

# Relocalización de una serie sísmica en El Hierro tras la erupción de 2011-2012 mediante técnicas de array

Pablo Solano de la Rosa

Trabajo de Investigación Tutelada  
Máster en Geofísica y Meteorología

## Abstract

El propósito de este trabajo es la relocalización de una serie sísmica post-eruptiva en la isla de El Hierro (Islas Canarias) mediante técnicas de array. Para el estudio, se ha contado con los registros del período comprendido entre julio y noviembre de 2012. Partiendo de un total de 1400 terremotos volcano-tectónicos, se ha efectuado un proceso de filtrado para eliminar aquellos registros que no tuviesen unas características buenas (relación señal-ruido, llegada de la onda P clara, etc.) Finalmente, la relocalización se ha efectuado para un total de 104 eventos, mediante una estimación del vector lentitud aparente utilizando el método de la correlación cruzada promedio máxima y un proceso de localización conjunta mediante dos arrays. Los epicentros muestran una distribución que se centra en tres zonas: dos rodeando a los arrays y una atravesando la isla de norte a sur. Aunque tienen sus limitaciones, tomando las localizaciones del IGN como referencia, las diferencias pueden ser debidas a la falta de otra antena en dicha zona, así como a la presencia de inhomogeneidades laterales de velocidad. Por otra parte, las diferencias en las zonas cercanas a los arrays pueden haber sido por desviaciones de la trayectoria para cumplir el Principio de Fermat.

**Keywords:** Antenas sísmicas, back-azimuth, El Hierro, lentitud aparente, localización.

## Introducción

El Hierro es la isla situada más al suroeste del archipiélago canario. Tiene una edad de 1.12 millones de años, lo que la convierte en la isla más joven de las Canarias, y descansa sobre un lecho de 3700-4000 m. de profundidad. Su estructura está dominada por tres mecanismos de rift, que extendiéndose desde el centro de la isla, han formado tres crestas montañosas, dándole a la isla su característica forma (Martí et al., 2013) (Figura 1).

Durante el año 2011-2012, tuvo lugar una erupción submarina al sur de la isla. Dicha erupción vino precedida de una actividad sísmica intensa, que fue desapareciendo gradualmente a medida que la erupción tenía lugar. Sin embargo, una vez finalizada la erupción, se han producido varias series numerosas de terremotos volcano-tectónicos, lo que indica que la inestabilidad volcánica aún no ha terminado.



Figura 1: Localización de El Hierro al suroeste del archipiélago canario y modelo digital del terreno. En líneas discontinuas se pueden observar los principales rifts. Modificado de Montesinos et al. (2006)

En este trabajo se ha seleccionado una de estas series (julio-noviembre de 2012), a la que se le ha aplicado un método alternativo de localización basado en el uso de dos arrays sísmicos.

## Metodología

La relocalización se ha realizado mediante el método de localización conjunta (Almendros et al., 2001), tras estimar el vector lentitud aparente utilizando la técnica de la correlación cruzada promedio máxima (Almendros, 1999). Para ello, se han utilizado dos antenas sísmicas, localizadas al sur y al oeste de la isla de El Hierro. Inicialmente se han seleccionado los registros de entre 1400 terremotos volcano-tectónicos.

El procesado de datos se inició mediante la identificación visual de las llegadas de la onda P a las antenas. Debido a la mala relación señal-ruido, tuvieron que eliminarse los terremotos cuya magnitud no era superior a 1.5, así como aquellos cuya señal no quedaba clara en alguna de las dos antenas sísmicas. Tras este paso, se efectuó otra identificación visual de los canales defectuosos de las antenas en ciertos días, que no entraron en el análisis.

A continuación, se efectuó la estimación del vector lentitud aparente. Para ello, se procesaron los datos mediante el software `cc8mre_sei`, que proporciona unos archivos de salida. A dichos resultados se les efectuó un promedio ponderado en base al error cometido, en la llegada de la onda P, donde las componentes del vector lentitud aparente eran estables. El resultado es un vector lentitud aparente para cada terremoto. Durante este proceso, se eliminaron los registros cuyos vectores lentitud aparente no eran estables en la llegada de la onda P, o no tenían una correlación máxima superior a 0.7, quedando un total de 104 terremotos listos para su relocalización. Por último, y con esos vectores lentitud aparente, se efectuó la localización conjunta con los dos arrays.

---

## Resultados

Las localizaciones de los 104 eventos finales muestran una distribución dividida en tres zonas: dos cercanas a las dos antenas sísmicas, y una central, distribuida de norte a sur a lo largo del centro de la isla (Figura 2). Además, los errores cometidos, son mayores a medida que la distancia a los dos arrays crece.

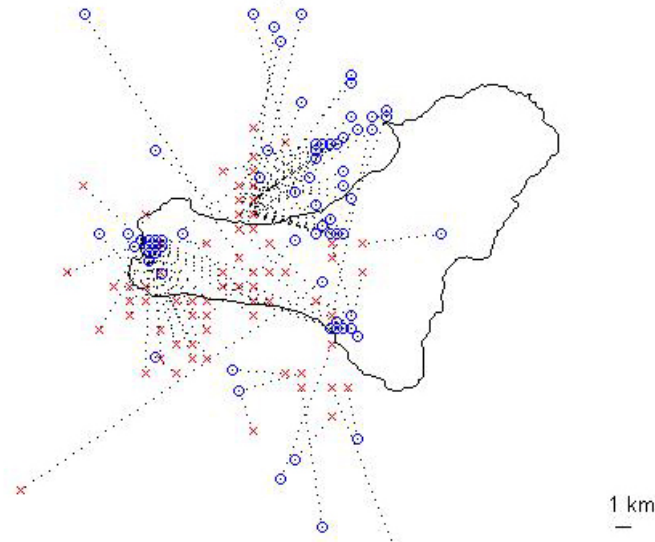


Figura 2: Epicentros localizados mediante el método de la correlación cruzada promedio (círculos azules) y mediante tiempos de llegada por el IGN (cruces rojas). Se han unido con una línea las localizaciones correspondientes al mismo terremoto.

Al comparar los resultados con los obtenidos por el IGN mediante tiempos de llegada, se puede observar un desplazamiento hacia el NE de la zona en la que los eventos se distribuyen de norte a sur. Asimismo, se observa un acercamiento de los sismos a los arrays cuando las fuentes están cerca de los mismos. Estos fenómenos se observan fácilmente en la Figura 3, donde están representados las localizaciones del IGN así como la probabilidad sumada para cada punto.

Por otra parte, aunque no se ha efectuado un estudio de la profundidad de las fuentes sísmicas, se ha realizado una comparación entre lentitud aparente y profundidad, demostrado una relación entre ambas magnitudes.

## Conclusiones

La localización con arrays sísmicos de la serie de julio-noviembre de 2012 presenta unas localizaciones con errores no demasiado grandes, y que se desplazan al compararse con las localizaciones del IGN. Esto puede ser debido a no existir otra antena en el NE de la isla que limite la extensión del cono de probabilidad, así como a inhomogeneidades de velocidad. Además, en las cercanías de los arrays, las desviaciones pueden estar causadas por variaciones en la trayectoria del frente de ondas debidas al Principio de Fermat.

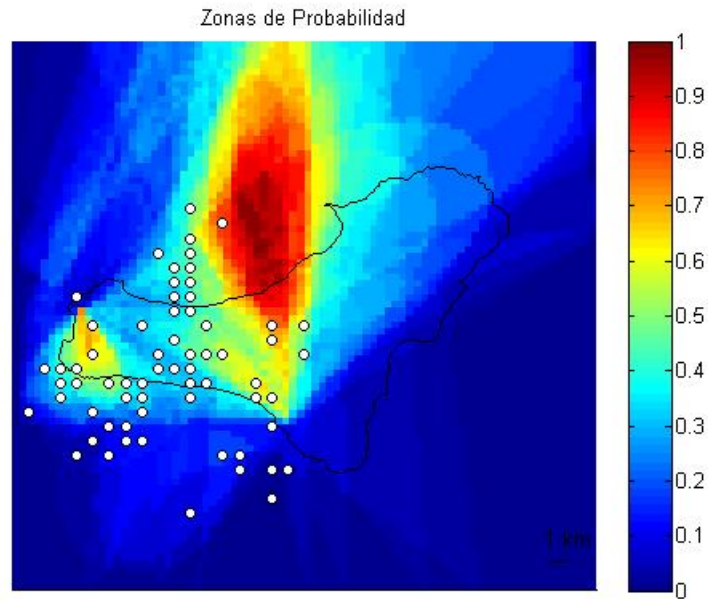


Figura 3: Mapa de probabilidades para la ocurrencia de otro evento de la serie sísmica.

Estas diferencias, en caso de ser correctas, podrían cambiar nuestra interpretación del mecanismo director de la erupción de 2011-2012, desplazando la migración del magma a través del rift del sur, y ascendiendo por la falla encontrada a continuación, en lugar de atravesar la isla de norte a sur.

## Referencias

- Almendros, J., 1999. Análisis de señales sismovolcánicas mediante técnicas de array. Ph.D. thesis. Universidad de Granada.
- Almendros, J., Chouet, B., Dawson, P., 2001. Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity. 1, Method. *J. Geophys. Res.* 106, 13565–13580.
- Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárraga, M., Blanco, M.J., Castro, A., Rodríguez, C., 2013. Causes and mechanisms of the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *J. Geophys. Res.* 118, 1–17.
- Montesinos, F., Arnosó, J., Benavent, M., Vieira, R., 2006. The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 150, 283–299.