

CARACTERIZACIÓN VOLCANOTECTÓNICA DE LOS PARQUES NACIONALES DE LA CALDERA DE TABURIENTE, TEIDE Y TIMANFAYA: RELACIONES VOLCANISMO-TECTÓNICA-SISMICIDAD-MAGNETISMO

NIEVES SÁNCHEZ JIMÉNEZ¹, MIGUEL ÁNGEL RODRÍGUEZ PASCUA²,
M^a ÁNGELES PERUCHA ATIENZA², RAÚL PÉREZ LÓPEZ², CARMEN ROMERO RUIZ³,
INÉS GALINDO JIMÉNEZ¹, ENRIQUE CARMONA RODRÍGUEZ⁴, ROSA MARÍA MARTÍN
LEÓN⁴, FRANCISCO JAVIER ALMENDROS GONZÁLEZ⁴, FLOR DE LIS MANCILLA PÉREZ⁴,
LUIS VIZCAÍNO DÁVILA⁴, CARMEN MARTÍNEZ ARÉVALO⁵, ANTONIO GARCÍA JEREZ⁶

RESUMEN

En este proyecto se ha llevado a cabo la caracterización de los elementos volcano-tectónicos de los Parques Nacionales de la Caldera de Taburiente, el Teide y Timanfaya, mediante un estudio de las estructuras presentes en las zonas de estudio desde el punto de vista geológico, volcánico y estructural; se ha utilizado también el Análisis Poblacional de Fallas en distintas estaciones de medida localizadas en toda la superficie insular en que se encuentran los tres parques nacionales estudiados: La Palma, Tenerife y Lanzarote. El extender el análisis poblacional de fallas a todas las superficies insulares ha permitido tener unas adecuadas condiciones de contorno para establecer las trayectorias de deformación a nivel local y regional, así como definir la forma del elipsoide de deformación. Así, se han podido determinar las direcciones preferentes para el ascenso de magmas en futuros procesos de reactivación volcánica, y su orientación con respecto a las estructuras volcánicas actuales, dato fundamental en zonas volcánicas activas como es el caso de las islas Canarias. En el Parque Nacional de Timanfaya se ha instalado durante 30 meses una red de estaciones sísmicas y magnéticas que ha permitido caracterizar la actividad sismovolcánica del parque, encontrándose un elevado número de eventos volcano-tectónicos y algunos eventos de largo periodo, ambos típicos de zonas volcánicas activas. Aunque no ha podido establecerse una relación clara entre los eventos sísmicos y alineaciones de fallas o fracturas ni con cambios claros en el campo magnético, sí ha permitido por primera vez localizar los eventos volcano-tectónicos así como conocer su magnitudes y número de eventos. El gran volumen de datos sísmicos y magnéticos registrados hace que se pueda refinar y mejorar su análisis e interpretación posterior, y que puedan ser utilizados en el futuro.

Palabras clave: volcanismo, tectónica, sismicidad, volcanomagnetismo, Canarias.

¹ Instituto Geológico y Minero de España, Unidad Territorial de Canarias. C/ Alonso Alvarado 43, 2ºA, 35003 Las Palmas de Gran Canaria. n.sanchez@igme.es; i.galindo@igme.es

² Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es; r.perez@igme.es

³ Universidad de la Laguna, Departamento de Geografía. Campus de Guajara s/n, 38071 La Laguna. mcromeroruiz@gmail.com

⁴ Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos. Campus de Cartuja, C/ Profesor Clavera 12, 18071 Granada. ecarmona@ugr.es; rosa@ugr.es; vikingo@ugr.es; florlis@ugr.es; luis_vizcaino@hotmail.com

⁵ Universidad Politécnica de Madrid, Departamento de Ingeniería Mecánica, Química y Diseño Industrial, Escuela Técnica Superior de Ingeniería y Diseño Industrial. C/ Ronda de Valencia 3, 28012 Madrid. carmen.martineza@upm.es

⁶ Universidad de Almería, Departamento de Química y Física. Edf. CITE II-A, Desp. 2.03, 04120 Almería. agarcia-jerez@ual.es

VOLCANOTECTONIC CHARACTERIZATION OF THE CALDERA DE TABURIENTE, TEIDE AND TIMANFAYA NATIONAL PARKS: RELATIONSHIPS BETWEEN VOLCANISM, TECTONICS, SEISMICITY AND VOLCANOMAGNETISM

ABSTRACT

Characterization of the volcanotectonic elements of the Caldera de Taburiente, Teide and Timanfaya National Parks has been carried out in this research by means of the structural study from volcanic, geological and geomorphological points of view, together with a Fault Population Analysis in several measurement stations located throughout the whole area of the islands in which these parks are located: La Palma, Tenerife and Lanzarote. The fact of covering the whole territory of the islands has permitted to have the adequate background constraints to establish the strain paths at a local and regional level, as well as to define the morphology of the strain ellipsoid. With these data, the preferred directions for the ascent of magmas in future processes of volcanic reactivation have been established, together with their orientations with respect to present volcanic structures, which constitutes a fundamental fact in active volcanic areas such as the case of Canary Islands. In the Timanfaya National Park, a seismic and magnetic network has been deployed, installed and maintained in operation for 30 months. This network has permitted to characterize the seismo-volcanic activity in the park, finding a high number of volcano-tectonic events and a few long-period events; both of them are typical events recorded in active volcanic areas. Although a clear relationship between seismic events and fault or fracture lineations cannot be established, nor with changes in the magnetic field, this network has permitted for the first time to locate the volcano-tectonic events, as well to calculate their magnitudes and number of events. The great volume of seismic and magnetic recorded data will give a unique opportunity to make new analysis and re-interpretation of data in the future with new even better results.

Keywords: volcanism, tectonics, seismicity, volcanomagnetism, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN

Dados los objetivos y características del proyecto, puede dividirse en dos partes independientes y complementarias, como son el estudio del *tectovolcanismo* en los tres PN estudiados y el análisis de la *sismicidad y magnetismo volcánicos* en Timanfaya. Cada una de ellas se caracteriza por unos objetivos concretos y por una metodología específica, por lo que, para una mayor claridad y comprensión, se van a describir cada uno por separado en los distintos apartados del artículo.

Tectovolcanismo

El conocimiento de los elementos y recursos naturales producto de la actividad volcánica presentes en los parques nacionales canarios es fundamental para establecer su evolución futura, pues se trata de zonas volcánicas activas que, de forma similar a lo que ha ocurrido en el pasado, seguirán teniendo actividad en el futuro, en un contexto en el que la exposición de la población a los peligros derivados de la actividad volcánica es cada vez mayor.

Dada la situación de las Islas Canarias en un contexto geodinámico intraplaca, además de existir una importante anomalía térmica en el manto, deben haberse producido importantes procesos de fracturación cortical que posibilitaron la generación y ascenso del magma a la superficie y la formación de estas islas volcánicas desde el fondo oceánico. La fracturación tiene un papel destacado en el condicionamiento de la ubicación de emisiones volcánicas, siendo necesario conocer las relaciones entre tectónica y volcanismo para poder establecer modelos fiables de evolución de la actividad volcánica. Además, es necesario conocer las características de la fracturación y su relación con el campo de esfuerzos activo en la zona. De este modo, una falla con carácter compresivo impedirá el ascenso de magma por esta estructura, mientras que las fallas extensivas serían zonas favorables para la extrusión de magmas en superficie.

La caracterización y estudio de los elementos volcánico-tectónicos de los territorios volcánicos, sobre todo en islas volcánicas oceánicas, tales como fallas, diques, conductos de alimentación y fisuras erupti-

vas, proporciona información muy valiosa sobre el campo de esfuerzos en los distintos momentos de su construcción e historia temporal.

La localización del volcanismo no es pues fruto de la casualidad, sino que sigue preferentemente unas directrices estructurales que dependerán del estado de esfuerzos en la corteza en cada momento, condicionados por su situación en un contexto tectónico intraplaca. Esas directrices volcánotectónicas condicionan no sólo el emplazamiento de cada una de las islas del Archipiélago, sino también su geometría y, en relación con su mayor o menor actividad y frecuencia eruptiva, condicionan también la altura alcanzada por cada morfoestructura (ARozENA & ROMERO, 1984). Es fundamental en este contexto conocer el papel e influencia que ejerce la tectónica regional en la evolución de las islas oceánicas.

Los procesos tectonovolcánicos han tenido una gran influencia en la configuración de los paisajes de los Parques Nacionales estudiados en este proyecto, creando las condiciones necesarias para el asentamiento de especies de flora y fauna endémicas y, por tanto, únicas en el mundo, lo que los convierte en territorios valiosos que conservar y estudiar, siendo ésta una de las razones principales que subyacen tras su declaración como Parques Nacionales.

Los trabajos sobre deformación frágil en Canarias quedan fundamentalmente ligados al estudio de diques. En general son escasos pudiendo citar, entre otros, los estudios en La Palma y Fuerteventura (FERNÁNDEZ *et al.*, 2006), los trabajos de GALINDO (2005) en Tenerife o MARINONI & GUDMUNDSSON (2000) que realizan un estudio de paleoesfuerzos en los Macizos antiguos de Anaga y Teno en el que además de diques utilizan fallas con estría. En la Palma, FERNÁNDEZ *et al.* (2002) calculan el campo de esfuerzos asociado al crecimiento de la isla durante su fase de volcán en escudo, quedando los datos circunscritos a la Caldera de Taburiente. En Lanzarote, MARINONI & PASQUARÉ (1994) confirman dos etapas principales de construcción de la isla midiendo números diques, fallas y lineaciones volcánicas. Estos autores ponen de manifiesto la necesidad de realizar este tipo de estudios en el archipiélago para tener una mejor comprensión de la estructura de las islas.

Los tres Parques Nacionales en los que se ha desarrollado el estudio, Caldera de Taburiente, Teide y Timanfaya, se eligieron porque se encuentran situados en una zona volcánica con un largo periodo de actividad desde el Mioceno hasta la actualidad, y cada uno de ellos en diferente estadio de evolución volcánica. Este hecho es fundamental para determinar posibles cambios en el estado de esfuerzos entre las zonas más antiguas asociadas a un edificio en escudo (La Caldera de Taburiente), y las zonas con actividad más reciente relacionadas con una zona de rift (Timanfaya), pasando por un edificio más complejo en el que se superponen campos de esfuerzos asociados a volcanismo tanto central como regional. Además, las tres islas donde se localizan estos Parques, han tenido actividad volcánica subaérea en época histórica.

Sismicidad-Magnetismo

El estudio y seguimiento de la actividad sísmica de las zonas volcánicas activas puede dar indicaciones de que algo está cambiando en el sistema volcánico. El tipo de actividad sísmica registrada, así como el número de eventos y su localización pueden dar indicaciones sobre el movimiento del magma en la zona en posibles eventos de reactivación magmática, así como de la localización de fracturas y zonas de debilidad por las que pueden circular fluidos y que dan por lo tanto información sobre la estructura de la corteza en ese sector.

La actividad sísmica que se genera en áreas volcánicas activas difiere de la producida en ambientes puramente tectónicos en que los mecanismos que los generan están relacionados principalmente con la dinámica de fluidos. Los terremotos que se producen en las zonas volcánicas se pueden clasificar generalmente en función de la forma de onda, el contenido espectral y el mecanismo que lo genera. Los eventos más característicos que podremos encontrar en volcanes activos son por un lado los eventos volcanotectónicos (VT) con un origen tectónico dentro del edificio volcánico, y por otro, la sismicidad puramente de origen volcánico denominada de largo periodo. Esta sismicidad de largo periodo se puede clasificar principalmente en eventos de largo periodo (LP), tremor volcánico (TR) y eventos híbridos (HB) (MCNUTT 2005; IBÁÑEZ & CARMONA 2000).

Los eventos volcano-tectónicos (VT) son terremotos tectónicos producidos dentro del edificio volcánico. Poseen fases P y S distinguibles con un comienzo más o menos impulsivo y la energía se distribuye en una amplia banda de frecuencias que puede variar desde 2Hz hasta más de 30Hz. Finalizan con un decaimiento exponencial de la energía denominada coda. En las zonas volcánicas este tipo de terremotos suelen ser de pequeña magnitud, no mayor de 4, y se pueden originar a decenas de kilómetros de profundidad o en la superficie del edificio volcánico. Estos terremotos están asociados a procesos de fracturación del medio debido a movimientos de los fluidos volcánicos, cambios de presión interna, etc. (MCNUTT 2005).

Los eventos de Largo Periodo (LP) están relacionados principalmente con la dinámica de fluidos. Suelen tener un inicio emergente sin presencia de fases. La energía se concentra en una banda estrecha de frecuencias que va desde 0.5 Hz a 3Hz, aunque a veces vienen precedidos por señales con frecuencias superiores de hasta 8 Hz. Presentan duraciones de pocos segundos hasta algo más de un minuto. El origen de estos eventos se encuentra en los sistemas hidrotermales de un volcán, p. ej. en las resonancias en fracturas cerradas en sus extremos y rellenas de fluidos volcánicos (agua o magma) con un cierto nivel de gas disuelto en ellos, en los que se produce un cambio brusco de presión. Este cambio de presión sería el origen de la perturbación que se propaga a lo largo de la fractura transmitiendo energía desde el fluido al entorno sólido que lo confina, generando así las ondas sísmicas (CHOUET 1996).

El tremor volcánico (TR) es similar a los eventos de largo periodo pero se caracteriza por su larga duración, que oscila entre pocos minutos y varios días. Tiene un contenido espectral en bandas de frecuencia estrechas. Su origen no está del todo claro: frecuencias por encima de 5 Hz se asocian a derrumbamientos o a ruido geotérmico, mientras que las frecuencias bajas se asocian a procesos de desgasificación, resonancia en grietas, fluctuaciones de la presión interna de los conductos, intrusiones de magma, etc. (IBÁÑEZ & CARMONA 2000).

Los eventos híbridos (HY) son señales que comparten las características de los terremotos VT y LP.

Tienen un comienzo en altas frecuencias (similar a los VTs), en la que se pueden identificar fases P y S, pero que después de la primera llegada aparece una señal similar a un evento LP, tanto en forma de onda, como en duración y contenido espectral. El modelo de fuente para estos eventos sería la de una fractura (terremoto inicial), la cual es rellenada por fluidos de origen volcánico (hidrotermales, gases o magma), produciendo una resonancia que originaría una señal monocromática en bajas frecuencias (IBÁÑEZ & CARMONA 2000).

Por otra parte, los cambios magnéticos asociados con terremotos y erupciones volcánicas han sido observados desde épocas históricas, mereciendo un interés particular la detección e interpretación de los cambios magnéticos, dada su compleja naturaleza. Durante las últimas décadas las señales volcanomagnéticas han sido observadas en numerosos volcanes del mundo como el Pitón de la Fournaise en La Reunión (ZLOTNICKI *et al.*, 1993), Aso (TANAKA 1993) e Izu-Oshima (YUKUTAKE *et al.*, 1990) en Japón, Etna (DEL NEGRO & CURRENTI 2003) y Vulcano en Italia (DEL NEGRO & FERRUCCI 2000), Decepción en la Antártida (GARCÍA *et al.*, 1997), el Merapi en Indonesia (ZLOTNICKI *et al.*, 2000), etc. En la isla de Tenerife se instaló una red volcanomagnética entre 2005 y 2007 que proporcionó información sobre el nivel de base de actividad volcanomagnética del complejo Teide-Pico Viejo (SÁNCHEZ *et al.*, 2006; 2007) y en octubre de 2016 se ha instalado una red volcanomagnética en el Teide para conocer y caracterizar el nivel de actividad del volcán (VILLASANTE-MARCOS *et al.*, 2018).

La observación continua de la intensidad del campo magnético se utiliza a menudo para evaluar la actividad volcánica dada su estrecha relación con las condiciones de acumulación de energía en volcanes activos. El aumento o disminución de la magnetización suele deberse a cambios en las condiciones físicas, como el esfuerzo o la temperatura, o estar relacionada con las aguas subterráneas, o bien por una combinación de estos factores. En este sentido, un cambio en el campo de esfuerzos puede modificar la magnetización natural e inducida de las rocas (piezomagnetismo) y la red de poros interconectados en fallas, acuíferos etc.; en áreas volcánicas activas, los fluidos y gradientes de presión intersticial pueden generar

corrientes de electrofiltración que causan anomalías magnéticas y, consecuentemente, estas dos fuentes de anomalías magnéticas pueden coexistir.

Este trabajo se ha centrado principalmente en el estudio de la sismicidad volcánica en el P. N. de Timanfaya y se ha analizado el campo magnético en función de la sismicidad encontrada, comprobando si existe o no alguna correlación entre ambos. Este estudio ha dado lugar a la realización de un trabajo de fin de Master defendido en la Universidad de Granada (VIZCAÍNO 2014) en el que se detallan los procedimientos y la metodología empleada así como algunos resultados preliminares obtenidos.

Actividad volcánica en Timanfaya

El territorio sobre el que se asienta el P. N. de Timanfaya se formó por las erupciones que tuvieron lugar en Lanzarote entre 1730 y 1736, considerada como unas de las más importantes del archipiélago canario debido a los muchos días de actividad eruptiva, a la gran cantidad de materiales volcánicos emitidos y a la influencia que esta erupción tuvo sobre la población y el territorio modificando para siempre las condiciones y la forma de vida en Lanzarote (ROMERO 1991). Su larga duración la convierte en una de las erupciones basálticas con mayor periodo activo del mundo y el volumen de material emitido en una de las erupciones fisurales basálticas más grandes en tiempos históricos del mundo.

Esta erupción se produjo a lo largo de sistemas de fracturas paralelas de más de 14 km de longitud, emitiendo un volumen de lava entre 1 y 5 km³, que cubrió un área aproximada de 200 km², produciendo un sistema de conductos de emisión muy desarrollado y que permanece todavía en proceso de enfriamiento (ARAÑA *et al.*, 1984). Las investigaciones geotérmicas realizadas en Timanfaya (ARAÑA *et al.*, 1984; DÍEZ GIL *et al.*, 1987), así como las de carácter electromagnético (GARCÍA 1986), han revelado la presencia de fallas asociadas a las regiones donde los gases y fluidos se mueven con mayor libertad, produciendo así las anomalías observadas.

Asimismo, se ha evidenciado la existencia de un doble sistema hidrológico: uno superficial y otro profundo (CARMONA *et al.*, 2008) en las regiones

próximas a Montaña del Señalo. El movimiento de estos fluidos y gases (CARMONA *et al.*, 2009), así como los fenómenos de contracción térmica pueden estar relacionados con la actividad sísmica de Timanfaya (DEL REY *et al.*, 1994).

Un estudio magnetotérmico realizado en esta región de Lanzarote (GARCÍA 1986) revela la presencia de una cámara magmática somera, que se supone la responsable de la erupción de 1730-1736. El núcleo de esta cámara (basáltica) no habría cristalizado aún, encontrándose a una temperatura de entre 900 y 1100 °C, la correspondiente al cambio de estado del basalto. Este hecho, junto con los resultados de los estudios realizados mediante InSAR durante el periodo 1992-2000 (CARRASCO *et al.*, 2000; ROMERO *et al.*, 2002), en los que no se aprecia ninguna deformación, sugiere que dicha cámara magmática no ha sufrido procesos de realimentación.

Los estudios que se han realizado sobre la sismicidad volcánica de Timanfaya han puesto de manifiesto que esta es superficial, no superior a 1 km y de muy poca magnitud (ARAÑA *et al.*, 1977; MUÑOZ & ORTIZ 1986; DEL REY *et al.*, 1994; GARCÍA *et al.*, 2008). En estos se registró sismicidad periódica y monocromática, que los autores clasifican como un temblor de alta (10-15 Hz) y baja frecuencia (menos de 8 Hz) lo que indicaría que el sistema volcánico sigue aún hoy en día activo, aunque ello no implique realimentación de la cámara magmática. Toda esta actividad está relacionada con la actividad geotérmica del complejo volcánico. Algunos autores han encontrado una relación entre los eventos registrados y los fenómenos meteorológicos como las precipitaciones. La explicación de este fenómeno es que la precipitación es uno de los procesos más importantes de realimentación del sistema hidrológico superficial; si éste se sobrecargase, se rompería el equilibrio hidrostático, y como consecuencia se producirían eventos sísmicos por la acomodación y el escape de gases (GARCÍA *et al.*, 2008).

Con todo ello, el objetivo fundamental en el PN Timanfaya es estudiar y caracterizar la actividad sísmica, así como localizar y caracterizar el área fuente de los eventos sísmicos que se producen en el entorno del parque; caracterizar la actividad y el campo volcanomagnético y finalmente estudiar la relación de la actividad sísmica, el campo volcanomagnético

y la actividad volcánica y los cambios asociados a ésta, si es que dicha relación existe.

MATERIAL Y MÉTODOS

Tal y como se ha especificado anteriormente y dados los objetivos del proyecto, éste se puede dividir en dos partes con una metodología propia en cada una de ellas. Para el apartado del tectovolcanismo la idea fundamental es realizar un estudio de la fracturación frágil en los distintos materiales aflorantes en las islas; en el caso del análisis de la sismicidad y el campo volcanomagnético en el PN de Timanfaya se estudian las señales geofísicas registradas por estas dos redes para estudiar su relación con la actividad volcánica. Las características de cada una se describen a continuación.

Tectovolcanismo

Ya hemos comentado que uno de los parámetros que controlan la geodinámica de una zona es la orientación del campo de esfuerzos con respecto a las principales estructuras. Para poder establecer la orientación de los campos de deformación generados por los esfuerzos se pueden utilizar técnicas de «análisis poblacional de fallas» (APF) aplicadas al estudio de la microfracturación. El conocimiento de los tensores de deformación en una zona intraplaca es una herramienta necesaria para establecer qué fallas están orientadas preferentemente ante este campo de deformación y por tanto son susceptibles de ser activas.

Mediante el análisis mecánico de fallas con estría se puede obtener el campo de deformación en un área geográfica. Los métodos de análisis poblacional de fallas (APF) utilizados en este trabajo son los siguientes:

- Método de los Diedros Rectos (PEGORARO, 1972; ANGELIER & MECHLER, 1977) (geométrico-cinemático).
- Modelo de Deslizamiento (DE VICENTE, 1988).

El método base sobre el que se ha trabajado es el Modelo de Deslizamiento (DE VICENTE, 1988),

por su clara representación gráfica y por tratarse de un método directo. Esto permite separar subpoblaciones de fallas compatibles con diferentes direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (σ_{hmax} o De_y). Se pueden deducir también los sentidos de movimiento en las fallas en las que no se hayan podido observar en el campo (DE VICENTE, 1988; CAPOTE *et al.*, 1991). Este método establece una serie de ecuaciones que permiten calcular la forma del elipsoide de deformación K' :

$$K' = e_y / e_z$$

Donde e_z es el eje de deformación dispuesto siempre en la vertical y e_y es el eje de máximo acortamiento en la horizontal.

El Método de los Diedros Rectos (PEGORARO, 1972; ANGELIER & MECHLER, 1977), se ha utilizado en todas las estaciones y, especialmente, para determinar la orientación de direcciones de σ_{hmax} en subpoblaciones. Estas subpoblaciones se obtienen al dividir, por el Modelo de Deslizamiento, poblaciones de estaciones polifásicas. El Modelo de Diedros Rectos, como está definido, no permite solucionar el problema de eliminar fallas pertenecientes a diferentes etapas de deformación. Por tanto, se ha utilizado en estaciones monofásicas, y en polifásicas separadas en subpoblaciones monofásicas.

Para el APF es necesario contar con el par de datos plano de falla/estría (Figuras 1 y 2). Una vez realizado el análisis poblacional de fallas y calculado el



Figura 1. Estación de medida en fallas normal direccionales conjugadas en la Montaña de los Dolores (Pleistoceno) (Mancha Blanca, Lanzarote).

Figure 1. Measurement station in conjugate normal strike-slip faults in Montaña de los Dolores (Pleistocene age) (Mancha Blanca, Lanzarote).



Figura 2. Vista de detalle de la superficie de un plano de falla con estrías inverso-direccionales en coladas basálticas (Barranco de las Angustias, La Palma).

Figure 2. Slickensides on reverse-strike-slip fault plane (Las Angustias gorge, La Palma).

tensor de deformación para cada estación de medida, se elaboran los mapas de trayectorias de deformación para cada campo deducido. La distribución espacial de K' da idea de la caracterización espacial de la deformación frágil en la isla.

Con el K' se pueden clasificar las fallas en función de la forma de su elipsoide de deformación (Figuras 3 y 4), lo cual se ha utilizado para la cartografía espacial de las áreas caracterizadas por un determinado tensor de deformación (Figura 5). Estos datos, junto con la geometría de las fallas indicarán qué fallas son compatibles o no con las trayectorias de deformación que también se han

calculado. Para el cálculo de las trayectorias de deformación se ha utilizado el método de interpolación de tensores locales desarrollado por LEE & ANGELIER (1994) en su programa TRAJECT. Así, se ha podido determinar la evolución del campo de deformación regional que ha estructurado la zona durante el Mioceno superior-Cuaternario. De esta manera, se obtienen las características locales (estación a estación) y regionales del campo de esfuerzos al realizar la interpolación de los tensores locales. Estos métodos han sido ampliamente utilizados en diferentes áreas del mundo para el cálculo del tensor de deformación (OLAIZ *et al.*, 2009).

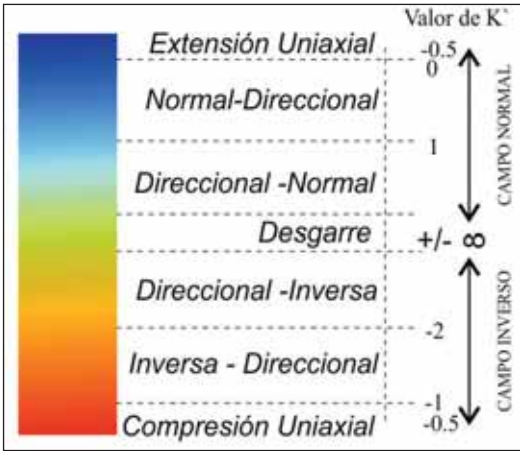


Figura 3. Clasificación de fallas según el Modelo de Deslizamiento. La escala de colores para K' es la misma que se ha utilizado para la figura 5.

Figure 3. Fault classification according to the Slip Model. Colour scale for k' is the same used in figure 5.

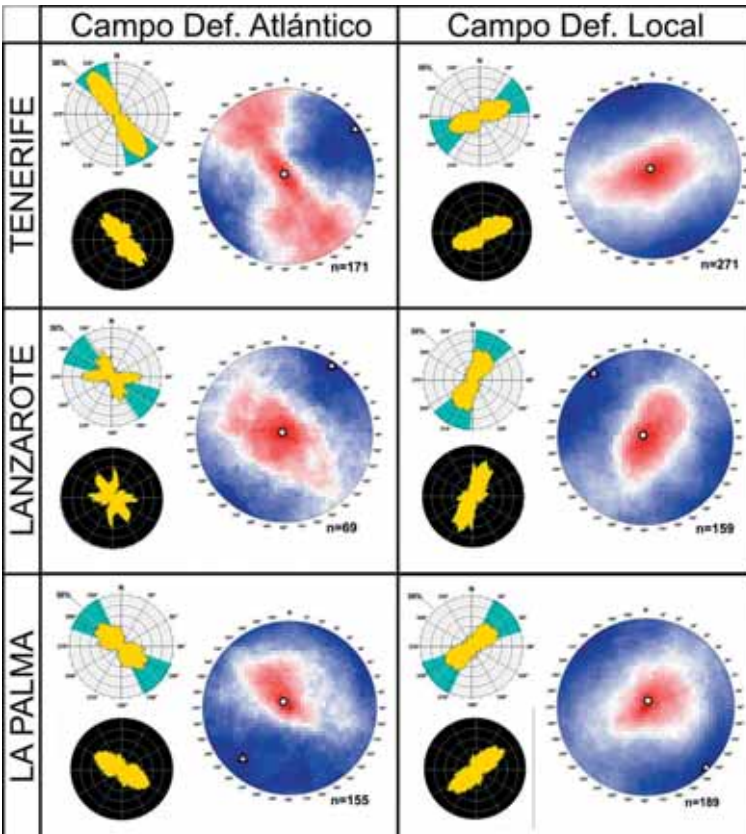


Figura 4. Características de los campos de deformación totales en Tenerife, Lanzarote y La Palma. Las rosas de direcciones tienen un porcentaje máximo del 50%, siendo las de fondo blanco las que representan las direcciones de σ_{hmax} mientras que las de fondo negro indican las direcciones de las fallas. En el diedro recto los tonos azules indican extensión y los rojos compresión.

Figure 4. Characteristics of the total strain field in Tenerife, Lanzarote and La Palma. The rose diagrams have a maximum percentage of 50%, representing those with white background the σ_{hmax} directions, while those with black background show fault orientations. In the right dihedral, blue colours are used for extension and red colours for compression

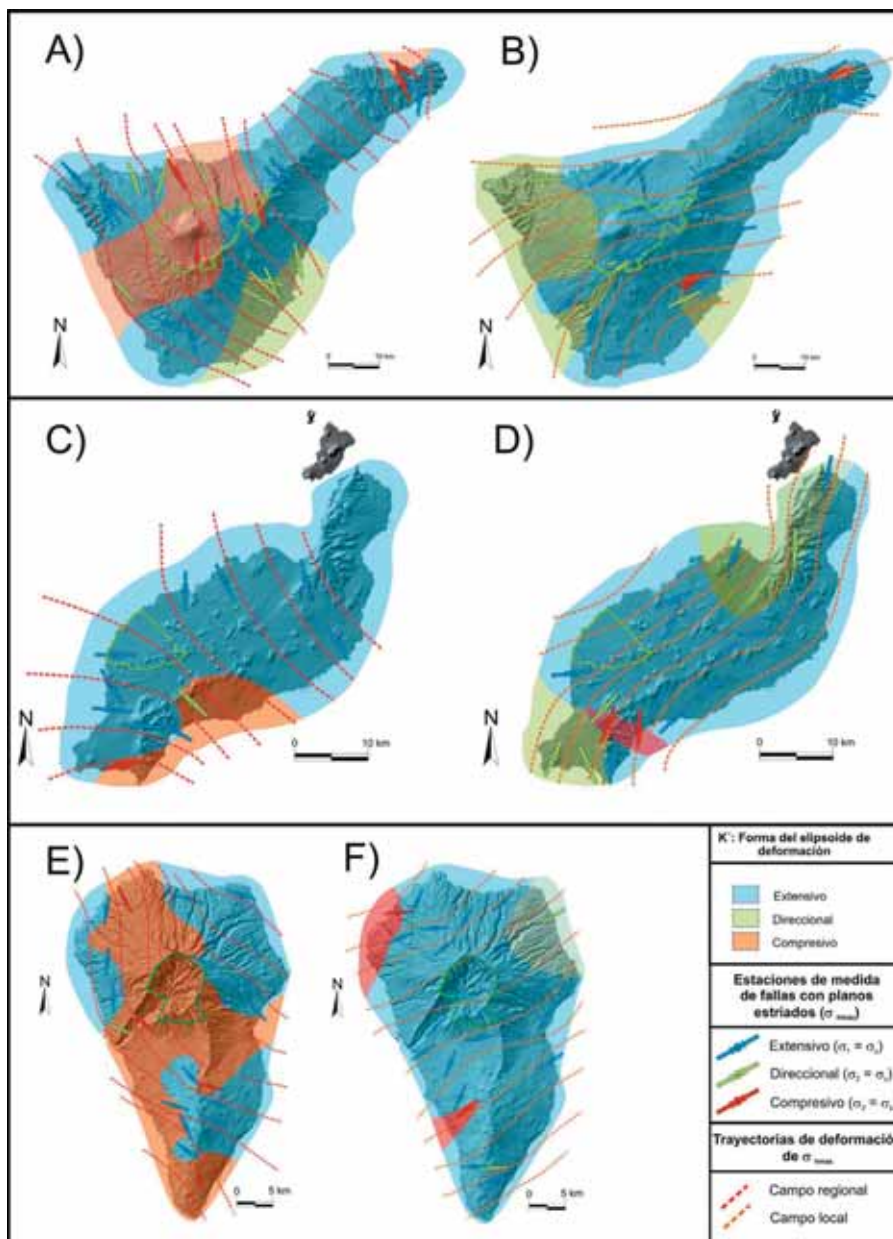


Figura 5. Mapas con la localización de las estaciones de medida de fallas con la dirección de σ_{\max} , trayectorias de deformación y representación de la forma del tensor de deformación (k'). Tenerife: A) Campo Atlántico y B) Campo Local. Lanzarote: C) Campo Atlántico y D) Campo Local. La Palma: E) Campo Atlántico y F) Campo Local.

Figure 5. Maps with locations of measurement stations of Fault Population Analysis with σ_{\max} direction, strain trajectories and representation of strain tensor (k'). Tenerife: A) Atlantic Field and B) Local Field. Lanzarote: C) Atlantic Field and D) Local Field, La Palma: E) Atlantic Field and F) Local Field.

Sismicidad volcánica y volcanomagnetismo

Instrumentación

En el P. N. de Timanfaya se instaló en junio de 2013 una red sísmica de 5 estaciones de tres componentes de corto periodo junto con una red de 5 magnetómetros en registro continuo para estudiar la relación entre la actividad sísmica, el campo volcanomagnético y la actividad volcánica asociada (Figura 6).

En Timanfaya existe un módulo de observación del Laboratorio Geodinámico de Lanzarote, conocido como Casa de los Camelleros, donde desde finales de los años 80 del siglo XX se viene desarrollando una continua investigación de los aspectos volcánicos, geofísicos y geodésicos por parte de diversas instituciones científicas nacionales e internacionales. Este laboratorio ha permitido la instalación y mantenimiento de esta red sismo-magnética en condiciones adecuadas al disponer ya de una infraestructura plenamente operativa, así como del apoyo del personal de la Casa de los Volcanes encargado de su gestión.

En la figura 6 se muestra un mapa con la posición de las cinco estaciones instaladas, Chinero –CHI–, Montaña Rajada –RAJ–, Caldera Santa Catalina –SCA–, Camino de los Geólogos –GEO– y Echaro de los Camellos –CAM–, así como la localización del módulo de Camelleros del Laboratorio Geodinámico de Lanzarote –LAB–.

Las 5 estaciones de la red sísmica estaban compuestas por sensores SARA de tres componentes de corto periodo (2 Hz), con sistema de adquisición SARA SR04-S3 con convertidor A/D de 24 bits y con una frecuencia de muestreo de 100 mps. La red volcanomagnética se componía de 5 magnetómetros de protones efecto Overhauser GSM-19W de Gem Systems Inc., en registro continuo y con una frecuencia de muestreo de 1 dato por minuto. En la figura 7A se puede observar la instrumentación instalada en la estación SCA.

Cada estación estaba alimentada por baterías y paneles solares fotovoltaicos independientes entre sí. Las estaciones se instalaron en zonas que tuvieran el menor impacto medioambiental y visual posibles para el Parque Nacional, respetando en todo momento esta figura de protección y las condiciones impuestas por las autoridades del Parque. Al fina-

lizar el plazo de ejecución del proyecto las estaciones fueron retiradas sin dejar ningún rastro sobre el terreno, respetando de esta manera el compromiso con el P.N. de Timanfaya (Figuras 7A y B)

Las redes sísmica y magnética estuvieron registrando desde principios de junio de 2013 hasta finales de noviembre de 2015, con lo que se dispone de casi 30 meses de registro, con algunas interrupciones debido fundamentalmente a problemas de alimentación con las baterías o con tormentas eléctricas que quemaron algunos fusibles.

Base de Datos sísmicos

Se ha creado una Base de Datos que permita gestionar de forma rápida y eficaz el tratamiento de estos datos sísmicos. Se ha utilizado el programa de acceso libre SEISAN desarrollado por la Universidad de Bergen (Noruega) (HAVSKOV & OTTEMOLLER, 1999). La unidad más pequeña es un fichero en código ASCII (S-files) que contiene lecturas de fases (tiempos de llegada, amplitud, periodo, azimut, y velocidad aparente) para cada evento.

La Base de Datos sísmicos se ha creado en formato MiniSEED y consta de dos partes, una para los datos en continuo y otra para los eventos identificados cortados de forma individual para todas las estaciones (EVENTS). Consiste en una estructura de directorios en árbol dentro de un directorio REA, donde se encuentran los ficheros S-files de las lecturas de fases y un directorio WAV que contienen los ficheros con las formas de onda.

Para mejorar la gestión de los datos sísmicos registrados durante el periodo de duración del proyecto, la base de datos con la estructura SEISAN se ha convertido además a una estructura SEISCOMP (<https://www.seiscomp3.org>). Este nuevo sistema de gestión de datos sísmicos está desarrollado por GEOFON del GFZ Potsdam (Alemania) y permite la unificación de los datos en un formato estándar mundialmente reconocido que economiza el número de los ficheros.

Análisis y tratamiento de los datos sísmicos y magnéticos

Debido a la fuerte actividad antrópica a consecuencia del tráfico de autobuses turísticos, se tuvo que

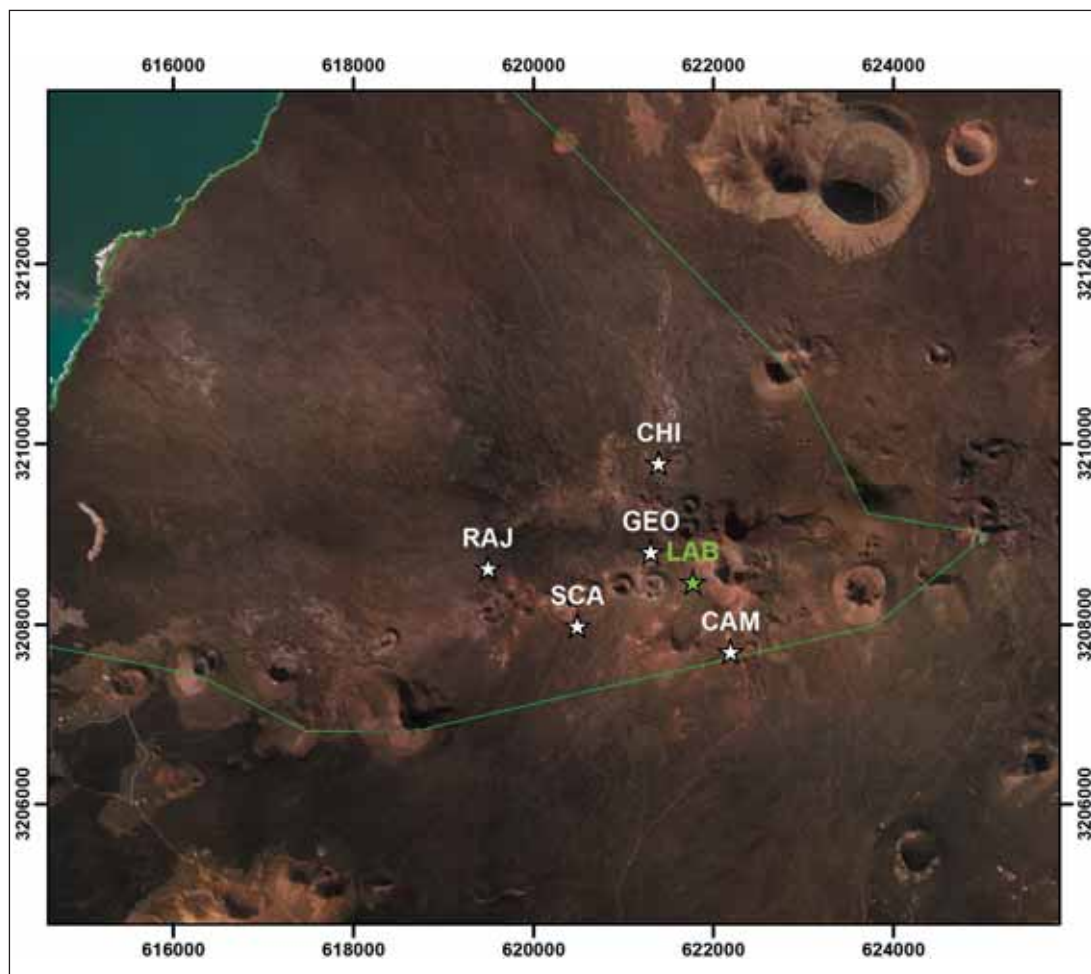


Figura 6. Mapa con la localización de la red de estaciones sísmicas y magnéticas (en color blanco) instalada en el P. N. Timanfaya. La estrella de color verde indica la situación del módulo de Camelleros del Laboratorio Geodinámico de Lanzarote. La línea verde marca el límite del parque.

Figure 6. Location map of seismic and magnetic stations (in white) deployed in Timanfaya National Park. Green star shows the location of the Camelleros Unit of Lanzarote Geodynamic Laboratory. Green line corresponds to the National Park boundary.



Figura 7. Aspecto del emplazamiento de la estación SCA durante la adquisición (A, izquierda) y tras su desinstalación (B, derecha).

Figure 7. SCA station emplacement during the data acquisition (A, left) and after uninstalling it (B, right).

hacer una selección de la franja horaria a analizar excluyendo desde las 8 hasta las 17 horas del registro diario, ambas inclusive, de todas las estaciones. La enorme perturbación que suponía el tráfico permanente de autobuses en ese intervalo horario, tanto en las estaciones sísmicas como en las magnéticas, hacía inviable su uso, pues no se puede distinguir ningún evento que pudiera producirse sobre el ruido y la perturbación que se observa en las señales. Así pues, cuando hablemos del número de eventos registrados, hablamos excluyendo ese intervalo horario diario, por lo que el número real de eventos es, con toda probabilidad, mayor que el identificado.

A) Datos sísmicos

Con respecto a los datos sísmicos, nos interesa conocer el origen de los terremotos (volcánico o tectónico), el tipo de eventos que se producen (VT, LP, híbridos), el número de eventos (si son aislados o se producen en enjambres) y la característica de la fuente (tamaño, posición y profundidad). Para ello, en primer lugar,

se han catalogado los eventos sísmicos registrados y se han localizado los eventos volcano-tectónicos que poseían una buena relación señal-ruido. Tras ello se ha analizado la relación entre los eventos sísmicos registrados y las anomalías magnéticas identificadas.

Para comenzar con el análisis de los datos, se ha realizado el espectrograma, que es la evolución temporal de la transformada de Fourier, de todas las estaciones mediante MATLAB®, en intervalos de 15 minutos y para cada componente, lo que nos permite analizar el contenido espectral de una señal a lo largo del tiempo. De esta manera, es más sencillo encontrar los distintos eventos sísmicos al no tener que estar filtrando constantemente la señal en distintas bandas de frecuencias. Este análisis ha permitido encontrar la actividad sísmica más relevante del periodo analizado, obteniéndose así un catálogo de posibles eventos sísmicos.

Una vez determinados los posibles eventos se han obtenido las formas de onda mediante el software

SEISAN para un tratamiento más profundo. El software SEISAN incluye un conjunto de programas para gestionar las bases de datos y el análisis de los datos sísmicos (picado de fases, localización de terremotos, análisis espectral, estimación de fuente sísmica, ...), así como la representación gráfica de las distintas herramientas. De esta forma se ha podido obtener un catálogo de eventos donde se han clasificado, y en algunos casos localizado, las señales obtenidas en el análisis de los espectrogramas. La magnitud de los eventos volcano-tectónicos se ha calculado a partir de la duración de la coda.

Se han localizado tan solo los eventos VT y los terremotos regionales, pues son aquellos en que se pueden identificar fases P y S. La localización ha consistido en un picado de las fases P y S de aquellas estaciones con formas de onda con buena señal-ruido. Ya que no existe un modelo de tierra definido para la región de Timanfaya, se ha escogido un modelo de tres capas basado en estudios previos de las Islas Canarias (DAÑOBEITIA 1980). Dado que la finalidad de este estudio es caracterizar la actividad volcánica del P. N. de Timanfaya, los eventos regionales y lejanos (telesismos) no se han tenido en consideración. También se ha estudiado la evolución temporal de las localizaciones de los eventos VT con el fin de determinar si la(s) fuente(s) sísmica(s) ha(n) sufrido algún tipo de variación espacial durante el periodo de la adquisición de datos.

La sismicidad de largo periodo (eventos LP) no se ha podido localizar debido a la ausencia de fases distinguibles y la escasa energía de los mismos, pero para caracterizar espacialmente este tipo de actividad volcánica se han calculado los tiempos de llegada de las señales a las estaciones. De esta forma, para un evento dado se han determinado las estaciones en las que éste ha sido registrado por primera y última vez y así conocer qué procedencia tienen los eventos LP registrados en la red sísmica.

B) Datos magnéticos

Para realizar el tratamiento de los datos magnéticos es necesaria la presencia de una estación de referencia con la que reducir todas las demás estaciones para así obtener las anomalías magnéticas. La más próxima a la zona de estudio se encuentra en la localidad de

Güímar, en Tenerife, por lo que debido a la gran distancia que la separa de las instaladas en el complejo volcánico, no es efectiva como estación de referencia. Por otra parte, se podría escoger una de las estaciones instaladas en la campaña como la de referencia, pero eso implicaría el sacrificar los datos de una de ellas. Por ello, se optó por establecer una «estación de referencia virtual», es decir, reducir cada estación con la media aritmética punto a punto de las estaciones restantes. Para ello, se normalizaron todas las estaciones por separado, ya que cada una tenía escalas distintas, muy probablemente debido a anomalías locales del campo magnético como la producida por la presencia de rocas con alto contenido en minerales ferromagnéticos. Una vez normalizadas, se realiza la media de las estaciones excluyendo la que se va a reducir. Después de haberse obtenido el patrón de referencia, éste es multiplicado por el factor de normalización de la estación en cuestión, y posteriormente se le resta a los datos registrados por ésta.

Una vez reducidos los datos magnéticos, para poder analizarlos se han utilizado ventanas temporales de tres horas (hora y media antes y después del evento sísmico asociado), a fin de extraer información en detalle sobre la variabilidad y tendencia del campo magnético.

RESULTADOS

Tectovolcanismo

Los campos de deformación

Tras las sucesivas campañas de campo y el APF realizado se dispone de un total de 1014 pares de datos falla/estría. En Tenerife se han medido 442 fallas repartidas en 38 estaciones, en Lanzarote 228 fallas en 26 estaciones y en La Palma 344 fallas en 39 estaciones. Este importante volumen de datos nos ha permitido contextualizar correctamente los campos de deformación tectónica de los tres Parques Nacionales (PN) estudiados: Teide, Timanfaya y Caldera de Taburiente.

Los resultados obtenidos muestran claramente dos tensores de deformación perpendiculares, uno de dirección de máximo acortamiento en la horizontal (σ_{hmax}) NO-SE (que hemos denominado Campo Atlántico) y otro perpendicular NE-SO (Campo Local) (Figura 4).

El Campo Atlántico está condicionado por el empuje de la apertura de la Dorsal Atlántica (dirección de apertura NO-SE), mientras que el Campo Local es consecuencia de las discontinuidades corticales generadas durante los diferentes pulsos de crecimiento de la dorsal (discontinuidades de dirección NE-SO que se activan con direcciones de σ_{hmax} paralelas a esta dirección). Para el Campo Local, las tres islas estudiadas presentan una gran coherencia, siendo tensores de carácter normal los predominantes, con direcciones de σ_{hmax} paralelas a la dirección media de las trazas de las fallas estudiadas (NE-SO; esto refuerza su carácter normal) que se ve reflejado en los Diedros Rectos obtenidos para cada isla (Figura 4). Esto indica que principalmente las direcciones de fallas NE-SO serían las más susceptibles de poder ser vías preferentes para el ascenso de magmas hasta la superficie.

El Campo Atlántico también es coherente para las tres islas, con una dirección media de σ_{hmax} NO-SE. Sin embargo, para este Campo sí que existen diferencias en cuanto al tipo de tensor, siendo de desgarre en el caso de Tenerife y normal para La Palma y Lanzarote. En el caso de Tenerife la orientación de los desgarres es bastante homogénea (N140°E) lo que otorga un carácter normal direccional a este tensor de desgarre. En Lanzarote aparecen tres poblaciones de fallas compatibles con un campo medio de σ_{hmax} N126°E, formado por dos orientaciones menores N090°E y N150°E; esto es consecuencia de la distribución en abanico que presentan las trayectorias de deformación en esta isla (ver Figura 5C). En el caso de La Palma hay una gran homogeneidad en cuanto a las direcciones de las fallas que son paralelas al σ_{hmax} del Campo Atlántico.

En cualquier caso, el Campo Local tiene un mayor peso en el número de datos tomados, así en Tenerife tenemos 271 datos frente a 171 del Campo Atlántico. En Lanzarote 159 frente a 69 y en La Palma 189 frente a 155. Esto, sumado al carácter normal del mismo, hace que sea el que genere mayor susceptibilidad de favorecer el ascenso de magmas.

Parque Nacional del Teide: según el Campo Atlántico para una dirección de σ_{hmax} NO-SE los 2/3 oeste del PN estarían bajo un régimen compresivo (Figura 5A). Estos tensores compresivos son incompatibles con el emplazamiento de magmas, mientras que el Campo Local (NE-SO) es de carácter extensivo (Figura 5B) y por tanto compatible con posibles

erupciones, esto hace que las fallas con esta orientación serían susceptibles de generar erupciones.

Parque Nacional de Timanfaya: está sometido a extensión tanto en el Campo Atlántico como en el Local (Figuras 5C y D). Las alineaciones ENE-OSO de los puntos de emisión volcánica de la erupción de Timanfaya son compatibles con el Campo Local (fallas normales), aunque se han detectado la presencia de fallas en relevo o *echelon* que tendrían un carácter direccional normal que también serían susceptibles de poder generar nuevas erupciones.

Parque Nacional de la Caldera de Taburiente: este caso es muy similar al del Teide, ya que el Campo Atlántico es compresivo, mientras que el local es extensivo, por tanto este segundo sería el que favorecería el posible ascenso de magmas en fallas normales a normal direccionales NE-SO (Figuras 5E y F). Queremos destacar que las estaciones situadas en el anillo externo de la Caldera de Taburiente presentan orientaciones σ_{hmax} que tienden a ser circulares con respecto al punto central de la Caldera. Esto podría indicar que posiblemente haya comenzado el colapso de la Caldera (a escala geológica), hecho que debería ser estudiado con mayor detalle en el futuro para confirmar o descartar esta hipótesis.

Sismicidad volcánica

El análisis de la actividad sísmica ha permitido detectar actividad sísmica volcano-tectónica con eventos VT y constatar la presencia de actividad hidrotermal por la detección de eventos de largo periodo (LP). Se han detectado también algunos eventos aislados de tremor e híbridos.

Eventos largo-periodo (LP) (Figura 8). Se han podido detectar hasta el momento 30 eventos LP, entre diciembre de 2013 y febrero de 2014, pero su baja energía y su complicada detectabilidad sugiere mucha mayor presencia de estos eventos. La fuente sísmica que los genera podría estar relacionada con el sistema hidrotermal establecido en esta región por otros autores (CARMONA *et al.*, 2008), ya que dichos eventos están relacionados con movimiento de fluidos en el medio.

Se ha apreciado actividad de eventos LP registrados con mayor energía en la estación CHI. Esta estación se encuentra próxima a una zona de anomalías

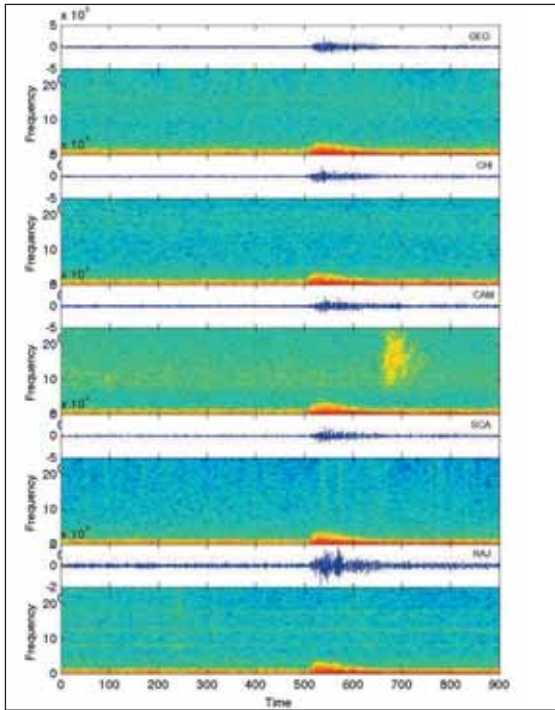


Figura 8. Evento LP registrado en todas las estaciones el 30/03/15.

Figure 8. LP seismic event recorded in all stations on March 30th, 2015.

térmicas, en la que a 10 metros de profundidad hay una temperatura en torno a los 600 °C. Esta zona podría ser la causante de los eventos LP registrados, debido al movimiento de fluidos y gases presentes, aunque con los datos analizados no es posible concretar con certeza el origen de dichos eventos.

Eventos volcano-tectónicos (VT) (Figura 9). Se han podido detectar hasta el momento un total de 418 eventos volcano-tectónicos (VT) de los cuales se han podido localizar un total de 244 VT.

Analizando la evolución temporal de las localizaciones de los eventos VT se han encontrado tres periodos con mayor concentración de eventos: alrededor de octubre de 2013, abril de 2014 y noviembre-diciembre de 2014. Se trata de eventos muy superficiales, rara vez superando los 3 km de profundidad, aunque alguno se localiza hasta a 15 km de profundidad y con magnitudes relativamente bajas, no llegando a superar la magnitud 3.

El mapa de localización de los eventos VT (Figura 10) en los que estos se han clasificado en función de su

magnitud (proporcional al tamaño del punto) y profundidad (escala de colores), muestra que la mayoría se encuentran distribuidos en el entorno del P.N. de Timanfaya, principalmente porque se trata de eventos de muy baja energía. La metodología de la localización clásica no permite por el momento agrupar los eventos y comprobar si podrían formar parte de alineamientos de posibles fallas activas, en parte debido a la baja magnitud de estos eventos. Para poder establecer esta relación del origen de los eventos con posibles fallas, se está trabajando para localizar los eventos de forma precisa y con diversas metodologías que permitan buscar estos probables alineamientos.

No se ha podido establecer un patrón de alineación claro en los focos de los eventos sísmicos o establecer una relación de los eventos analizados hasta el momento con posibles fallas, fracturas, o alineaciones de centros de emisión que son las que marcan las líneas preferentes para el ascenso de magmas. Además, la pequeña magnitud de los mismos no permite calcular los mecanismos focales, necesarios para establecer su relación con posibles fallas (Figura 11).

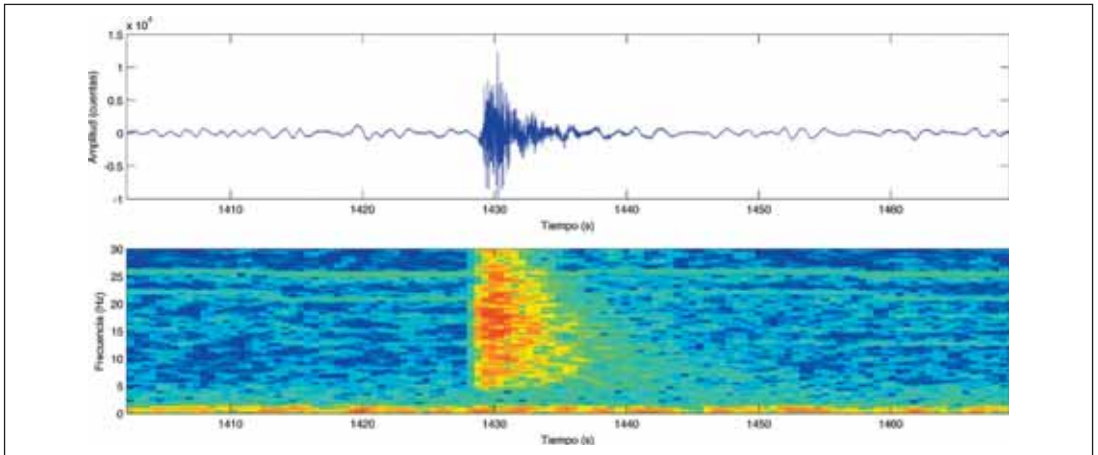


Figura 9. Forma de onda de un evento VT registrado por la estación CHI el 01/12/13 (superior), y espectrograma de la señal (inferior).

Figure 9. Waveform of a VT event recorded in station CHI on December 1st, 2013 (above) and spectrogram of the seismic signal (below).

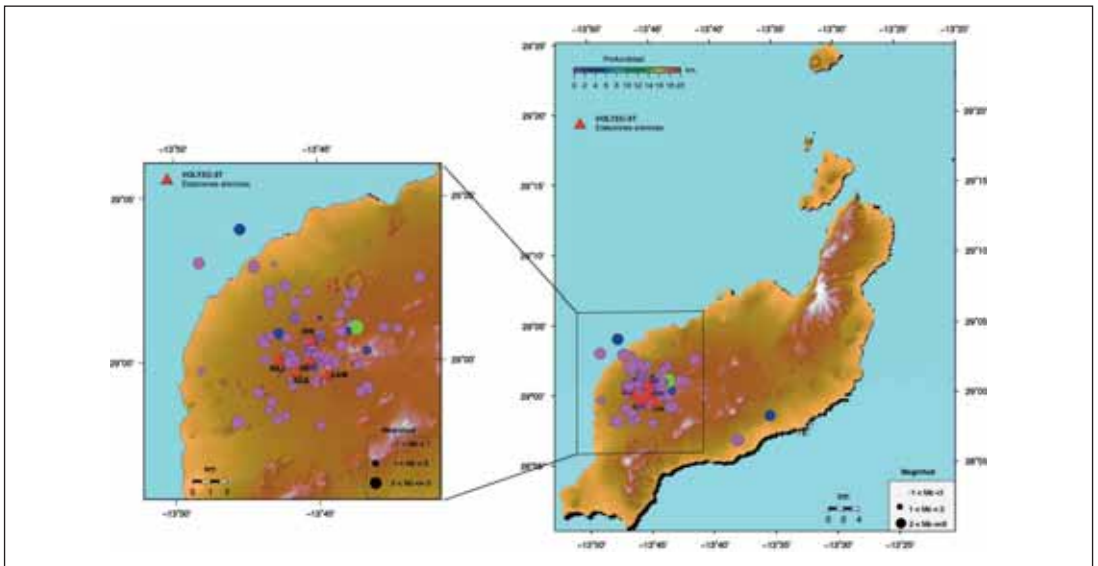


Figura 10. Mapa de los eventos VT localizados por la red sísmica del proyecto, clasificados en función de su magnitud (tamaño del punto) y profundidad (escala de colores). Los triángulos rojos marcan la posición de las estaciones sísmicas.

Figure 10. Map of VT events located by the seismic network deployed during the project, classified as a function of magnitude (size of the point) and depth (colour scale). Red triangles show the location of seismic stations.

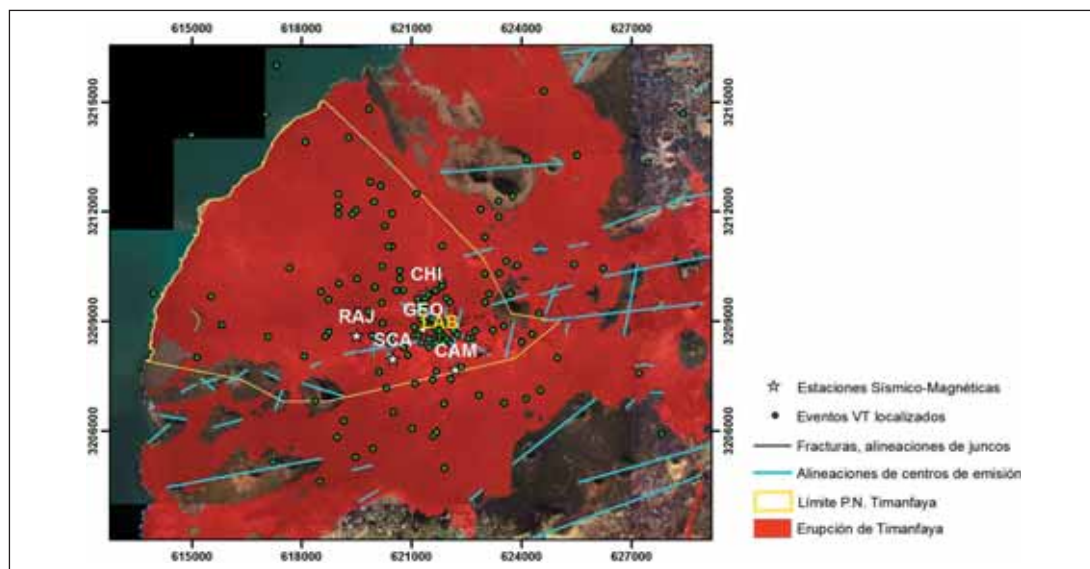


Figura 11. Localización de los eventos sísmicos registrados por la red junto con los principales elementos estructurales del P.N. de Timanfaya, como fracturas y alineaciones de centros de emisión.

Figure 11. Locations of seismic events recorded by the network together with the main structural elements of Timanfaya National Park, like fractures and alignments of volcanic vents.

Serie de eventos VT de noviembre de 2014

Durante el mes de noviembre de 2014 se produjo un pequeño enjambre de 66 terremotos VT en el interior del P.N. de Timanfaya. Se han podido localizar un total de 29 de estos eventos VT. En la figura 12 se muestran las formas de onda y los espectrogramas de varios eventos de esta serie sísmica, registrados en tres estaciones de la red y que, por lo tanto, sí han podido ser localizados.

La distribución de magnitudes y profundidades es muy similar al resto de eventos VT del periodo de análisis, con profundidades en general inferiores a 0,1 km y magnitudes en torno a 0-0,6 pero siempre inferiores a 3. En la figura 13 se muestra la localización de estos eventos junto con las estaciones de la red, clasificados en función de su profundidad y magnitud.

Analizando las precipitaciones mensuales facilitadas por la estación meteorológica que el Parque Nacional tiene instalada en la zona del Chinero, en el interior del parque, se observa un importante incremento en la cantidad de precipitaciones durante el mes de noviembre de 2014, coincidiendo con la

aparición de la serie de VT y llegando a alcanzar valores de 100 mm/m² cuando la media anual está en torno a 10 mm/m².

En el caso de importantes precipitaciones, la presión de los gases aumenta, ascendiendo una parte de estos gases calientes a través de zonas muy fracturadas. Estos gases se acumulan así en zonas superficiales muy alteradas, donde los poros y las fisuras están selladas por la cristalización y precipitación de sales y minerales. Cuando la presión del gas supera un cierto umbral, se produce la fracturación y rotura del sellado, provocando pequeños eventos sísmicos VT que son los registrados en esta serie sísmica. Es decir, los episodios de lluvia intensa activan el sistema hidrotermal y la circulación de fluidos, lo que provoca actividad sísmica, y no al revés.

Volcano-Magnetismo

Respecto al **campo magnético**, hasta el momento sólo se ha podido establecer una relación entre 25 eventos VT localizados y cambios en el campo magnético, no habiéndose encontrado relación con los

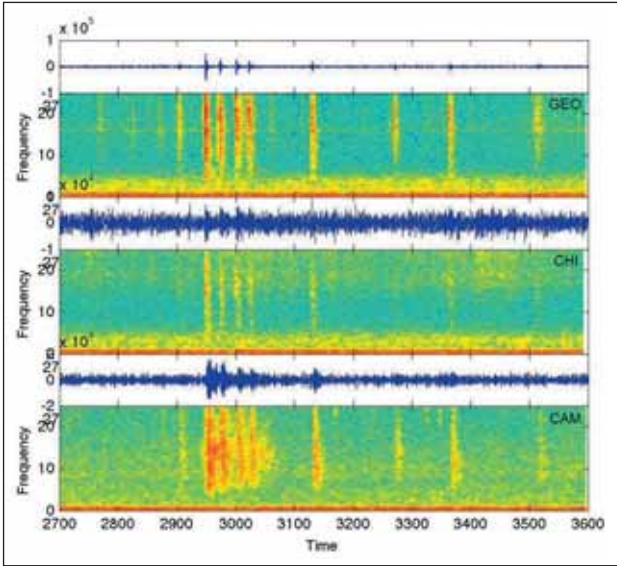


Figura 12. Formas de onda y espectrogramas de las componentes verticales de algunos VT de la serie de noviembre de 2014 (27/11/2014) en las estaciones GEO, CHI y CAM.

Figure 12. Waveforms and spectrograms of the vertical components of some VT events corresponding to the November 2014 series, recorded in GEO, CHI and CAM.

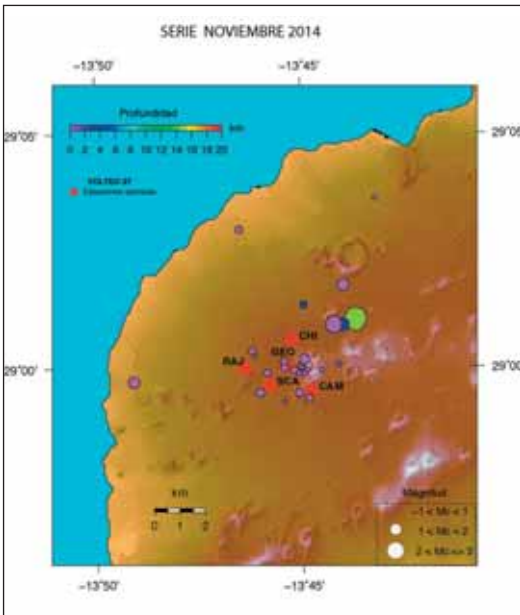


Figura 13. Mapa de localización de los eventos de la serie de noviembre de 2014, clasificados en función de su magnitud (tamaño del punto) y profundidad (escala de colores). Los triángulos rojos marcan la posición de las estaciones sísmicas.

Figure 13. Map of event locations of the November 2014 series, classified as a function of magnitude (size of the point) and depth (colour scale). Red triangles show the location of seismic stations.

eventos LP. Conviene señalar que este es un número mínimo pues los datos se seguirán analizando, con nuevas técnicas que permitan identificar estos eventos sobre el fondo de ruido sísmico, cuando se encuentre una forma eficaz de filtrar el ruido antrópico en el periodo horario diario que no se puede

utilizar actualmente. El número de eventos identificados y localizados aumentará y dependerá en el futuro de nuevas revisiones del catálogo sísmico.

En la mayoría de los casos en los que se ha observado una posible relación, las anomalías magnéticas

han sufrido dos comportamientos opuestos: en los casos en los que las anomalías muestran una tendencia estable antes del evento se produce un salto en los valores del campo magnético tras el mismo (Figura 14), y viceversa, una tendencia ascendente o descendente queda truncada y estabilizada tras la ocurrencia del evento (Figura 15).

Atendiendo al valor del campo magnético promediado para todas las estaciones, se ha observado, en el primer caso, un salto en el valor del campo magnético, del orden de 5 a 10 nT (Figura 16A), y en los casos en los que las anomalías cambian su tendencia tras el evento este cambio es del orden de 1 a 4 nT (Figura 16B).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados descritos son los obtenidos con el análisis de los datos realizados hasta el momento. Desde el punto de vista del TECTOVOLCANISMO, con esta información, podemos inferir que

ambos campos, Atlántico y Local, han coexistido desde el inicio del volcanismo que generó el archipiélago de Canarias, ya que las dos poblaciones de datos se observan desde materiales pertenecientes a los macizos antiguos hasta en los materiales más modernos. El Campo Atlántico estaría ligado a la apertura de la dorsal y al arrastre de la corteza oceánica, mientras que el Local estaría condicionado por las grandes líneas de debilidad de dirección NE-SO generadas por la apertura de la dorsal en la corteza oceánica. Su disposición sigmoidal correspondería al giro sufrido por el archipiélago desde su origen hasta la actualidad al irse desplazando por la apertura del Atlántico y girando con respecto al polo euleriano situado al N.

El que hemos definido como Campo Local tiene un mayor peso en el número de datos tomados en las tres islas, lo que sumado al carácter normal del mismo, hace que sea el que genere mayor susceptibilidad de favorecer el ascenso de magmas en futuros procesos de reactivación magmática.

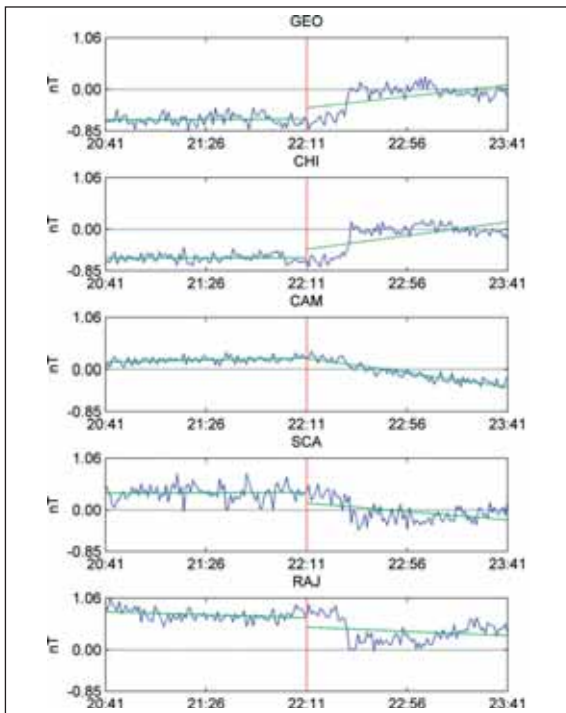


Figura 14. Anomalia magnética (línea azul), relacionada con actividad sísmica, que muestra un fuerte decaimiento o incremento tras la ocurrencia del evento, marcado por la línea vertical roja. En verde se muestra la tendencia de la serie.

Figure 14. Magnetic anomaly (blue line) related to seismic activity, showing a strong decay or increase after the event, marked by the vertical red line. In green, the tendency of the series.

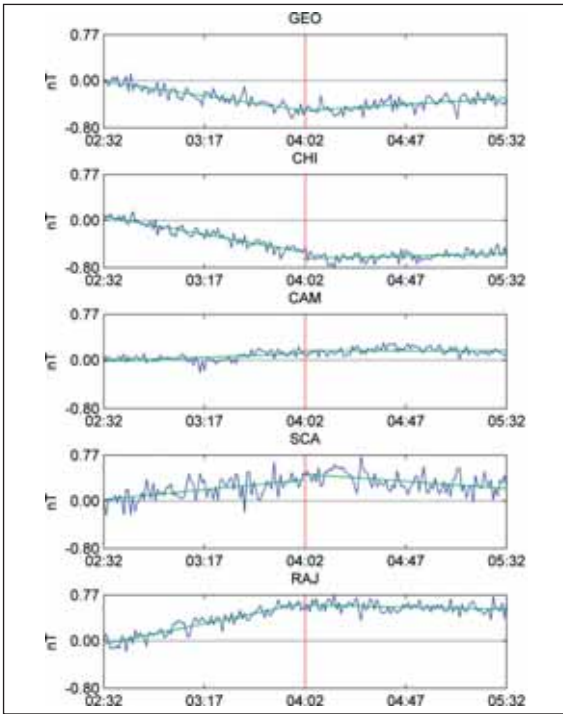


Figura 15. Anomalia magnética (línea azul), relacionada con actividad sísmica, que muestra una estabilización después del evento, marcado por la línea vertical roja. En verde se muestra la tendencia de la serie.

Figure 15. Magnetic anomaly (blue line) related to seismic activity, showing a stabilisation after the event, marked by the vertical red line. In green, the tendency of the series.

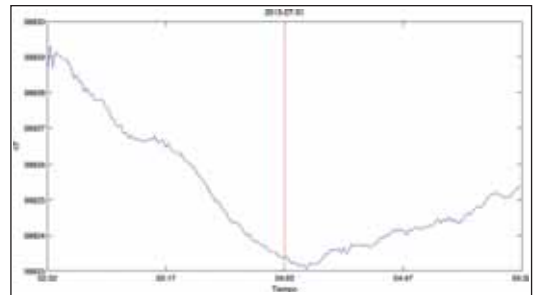
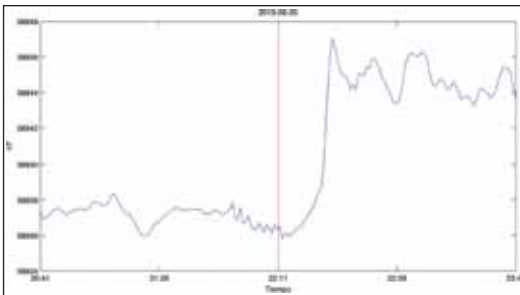


Figura 16. Promedio del campo magnético para las estaciones en las que se produce un salto tras la ocurrencia del evento (A, izquierda) y para aquellas que muestran un cambio en la tendencia hacia su estabilización (B, derecha).

Figure 16. Average of magnetic field for stations in which a shift occurs after the event (A, left) and for stations showing a change in the tendency towards its stabilisation (B, right).

Para poder establecer de forma adecuada la evolución volcánica del archipiélago canario sería necesario realizar este tipo de estudios en todas las demás islas. Así se podría obtener una visión de conjunto más próxima a la realidad, pues se contaría con información a lo largo de la evolución geológica com-

pleta de todo el archipiélago. Es decir, se conocería cómo han variado los campos de esfuerzo con el tiempo y cómo ha afectado esto a la localización espacial de la actividad volcánica.

Respecto a los resultados obtenidos en las estaciones situadas en el anillo externo de la Caldera de Tabu-

riente, con orientaciones de dirección de máximo acortamiento en la horizontal circulares respecto al punto central de la Caldera y que podrían indicar que haya comenzado el colapso de la misma, debemos señalar que hablamos a escala geológica, es decir, millones de años. No es un proceso que nosotros vayamos a presenciar, pero la evolución natural de la caldera está ya indicada en los resultados obtenidos del análisis de la deformación frágil. En cualquier caso, este hecho sería susceptible de ser estudiado con mayor detalle en el futuro para confirmar o descartar esta hipótesis.

Con respecto a la SISMICIDAD VOLCÁNICA, la instalación en el P. N. de Timanfaya de una red de estaciones sísmicas y magnéticas durante 30 meses, ha permitido caracterizar la actividad sismovolcánica del Parque con mayor precisión que los estudios anteriores pues no permitían localizar los eventos al no disponer de una red. Se han encontrándose un elevado número de eventos volcano-tectónicos (VT) y algunos eventos de largo periodo (LP), ambos típicos de zonas volcánicas activas. Aunque no ha podido establecerse una relación clara entre los eventos sísmicos y las alineaciones de fallas o fracturas cartografiadas en el Parque ni con cambios claros en el campo magnético, sí ha permitido por primera vez localizar este tipo de eventos, así como conocer sus magnitudes y número de eventos, en términos de mínimos. Hay que recordar que en la actualidad hay 9 horas diarias de registro que no se pueden utilizar y es de suponer que en ese intervalo se hayan registrado más eventos y que aún no podamos identificarlos y, en su caso, localizarlos, o conocer sus magnitudes y zona de procedencia. Seguimos trabajando con nuevas técnicas de procesado de la señal sísmica que permitan identificar diferentes tipos de eventos sobre el fondo de ruido sísmico, con lo que en el futuro se podrá ampliar el catálogo de eventos. Por otra parte, el gran volumen de datos sísmicos y magnéticos registrados hace que se pueda refinar y mejorar su análisis e interpretación posterior, lo que arrojará más resultados en el futuro.

Por lo que respecta al CAMPO VOLCANOMAGNÉTICO, dadas las pequeñas magnitudes de los eventos sísmicos registrados, sólo ha sido posible identificar una posible relación entre algunos de ellos y cambios en la señal magnética. La mejora en la detección de eventos sísmicos permitirá también en el futuro mejorar estos resultados y aventurar una posible interpretación. Hasta el momento, es-

tas técnicas han demostrado su utilidad en volcanes activos con erupciones actuales, en los que el movimiento de magma es suficientemente grande como para observar su impacto en el campo magnético registrado por redes de este tipo en las cercanías del volcán. En este caso, la ausencia de este tipo de señales confirmaría que la actividad en la zona de Timanfaya está en declive y se limita al enfriamiento del volumen de magma acumulado bajo la zona de la erupción y que no hay nuevos movimientos de magma, estando la actividad residual relacionada con la actividad hidrotermal y de fluidos a lo largo de las fracturas presentes en la zona. Esto queda claramente puesto de manifiesto por la serie sísmica registrada en noviembre de 2014 cuya causa fue la reactivación del sistema hidrotermal y su relación con los procesos atmosféricos, concretamente con un periodo intenso de lluvias.

Estudios posteriores podrían encaminarse a caracterizar este sistema hidrotermal, aspecto fundamental para el aprovechamiento que se hace del mismo como recurso turístico en las demostraciones del Islote de Hilario. Éste estaría también afectado por la orientación del campo de esfuerzos local existente en la zona y las conclusiones del mismo podrían servir para evaluar los recursos geotérmicos que actualmente se explotan turísticamente en el Islote de Hilario.

Este tipo de estudios constituyen la base para futuros estudios de riesgos geológicos, especialmente de riesgo volcánico, sísmico y de movimientos del terreno, todos ellos directamente relacionados con las características volcano-tectónicas de estas zonas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al personal de los Parques Nacionales en los que se ha desarrollado este trabajo, y a sus directores, las facilidades prestadas para poder realizarlo en las distintas campañas de campo, con una mención especial al del P. N. de Timanfaya dadas las numerosas campañas de campo que tuvimos que realizar para el mantenimiento y volcado de datos sísmicos y magnéticos, en muchas ocasiones fuera de su horario habitual. Dada la elevada fragilidad natural de este Parque y la afluencia masiva de visitantes que tienen que ser controlados, el apoyo a

este proyecto ha significado un trastorno importante y un mayor trabajo para su personal.

Asimismo, este trabajo no habría sido posible sin la ayuda y colaboración del personal de la Casa de los Volcanes del Cabildo de Lanzarote, Jaime Arranz y Orlando Hernández, para la instalación y man-

tenimiento de la instrumentación en el P.N. de Timanfaya.

A Ángel Palomares, director del P.N. de la Caldera de Taburiente por su interés en el trabajo desarrollado que le llevó a acompañarnos al campo para conocer de primera mano las actividades realizadas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGELIER, J.; MECHLER, P. 1977. Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. Bulletin de la Société Géologique de France 7: 1309-1318.
- ARAÑA, V.; RODRÍGUEZ, E.; ORTIZ, R. 1977. Estudio del ruido sísmico en el área geotérmica de la Montaña de Fuego (Lanzarote). *Tecniterrae* 19: 44-50.
- ARAÑA, V.; DÍEZ, J.L.; ORTIZ, R.; YUGUERO, J. 1984. Convection of the geothermal fluids in the Timanfaya volcanic area. Lanzarote, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology* 47: 667-677.
- AROZENA, M.E.; ROMERO, C. 1984. La incidencia de las líneas estructurales en la morfología del Archipiélago Canario. *Revista de Geografía Canaria*. Tomo I, nº 0, La Laguna, pp. 23-44.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M. 1991. An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics* 191: 399-409.
- CARMONA, J.; GARCÍA, A.; ROMERO, C.; DÓNIZ, J. 2008. New evidences of a double hydrological system in Lanzarote (Canary Islands). *Resúmenes de la 6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Tomar (Portugal)*.
- CARMONA, J.; ROMERO, C.; DÓNIZ, J.; GARCÍA, A. 2009. Las alteraciones silíceas de las lavas de Montaña Señalo, erupción de Timanfaya (1730-1736) (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 65 (1): 79-89.
- CARRASCO, D.; FERNÁNDEZ, J.; ROMERO, R.; ARAÑA, V.; MARTÍNEZ, A.; MORENO, V.; APARICIO, A.; PAGANINI, M. 2000. First results from operational volcano monitoring in the Canary Islands. *ESA, SP-461, ERS-ENVISAT SYMPOSIUM, Gothenburg, Sweden 16-20/10/2000*. 6 pp
- CHOUET, B.A. 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380: 309-216.
- DAÑOBEITIA, J.J. 1980. Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 91 p.
- DE VICENTE, G. 1988. Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, UCM, Publicaciones Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 317 p.
- DEL NEGRO, C.; CURRENTI, G. 2003. Volcanomagnetic signals associated with the 2001 flank eruption of Mt. Etna (Italy). *Geophysical Research Letters* 30 (7): 4 pp. doi:10.1029/2002GL015481.
- DEL NEGRO, C.; FERRUCCI, F. 2000. Volcanomagnetic effects at Vulcano Island (Aeolian archipelago, Italy). *Geophysical Journal International* 140: 83-94.

- DÍEZ GIL, J.L.; ARAÑA, V.; ORTIZ, R.; YUGUERO, J. 1987. Stationary convection model for heat transport by means of geothermal fluids in postorruptive systems. *Geothermics* 15: 77-87.
- DEL REY, R.; ORTIZ, R.; FERNÁNDEZ, J. 1994. Sismicidad en Timanfaya. Primeros estudios de su relación con la marea. Ed. Cabildo Insular de Lanzarote. Serie Casa de los Volcanes 3: 87-100.
- FERNÁNDEZ, C.; DE LA NUEZ, J.; CASILLAS, R.; GARCÍA NAVARRO, E. 2002. Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands), *Tectonics* 21, 4, 1031, doi:10.1029/2000TC900038.
- FERNÁNDEZ, C.; CASILLAS, R.; GARCÍA NAVARRO, E.; GUTIÉRREZ, M.; CAMACHO, M. A.; AHIJADO, A. 2006. Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands), *Tectonics* 25: TC6005, doi:10.1029/2005TC001941.
- GALINDO, I. 2005. Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). Tesis Doctoral, Univ. Barcelona. 350 p.
- GARCÍA, A. 1986. Estudio MT del área volcánica de Timanfaya (Lanzarote). *Anales de Física, Serie B*, 82: 35-43.
- GARCÍA, A.; BLANCO, I.; TORTA, M.; ASTIZ, M.; IBÁÑEZ, J.M.; ORTIZ, R. 1997. A search for the volcanomagnetic signal at Deception volcano (South Shetland I., Antarctica). *Annali di Geofisica* 40 (2): 319-327.
- GARCÍA, A.; ROMERO, C.; ORTIZ, R.; DÓNIZ, J.; CARMONA, J.; MARTÍNEZ-ARÉVALO, C.; GARCÍA-CACHO, L. 2008. Investigación volcanológica en el Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote, I. Canarias). Generación y tratamiento de bases de datos geofísicos y geomorfológicos para su integración en los programas de gestión. En: L. Ramírez & B. Asensio (eds.) *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales 2005-2008*. pp. 7-26. Ministerio de Medio ambiente, Rural y Marino, 2009, Tema: Espacios Naturales. España.
- HAVSKOV & OTTEMOLLER, 1999. SEISAN Earthquake analysis software. *Seismological Research Letters* 70 (5): 532-534.
- IBÁÑEZ, J. M.; CARMONA, E. 2000. Sismicidad volcánica. En: Mar Astiz & Alicia García (eds.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Serie Casa de Los Volcanes 7: 269-282.
- LEE, J.C.; ANGELIER, J. 1994. Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the «lissage» program. *Computers and Geosciences* 20 (2): 161-191.
- MARINONI, L.B.; PASQUARÈ, G. 1994. Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics* 239 (1-4): 111-137, doi:10.1016/0040-1951(94)90110-4.
- MARINONI, L.B.; GUDMUNDSSON, A. 2000. Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103: 83-103.
- MCNUTT, S.R. 2005. Volcanic seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32: 461-91.
- MUÑOZ, M.L.; ORTIZ, R. 1986. Estudio preliminar de la microsismicidad en Lanzarote. *Anales de Física* 82: 54-61.
- OLAIZ, A.J.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; DE VICENTE, G.; VEGAS, R.; CLOETINGH, S. 2009. European continuous active tectonic strain-stress map. *Tectonophysics* 474: 33-40.
- PEGORARO, O. 1972. Application de la microtectonique à un *étude* de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). Thèse IIIème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 41 p.
- ROMERO, C. 1991. Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Consejería de Política Territorial. Gobierno Autónomo de Canarias. 2 volúmenes. 1399 p.
- ROMERO, R.; FERNÁNDEZ, J.; CARRASCO, D.; LUZÓN, F.; MARTÍNEZ, A.; RODRIGUEZ-VELASCO, G.; MORENO, V.; ARAÑA, V.; APARICIO, A. 2002. Synthetic Aperture Radar Interfero-

- metry (inSAR): Application to ground deformation studies for volcano and seismic monitoring. *Física de la Tierra* 14: 55-84.
- SÁNCHEZ, N.; GARCÍA, A.; TÁRRAGA, M. 2007. Time serial analysis of volcanomagnetic data in Tenerife Island. *Earth: Our Changing Planet. Proceedings of IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italia*. ISBN: 978-88-95852-25-4.
- SÁNCHEZ, N.; GARCÍA, A.; MARSAL, S.; TÁRRAGA, M.; CASAS, B.; GARCÍA, F. 2006. Red Volcanomagnética del Teide-VOLMAGTEGETEIDE. *Proceedings de la 5ª Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica. Sesión Geomagnetismo y Aeronomía. Public. Elctr. Ministerio de Medio Ambiente* ISBN: 84-8320-373-1.
- TANAKA, Y. 1993. Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56: 319-338.
- VILLASANTE-MARCOS, V.; SÁNCHEZ, N.; ALCAIDE-GARCÍA, M.; DOMÍNGUEZ-CERDEÑA, I.; GOMIS-MORENO, A.; CABRERA-RODRÍGUEZ, V.; CASAS-DELGADO, B.; ABELLA-MELÉNDEZ, R. 2018. Volcanomagnetic monitoring in Tenerife (Canary Islands, Spain): Multi-Teide Project in progress. *Geophysical Research Abstracts* 20: EGU2018-6743. EGU General Assembly 2018. 8-13 abril 2018, Viena, Austria.
- VIZCAÍNO, L. 2014. Estudio de la sismicidad volcánica y del campo volcanomagnético del Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote) en el periodo 2013-2014. Trabajo de Fin de Master. Universidad de Granada, 37 p.
- YUKUTAKE, T.; UTADA, H.; YOSHINO, T.; WATANABE, H.; HAMANO, Y.; SASAI, Y.; KIMOTO, E.; OTANI, K.; SHIMOMURA, T. 1990. Changes in the Geomagnetic Total Intensity observed before the eruption of Oshima Volcano in 1986. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 42: 277-290.
- ZLOTNICKI, J.; BOF, M.; PERDEREAU, L.; YVETOT, P.; TJETJEP, W.; SUKHYAR, R.; PURBAWINATA, M.A.; SUHARNO 2000. Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100: 321-336.
- ZLOTNICKI, J.; LE MOUËL, J.L.; DELMOND, J.C.; PAMBRUN, C.; DELORME, H. 1993. Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56: 281-296.

