina somera

La erupción submarina de La Restinga tiene muchas características en común con la erupción submarina somera ocurrida al oeste de la isla de Terceira (Azores) entre 1998 y 2001 a 10 km de dicha isla en el denominado *rift* de Terceira. Los centros eruptivos se localizaron en la dorsal submarina de Serreta, a profundidades entre 300 y 1000 m (Fig. 17). La erupción estuvo precedida por una crisis sísmica de varios meses y duró más de dos años. El marco tectónico de la erupción, el alineamiento de los centros eruptivos y el tipo de productos volcánicos apuntaron que la erupción era de tipo basáltico fisural. La característica más notable de la erupción fue la emisión de "globos de lava", estructuras huecas, de forma esférica o elipsoidal, interpretadas como fragmentos de lava sobresaturados en gases formados desde el conducto de emisión. La generación de estas estructuras se debe a la desgasificación de un magma fluido y rico en gases durante la generación de un lago de lava submarino o una fuente de lava (Forjaz *et al.*, 2000; Gaspar *et al.*, 2003). Además se emitieron por diferentes bocas importantes cantidades de lavas almohadilladas. Este tipo de erupción volcánica de carácter intermedio entre una erupción típicamente submarina y una erupción hidromagmática litoral ha sido denominada desde entonces erupción serretiana.

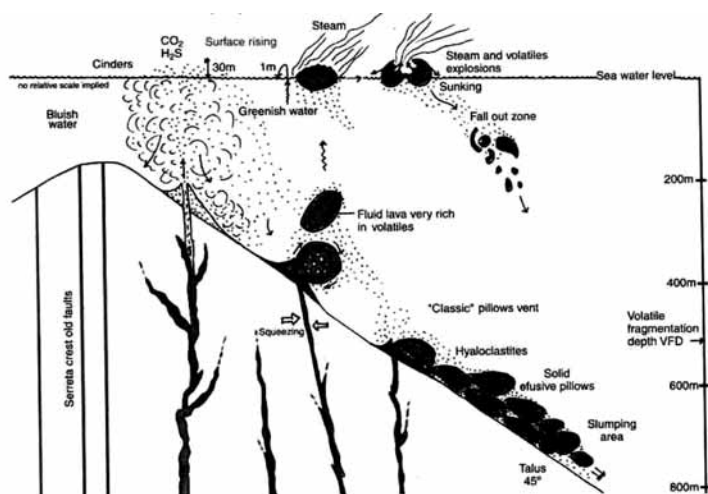


Figura 17: Esquema interpretativo de la erupción de Serreta (Terceira) (Forjaz *et al.*, 2000). Manifestaciones volcánicas de la erupción fueron la formación de manchas verdosas y azuladas, la emisión de gases, la manifestación de columnas de vapor de 30 m, la concentración de cenizas y lapilli, la generación de "globos de lava" flotantes y la emisión de diversos tipos de materiales volcánicos submarinos como lavas almohadilladas e hialoclastitas. Es de destacar que el cono se situó a unos 300 m de profundidad.

La erupción de La Restinga en El Hierro también se ha producido en un *rift* volcánico, con una alineación de centros eruptivos, en una erupción de carácter fisural y con manifestaciones volcánicas muy similares a las de Serreta (Fig. 17), por lo que se la puede considerar como una erupción submarina somera o serretiana.

Conclusiones finales

Varias son las conclusiones que pueden extraerse sobre la erupción submarina de La Restinga en El Hierro:

- 1.- La sismicidad y, en menor medida, la deformación del terreno son herramientas que han sido altamente eficaces para el seguimiento de la erupción de La Restinga, tanto en las etapas previas a la erupción como en el desarrollo de la misma.
- 2.- Se constata que, en múltiples ocasiones, a un aumento de la sismicidad le sigue, a las pocas horas, un aumento en la amplitud del tremor y, a continuación, un incremento en la emisión de material volcánico.
- 3.- Por el contrario, el análisis de CO₂ difuso en suelos de toda la isla no ha mostrado resultados significativos en la predicción de la erupción, ni relación con la sismicidad, y requiere más estudios para explicar la existencia del aumento de dicho gas justo cuando disminuye la sismicidad.
- 4.- La duración de la erupción ha rebasado todas las expectativas que se preveían, ya que ha excedido ampliamente los dos meses de media de las erupciones históricas de Canarias, alcanzando los 147 días, aunque hay un precedente de erupción de más larga duración, la erupción de Timanfaya en Lanzarote, que permaneció activa casi seis años (1730-1736).
- 5.- Los últimos datos sobre las restingolitas parecen indicar que el material blanco y poroso originariamente eran sedimentos silíceos de la corteza oceánica, que han sido parcialmente calentados, fundidos y vesiculados por el magma basáltico.
- 6.- La erupción submarina de La Restinga se asemeja a la erupción de Serreta (Terceira, Azores), ocurrida entre 1998 y 2001, tanto en sus características estructurales, como en el tipo de proceso magmático, la profundidad de generación y los materiales lávicos, piroclásticos y gaseosos emitidos.

Para un mejor seguimiento de una erupción que pueda ocurrir en el futuro, se indican algunas consideraciones a tener en cuenta, basándonos en las debilidades que hemos constatado en el estudio de la erupción:

1) En esta erupción submarina de La Restinga era de vital importancia tener un registro sobre los cambios batimétricos desde momentos antes del comienzo de la erupción hasta la finalización de la misma. Las campañas realizadas por el buque "Ramón Margalef" del IEO, por desgracia, llegaron dos semanas después del inicio de la actividad volcánica y no han sido lo suficientemente continuadas para tener un óptimo seguimiento de la morfología submarina durante todo el proceso. En el futuro y en el caso de otra erupción submarina, sería necesario disponer de un buque oceanográfico desde los primeros momentos y de forma continuada durante toda la erupción.

2) La gestión de la crisis, sobre todo desde que se desencadenó la erupción, no ha sido bien resuelta desde el ámbito científico, ya que durante varias semanas el conocimiento que los investigadores y el público en general tuvo sobre la erupción, se limitaba a notas de prensa y a artículos de los periodistas. Desde primeros de noviembre, con la incorporación de otros grupos de investigación al PEVOLCA, se tiene ya un diario de la erupción por parte del IGN, además de algún informe oficial por parte de diferentes organismos encargados del seguimiento de la erupción, como el IEO o el CSIC. Queda fuera de esta crítica la publicidad dada por el IGN a sus datos sobre sismicidad y deformación, que ha sido óptima.

3) Hasta una semana después del comienzo de la erupción no había en el equipo investigador desplegado en la isla ningún geólogo con amplia experiencia en el vulcanismo canario que estuviera haciendo el seguimiento de la erupción. Este hecho se agrava si además tenemos en cuenta que el único geólogo experto que había, tenía escaso conocimiento del vulcanismo de la isla, como lo atestigua el que no exista ninguna publicación suya sobre El Hierro hasta la fecha. Sólo después de un mes del inicio de la erupción, cuando ésta comenzaba a declinar, se pudo disponer de opiniones diversas de varios geólogos que conocen mejor el vulcanismo de la isla.

4) La recogida de muestras durante la erupción, sobre todo en las etapas iniciales, no ha seguido una sistemática adecuada, y muchas de las muestras, que tenían que haber llegado a diferentes instituciones de investigación canarias y nacionales, se perdieron o se acapararon por parte de personal no científico para incluso comerciar con ellas.

5) Las predicciones realizadas por algunos científicos como la posibilidad de

desarrollo de cuatro fases en una erupción de tipo surtseyano a mediados de octubre, la inmediatez de una erupción del volcán Tanganasoga a primeros de noviembre, la inminencia de un sismo de grado mayor de 4 a finales de noviembre, la aparición de una “tercera fase” con la culminación de una nueva erupción a principios de febrero, son predicciones que se han quedado en nada y deberían servir para que sus autores revisaran sus modelos y fueran más cautos a la hora de exponer sus deducciones al público en general, y, en todo caso, confrontar sus ideas en el ámbito estrictamente científico.

6) Una erupción volcánica es un fenómeno único que, desde el punto de vista científico, merece toda la atención desde sus fases premonitorias hasta que acaba. Por tanto, todos los esfuerzos que se realicen por parte de todos los científicos que tengan algo que aportar deberían ser tenidos en cuenta y no relegados por razones espurias. Se trata de sumar esfuerzos y no restar por las diferencias que puedan existir entre los científicos o entre éstos y los representantes políticos.

Referencias

CARRACEDO, J.C., BADIOLA, E.R., GUILLOU, H., DE LA NUEZ, J. Y PÉREZ TORRADO, F.J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geol.*, 57: 175-273.

CARRACEDO, J.C.; FERNÁNDEZ-TURIEL, J.L.; PÉREZ-TORRADO, F.J.; RODRÍGUEZ-GONZÁLES, A.; TROLL, V. Y WIESMAIER, S. (2011). Crisis sísmica de 2011 en El Hierro: Crónica de una erupción anunciada.

<http://www.gi.ulpgc.es/geovol/index.php?pagina=crisishierro&ver=crisishierrorro>

CARRACEDO, J.C.; PÉREZ TORRADO, F.J.; PARIS, R. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (2009). Megadeslizamientos en las islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 17.1: 44-56.

CASTRO, A.; RODRÍGUEZ, C. Y MARTÍ, J. (2011). El volcán submarino de La Restinga. Mecanismos y condiciones eruptivas de la fase inicial. Póster Semana de la Ciencia. Universidad de Huelva. <http://www.uhu.es/vic.investigacion/divulgacion/111117.html>

COELLO, J.J. (2011). Sobre el origen de la “restingolita”. 6 pp. http://www.avcan.org/varios/Informe_restingolitas.pdf

FORJAZ, V. H.; ROCHA, F. M.; MEDEIROS, J. M.; MENESES, L. F. Y SOUSA, C. (2000). Notícias sobre o Vulcão Oceânico da Serreta, Ilha Terceira dos Açores. Ed. Observatorio Vulcanológico e Geotérmico dos Açores 10: 40 pp.

GASPAR, J.L.; QUEIROZ, G.; PACHECO, J.M.; FERREIRA, T.; WALLESTEIN, N.; ALMEIDA, M.H. Y COUTINHO, R. (2003). Basaltic lava balloons produced during the 1998-2001 Serreta Submarine Ridge eruption (Azores). Geophysical Monograph 140: 205-212.

GIMENO, D. Informe realizado para el Ayuntamiento de El Pinar, El Hierro, Islas Canarias, sobre un piroclasto de la erupción en curso. <http://www.catalunyapress.cat/cat/downloads2/el-hierro.pdf>

GÓMEZ, J.A. (2004). Hierro. En: Geología de España. Ed. J.A. Vera. Soc. Geol. España e I.G.M.E. 662-664 pp.

GONZÁLEZ CÁRDENAS, E. (2012). Batimetrías realizadas en el Hierro. Interpretación y comentarios. <http://www.avcan.org/?m=Noticias&a=noticia&N=913>

GUILLOU, H.; CARRACEDO, J.C.; PÉREZ TORRADO, F.J. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. J. Volcanol. Geoth. Res. 73: 141-157.

HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1982). Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (Canarias). Estudios Geol. 38: 15-25.

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA (IEO). <http://www.ieo.es/hierro.htm>

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (IGN). <http://www.ign.es/ign/resources/volcanologia/HIERRO.html>

LONGPRÉ; M.A. CHADWICK, J.P.; WIJBRANS, J. E IPING, R. (2011). Age of El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. J. Volcanol. Geoth. Res. 203: 76-80.

MASSON, D.G.; WATTS, A.B.; GEE, M.J.R.; URGELES, R.; MITCHELL, N. G.; LE BAS, T.P. Y CANALS, M. (2002). Slope failures on the flanks of the Western Canary Islands. Earth-Science Reviews 57: 1-35.

PELLICER, M.J. (1977). Estudio volcanológico de la Isla de El Hierro (Islas Canarias). Estudios Geol. 33: 181-197.

PÉREZ TORRADO, F.J.; RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, A.; CARRACEDO, J.C.; FERNÁNDEZ,

J.L.; GUILLOU, H.; HANSEN, A. Y RODRIGUEZBADIOLA, E. (2011). Edades C14 del rift ONO de El Hierro. XIII Reunión Nacional del Cuaternario, Andorra. 101-104 pp.

RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, A.; PÉREZ TORRADO, F.J.; FERNÁNDEZ TURIEL, J.L.; CARRACEDO, J.C.; GIMENO, D.; GUILLOU, H.; PARIS, R.; HANSEN, A. Y AULINAS, M. (2011). Modelización morfológica y morfométrica de erupciones volcánicas recientes generando plataformas costeras: caso estudio del volcán de Montaña del Tesoro (El Hierro, Islas Canarias). XIII Reunión Nacional del Cuaternario, Andorra. 105-108 pp.

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.; FRED, C.; BUDD, D.A.; JOLIS, E. M.; JONSSON, E.; MEADE, F.; BERG, S.; MANCINI, L. Y POLACCI, M. (2011). Floating sandstones off El Hierro (Canary Islands, Spain): the peculiar case of the October 2011 eruption. *Solid Earth Discuss* 3: 975-999.

WOHLETZ, K.H. (1986). Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.* 48: 245-264.

WOHLETZ, K.H. Y MCQUEEN, R.G. (1984). Experimental Studies of Hydromagmatic Volcanism. In: *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards. Studies in Geophysics.* NationalAcademyPress. 158-169 pp.