

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS



TESIS DOCTORAL

**Modelización de las deformaciones asociadas a procesos intrusivos en áreas
volcánicas y su aplicación a la isla de El Hierro (Islas Canarias)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

María Ángeles Benito Saz

DIRECTORES

María Charco

Freysteinn Sigmundsson

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA

Facultad de Ciencias Físicas

Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica



TESIS DOCTORAL

**Modelización de las deformaciones asociadas a
procesos intrusivos en áreas volcánicas y su aplicación a
la isla de El Hierro (Islas Canarias)**

Memoria para optar al grado de Doctora presentada por:

María Ángeles Benito Saz

Directores

Freysteinn Sigmundsson (University of Iceland)

María Charco (Instituto de Geociencias, CSIC-UCM)

Tutora

Ana María Negrodo Moreno (UCM)

Madrid, 2021

Agradecimientos

Por fin. Por fin escribo esta última parte de esta tesis que tanto me ha costado y a la que tantas horas he dedicado. Aunque la escribo en último lugar, este trabajo comienza con estos agradecimientos a todas aquellas personas que de una forma u otra han estado cerca durante todos estos años que he estado realizando este trabajo.

En primer lugar, me gustaría agradecer todo el trabajo y las horas que me han dedicado mis directores de tesis, María Charco y Freysteinn Sigmundsson, por todo lo que he aprendido con ellos y gracias a los cuales este trabajo finalmente ha visto la luz.

Gracias al programa NILS por la estancia que pude disfrutar en el Centro Vulcanológico Nórdico de la Universidad de Islandia, donde tan bien me acogieron. Agradezco el trabajo que realicé allí, los compañeros que tuve y las amigas que hice. Gracias a Michelle Parks por toda su ayuda. Gracias también a Andy Hooper por compartir conmigo el software que desarrolló y ayudarme en la resolución de dudas. Gracias a esta estancia pude comprobar las fuerzas de la naturaleza en estado puras. Estoy agradecida por el trabajo de campo que pude realizar, las conferencias a las que asistí o los seminarios semanales sobre la actividad geofísica de todo el mundo de los que tanto aprendí.

Esta estancia no habría sido posible sin la intermediación de Carmen López, Directora del Observatorio Geofísico Central del Instituto Geográfico Nacional. Gracias a ella comencé a trabajar en la modelización de las fuentes de deformación y gracias a ella comenzó esta colaboración, tanto con Freysteinn Sigmundsson y la Universidad de Islandia, como con María Charco y el Instituto de Geociencias (CSIC-UCM). Gracias también a mi Subdirector, José Antonio López Fernández, por la confianza que depositó en mí.

En el Departamento de Física de la Tierra de la Universidad Complutense de Madrid he realizado prácticamente todos mis estudios de Geofísica, a la cual me dedico hoy en día. Gracias a todos sus profesores y, en especial, a Ana Negredo, mi tutora de la tesis.

En el Instituto Geográfico Nacional he podido continuar en el estudio de procesos naturales como son los terremotos o los volcanes, de los que todavía queda mucho por conocer. Gracias a mis compañeros y amigos del IGN, a mis amigas de los desayunos y a todos aquellos de alguna manera u otra me han ayudado a realizar este trabajo.

Quisiera también mencionar a la revista Grandes Espacios, la cual recibo mensualmente en casa, porque, curiosamente, en uno de sus números nombraban los resultados obtenidos de esta tesis.

Y gracias a todas aquellas personas que han estado cerca durante todos estos años. A mis amigos montañeros y de raids, a mis amigas, de cerca y de lejos, y a todos aquellos a los que en algún momento les tuve que decir que no podía quedar porque tenía que hacer la tesis.

Gracias en especial a mi familia, que tanto ha sufrido esta tesis por mí y a los que tantas horas he quitado.

A todos los que están hoy a mi lado y con los que seguiré compartiendo este camino.

Gracias.

Este trabajo ha sido financiado en parte por el Instituto Geográfico Nacional (en adelante, IGN), Dirección General dependiente del Ministerio de Transportes, Movilidad y Agenda Urbana; por el proyecto “Integración de datos geológicos y geodésicos para la interpretación de deformaciones magmáticas y riesgos asociados en las Islas Canarias: Modelización Numérica” (CGL2014-58821-C2-1-R) del Ministerio de Ciencia e Innovación; por el proyecto FUTUREVOLC del Séptimo Programa Marco de Investigación y Desarrollo Tecnológico (7PM) de la Unión Europea (nº 308377); y por el proyecto EUROVOLC del Programa Horizonte 2020 (H2020) de la Unión Europea (nº 731070).

Durante el trabajo de esta tesis doctoral se realizó una estancia de 7 meses de duración, entre mayo y noviembre de 2015, en el Centro Vulcanológico Nórdico del Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Islandia en Reikiavik (<https://nordvulk.hi.is/>). La estancia fue financiada por una beca del Programa NILS Ciencia y Sostenibilidad, en el marco del Mecanismo Financiero del Espacio Económico Europeo 2009-2014 (EEA Grants) y del memorando de entendimiento firmado por España por un lado y por Noruega, Islandia y Liechtenstein por otro, siendo la Universidad Complutense de Madrid la entidad operadora del programa (033-ABEL-IM-2014B). Posteriormente, se visitó nuevamente el Centro Volcanológico Nórdico durante dos semanas a finales de septiembre de 2018.

Las imágenes RADARSAT-2 y COSMO-SkyMed utilizadas en esta tesis fueron suministradas por la Agencia Espacial Europea a través de los proyectos CAT1 29252 y 31045, respectivamente. Los datos sísmicos y GNSS fueron obtenidos, procesados y proporcionados por el IGN.

ÍNDICE GENERAL

Resumen / Summary	1
Resumen	1
Summary.....	3
1. Introducción	5
1.1. Objetivos y estructura de la tesis.....	5
1.2. Deformaciones del terreno registradas en áreas volcánicas	7
1.3. Descripción de la isla de El Hierro y de su actividad volcánica	11
1.3.1. La intrusión pre-eruptiva de 2011	17
1.3.2. La erupción submarina de 2011-2012.....	20
1.3.3. Las intrusiones post-eruptivas de 2012-2014.....	23
2. Fundamentos teóricos	27
2.1. Técnicas geodésicas	27
2.1.1. InSAR.....	29
2.1.2. GNSS.....	38
2.2. Resolución del problema inverso	44
2.2.1. Modelos de fuente	44
2.2.2. Métodos de inversión	49
3. Observaciones y metodología	53
3.1. Imágenes InSAR	53
3.2. Datos GNSS	60
3.3. Modelización de las intrusiones	64
4. Resultados	73
4.1. Intrusión en junio-julio de 2012	74
4.2. Intrusión en septiembre de 2012	87
4.3. Intrusión en enero de 2013	91

4.4.	Intrusión en marzo-abril de 2013	96
4.5.	Intrusión en diciembre de 2013	107
4.6.	Intrusión en marzo de 2014.....	112
4.7.	Periodo post-eruptivo junio 2012 - marzo 2014.....	116
5.	Discusión.....	119
5.1.	Modelización de las deformaciones del terreno	119
5.2.	Diferencias entre los modelos geodésicos y la sismicidad.....	122
5.3.	El sistema magmático de El Hierro	124
5.4.	Diferencias entre los episodios pre-eruptivo y post-eruptivos	128
6.	Conclusiones / Conclusions.....	131
6.1.	Conclusiones	131
6.2.	Conclusions	137
	Referencias.....	143
	Anexo I. Observaciones InSAR.....	171
	Anexo II. Series temporales GNSS.....	177
	Anexo III. Datos utilizados en el proceso de inversión.....	187
	Anexo IV. Modelos de las intrusiones post-eruptivas.....	195
IV.I.	Intrusión junio-julio 2012	195
IV.II.	Intrusión septiembre 2012	210
IV.III.	Intrusión enero 2013	212
IV.IV.	Intrusión marzo-abril 2013	214
IV.V.	Intrusión diciembre 2013	229
IV.VI.	Intrusión marzo 2014.....	231
	Anexo V. Contribuciones Científicas.....	233

Resumen / Summary

Resumen

La actividad volcánica ocurrida entre los años 2011 y 2014 en El Hierro (Islas Canarias) se caracterizó por la ocurrencia de una erupción submarina y el emplazamiento de múltiples intrusiones magmáticas en profundidad.

A mediados de julio de 2011 se detectó un intenso enjambre sísmico bajo el centro de la isla que se propagó lateralmente ~15 km de norte a sur hasta culminar, tres meses después, en una erupción submarina a menos de 2 km de su costa sur. La erupción duró 4 meses y produjo grandes burbujas de gas, globos de lava y extensas áreas de cenizas y lapilli en la superficie del mar, así como un cono volcánico en el fondo marino llamado Tagoro. El final de la actividad eruptiva no marcó el final de la actividad volcánica en El Hierro. Entre los cuatro meses y los dos años posteriores se detectaron seis episodios intrusivos bajo la isla. Estos episodios duraron entre 3 y 20 días y produjeron importantes deformaciones del terreno e intensos enjambres sísmicos, lo que confirmó el transporte y acumulación de magma en profundidad. Sin embargo, ninguna de las intrusiones post-eruptivas culminó en una nueva erupción.

El objetivo de esta tesis es estudiar desde el punto de vista geodésico la evolución espacial y temporal de los seis episodios intrusivos post-eruptivos ocurridos en El Hierro utilizando, para ello, observaciones del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) y de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR). Se han utilizado los datos de diez estaciones GNSS de registro continuo y 44 imágenes Radar de Apertura Sintética, captadas por el satélite canadiense RADARSAT-2 y la constelación de satélites italianos COSMO-SkyMed, para cuantificar y caracterizar las deformaciones sufridas por el terreno de la isla durante cada episodio intrusivo. La inversión de los datos geodésicos, empleando para ello un enfoque bayesiano y utilizando modelos analíticos de fuentes de deformación, ha permitido estimar las principales características de las intrusiones responsables de tales deformaciones, como su ubicación, geometría, incremento de volumen o caudales de magma intruido en profundidad, así como su evolución en el tiempo y el espacio.

Los resultados de esta tesis indican que la superficie de El Hierro se elevó más de 80 mm y se desplazó horizontalmente más de 65 mm entre junio de 2012 y marzo de 2014 (registrándose hasta 275 mm de elevación de la parte suroeste de la isla). Estas deformaciones del terreno se

produjeron por intrusiones de magma emplazadas a ~13-16 km de profundidad en diferentes localizaciones bajo la isla, con caudales iniciales de magma de ~300 m³/s que decayeron exponencialmente con el tiempo.

Durante los episodios de casi 3 semanas de duración ocurridos en junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013, se infieren intrusiones de magma de más de 120×10^6 m³, intruyéndose el 80% de este volumen durante la primera semana de los episodios. En estas intrusiones se infiere un centro de presión que migra lateralmente desde el centro de la isla, hacia el suroeste a una profundidad casi constante durante la intrusión de junio-julio de 2012 y hacia el oeste, ascendiendo a profundidades más superficiales durante la primera semana, durante la intrusión de marzo-abril de 2013. Durante los episodios de menos de una semana de duración que tuvieron lugar en septiembre de 2012, enero de 2013, diciembre de 2013 y marzo de 2014, se infieren intrusiones magmáticas de $\sim(24-44) \times 10^6$ m³. En total, la isla creció debido a un emplazamiento total de magma de $\sim 388 \times 10^6$ m³ bajo el volcán en solo dos años, un corto intervalo de tiempo comparado con la edad subaérea de esta isla oceánica, estimada en 1.12 Ma. Este volumen es comparable al volumen de material emitido durante la erupción submarina de 2011-2012, lo que muestra la importancia de las intrusiones post-eruptivas en el conjunto del episodio volcánico de El Hierro.

Las intrusiones post-eruptivas se pudieron originar en una fuente presurizada situada en el manto bajo el centro de la isla. Los pulsos de magma ascendieron hasta quedar atrapados a ~13-16 km de profundidad, donde produjeron la sismicidad y la deformación del terreno registradas en la superficie. La presencia de una discontinuidad, posiblemente el límite entre la corteza inferior y el manto superior, y el campo de esfuerzos regional y local de la isla, influenciado por las intrusiones magmáticas previas, pudieron haber impedido el ascenso del magma hacia la superficie. Los caudales iniciales de magma de ~300 m³/s no fueron suficientes para superar esta profundidad. Solo cuando el flujo de magma continuó durante varios días, las intrusiones migraron lateralmente desde el centro de la isla hacia el exterior posiblemente en forma de sills, con una extensión lateral mucho mayor que su espesor.

Este trabajo proporciona importante información sobre el transporte y almacenamiento del magma en profundidad bajo la isla de El Hierro y ayuda a comprender cómo islas volcánicas oceánicas intraplaca como esta crecen y evolucionan a través de repetidas intrusiones magmáticas instaladas en profundidad. Los resultados de esta tesis ayudarán en un futuro a analizar nueva actividad volcánica que, sin duda, volverá a detectarse en El Hierro.

Summary

The 2011-2014 volcanic activity at El Hierro (Canary Islands) was characterized by the occurrence a submarine eruption and the emplacement of multiple magmatic intrusions at depth.

In mid-July 2011, an intense seismic swarm was detected beneath the center of the island that propagated laterally ~15 km from north to south until culminating, three months later, in a submarine eruption less than 2 km off its southern coast. The eruption lasted 4 months and produced large gas bubbles, lava balloons and extensive areas of ash and lapilli on the sea surface, as well as a volcanic cone on the seafloor called Tagoro. The end of the eruptive activity did not mark the end of the volcanic activity on El Hierro. Between four months and two years later, six intrusive episodes were detected beneath the island. Each of these episodes lasted between 3 and 20 days and produced significant ground deformations and intense seismic swarms, confirming the transport and accumulation of magma at depth. However, none of the post-eruptive intrusions culminated in a new eruption.

The objective of this thesis is to study from a geodetic point of view the spatial and temporal evolution of the six post-eruptive intrusive episodes on El Hierro using Global Navigation Satellite System (GNSS) and Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) observations. Surface displacements have been obtained using data from ten continuous GNSS stations and 44 Synthetic Aperture Radar images captured by the Canadian RADARSAT-2 satellite and the Italian COSMO-SkyMed satellite constellation. These observations have made it possible to quantify and characterize the surface displacements of the island during each intrusive episode. The inversion of the geodetic data, using a Bayesian approach and analytical models of deformation sources, has allowed estimating the main characteristics of the intrusions responsible for such ground deformations, such as their location, geometry, volume increase or magma flow at depth, as well as their evolution in time and space.

The results of this thesis indicate that El Hierro surface rose more than 80 mm and displaced horizontally more than 65 mm between June 2012 and March 2014 (registering up to 275 mm of elevation of the southwestern part of the island). These ground deformations were produced by magmatic intrusions emplaced at ~13-16 km depth in different locations beneath the island, with initial magma flow rates of ~300 m³/s that decayed exponentially with time.

During the nearly 3-week-long episodes that occurred in June-July 2012 and March-April 2013, magma intrusions of more than $120 \times 10^6 \text{ m}^3$ are inferred, with 80% of this volume being intruded during the first week of the episodes. In these intrusions, a pressure center is inferred to migrate laterally from the center of the island, to the southwest at a nearly constant depth during the June-July 2012 intrusion, and to the west, ascending to shallower depths during the first week, during the March-April 2013 intrusion. During the <1-week-long episodes that took place in September 2012, January 2013, December 2013, and March 2014, magmatic intrusions of $\sim(24-44) \times 10^6 \text{ m}^3$ are inferred. In total, the island grew due to a total magma emplacement of $\sim 388 \times 10^6 \text{ m}^3$ beneath the volcano in only two years, a short time interval compared to the subaerial age of this oceanic island, estimated at 1.12 Ma. This volume is comparable to the volume of material emitted during the 2011-2012 submarine eruption, indicating the importance of the post-eruptive intrusions in the whole volcanic episode of El Hierro.

The post-eruptive magmatic intrusions may have originated in a pressurized source located in the mantle beneath the center of the island. Pulses of magma ascended until being trapped at $\sim 13-16 \text{ km}$ depth, where they produced the seismicity and ground deformation recorded at the surface. The presence of a discontinuity, possibly the boundary between the lower crust and upper mantle, and the regional and local stress field of the island, influenced by previous magmatic intrusions, may have prevented the ascent of magma to the surface. Initial magma flow rates of $\sim 300 \text{ m}^3/\text{s}$ were not sufficient to overcome this depth. Only when the magma flow continued for several days, the intrusions migrated laterally from the center of the island to the outside possibly in the form of sills, with a lateral extent much greater than their thickness.

This work provides important information on the magma transport and storage at depth beneath El Hierro Island and helps to understand how intraplate volcanic oceanic islands grow and evolve through repeated magmatic intrusions installed at depth. The results of this thesis will help in the future to analyze new volcanic activity that will undoubtedly be detected again in El Hierro.

1. Introducción

1.1. Objetivos y estructura de la tesis

El objetivo principal de esta tesis es estudiar y analizar desde el punto de vista geodésico seis procesos intrusivos ocurridos en la isla de El Hierro (Islas Canarias) entre junio de 2012 y marzo de 2014.

Estos episodios se caracterizaron por producir importantes deformaciones del terreno de la isla. Tuvieron lugar entre los cuatro meses y los dos años posteriores a la erupción submarina que tuvo lugar en El Hierro entre 2011 y 2012, la cual estuvo precedida por otra intrusión magmática que, después de migrar lateralmente ~15 km de norte a sur bajo la isla, encontró el camino y las condiciones necesarias para llegar a la superficie (Figura 1). Sin embargo, en ninguno de estos episodios post-eruptivos, el magma canalizó hacia una erupción.

Para conseguir el objetivo de esta tesis:

- Se ha cuantificado y caracterizado la deformación que sufrió el terreno de la isla durante cada uno de estos seis episodios post-eruptivos aplicando, para ello, las técnicas geodésicas satelitales GNSS e InSAR.
- Se han estimado las principales características de las intrusiones magmáticas causantes de tales deformaciones, como su ubicación, geometría, incremento de volumen o caudal de magma intruido, así como su evolución en el espacio y en el tiempo. Para ello se han utilizado modelos de fuentes analíticos y se ha aplicado un método de inversión bayesiano.
- Se ha descrito el transporte y almacenamiento de magma bajo El Hierro y la implicación de estos episodios en el sistema magmático del volcán y en el crecimiento de la isla.

El fin último de esta tesis es ampliar el conocimiento que se posee del transporte y acumulación de magma bajo la isla de El Hierro para minimizar el riesgo ante nueva actividad que, sin duda, volverá a producirse bajo el volcán.

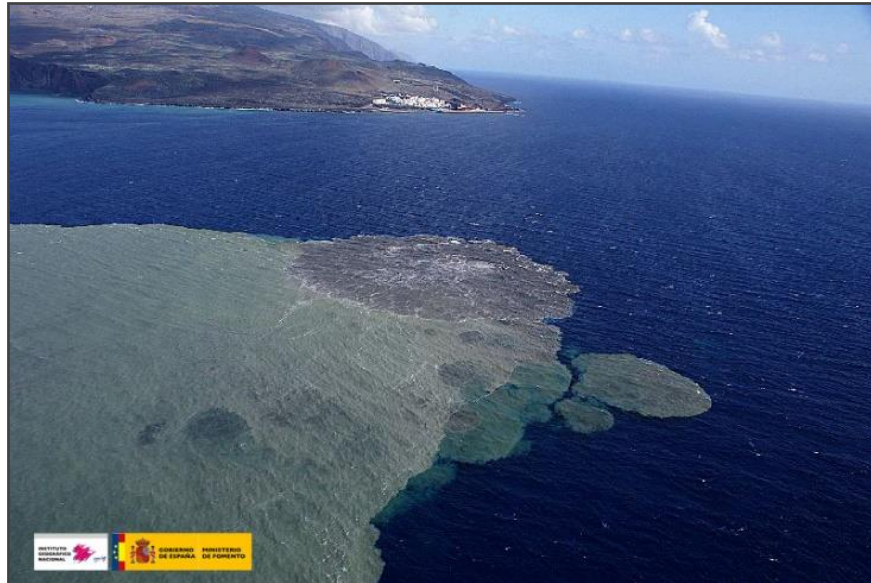


Figura 1. Erupción submarina ocurrida en la isla de El Hierro en el año 2011. Fotografía tomada el 5 de noviembre de 2011 en la que se observa la extensa área de piroclastos que se registró en el mar. Al fondo se puede observar el pueblo de La Restinga, situado en el extremo sur de la isla.

Esta memoria se encuentra dividida en cinco capítulos:

- En el primer capítulo se presenta una breve introducción sobre las deformaciones del terreno que se han registrado en entornos volcánicos de todo el mundo y su relación con procesos intrusivos magmáticos. A continuación, se describen las principales características de la isla El Hierro, lugar de aplicación de esta tesis doctoral, así como la actividad volcánica registrada en la misma entre los años 2011 y 2014.
- En el segundo capítulo se presentan resumidamente los fundamentos básicos de la metodología aplicada para la consecución de los objetivos de esta tesis.
- En el tercer capítulo se describen las observaciones utilizadas y el análisis y procesado aplicado.
- En el cuarto capítulo se detallan los resultados obtenidos y se desarrollan las principales implicaciones de los mismos.
- En el quinto capítulo se exponen las principales conclusiones de este trabajo y se indican posibles líneas de trabajo futuro.

Por último, se adjuntan varios anexos con trabajos realizados que complementan a la información presentada en esta memoria, así como las contribuciones científicas a las que ha dado lugar esta tesis doctoral.

1.2. Deformaciones del terreno registradas en áreas volcánicas

Existen multitud de ejemplos de deformaciones detectadas y medidas en las laderas y alrededores de sistemas volcánicos activos de todo el planeta, incluyendo tanto elevaciones como subsidencias del terreno (Amelung et al., 2000; Henderson and Pritchard, 2013; Lu et al., 2010; Patane et al., 2003; Pritchard and Simons, 2002; Sturkell et al., 2006). En algunas ocasiones, las deformaciones del terreno han sido la primera evidencia que se ha tenido de actividad en volcanes que previamente habían sido considerados inactivos (Biggs et al., 2009; Biggs et al., 2011; Pritchard and Simons, 2004).

Las deformaciones del terreno que se registran en áreas volcánicas pueden ser del orden de varios milímetros hasta decenas de metros y pueden ocurrir en periodos de tiempo que abarcan desde varios minutos hasta años de duración (Dzurisin et al., 2015; Geist et al., 2008; Lu et al., 2000a; Mann et al., 2002). Están causadas por una gran variedad de procesos, a menudo interconectados, como el ascenso y migración del magma en profundidad, la exsolución de volátiles provenientes de depósitos de magma, los movimientos de fluidos hidrotermales, la salida y acumulación de lava y materiales piroclásticos en el exterior o los deslizamientos de tierra entre otros (Battaglia et al., 2006; Nishimura et al., 2001; Parks et al., 2020; Poland et al., 2017; Solaro et al., 2010; Watson et al., 2000).

La detección de las deformaciones del terreno que se producen a consecuencia de intrusiones magmáticas bajo los volcanes es de trascendental importancia a la hora de prever nuevas erupciones, estimar los peligros volcánicos y mitigar sus riesgos asociados (Chang et al., 2007; Dzurisin, 2003; Kilburn et al., 2017; Troise et al., 2019; Wicks et al., 1998).

El magma, al ascender y moverse en profundidad, desplaza e interactúa con la roca circundante, haciendo que esta se deforme y provocando el desplazamiento que se observa en la superficie (Figura 2) (Dzurisin et al., 2006; Roman and Cashman, 2006; Segall, 2010; Segall, 2013). El patrón, la amplitud y la tasa de deformación observada en la superficie reflejan la localización, geometría e incremento de volumen de las intrusiones en profundidad

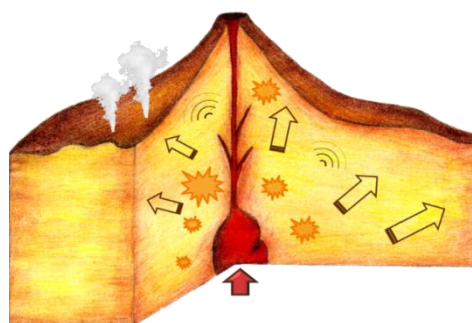


Figura 2. Esquema de la intrusión de magma en el interior de un volcán (www.ign.es).

2018). Su modelización permite caracterizar el movimiento de las intrusiones, su geometría, su acumulación en la corteza o su ascenso hacia la superficie. Todo ello es información crítica a la hora de evaluar el peligro de una posible erupción (Dvorak and Dzurisin, 1997; Segall, 2010; Sigmundsson et al., 2018).

Las erupciones volcánicas, junto con los efectos en cadena que suelen desencadenar, pueden tener un impacto socioeconómico importante y, en algunos casos, producir pérdidas humanas. La erupción del volcán Eyjafjallajökull (en Islandia; Figura 3) (en islandés, *eyja* significa isla, *ffalla* montaña y *jökull* glaciar) provocó en la primavera del año 2010 el cierre del espacio aéreo europeo, produciendo pérdidas económicas millonarias (Phillipson et al., 2013). La erupción del volcán Merapi (en la isla de Java, Indonesia) provocó la muerte de más de 350 personas en octubre-noviembre de 2010 (Figura 4) (Pallister et al., 2013; Surono et al., 2012). Evitar estos daños es el principal desafío de científicos, técnicos y autoridades y, por ello, la detección de las deformaciones del terreno que se producen por intrusiones de magma bajo los volcanes es crucial para predecir los peligros volcánicos y mitigar los riesgos asociados.



Figura 3. Erupción del volcán Eyjafjallajökull en el año 2010 (Ilyinskaya, E. (2010 April 17). Eyjafjallajökull. Photo 6 of 10. <http://icelandicvolcanoes.is/?volcano=EYJ>).

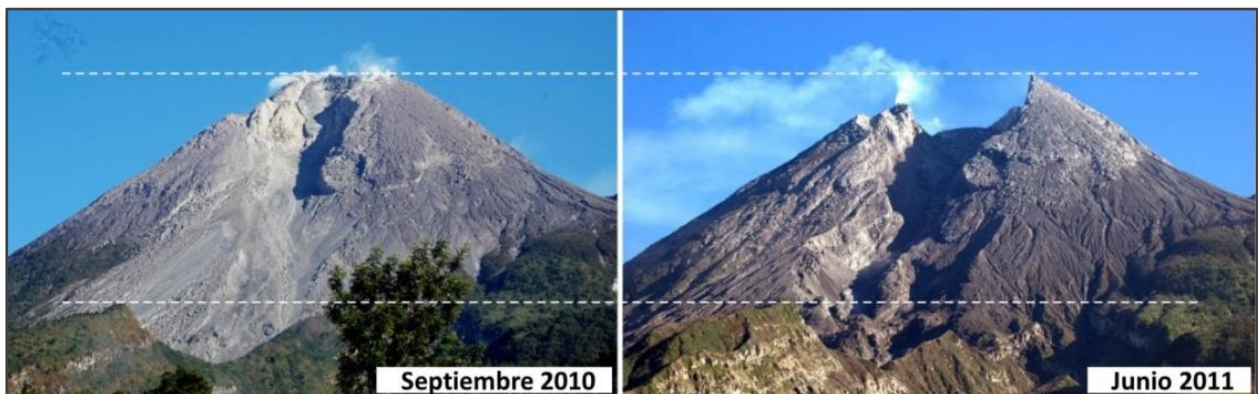


Figura 4. Fotografía del volcán Merapi. (a) Septiembre de 2010. (b) Junio de 2011, tras la erupción ocurrida en octubre-noviembre de 2010. (Imagen modificada de Surono et al. (2012)).

Según el modelo clásico del ciclo de deformación volcánica, el terreno de los volcanes durante la fase inter-eruptiva se eleva como consecuencia de la intrusión de magma en una cámara

magnética situada bajo el edificio volcánico que produce un cambio de presión o volumen. Cuando el magma adquiere una determinada sobrepresión, abandona la cámara y sale al exterior produciendo una erupción. Durante la fase co-eruptiva, el terreno se hunde como consecuencia de la caída de presión en el reservorio por la salida de magma al exterior. Durante la fase post-eruptiva, se produce el reabastecimiento de magma en el reservorio, provocando el levantamiento del terreno de nuevo (Figura 5a) (Dzurisin, 2003; Dzurisin, 2006; Segall, 2010; Segall, 2013).

En realidad, este patrón clásico de deformación volcánica, de subsidencia co-eruptiva y elevación inter-eruptiva observado en varios volcanes activos con diferentes escalas espaciales y temporales, no siempre es tan sencillo. Muchos volcanes han recibido flujos de magma que han ocurrido esporádicamente a lo largo del tiempo, o que han decaído exponencialmente, antes de producirse la erupción. En otras ocasiones, el magma ha ascendido rápidamente y ha producido deformaciones solo minutos antes de la erupción. En otros casos, no se han detectado deformaciones apreciables del terreno antes de la ocurrencia de las erupciones. En algunos volcanes no se ha observado ninguna subsidencia co-eruptiva o se han detectado elevaciones o subsidencias del terreno, algunas de magnitudes importantes, sin producirse ninguna erupción (Figura 5b-g) (Biggs et al., 2011; Biggs and Pritchard, 2017; Caricchi et al., 2014; Fournier et al., 2010; Hamling et al., 2015; Lu et al., 2010; Lu et al., 2003; Lu et al., 2002; Lu et al., 2000b; Moran et al., 2006; Parker et al., 2014; Parker et al., 2015; Parks et al., 2012; Poland et al., 2012; Pritchard and Gregg, 2016; Sparks et al., 2012; Wadge et al., 2014; Wicks et al., 2011).

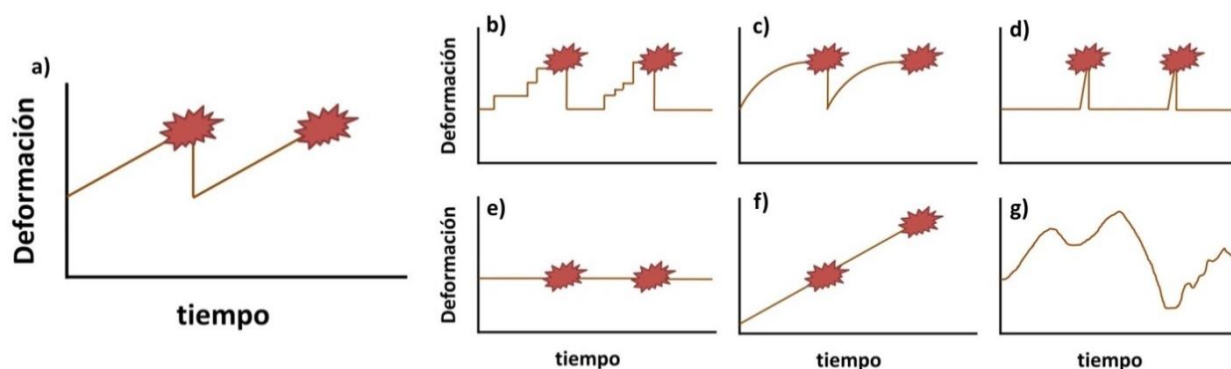


Figura 5. Ciclo de deformación volcánica. La línea marrón muestra la deformación de la superficie del terreno. El símbolo de la estrella muestra la ocurrencia de una erupción. (a) Modelo clásico de deformación volcánica. (b-g) Otros ciclos de deformación registrados en volcanes activos. El símbolo de explosión representa la ocurrencia de una erupción. (Imagen modificada de Biggs and Pritchard, (2017)).

Un estudio realizado por Biggs y colaboradores en 2014 sobre 198 volcanes de todo el mundo, que contaban con un historial completo de deformación del terreno entre los años 1992 y 2010, reveló que el 27% de los volcanes mostraron deformaciones del terreno en este periodo de tiempo y, de ellos, el 46% entró en erupción. Por el contrario, el 94% de los volcanes que no mostraron ningún signo de deformación, no entraron en erupción. Este trabajo muestra el hecho de que gran parte de las deformaciones observadas en entornos volcánicos son indicativas de transporte y acumulación de magma bajo los volcanes, pero que no siempre canalizará hacia una erupción. Muchas intrusiones ascienden directamente desde el manto o la corteza a la superficie, otras migran lateralmente durante varios kilómetros antes de salir y producir una erupción y otras se detienen en profundidad o a pocos kilómetros por debajo de la superficie (Ayele et al., 2009; Cashman and Sparks, 2013; Cattania et al., 2017; Chaussard and Amelung, 2012; Geshi et al., 2002; Jay et al., 2014; Jay et al., 2015; Nishimura and Ueki, 2011; Philibosian and Simons, 2011; Sato and Hamaguchi, 2006; Siebert and Simkin, 2013; White et al., 2011).

No parece existir un umbral general a partir del cual se pueda considerar que la duración o la magnitud de la deformación medida en la superficie de los volcanes pueda ser clave de una posible erupción. Patrones similares de deformación en unos sistemas volcánicos han dado lugar a una erupción y en otros no (Amelung et al., 2000; Fournier et al., 2010; Sigmundsson et al., 2018). Un cambio en el suministro de magma de forma pulsátil a continua con aceleración de la sismicidad podría ser un indicador de una erupción a corto plazo. Asimismo, la acumulación continua de magma en la corteza podría conducir a una erupción. Sin embargo, el momento exacto de la erupción todavía no se puede predecir. La tasa de suministro y acumulación de magma, las propiedades de la corteza y el magma y el estado de esfuerzos del medio que rodea el magma suele determinar cuánto tiempo la roca puede soportar el aumento de presión producido por el magma en profundidad. Factores como la actividad volcánica previa en el volcán o la duración de los *unrests* parecen influir en la distribución de esfuerzos dentro de la corteza y, por lo tanto, en la naturaleza y la evolución del magma en profundidad (Caricchi et al., 2014; Phillipson et al., 2013; Sigmundsson et al., 2018). Pero muchas de estas características y, en particular, el estado de esfuerzos del medio, son difíciles de determinar, lo que dificulta la predicción de la evolución de las intrusiones en el espacio y el tiempo. Las fuerzas y condiciones geofísicas que hacen que las intrusiones se propaguen lateralmente, se detengan o asciendan a la superficie aún están en estudio mediante observaciones en campo, modelos análogos y numéricos (Gudmundsson, 2006; Gudmundsson, 2011; Kavanagh et al., 2018; Kavanagh et al., 2006; Menand, 2011; Rivalta et al., 2015; Taisne and Jaupart, 2009).

1.3. Descripción de la isla de El Hierro y de su actividad volcánica

En España, la única región volcánica activa en la actualidad son las Islas Canarias, un grupo de islas volcánicas, islotes y roques situado en el océano Atlántico, a ~100 km del noroeste del continente africano (Figura 6). El archipiélago canario es una zona volcánica intraplaca cuyo volcanismo comenzó hace ~60-80 millones de años (Ma) (Carracedo, 1994; Carracedo et al., 1998). Está situado en la placa tectónica africana, a más de 1700 km de la dorsal Atlántica.

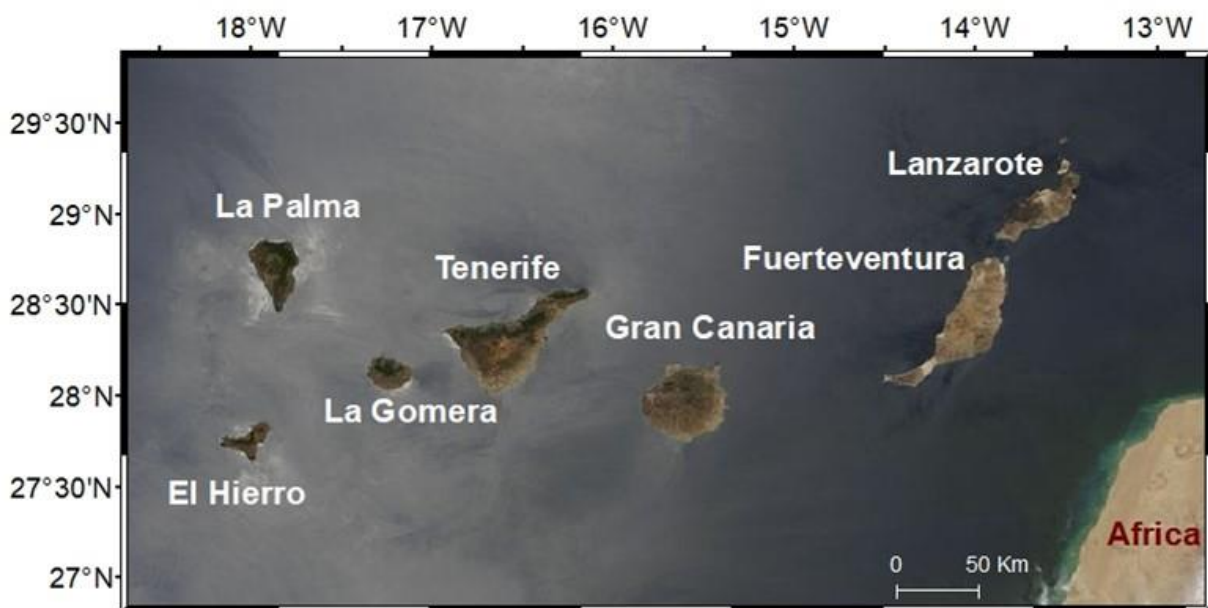


Figura 6. Imagen de las Islas Canarias captada por el satélite Terra de la NASA y el instrumento MODIS a 1 km de resolución.

Existen diversas teorías sobre el origen y la evolución geodinámica del archipiélago (Anguita and Hernan, 2000; Araña and Ortiz, 1991). Pero la mayoría de los escenarios consideran un punto caliente o hotspot formado por la interacción de una pluma mantélica con la litosfera oceánica de las Islas Canarias, delgada y de lento movimiento (Carracedo et al., 1998; Fullea et al., 2015; Geldmacher et al., 2005; Watts, 1994). Corroboran esta hipótesis una anomalía térmica y de baja velocidad sísmica localizada por debajo de la litosfera (Bonnin et al., 2014; Hoernle et al., 1995; Holik et al., 1991; Legendre et al., 2012; Lodge et al., 2012; Martínez-Arévalo et al., 2013; Miller et al., 2015), así como la progresión general de este a oeste de la edad de la corteza oceánica jurásica sobre la que se asientan las islas (~180 Ma al este y ~155 Ma al oeste), de la edad de las rocas datadas más antiguas en cada isla (~20 Ma en Fuerteventura, ~15 Ma en Lanzarote y

Gran Canaria, ~12 Ma en Tenerife, ~11 Ma en La Gomera y <4 Ma en La Palma y El Hierro) (Ancochea et al., 2006; Coello et al., 1992; Guillou et al., 2004; Guillou et al., 1996; McDougall and Schmincke, 1976) (Ancochea et al., 2006; Coello et al., 1992; Guillou et al., 2004; Guillou et al., 1996; McDougall and Schmincke, 1976), y de la localización de la discontinuidad de Mohorovičić o discontinuidad de Moho, discontinuidad entre el manto y la corteza terrestre, la cual se encuentra a ~21-22 km bajo la plataforma continental, a ~18-20 km bajo Lanzarote, ~15 km bajo Fuerteventura, Gran Canaria y el norte de Tenerife, ~14 km al sur de la Gomera y Tenerife y a ~11-15 km bajo La Palma y el Hierro (Ancochea et al., 2006; Banda et al., 1981; Bosshard and Macfarlane, 1970; Coello et al., 1992; Guillou et al., 2004; Guillou et al., 1996; Hansteen and Troll, 2003; Hoernle, 1998; Lodge et al., 2012; Martí et al., 2017; Martínez-Arévalo et al., 2013; Steiner et al., 1998; Watts, 1994; Ye et al., 1999).

La actividad volcánica histórica de las Islas Canarias, la cual se conoce a través de referencias documentales escritas y gráficas, muestra que todas las islas excepto La Gomera y Gran Canaria han presentado algún tipo de actividad en los últimos 600 años. Hasta finales del siglo pasado, las islas de El Hierro y Fuerteventura solo habían manifestado algunos fenómenos volcánicos como fumarolas o crisis sísmicas, y solo las islas de La Palma, Tenerife y Lanzarote habían presentado erupciones volcánicas aéreas, principalmente de baja o moderada explosividad y corta duración (~15 días de media), durante las cuales se emitieron volúmenes de lava de $\sim 10 \times 10^6 \text{ m}^3$ (a excepción de la erupción de Timanfaya, ocurrida en la isla de Lanzarote, la cual duró 6 años, entre 1730 y 1736, y durante la cual se emitieron más de $1775 \times 10^6 \text{ m}^3$ de lava) (Tabla 1) (Romero Ruíz, 1990; Sobradelo et al., 2011).

La actividad volcánica registrada en la isla de El Hierro entre los años 2011 y 2014 se caracterizó por la ocurrencia de una erupción submarina y múltiples intrusiones magmáticas emplazadas en profundidad. Esta actividad fue monitorizada en tiempo real por primera vez en las Islas Canarias utilizando una gran variedad de técnicas, incluyendo métodos geodésicos que midieron las deformaciones del terreno de la isla (López et al., 2012). Esta actividad volcánica ha supuesto una excelente oportunidad para estudiar los procesos intrusivos magmáticos que ocurren en islas volcánicas oceánicas intraplaca como El Hierro, con bajas tasas de erupción.

Tabla 1. Erupciones históricas registradas en las Islas Canarias (Sobradelo et al., 2011).

Año	Erupción	Isla	Días	Volumen lava estimado ($\times 10^6$ m ³)	Volumen piroclastos estimado ($\times 10^6$ m ³)
1430/1440	Tacande o Montaña Quemada	La Palma	?	24	26
1492	Erupción de Colón	Tenerife	?	32	6
1585	Tehuya	La Palma	84	15	4
1646	Tigalateo o Martín	La Palma	82	17	0
1667/1678	San Antonio	La Palma	66	23	6
1704/1705	Sietefuentes/Fasnia	Tenerife	17	4	2
1704/1705	Arafo	Tenerife	54	35	8
1706	Garachico o Arenas Negras	Tenerife	40	22	14
1712	Charco	La Palma	56	19	21
1730/1736	Timanfaya	Lanzarote	2055	1775	0
1798	Narices del Teide o Chahorra	Tenerife	99	16	9
1824	Tao o del Clérigo/Duarte Nuevo del Fuego o del Chinero Nuevo o de Tinguatón	Lanzarote	86	1	0
			6		
			14		
1909	Chinyero	Tenerife	10	10	5
1949	San Juan. Nambroque, Duraznero y Llano del Banco.	La Palma	47	16	50
1971	Teneguía	La Palma	24	10	5
2011/2012	Tagoro	El Hierro	128	40	

El Hierro es la isla más pequeña, más joven y la situada más al suroeste de las siete islas volcánicas principales que componen el archipiélago canario (Figura 7). La isla es la cumbre emergente de un volcán en escudo que se encuentra todavía en su etapa de construcción (Carracedo et al., 2001; Guillou et al., 1996). Aproximadamente el 95% del volumen de su edificio se encuentra por debajo del nivel medio del mar, ya que este se eleva desde los 3800 m por debajo del nivel medio del mar hasta una altitud máxima de 1502 m en su parte central, en el denominado pico de Malpaso. La forma triangular de la isla y su abrupta topografía es el resultado principal de su actividad volcánica y de la erosión y deslizamientos de tierra gigantes que se han producido en sus flancos laterales (Figura 7) (Becerril et al., 2015; Carracedo et al., 1999; Carracedo et al., 2001; Gee et al., 2001b; Holcomb and Searle, 1991).

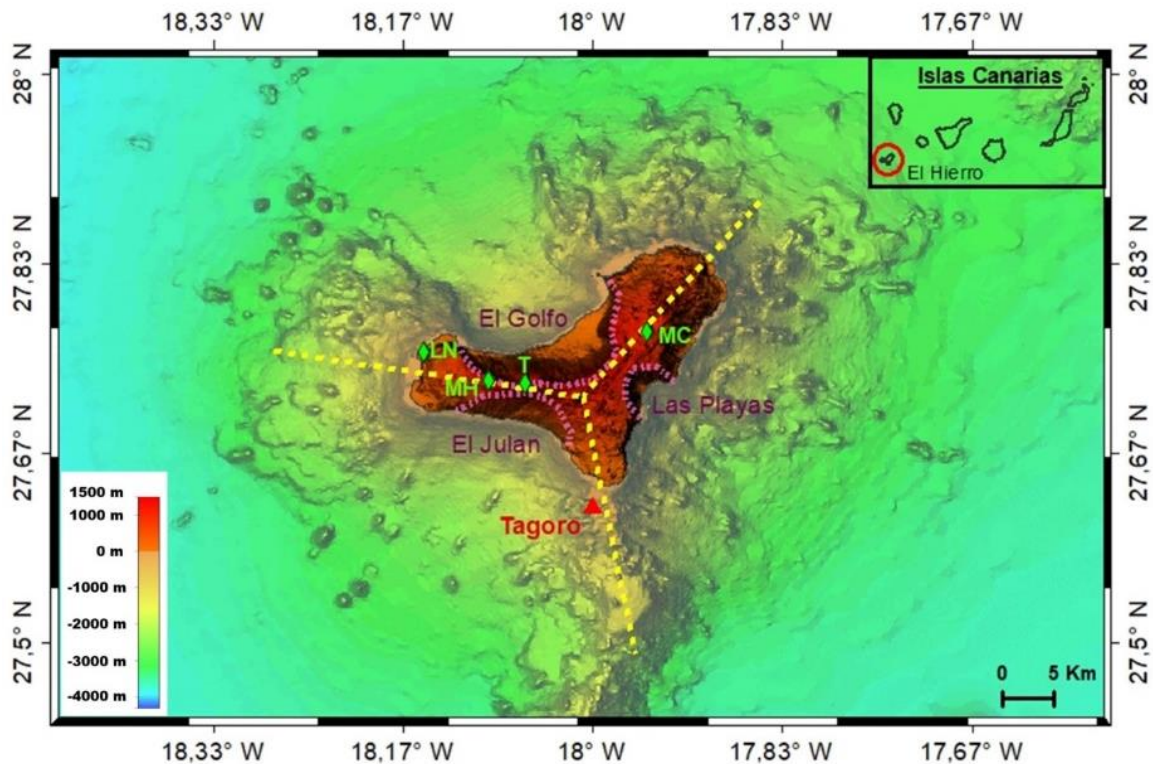


Figura 7. Topografía y batimetría de El Hierro. Las líneas discontinuas amarillas muestran la dirección de las dorsales montañosas. Las líneas punteadas rosadas indican grandes deslizamientos de tierra ocurridos en la isla. Las principales áreas de las últimas erupciones se muestran con diamantes verdes: MH=Montaña de los Humilladeros, T=Tanganasoga, MC=Montaña Chamuscada y LN=Lomo Negro. El volcán Tagoro se muestra con un triángulo rojo. (Benito-Saz et al., 2019).

Hace 1.12-0.88 Ma se formó el volcán El Tiñor en la parte noreste de la isla, el cual posteriormente sufriría un colapso de su flanco noroeste. Posteriormente, hace ~545 mil años (ka), comenzó a formarse el edificio de El Golfo, cubriendo al volcán El Tiñor en su flanco oeste y rellenando por completo el colapso de El Tiñor (Carracedo, 1999; Guillou et al., 1996). Varios colapsos laterales modificaron este nuevo edificio. El deslizamiento de tierra de El Julan, hace más de 200 ka, destruyó el flanco suroeste del edificio y formó una bahía de ~10 km de ancho. Los derrumbes de Las Playas destruyeron su flanco sureste hace 176-145 ka (Gee et al., 2001b), formándose otra bahía de ~4 km de ancho y un acantilado de ~1000 m de altura. El último deslizamiento de El Golfo, ocurrido en su flanco norte hace 87-39 ka, está considerado como el mayor y último deslizamiento de tierra gigante ocurrido en las Islas Canarias (Blahut et al., 2020; Carracedo et al., 1999; Carracedo et al., 2001; Gee et al., 2001b; Longpré et al., 2011; Masson, 1996; Masson et al., 2002; Urgeles et al., 1997). El golfo formado tiene casi 14 km de ancho y presenta un acantilado vertical de en torno a 1400 m de altura, siendo este un elemento distintivo en la isla (Figura 7).

Tres dorsales montañosas, espaciadas $\sim 120^\circ$, se extienden a grandes distancias desde el centro de la isla hacia el sur, oeste y noreste, y son visibles tanto en la parte aérea como en la parte submarina del volcán a través de los datos topográficos, batimétricos y aeromagnéticos (Figura 7) (Acosta et al., 2003b; Blanco-Montenegro et al., 2008; Carracedo, 1994; Carracedo et al., 2001; Gee et al., 2001a; Guillou et al., 1996; Münn et al., 2006).

La corteza más superficial de El Hierro está compuesta por una pila volcánica de flujos de lava y depósitos piroclásticos de ~ 5.5 km de espesor y una capa de sedimento prevolcánico de ~ 500 m (Acosta et al., 2003a; Martí et al., 2017; Urgeles et al., 1998). Una zona de acumulación de magma, que aumenta en profundidad y que forma el núcleo más denso del edificio volcánico, se observa en la parte central de la isla gracias a estudios de tomografía sísmica y gravedad (Becerril et al., 2015; García-Yeguas et al., 2014; Gorbatiokov et al., 2013; Martí et al., 2017; Montesinos et al., 2006; Münn et al., 2006; Sainz-Maza et al., 2017). La discontinuidad entre la corteza inferior y el manto se encuentra situada entre los ~ 12 - 15 km de profundidad según se ha observado gracias a estudios sísmicos y gravimétricos (Bosshard and Macfarlane, 1970; Martí et al., 2017; Martínez-Arévalo et al., 2013; Ranero et al., 1995; Watts, 1994). Una capa de baja velocidad comenzaría alrededor de los 45-48 km de profundidad (Martínez-Arévalo et al., 2013).

El volcanismo de El Hierro es principalmente de tipo monogenético, donde cada uno de los conos volcánicos que se observan en su edificio, más de 200, han sido producto de un solo episodio eruptivo (Albert et al., 2016; Le Corvec et al., 2013b; Martí et al., 2016; Nemeth and Kereszturi, 2015; Valentine and Gregg, 2008; Walker, 1999). El Hierro es la isla con mayor densidad de cráteres recientes y mejor conservados de todo el archipiélago canario. Las rocas datadas más antiguas de la isla tienen una edad aproximada de 1.12 Ma (Guillou et al., 1996).

El catálogo de erupciones de la isla, aunque todavía incompleto, documenta 25 erupciones en los últimos 158 ka (Becerril et al., 2014). Durante los últimos 33 ka, las erupciones en tierra se han producido una vez cada 1000 años aproximadamente (Becerril et al., 2016). La mayoría de las erupciones han sido catalogadas como erupciones efusivas de composición basáltica, con un Índice de Explosividad Volcánica o VEI, sigla del inglés, *Volcanic Explosivity Index* (Newhall and Self, 1982) de 0-2, las cuales han producido flujos de lava, flujos piroclásticos, emisiones de ceniza y lapilli, proyectiles balísticos y conos de escoria y cenizas (Becerril et al., 2014; Carracedo et al., 2001). Solo 5 erupciones han sido datadas en los últimos 5000 años: Montaña de los Humilladeros, ocurrida al oeste de la isla hace 5.10 ± 0.04 ka; Tanganasoga, ocurrida en el centro de la isla hace

4.00 ± 0.07 ka; Montaña Chamuscada, al este de la isla y acontecida hace 2.50 ± 0.07 ka; Lomo Negro, erupción al oeste de la isla hace 2.1-0.4 ka; y la erupción submarina ocurrida en 2011-2012 al sur de la isla (Figura 7) (Carracedo et al., 2001; de la Nuez Pestana, 2012; López et al., 2012; Villasante-Marcos and Pavón-Carrasco, 2014).

Acorde con los registros históricos que se conservan de la isla, durante los últimos 600 años solo hay constancia de una crisis sísmica que ocurrió entre marzo y julio de 1793, pero no existen pruebas que corroboren la ocurrencia de una erupción volcánica durante este período (Darias y Padrón, 1929; Romero Ruíz, 1990; Villasante-Marcos and Pavón-Carrasco, 2014).

Desde principios del año 2000 y hasta julio de 2011, la actividad sísmica registrada en la isla era residual, de menos de 10 terremotos al año, detectados con dos estaciones instaladas en la isla y con tres estaciones en las islas adyacentes de La Palma y La Gomera (Domínguez Cerdeña et al., 2014; López et al., 2012).

Entre 2011 y 2014, el catálogo del IGN (<https://www.ign.es>) recogió la localización de más de 20000 terremotos, principalmente terremotos volcánico-tectónicos, con precisiones de ~4 km, gracias a 9 estaciones instaladas en la isla (Domínguez Cerdeña et al., 2014; Díaz Suárez et al., 2019; López et al., 2012). Dado el alto número de terremotos que se produjeron en este periodo de tiempo, no todos se pudieron localizar y el número real de sismos que realmente se produjo fue mucho mayor (Díaz Suárez et al., 2019). Domínguez Cerdeña y colaboradores relocalizaron los terremotos ocurridos entre julio de 2011 y marzo de 2014 con magnitudes superiores a 1.5, lo que aumentó la precisión en la localización de los eventos a ~400 m (Domínguez Cerdeña et al., 2014; Domínguez Cerdeña et al., 2018). Estos eventos relocalizados se han utilizado a lo largo de este trabajo para estudiar los episodios intrusivos que ocurrieron en la isla y que produjeron importantes deformaciones del terreno.

1.3.1. La intrusión pre-eruptiva de 2011

A mediados de julio de 2011 comenzó un intenso enjambre sísmico bajo el centro de la isla de El Hierro que se fue intensificando con el tiempo (Carracedo et al., 2012; del Fresno, 2016; Ibáñez et al., 2012; López et al., 2012; Martí et al., 2013b). La actividad sísmica inicial, de baja magnitud ($M < 2.6$), migró ~3 km hacia el norte a profundidades de 9-11 km durante el mes de agosto (Figura 8).

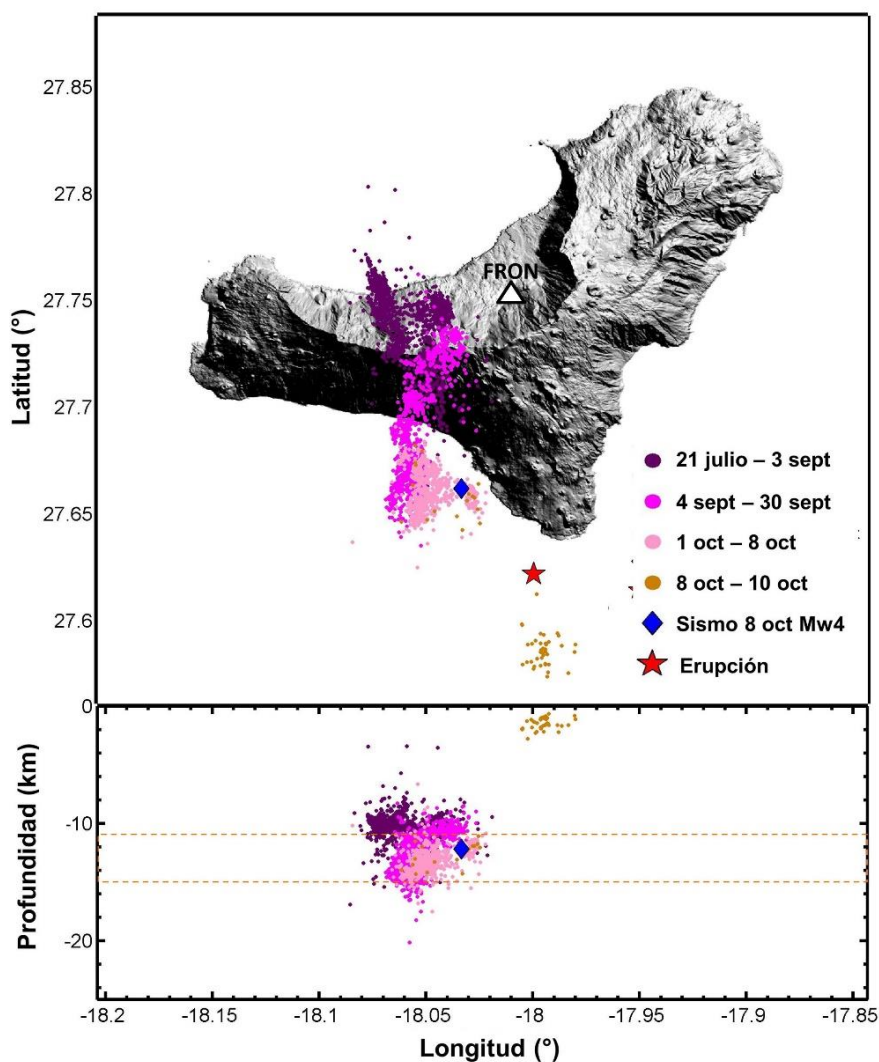


Figura 8. Sismicidad relocalizada con $M \geq 1.5$ durante el periodo pre-eruptivo 2011 (Domínguez Cerdeña et al., 2014). El diamante azul representa el terremoto Mw 4.0 registrado el 8 de octubre de 2011. La estrella roja indica el lugar de la erupción. La estación GNSS FRON se muestra con un triángulo blanco. Las líneas naranjas discontinuas en profundidad muestran la localización aproximada de la discontinuidad entre la corteza inferior y el manto. (Benito-Saz et al., 2017).

La única estación GNSS que había instalada en la isla, FRON, localizada en el valle de El Golfo, mostraba signos de desplazamientos (Figura 9). Estudios posteriores mostrarían que esta deformación comenzó el 7 de julio de 2011 (López et al., 2012).

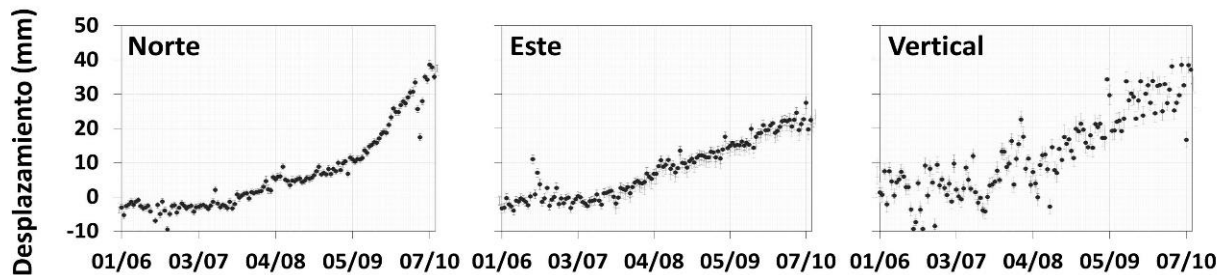


Figura 9. Desplazamientos GNSS del terreno en las componentes norte, este y vertical registrados en la estación FRON entre el 16 de mayo y el 10 de octubre de 2011.

Durante el mes de septiembre, los terremotos comenzaron a migrar de norte a sur recorriendo una distancia de ~10 km. En este tiempo, la magnitud de los terremotos y la tasa de deformación del terreno aumentó ligeramente (Figura 10).

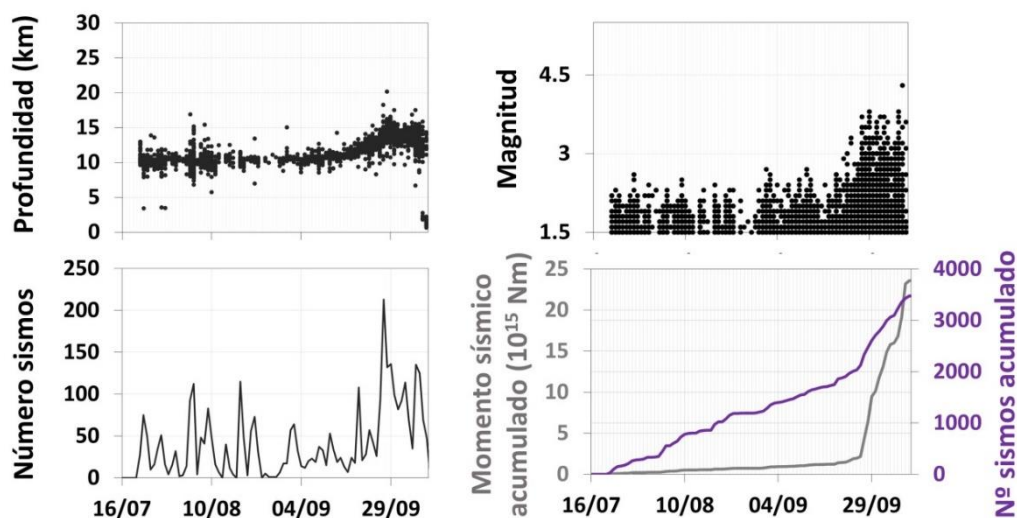


Figura 10. Características de la sismicidad relocalizada con $M \geq 1.5$ durante el periodo pre-eruptivo de 2011 (Domínguez Cerdeña et al., 2014).

A finales de septiembre, la actividad volcánica cambió nuevamente, detectándose un aumento en la tasa de deformación superficial (Figura 9) y en el número y profundidad de los terremotos (Figura 10). Los sismos se extendieron hacia el sureste a profundidades de hasta 16 km, acercándose a la costa sur de la isla (Figura 8). El momento sísmico acumulado también aumentó. Al menos 90 terremotos fueron sentidos por la población, con un valor máximo de intensidad IV en la Escala Macrosísmica Europea 1998 (EMS-98) (López et al., 2012; Martí et al.,

2013b). El mecanismo focal de los terremotos varió, registrándose no solo mecanismos de fallas inversas sino también mecanismos con mayor componente de fallas de desgarre, los cuales presentaban uno de los planos nodales alineados con la dirección de los esfuerzos regionales máximos de compresión horizontal en la isla, NW-SE (del Fresno, 2016; Geyer et al., 2016; López et al., 2017). Un ciclo de subsidencia y re-elevación del terreno se observó en las estaciones GNSS del 1 al 5 de octubre (López et al., 2012; Prates et al., 2013). Se detectaron también cambios en los valores de gravedad (Sainz-Maza Aparicio et al., 2014) y en las medidas geoquímicas tomadas en la isla (López et al., 2012; Melián et al., 2014; Padilla et al., 2013; Padrón et al., 2013; Pérez et al., 2012; Torres-Gonzalez et al., 2019). Toda esta actividad se ha interpretado como un aumento en el volumen y profundidad de la intrusión y su posterior propagación (López et al., 2017; López et al., 2014).

El 6 de octubre, la sismicidad comenzó a propagarse lateralmente en la dirección NW-SE durante más de 6 km y el 8 de octubre, después de una relativa inactividad sísmica de ~15 h (López et al., 2014), tuvo lugar un terremoto de Mw 4.0 a una profundidad de 12-13 km (del Fresno et al., 2015). Este evento, el más grande de todo el enjambre sísmico pre-eruptivo, se sintió claramente en toda la isla y presentó un valor de intensidad máximo de V (EMS-98) en el pueblo de La Restinga, situado en el extremo sur de la isla (Figura 1). Este terremoto ha sido interpretado por algunos autores como el desencadenante de la migración ascendente del magma hacia la superficie (López et al., 2017; López et al., 2012; Martí et al., 2013b), ya que 23 minutos después comenzó un enjambre sísmico de más de 80 eventos, con magnitudes inferiores a 2.5, a menos de 4 km de profundidad y a una distancia horizontal hacia el sur de ~13 km (Figura 8). Durante el día 9 de octubre, la ocurrencia de los terremotos alternó entre el área previa más profunda y esta nueva zona superficial (López et al., 2014). El 10 de octubre tuvo lugar el inicio de una erupción submarina al sur de la isla y a 4 km al norte de donde se estaba produciendo la sismicidad superficial (Figura 8).

En total, desde mediados de julio hasta el 10 de octubre de 2011, se produjeron más de 38000 eventos sísmicos, la sismicidad migró ~15 km y se detectaron más de 50 mm de elevación del terreno (Díaz Suárez et al., 2019; López et al., 2012; Meletlidis et al., 2015; Prates et al., 2013).

1.3.2. La erupción submarina de 2011-2012

El 10 de octubre de 2011 comenzó la erupción submarina, observada por una clara señal de temblor en los registros de todas las estaciones sísmicas de la isla (Figura 11) (Tárraga et al., 2014).

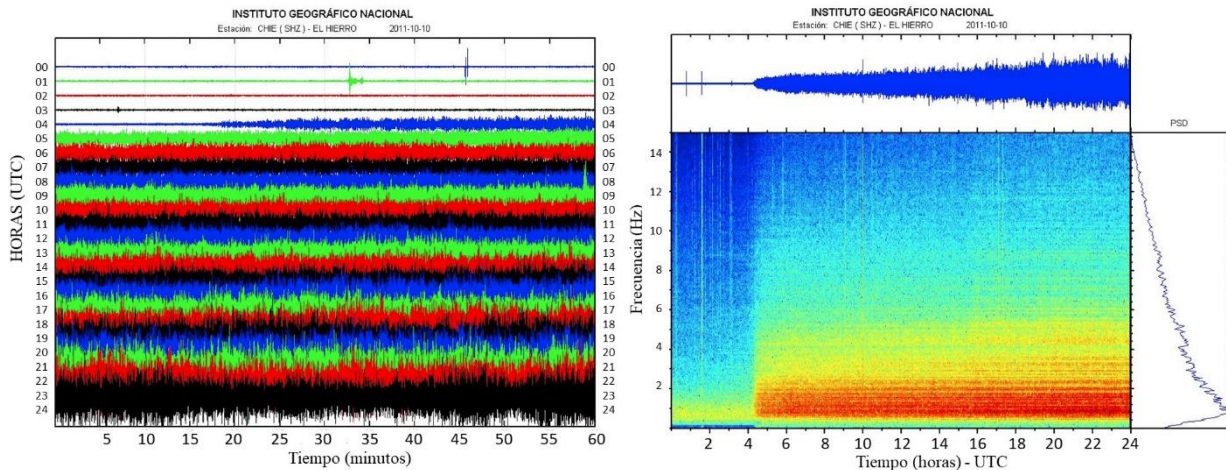


Figura 11. Señal de temblor volcánico detectada en las estaciones sísmicas de El Hierro el 10 de octubre de 2011 (www.ign.es).

En las horas posteriores se observaron peces muertos flotando al sur de la isla, en el denominado Mar de las Calmas. Dos días después, el 12 de octubre de 2011, la amplitud del temblor disminuyó abruptamente, el agua del mar se tiñó de verde y se vieron las primeras muestras de xenopumitas flotando en el mar (también denominadas restingolitas en referencia al pueblo de La Restinga). Estas rocas de lava se caracterizaron por tener entre 100 y 200 mm de largo y disponer de una corteza basáltica vítrea negra de varios decímetros de espesor y un núcleo de textura pumícea de color blanco y origen sedimentario cretáceo (Figura 12) (Del Moro et al., 2015; López et al., 2014; Meletlidis et al., 2012; Rodríguez-Losada et al., 2015; Sigmarsson et al., 2013; Somoza et al., 2017; Troll et al., 2012; Zaczek et al., 2015).



Figura 12. Muestra de xenopumita recogida en el mar el 15 de octubre de 2011 (www.ign.es).

Al mismo tiempo, se detectaron terremotos de baja magnitud, $M < 3$, en la misma área donde se había registrado previamente la sismicidad profunda (Figura 13).

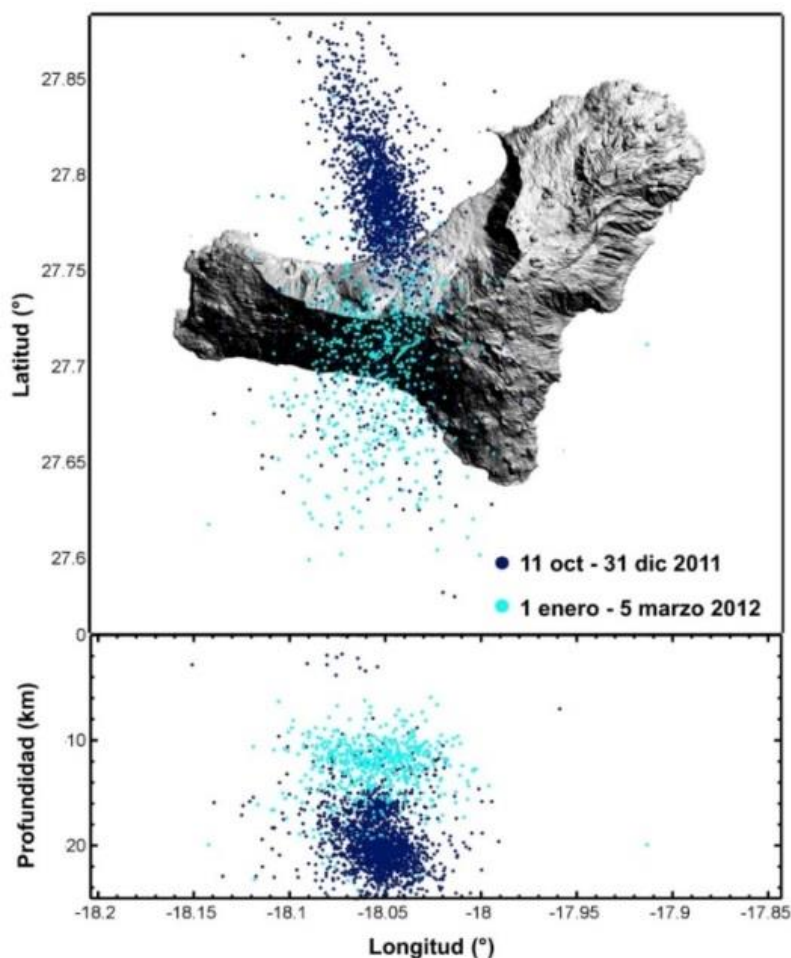


Figura 13. Epicentros del catálogo del IGN localizados entre el 10 de octubre de 2011 y el 5 de marzo de 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

A partir de mediados de octubre, la sismicidad comenzó a detectarse en la parte norte de la isla entre 15 y 25 km de profundidad (Figura 13). Durante las primeras semanas de noviembre de 2011, ocurrieron seis terremotos de magnitud superior a 4, las estaciones GNSS registraron una leve subsidencia del terreno y se observaron globos de lava flotando en el mar, de hasta 2 m de longitud, consistentes en cavidades huecas llenas de gas rodeadas por una corteza de lava basanítica de varios centímetros de grosor que, al cabo de unos minutos, explotaban y se hundían en el fondo marino (Figura 14) (Carracedo et al., 2015; Longpré et al., 2014; Martí et al., 2013a; Martí et al., 2013b; Meletlidis et al., 2015; Rodríguez-Losada et al., 2015; Somoza et al., 2017). La ausencia de xenopumitas durante este periodo pudo deberse al establecimiento de un conducto estable de ascenso de magma (Troll et al., 2012). El análisis petrológico de los globos de lava reveló que las muestras se formaron principalmente en el manto, a presiones superiores a 400 MPa, correspondientes a las profundidades de 10-16 km y 17-24 km (Longpré et al., 2014).



Figura 14. Fotografías de la erupción submarina en 2011-2012. (a) 27 de noviembre de 2011. Globos de lava en la superficie del mar. (b) 8 de enero de 2012. Extensa área de cenizas y lapilli.

Desde finales de noviembre, el tremor comenzó a disminuir gradualmente y a partir de enero, la actividad sísmica volvió a localizarse en la parte central y sur de la isla a 9-15 km de profundidad (Figura 13). La erupción finalizó el 15 de febrero de 2012 (Sánchez-Pastor et al., 2018) aunque oficialmente se dio por terminada el 5 de marzo de 2012 por parte del Comité Científico del Plan de Emergencias Volcánicas de Canarias (PEVOLCA).

En total, la actividad eruptiva fue catalogada con VEI 2 (Becerril et al., 2014) y duró 4 meses durante los cuales se alternaron fases explosivas, con grandes burbujas y amplias áreas de cenizas, lapilli y bombas de lava en la superficie del mar (Figura 14) y fases efusivas, registradas fundamentalmente desde finales de enero de 2012, con flujos de lava en el fondo del mar que formaron estanques de lava y lavas almohadilladas en el fondo marino (Somoza et al., 2017). También se formó un cono volcánico, llamado Tagoro en referencia al lugar de reunión ceremonial de los primeros bereberes (habitantes del norte de África) que llegaron a El Hierro hace ~2500 años. Este cono creció en múltiples etapas de apilamiento de material y colapsos, formándose desde los 375 m hasta los 89 m desde la superficie del mar. Presenta pendientes de 25°-35° en sus flancos superiores y un volumen total de $\sim 416 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Rivera et al., 2013; Somoza et al., 2017).

Desde entonces, el sistema evolucionó a una etapa de desgasificación, liberando calor y gases que influyeron en el ecosistema marino de la zona (de Puellas et al., 2021; Fraile-Nuez et al., 2012; Fraile-Nuez et al., 2018; Garcia-Davis et al., 2021; Gomez-Letona et al., 2018; Gonzalez et al., 2020; Santana-Casiano et al., 2016; Santana-Casiano et al., 2013; Somoza et al., 2017).

1.3.3. Las intrusiones post-eruptivas de 2012-2014

El final de la erupción submarina no marcó el final de la actividad volcánica en El Hierro. La actividad continuó durante los siguientes dos años con la ocurrencia de seis episodios intrusivos bien definidos en junio-julio de 2012, septiembre de 2012, enero de 2013, marzo-abril de 2013, diciembre de 2013 y marzo de 2014. Los episodios produjeron enjambres sísmicos localizados en diferentes áreas bajo la isla de El Hierro (Figura 15).

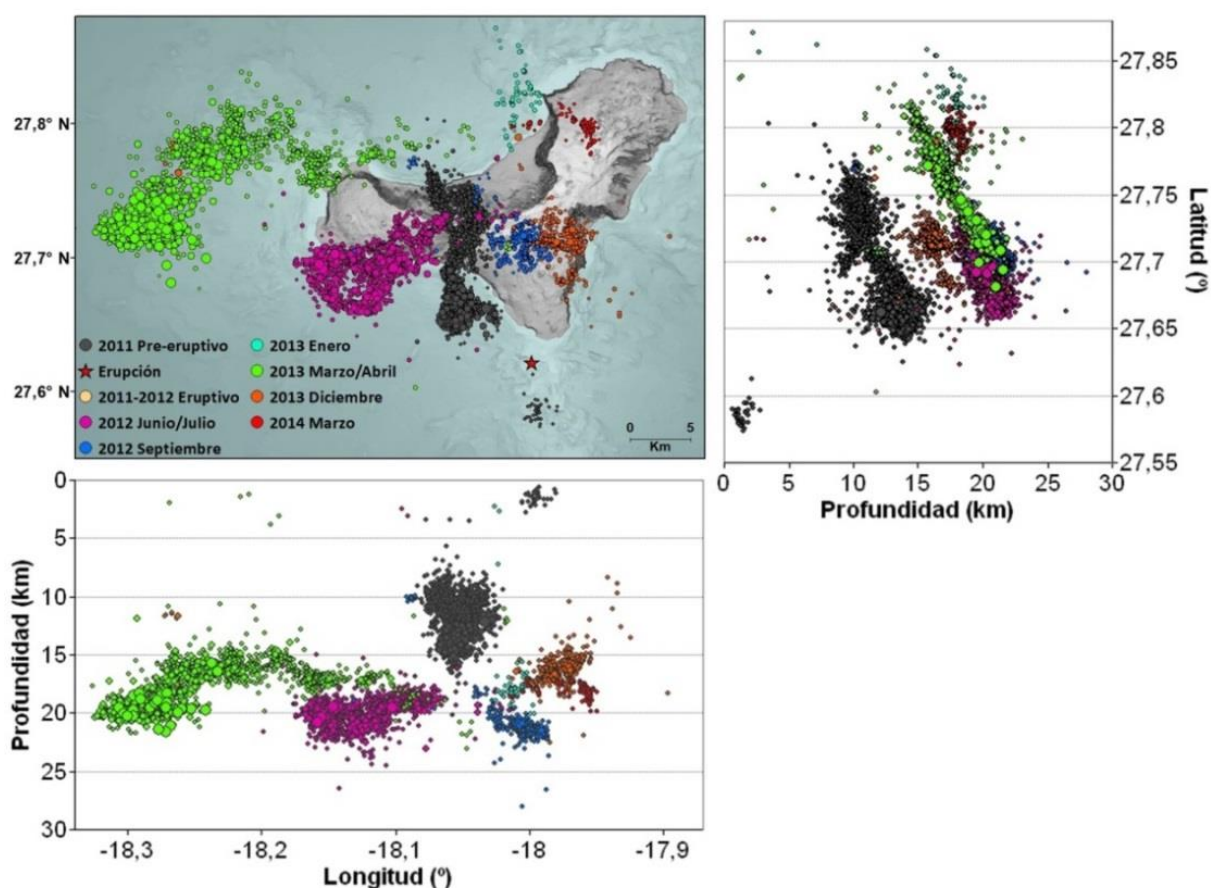


Figura 15. Sismicidad relocalizada con $M \geq 1.5$ durante la intrusión pre-eruptiva de 2011 y las seis intrusiones post-eruptivas 2012-2014 (Domínguez Cerdeña et al., 2014; Domínguez Cerdeña et al., 2018). (Benito-Saz et al., 2019).

Las estaciones GNSS detectaron al mismo tiempo altas tasas de deformación del terreno, indicando la presencia de intrusiones de magma bajo la isla (Figura 16) (Benito-Saz et al., 2017; Benito-Saz et al., 2019; Domínguez Cerdeña et al., 2018; Díaz-Moreno et al., 2015; García et al., 2014; González et al., 2013; Klügel et al., 2015; Lamolda et al., 2017; Meletlidis et al., 2015; Telesca et al., 2016).

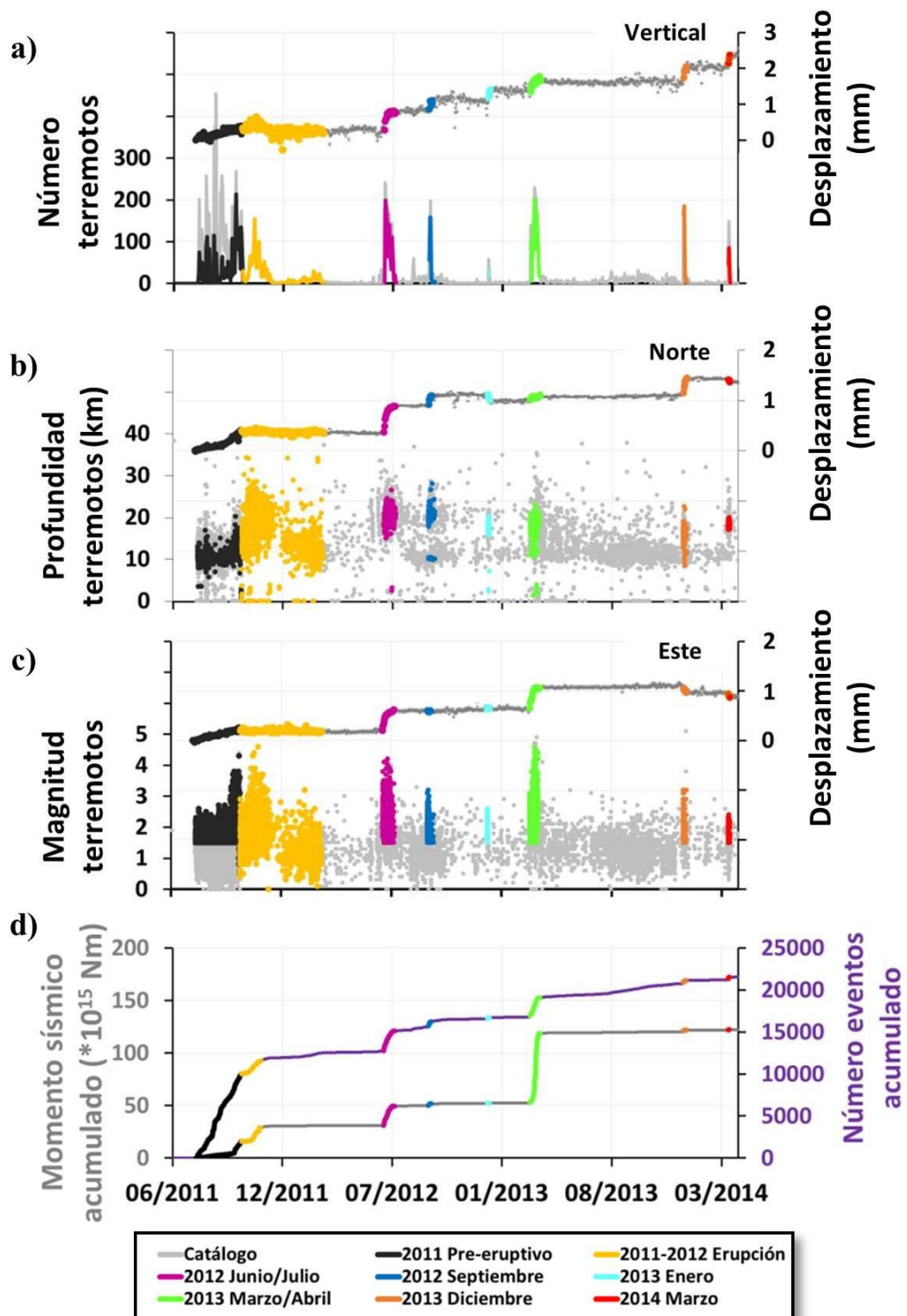


Figura 16. Características de la sismicidad y los desplazamientos GNSS del terreno registrados en la estación FRON entre junio de 2011 y marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2019). Los datos de los terremotos del catálogo del IGN se muestran en gris y en amarillo para el periodo de la erupción, mientras que los terremotos relocalizados (Domínguez Cerdeña et al., 2014; Domínguez Cerdeña et al., 2018) se muestran en distintos colores para los episodios pre y post-eruptivos.

La primera intrusión se detectó sólo 4 meses después del final de la erupción submarina y la última intrusión 2 años después. Estos episodios estuvieron separados por periodos de aproximadamente 3 meses, excepto la intrusión de diciembre de 2013, la cual ocurrió ~9 meses después de la intrusión que mayor deformación produjo en la isla, la intrusión de marzo-abril de 2013 (Figura 16). Mientras que las intrusiones de septiembre 2012, enero 2013, diciembre 2013 y marzo 2014 tuvieron una duración de menos de una semana, las intrusiones de junio-julio 2012 y marzo-abril de 2013 duraron casi tres semanas y en ellas la sismicidad migró claramente hacia el exterior de la isla (Figura 15).

Todos los episodios intrusivos produjeron cientos de eventos diarios, a profundidades de 15-23 km, con magnitudes generalmente inferiores a 3, con excepción de las intrusiones de junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013, durante las cuales se registraron terremotos con $M \geq 4$ a la vez que la sismicidad migraba hacia el exterior de la isla. El mayor momento sísmico acumulado durante un solo episodio se produjo durante la intrusión de marzo-abril 2013 (Figura 16). En total, el número de eventos sísmicos localizados desde junio de 2012 a marzo de 2014 fue superior a 9000 (<https://www.ign.es>).

La magnitud media de completitud, M_c , (magnitud por encima de la cual se detectan todos los eventos en una región en un periodo de tiempo determinado (Rydelek and Sacks, 1989)), fue de 1.3, aunque los valores fluctuaron entre 0.8 y 3.1. Durante el episodio de junio-julio de 2012, M_c varió entre 1.9 y 2.2 y en septiembre de 2012, M_c tuvo un valor de 1.6 aproximadamente. En marzo-abril de 2013, se registraron los mayores valores de M_c , entre 2 y 3, debido a la alta cantidad de terremotos ocurridos y en diciembre de 2013, M_c fue inferior a 2 (Domínguez Cerdeña et al., 2018). Estas variaciones se debieron principalmente a que durante la ocurrencia de los enjambres sísmicos, muchos eventos se superponían, siendo difíciles de identificar, dedicándose la mayor parte de los esfuerzos a la ubicación de los terremotos más grandes para la detección en tiempo real de cualquier migración lateral del magma (Telesca et al., 2016).

Al inicio de las intrusiones se observó un valor de b (Gutenberg and Richter, 1944; Wiemer and McNutt, 1997) mayor de 1.5, valor que iba disminuyendo con el tiempo y al final de los episodios era generalmente igual o inferior a 1, lo que podría indicar que la sismicidad estaba estrechamente relacionada con la inyección de magma al inicio de los episodios y con la sobrepresión del magma en el medio adyacente al final de los episodios (Domínguez Cerdeña et al., 2018).

No parece existir un patrón claro que indicara que las intrusiones eran cada vez menos intensas o que iban a dejar de ocurrir. La respuesta de la litosfera a la deformación producida por cada intrusión no difirió significativamente de un episodio intrusivo a otro de acuerdo con diversos análisis estadísticos de la variación temporal de la sismicidad, a pesar de que las intrusiones se produjeron a diferentes profundidades y en diferentes ubicaciones bajo El Hierro (Telesca et al., 2016).

Dado que estas intrusiones post-eruptivas no llegaron a ascender a la superficie, su estudio es especialmente relevante para ampliar el conocimiento que se tiene de las características y dinámica espacio-temporal de las intrusiones que ocurren en profundidad, las cuales no llegan a finalizar en una erupción pero que producen importantes enjambres sísmicos y notables deformaciones de la superficie, contribuyendo al crecimiento de los volcanes.

Desde marzo de 2014, no se han detectado deformaciones apreciables del terreno y la actividad sísmica que se ha producido en la isla ha sido remanente (Figura 17), a profundidades principalmente de 10-15 km. Mientras que durante el año siguiente a la ocurrencia de estos episodios post-eruptivos se produjeron una media de 50 terremotos al mes, este valor ha ido disminuyendo desde entonces a una decena de terremotos al mes (<https://www.ign.es>).

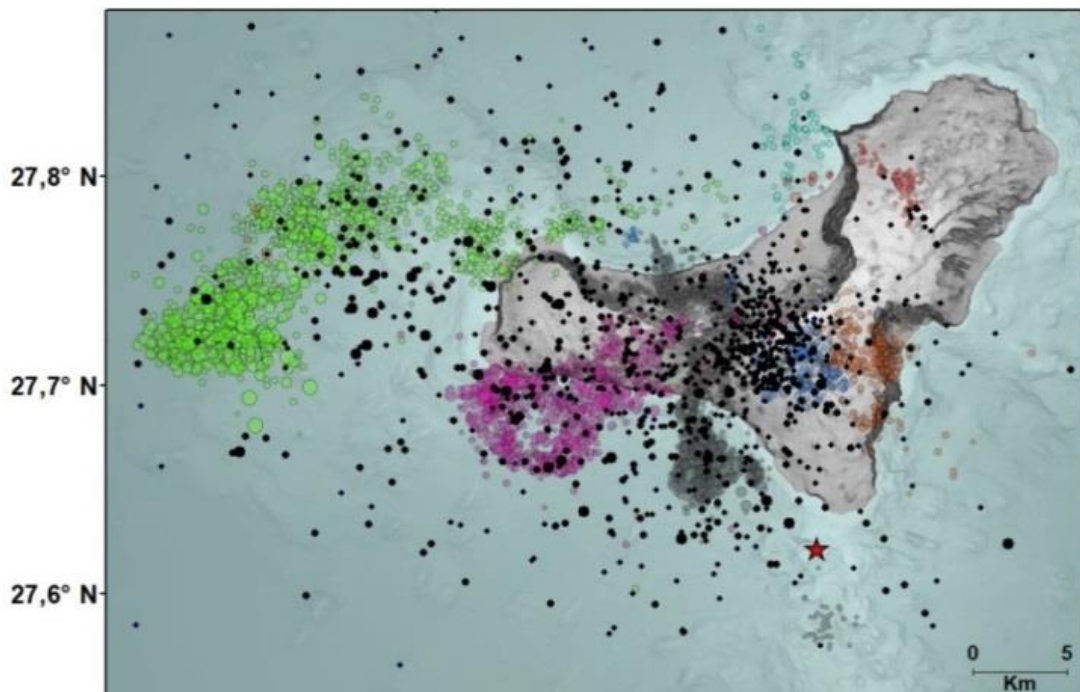


Figura 17. Sismicidad localizada entre el 17 de marzo de 2014 y el 25 de mayo de 2020. Los epicentros del catálogo de terremotos del IGN se muestran en negro superpuestos a los epicentros relocalizados de las intrusiones pre- y post-eruptivas (Figura 15).

2. Fundamentos teóricos

Para conocer los procesos que ocurren bajo los volcanes, en la mayoría de los sistemas volcánicos solo se pueden realizar mediciones de la superficie terrestre donde se reflejan las características de los procesos físicos que ocurren en profundidad. El magma, al ascender y moverse en profundidad, desplaza y deforma la roca circundante, provocando un desplazamiento que, en muchas ocasiones, es medible en la superficie. A partir de las deformaciones del terreno, utilizando modelos matemáticos que representan a las fuentes volcánicas en profundidad y aplicando metodologías de inversión se puede inferir el tipo de fuente (geometría, localización, volumen) causante de tales deformaciones (Dzurisin, 2006; Segall, 2010; Segall, 2013).

En este capítulo se resumen los fundamentos básicos de los métodos geodésicos utilizados en este trabajo para cuantificar las deformaciones que se produjeron en la superficie de la isla El Hierro durante los episodios post-eruptivos ocurridos entre junio de 2012 y marzo de 2014. También se exponen los principios generales utilizados para modelizar las intrusiones magmáticas emplazadas en profundidad y causantes de las deformaciones medidas del terreno.

2.1. Técnicas geodésicas

Las técnicas geodésicas permiten medir y cuantificar las deformaciones que se producen en la superficie de los volcanes (Battaglia et al., 2019; Fernandez et al., 2017). Entre ellas, las técnicas terrestres como la nivelación, triangulación, trilateración, las mediciones electrónicas de distancia o las medidas de inclinación o tensión, se realizan desde el propio terreno (Figura 18). Con ellas se obtienen altas precisiones de los desplazamientos que sufre la superficie del terreno. Sin embargo, los datos suelen cubrir áreas relativamente pequeñas, de unos pocos kilómetros y, en muchas ocasiones, el trabajo de medida es lento, costoso, necesitándose de varios operadores que a veces deben trabajar en condiciones climáticas adversas o en terrenos peligrosos (Bonaccorso et al., 2016; Dzurisin, 2006;

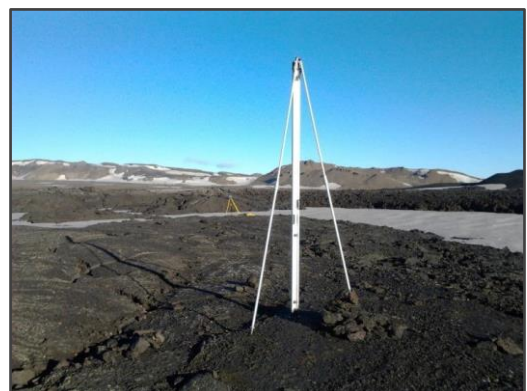


Figura 18. Campaña de nivelación en la caldera del sistema volcánico Askja (Islandia) en 2015.

Ratdomopurbo et al., 2013; Sturkell et al., 2013; Tryggvason, 1989; Xu et al., 2012). Las técnicas aéreas como la fotogrametría o el LiDAR (acrónimo del inglés *Light Detection and Ranging*) tienen el inconveniente de su alto coste al tener que contratar vuelos aéreos a propósito, disponiéndose de datos e imágenes solo en los días programados (Derrien et al., 2015; Pedersen et al., 2017). Por ello, estas técnicas han dejado paso a las técnicas satelitales, las cuales miden las deformaciones de la superficie utilizando satélites artificiales que orbitan continuamente alrededor de la Tierra.

Las técnicas geodésicas satelitales más utilizadas en la actualidad para cuantificar las deformaciones del terreno que se producen en áreas volcánicas son el Sistema Global de Navegación por Satélite o GNSS (sigla del inglés *Global Navigation Satellite System*) y la Interferometría Radar de Apertura Sintética o InSAR (acrónimo del inglés *Interferometric Synthetic Aperture Radar*).

Gracias al InSAR se puede obtener la deformación del terreno de áreas muy extensas de forma rutinaria, cada cierto número de días, y de prácticamente todo el mundo (sección 2.1.1). Con el GNSS se pueden medir los desplazamientos tridimensionales del terreno con una periodicidad diaria o subdiaria (sección 2.1.2). Ambas técnicas son complementarias y la alta cobertura temporal de las observaciones GNSS se complementa con la alta cobertura espacial de las observaciones InSAR. Estas técnicas pueden obtener precisiones de los desplazamientos de la superficie del orden centimétrico o milimétrico, similares a las que se obtienen con las técnicas terrestres, pero con una mayor cobertura espacial y temporal, proporcionando puntos de medida que pueden estar separados cientos de kilómetros entre sí, sin tener necesidad de visibilidad directa entre ellos y, en el caso de la técnica InSAR, sin tener que desplazar personal a la zona de estudio.

El InSAR y el GNSS son herramientas muy potentes para la monitorización de las deformaciones del terreno que se producen en áreas volcánicas y, gracias a ellas, la cantidad y calidad de los datos geodésicos disponibles de áreas volcánicas de todo el planeta ha aumentado exponencialmente. A finales de la década de 1990 sólo se tenía información geodésica de poco más de 40 volcanes de todo el mundo y en la actualidad se dispone de información de más de 200 volcanes (Biggs and Pritchard, 2017; Dvorak and Dzurisin, 1997; Ebmeier et al., 2018; Fournier et al., 2010; Furtney et al., 2018; Pritchard et al., 2018).

2.1.1. InSAR

La Interferometría Radar de Apertura Sintética o InSAR (acrónimo del inglés *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) es una técnica geodésica que se utiliza desde hace más de 30 años para medir y monitorizar las deformaciones del terreno en áreas volcánicas (Amelung et al., 2000; Burgmann et al., 2000; Lu et al., 1997; Lu et al., 2002; Massonnet and Sigmundsson, 2000; Pinel et al., 2014; Simons and Rosen, 2007; Wicks et al., 1998; Zebker et al., 2000). Está basada en los sistemas radar (acrónimo del inglés *RA*dio *DE*tección *AN*d *RAN*ging), sistemas activos que emiten su propia fuente de energía para estudiar las propiedades de los objetos, lo que les permite operar tanto de día como de noche al no depender de la iluminación solar (Richards, 2005; Rosen et al., 2000).

En el estudio de las deformaciones del terreno que se producen en áreas volcánicas se utilizan generalmente sistemas radar instalados a bordo de satélites artificiales. Desde ellos emiten una señal electromagnética hacia la superficie terrestre en la frecuencia del microondas, principalmente en las bandas X (8-12 GHz, $\lambda \sim 25-37.5$ mm), C (4-8 GHz, $\lambda \sim 37.5-75$ mm) y L (1-2 GHz, $\lambda \sim 150-300$ mm), y registran las ondas que se retrodispersan en la superficie y que vuelven de nuevo a la antena del satélite en la denominada dirección de la línea de vista o línea de visión del radar o dirección LOS (sigla del inglés *Line Of Sight*) (Figura 19).

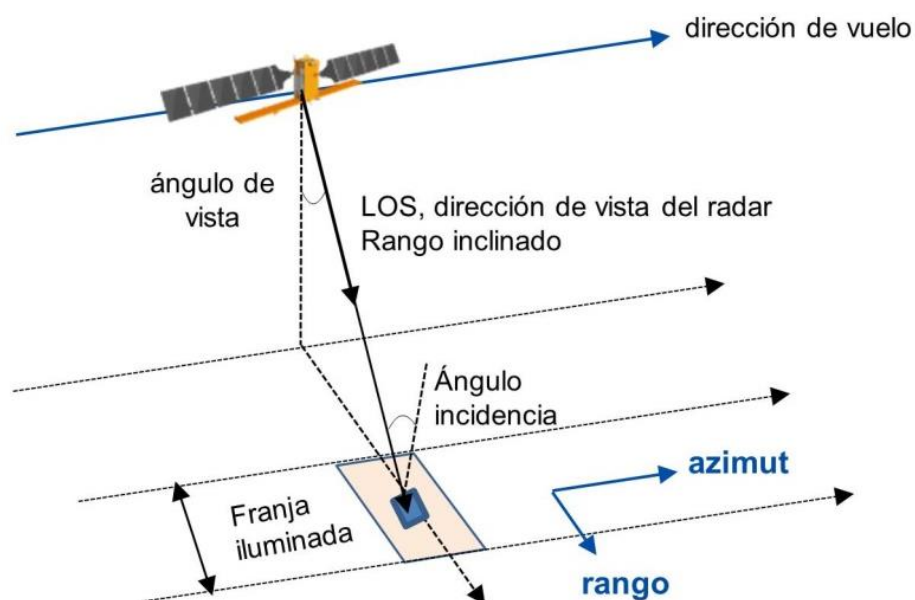


Figura 19. Esquema de un sistema radar montado a bordo de un satélite.

El área iluminada en el terreno por el radar se denomina franja o ancho de barrido (en inglés, *swath*). La dirección de azimut es la dirección paralela al vuelo del radar medida en sentido horario desde el norte, mientras que la dirección perpendicular es la dirección de rango o alcance. El rango inclinado es la distancia medida en la dirección LOS. El ángulo de incidencia de la señal es el ángulo medido cuando la señal incide en la superficie con respecto a la perpendicular al terreno y el ángulo de vista, visión u observación es el ángulo con que observa el sensor con respecto al nadir. Estos ángulos son generalmente ligeramente diferentes debido a la curvatura y topografía terrestre (Figura 19). La fase de la señal proporciona información del tiempo que tarda la onda en llegar a la superficie, reflejarse y volver de nuevo al radar, o lo que es lo mismo, de la distancia a la que se encuentra el objeto del radar. La amplitud de la señal contiene información sobre las características del terreno como su rugosidad, pendiente, humedad, etc.

Los Radares de Apertura Sintética o SAR (sigla del inglés *Synthetic Aperture Radar*) no observan la superficie del terreno en su vertical, sino en la configuración de vista lateral y utilizan el movimiento del satélite para aumentar de forma artificial, matemática o “sintética” el tamaño físico de su antena. Al procesar coherentemente todas las señales de una misma zona, obtienen imágenes de alta resolución en la dirección de azimut similares a las que se obtendrían si la antena tuviese una longitud igual a la distancia recorrida por el satélite durante el tiempo de observación de un mismo objeto del terreno (Figura 20) (Carrara, 1995; Cumming and Wong, 2005; Curlander and McDonough, 1991; Franceschetti and Lanari, 1999; Hanssen, 2001; Jakowatz et al., 2012).

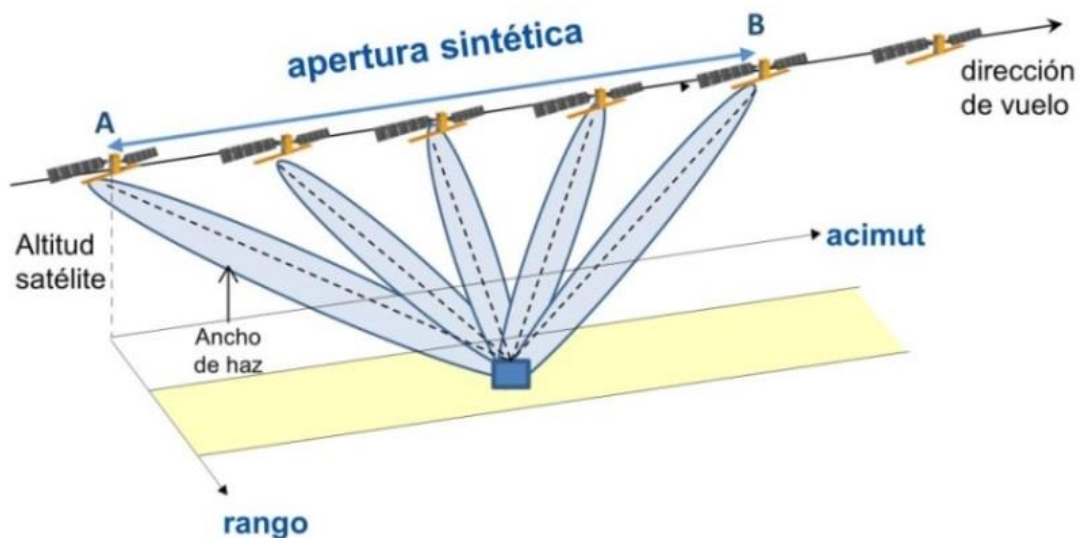


Figura 20. Esquema del funcionamiento de un Sistema Radar de Apertura Sintética.

Los satélites que utilizan el sistema SAR suelen posicionarse en órbitas casi polares, a altitudes de entre 200-1000 km, de modo que barren toda la superficie del planeta y pasan por las mismas áreas en los mismos momentos del día cada cierto número de días, con el denominado periodo de revisita (*revisit time* en inglés). En la actualidad, existe una gran cantidad de satélites con sensores SAR que captan imágenes de la superficie con distintos tamaños y resoluciones espaciales y temporales (Figura 21).

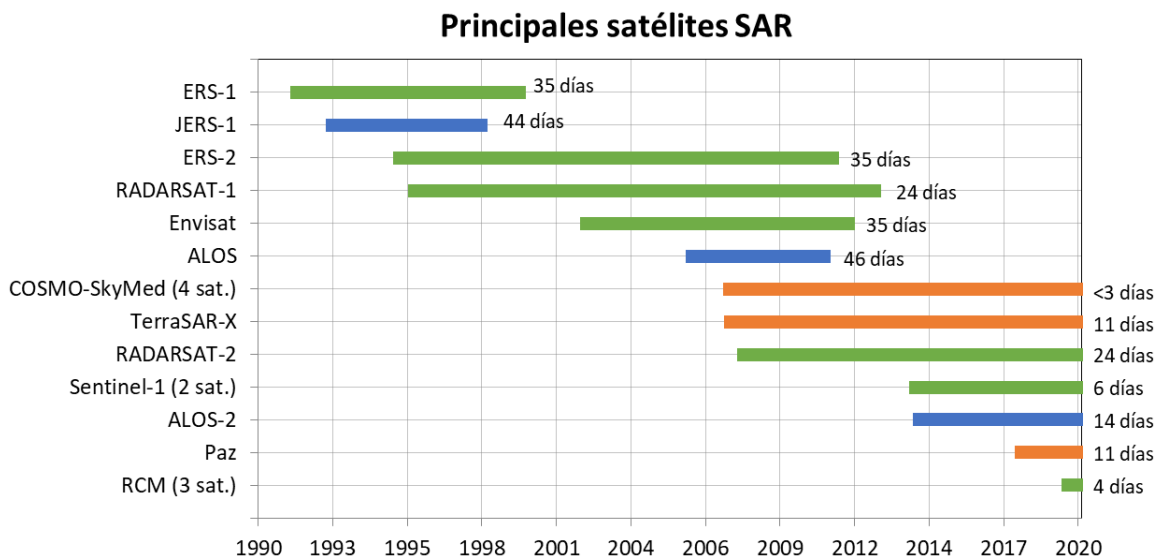


Figura 21. Principales satélites SAR utilizados en la monitorización de las deformaciones del terreno en áreas volcánicas. El color representa el tipo de banda utilizado por cada satélite: banda X (naranja), banda C (verde), banda L (azul). A su lado se muestran sus periodos de revisita.

El radar puede adquirir imágenes de la superficie en modo ascendente, es decir, en su tránsito de sur a norte, o en modo descendente, en su movimiento en la órbita de norte a sur (Figura 22). La imagen SAR final es una imagen digital formada por una matriz bidimensional de filas y columnas de píxeles en la que cada píxel está asociado con un área pequeña de la superficie terrestre llamada celda de resolución, cuyas dimensiones dependen del modo de adquisición utilizado por el sistema SAR. Cada píxel almacena, en forma de número complejo, la amplitud y la fase de la señal retrodispersada por todos los dispersores (rocas, vegetación, edificios, etc.) que se encuentran dentro de cada celda de resolución y que vuelven de nuevo al radar en la dirección de rango inclinado. Para que las imágenes representen correctamente la superficie, las coordenadas radar se deben posteriormente transformar a coordenadas geodésicas o cartográficas (Simons and Rosen, 2007).

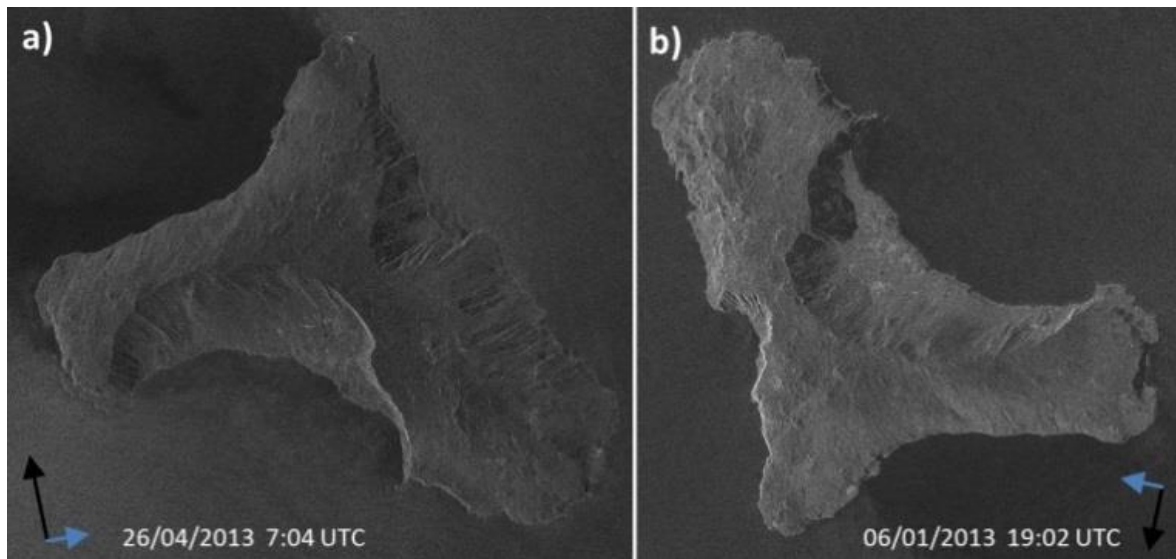


Figura 22. Imágenes SAR de amplitud de El Hierro adquiridas por los satélites Cosmo-SkyMed a su paso por la isla. (a) Modo ascendente. (b) Modo descendente. La dirección del vuelo del satélite y la dirección de vista del radar se muestra con una flecha negra y otra azul, respectivamente.

La Interferometría SAR o InSAR realiza la diferenciación de la fase de dos imágenes SAR adquiridas de una misma zona desde dos puntos de vista distintos o en dos momentos de tiempo diferentes. La multiplicación de una de las imágenes, comúnmente llamada imagen *master*, maestra, primaria o de referencia, por el complejo conjugado de la segunda imagen, denominada imagen *slave* o secundaria, resulta en una nueva imagen denominada interferograma donde las amplitudes de ambas ondas se han multiplicado y sus fases se han diferenciado (Bamler and Hartl, 1998; Burgmann et al., 2000; Curlander and McDonough, 1991; Franceschetti and Lanari, 1999; Ketelaar, 2009; Massonnet and Feigl, 1998; Rosen et al., 2000).

Las señales están formadas por millones de ciclos de onda que siguen el camino desde el satélite a la superficie y su vuelta de nuevo al radar, pero este número no se conoce, y la fase se mide en términos de la parte fraccionaria de un ciclo. Por ello, la fase interferométrica, resultante de la diferencia de caminos recorridos por las señales, tiene valores comprendidos en los intervalos $(0, 2\pi)$ o $(-\pi, \pi)$ y se conoce como fase enrollada (o en inglés, *wrapped phase*) (Goldstein et al., 1988).

En la denominada interferometría de pasos repetidos (en inglés, *repeat-pass interferometry*) las dos imágenes de la misma zona se adquieren prácticamente desde la misma posición del satélite, pero en momentos diferentes.

La distancia entre los centros de fase de las antenas cuando adquieren las imágenes se denomina línea de base interferométrica, B , y su proyección perpendicular a la dirección LOS es la línea de base perpendicular, B_{perp} (Figura 23). La distancia B_{perp} entre las antenas resulta en dos contribuciones de fase que afectan al interferograma: la denominada fase de la tierra plana y la denominada fase topográfica. La contribución de la fase orbital o fase de la tierra plana está relacionada con la curvatura de la Tierra y puede eliminarse utilizando los datos orbitales precisos de los satélites (Li et al., 2004). La fase topográfica está relacionada con la altura topográfica de la superficie y se puede eliminar utilizando un modelo digital de elevaciones del terreno (Smith, 2002). La ambigüedad de altitud es la diferencia de altitud que genera un cambio en la fase interferométrica de 2π y es inversamente proporcional a B_{perp} . Cuanto más alto es el valor de B_{perp} , más precisa es la medición de altitud. Además, existe un valor de B_{perp} crítico, que depende de la distancia en rango inclinado, el ángulo de incidencia y la longitud de onda y el ancho de banda de la señal, a partir de la cual se pierde la coherencia y no se pueden generar las franjas interferométricas (Zebker and Villasenor, 1992).

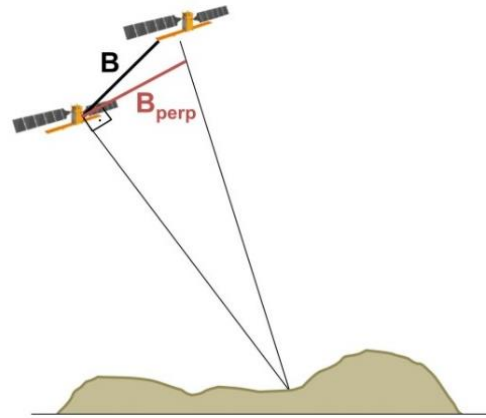


Figura 23. Esquema de un sistema InSAR.

Una vez eliminadas las contribuciones de la fase de la tierra plana y la fase topográfica, la fase interferométrica resultante, ϕ_{int} , contiene:

$$\phi_{int} = \Delta\phi_{orb} + \Delta\phi_{topo} + \phi_{def} + \phi_{atm} + \phi_{ruido} \quad (1)$$

- una fase residual debida a errores en las órbitas de los satélites, $\Delta\phi_{orb}$, y a errores en la topografía del terreno, $\Delta\phi_{topo}$
- una componente de fase debida al desplazamiento que ha podido sufrir el terreno en la dirección LOS entre las dos pasadas del satélite, ϕ_{def}
- una componente de fase debida a los retardos que las señales han podido sufrir a su paso por la atmósfera, ϕ_{atm}
- un ruido de fase debido al cambio en las propiedades de dispersión del terreno, con el tiempo o con ángulos de visión diferentes, entre las dos adquisiciones, ϕ_{ruido}

Mediante la Interferometría SAR Diferencial o DInSAR (del inglés *Differential INterferometry Synthetic Aperture Radar*) se puede calcular el desplazamiento que sufre el terreno entre la adquisición de las dos imágenes cancelando los demás términos de fase. El resultado es la llamada fase interferométrica diferencial en la que una diferencia de fase de 2π corresponde a un desplazamiento en el terreno en la dirección LOS de la mitad de la longitud de onda del radar utilizada, $\lambda/2$ (Hanssen, 2001; Hooper et al., 2007; Massonnet and Feigl, 1995; Massonnet and Feigl, 1998; Massonnet et al., 1993; Zebker et al., 1994). La deformación del terreno en unidades de longitud se obtiene aplicando el proceso denominado desenrollado de fase (en inglés, *phase unwrapping*) (Chen and Zebker, 2002; Goldstein et al., 1988).

La relación entre los desplazamientos del terreno en la dirección LOS, d_{LOS} , y las tres componentes del espacio, este (d_E), norte (d_N), y vertical (d_U), depende del ángulo de incidencia, θ , y del azimut del satélite, α (Fuhrmann and Garthwaite, 2019; Hanssen, 2001; Hu et al., 2014):

$$d_{LOS} = -\sin \theta \cos \alpha d_E + \sin \theta \sin \alpha d_N + \cos \theta d_U \quad (2)$$

En la Figura 24 se muestra el ejemplo de un interferograma sin desenrollar del área volcánica de *Three Sisters* (EE. UU.) y su correspondiente interferograma desenrollado. Este trabajo fue el primero en llevar a cabo la técnica InSAR en EE. UU. para estudiar los procesos magmáticos de un área volcánica (Wicks et al., 2002).

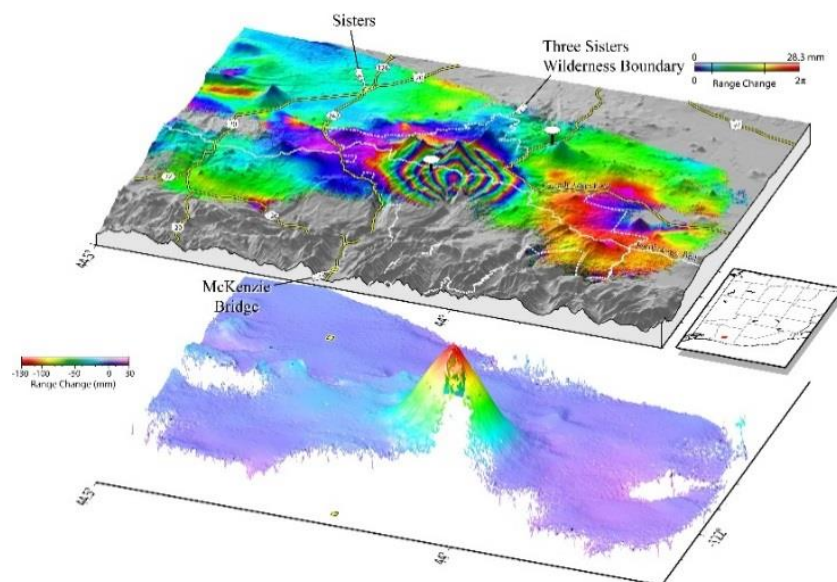


Figura 24. Interferograma sin desenrollar entre los años 1995 y 2001 del área volcánica *Three Sisters* (superpuesto a la topografía del terreno) (arriba), junto con la deformación del terreno correspondiente (abajo), ~130 mm de elevación (<https://www.usgs.gov/media/images/interferogram-image-made-insar-monitoring-showing-1995-2001-g>).

Aunque las señales radar son capaces de atravesar la atmósfera y la cobertura de nubes, la componente atmosférica de la fase interferométrica diferencial, ϕ_{atm} , se debe a que las condiciones atmosféricas generalmente no son exactamente iguales en los momentos de adquisición de las imágenes. Las variaciones de densidad de electrones libres en la ionosfera producen cambios en la propagación de las señales que pueden llegar a ser importantes en latitudes altas o con el uso de altas longitudes de onda del radar, como la banda L (Brcic et al., 2010; Rosen et al., 2010). Las turbulencias y variaciones laterales y verticales de presión, temperatura y humedad relativa en la troposfera pueden provocar retrasos en las señales que pueden ser importantes en escalas de longitud de hasta decenas de kilómetros (Elliott et al., 2008; Hanssen, 2001; Zebker et al., 1997). La eliminación de esta fase troposférica es, hoy en día, uno de los principales desafíos en el procesado InSAR. Actualmente existen diferentes métodos de corrección troposférica, cada uno con un tipo de limitación diferente. La elección del método suele depender de la región de estudio, el satélite SAR utilizado y los datos disponibles (Bekaert et al., 2015a; Bekaert et al., 2015b; Cavalie et al., 2007; Ebmeier, 2016; Jolivet et al., 2011; Li et al., 2009; Lin et al., 2010; Onn and Zebker, 2006; Parker et al., 2015; Pinel et al., 2011; Puysegur et al., 2007; Wadge et al., 2002; Welch and Schmidt, 2017; Wicks et al., 2002; Zebker et al., 1997).

El principal ruido de fase que aparece en la fase interferométrica diferencial, ϕ_{ruido} , se produce por la decorrelación de la señal cuando las características del suelo y su capacidad para reflejar las ondas cambian con el tiempo (decorrelación temporal) o con el ángulo de incidencia del radar (decorrelación geométrica) (Touzi et al., 1999; Usai and Klees, 1999; Zebker and Villasenor, 1992). La decorrelación geométrica también se puede producir por altos valores de B_{perp} o de los centroides Doppler entre los pares de imágenes. Dado que los satélites que transmiten las señales se mueven con respecto a la superficie terrestre, la señal reflejada presenta una frecuencia ligeramente diferente de la frecuencia transmitida. Es el conocido efecto Doppler. A medida que la diferencia de centroides Doppler entre dos escenas aumenta, o que la distancia B_{perp} entre los satélites aumenta, disminuye la coherencia. Teniendo en cuenta estos criterios para reducir la decorrelación, las características del terreno pueden no permitir obtener una mayor coherencia interferométrica.

Los métodos de series temporales o métodos multitemporales InSAR o MTInSAR (*Multi-temporal Interferometric Synthetic Aperture Radar*) combinan todas las imágenes disponibles de una misma área para mitigar estas componentes. Estos algoritmos se dividen principalmente en dos grandes categorías:

- Métodos de Dispersores Persistentes o Permanentes o PS (*Persistent or Permanent Scatterer*)
- Métodos de Línea de Base Pequeñas o SB (*Small Baseline*).

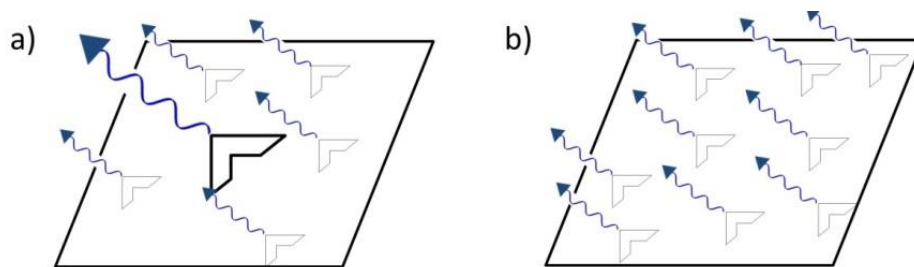


Figura 25. Tipos de dispersores del terreno. (a) Dispersor persistente o permanente. (b) Dispersores distribuidos.

Los métodos PS se basan en los píxeles de las imágenes dominados por un dispersor prominente en el terreno (Figura 25a). Generalmente son puntos del terreno que actúan como reflectores (como, por ejemplo, los techos de muchos edificios o grandes rocas en entornos naturales), los cuales devuelven significativamente más energía que los otros elementos dispersores que tienen a su alrededor. Estos píxeles presentan una gran estabilidad de fase y una alta y constante amplitud, tanto en el tiempo como con diferentes ángulos de incidencia, lo que produce que la fase de decorrelación sea mínima (Ferretti et al., 2001; Hooper et al., 2004; Perissin and Ferretti, 2007; Usai et al., 1997). Los métodos forman la serie temporal de interferogramas a partir de una misma imagen primaria y el nivel de decorrelación de cada píxel se puede determinar utilizando un método temporal (Crosetto et al., 2003; Crosetto et al., 2016; Ferretti et al., 2001; Kampes, 2005; Lyons and Sandwell, 2003) o un método de correlación espacial (Hooper, 2008; Hooper et al., 2012; Hooper et al., 2007; Hooper et al., 2004). Estos píxeles PS, que presentan un nivel de decorrelación mínimo, se utilizan en el desenrollado de la fase interferométrica (uno de los pasos más complicados y subjetivos de todo el procesado InSAR al no tener solución única debido a la ambigüedad en el número de ciclos enteros de la fase interferométrica) (Rucci et al., 2012; Sousa et al., 2011).

Los métodos SB están optimizados para píxeles que no contienen un único dispersor dominante, sino que contienen muchos dispersores similares distribuidos en las celdas de resolución (Figura 25b) (Berardino et al., 2002; Hooper et al., 2012; Lanari et al., 2004; Lauknes, 2011; Schmidt and Burgmann, 2003; Usai, 2003). Estos métodos forman interferogramas entre imágenes con una separación temporal o una línea de base perpendicular mínimas. Con ello se minimiza la decorrelación, la cual se reduce aún más aplicando un filtro espectral de banda común en la dirección de rango y en la dirección de azimut para tomar la parte común de los espectros de las imágenes. La fase interferométrica diferencial se desenrolla utilizando los píxeles que presentan mínima decorrelación.

La precisión de los métodos PS y SB dependen del sensor utilizado, el número de imágenes disponibles, la separación temporal entre las mismas, la línea de base perpendicular entre ellas y las características del terreno. Pueden lograr precisiones del orden de ~ 1 mm/año (Lanari et al., 2007). Como ambos métodos están optimizados para diferentes tipos de dispersión del terreno y la superficie, por lo general, contiene ambos tipos de dispersores, los resultados de ambas técnicas son complementarios y se pueden combinar para extraer la señal de deformación de más píxeles del terreno, mejorando el desenrollado de la fase y logrando mejores precisiones en la determinación de las deformaciones del terreno que se producen en áreas volcánicas (Ferretti et al., 2011; Hooper, 2008).

2.1.2. GNSS

El Sistema Global de Navegación por Satélite o GNSS (sigla del inglés *Global Navigation Satellite System*) es una técnica de geodesia espacial que se utiliza para determinar la posición tridimensional de cualquier punto sobre la superficie terrestre mediante una constelación de satélites artificiales orbitando alrededor de la Tierra y que emiten continuamente señales de microondas, en la banda L del espectro electromagnético, hacia la superficie terrestre. Estas señales son recibidas por sistemas receptores situados en el terreno. Teniendo en cuenta el tiempo que tardan las señales desde que son emitidas por los satélites y son recibidas por los receptores, viajando a la velocidad de la luz, se puede determinar la distancia entre satélite y receptor.

Aunque según los principios de la triangulación, tres satélites son suficientes para determinar la posición del receptor sobre la superficie terrestre, se necesitan, al menos, 4 satélites para determinar esta distancia de forma precisa, debido a la falta de sincronización del reloj del receptor (Figura 26). Los satélites disponen de relojes atómicos que permiten su sincronización de forma muy precisa, del orden de nanosegundos. Sin embargo, los receptores utilizan relojes de cristal de cuarzo de menor precio y menos precisos. Desviaciones mínimas en los tiempos dados por ambos relojes, incluso de microsegundos, pueden causar errores en las medidas de posición de cientos de metros (Groves, 2013; Hofmann-Wellenhof et al., 2007; Leick et al., 2015; Prieto Morín, 2015; Zavorotny et al., 2014).

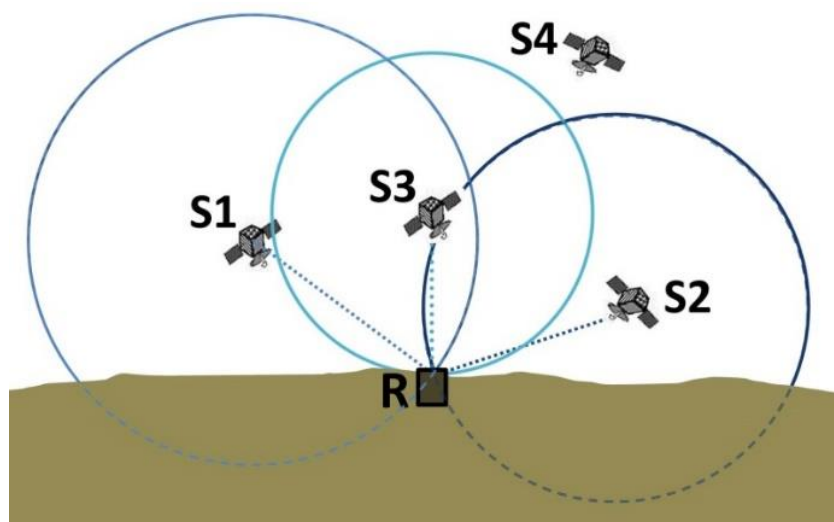


Figura 26. Esquema de la trilateración usada en los sistemas GNSS, con un receptor R situado en la superficie terrestre y los satélites S en su campo de visión.

La posición del receptor y la ambigüedad en el número total de ciclos de la señal completa son las incógnitas principales del posicionamiento GNSS. Las demás componentes de las medidas GNSS, como la posición de los satélites o la correcta estimación de la propagación de la señal en su camino entre el satélite y el receptor, son las denominadas incógnitas secundarias del problema del posicionamiento y se pueden eliminar utilizando las órbitas precisas de los satélites, combinando diferencias de observables entre receptores o satélites, procesando conjuntamente medidas de fase de señales con distintas frecuencias, modelando empíricamente cada efecto, o combinando todos los métodos anteriores (Dzurisin, 2006).

La señal GNSS está constituida por una onda sinusoidal en el rango del microondas (entre 1160-1610 MHz, correspondiente a longitudes de onda de 18-26 cm), llamada onda portadora, a la que se le superpone, en forma de códigos binarios, un código pseudoaleatorio (ligado al instante de emisión de la señal por el satélite) y un mensaje de navegación (con el conjunto de parámetros necesarios para que el receptor pueda calcular su posición, tales como las efemérides del satélite o el estado de la constelación de los satélites y sus relojes, entre otros).

La distancia entre el satélite y el receptor se puede calcular utilizando el tiempo de emisión de la señal, disponible en el código pseudoaleatorio, y el tiempo en que la señal llega al receptor. Como el tiempo que marcan los relojes de los satélites y receptores no está perfectamente sincronizado, se suele tomar como referencia una escala externa de tiempos ajena a ambos relojes. Cada sistema GNSS tiene su propio sistema de referencia de tiempo. De esta forma se calcula la distancia aproximada entre el satélite y el receptor, también denominada pseudodistancia o pseudorange, con precisiones métricas o decimétricas.

Para obtener mayores precisiones en el posicionamiento, del orden centimétrico o milimétrico, la distancia se debe calcular realizando la diferencia de fase entre la señal en el instante de la emisión (generada internamente por el propio receptor a partir de la información de que dispone de su tiempo de emisión) y el instante de su recepción. Esta medida de diferencia de fase, también llamada observable de fase o simplemente medida de fase, tiene valores entre 0 y 2π y, escalada por la longitud de onda de la señal, proporciona la distancia entre el satélite y el receptor.

Existen distintos tipos de procesado de las señales en función del número de satélites y receptores disponibles y la estrategia de cálculo que se quiera seguir. El método de Simples Diferencias realiza o bien la diferencia entre las señales recibidas por dos receptores diferentes que observan y registran simultáneamente las señales de un mismo satélite, o bien la diferencia entre las señales emitidas por dos satélites diferentes que son observados y registrados simultáneamente por un mismo receptor. Sin embargo, las medidas de las deformaciones del terreno en áreas volcánicas requieren de soluciones de altas precisiones y, para ello, se suele utilizar el método de Dobles Diferencias (DD) o el método de Posicionamiento Puntual Preciso o Posicionamiento de Punto Preciso (PPP, del inglés *Precise Point Positioning*) (Zumberge et al., 1997). Estos métodos utilizan información externa para mitigar los errores en el posicionamiento como las órbitas precisas de los satélites, las correcciones del estado de los relojes y los centros de fase de antenas, los parámetros del movimiento de rotación del polo terrestre, así como modelos de carga oceánica, de marea terrestre y de retrasos troposféricos. El método DD hace uso de la diferenciación de las mediciones simultáneas a los mismos satélites desde diferentes receptores. El observable resultante se conoce como dobles diferencias. Este método se utiliza en la mayoría de los programas de procesado de datos GNSS pues con él se determina de forma simultánea y con mucha precisión la posición relativa de una red de receptores. El método PPP proporciona la posición absoluta de los receptores de forma individual, sin necesidad de hacer uso de una red de estaciones. Por su parte, el método de Triples Diferencias se basa en la aplicación del método de una doble diferencia en el tiempo si los receptores siguen la señal de los satélites sin interrupción (Zumberge et al., 1997).

Todo sistema GNSS definen, generalmente, tres tipos de segmentos: el segmento espacial, el segmento de control y el segmento de usuario:

- El segmento espacial consta de los satélites que orbitan alrededor de la Tierra en planos casi circulares. Estos se pueden disponer en órbitas terrestres bajas, a altitudes menores de 2000 km, de modo que dan una vuelta completa alrededor de la Tierra cada 95-120 minutos; en órbitas terrestres medias, situadas a 10000-23000 km de altitud, de modo que los satélites tardan alrededor de 6-15 h en dar una vuelta completa a la Tierra; y en órbitas geoestacionarias, a una altitud de 35786 km, coincidente con la velocidad de rotación de la Tierra y, por tanto, los satélites dan una vuelta completa a la Tierra cada 24 horas, por lo que permanecen siempre en el mismo punto del cielo visto desde la Tierra. La mayor parte de los sistemas GNSS actuales emplean órbitas medias o geoestacionarias.

- El segmento de control está formado por las estaciones terrestres responsables de seguir, controlar y mantener todo el sistema de satélites, incluido su despliegue, seguimiento y mantenimiento en sus órbitas, así como de calcular y predecir sus órbitas y errores de sincronización de sus relojes. También se encargan de enviar a los satélites la información sobre la predicción de su posición y su error de sincronización que luego estos incluirán en las señales que envíen de forma que se puedan identificar de forma unívoca.

- El segmento de usuario consta de todos aquellos usuarios que utilizan un instrumento receptor con una antena y un software para recibir y decodificar las señales recibidas por los satélites con el objetivo de determinar su posición o su tiempo.

Si los receptores se colocan de forma permanente en el terreno, de modo que registran de forma continua las señales satelitales durante las 24 horas del día, y se utilizan instrumentos de alta gama o profesionales, capaces de tratar de forma simultánea las medias de código y de fase para varias frecuencias y varios satélites (Figura 27), se pueden obtener desplazamientos del terreno con precisiones de ~5 mm en la componente horizontal y de aproximadamente el doble o inferiores en la componente vertical (Bock and Melgar, 2016; Kaplan and Hegarty, 2005). Sin embargo, la colocación de los receptores de forma continua en el terreno no siempre es posible y en ocasiones solo se pueden instalar en las áreas volcánicas durante campañas de observación, disminuyendo la precisión de los resultados obtenidos (Figura 28) (Dvorak and Dzurisin, 1997).

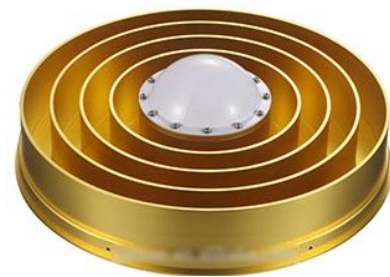


Figura 27. Antena choke-ring utilizada por receptores GNSS para obtener medidas de alta precisión en el posicionamiento.

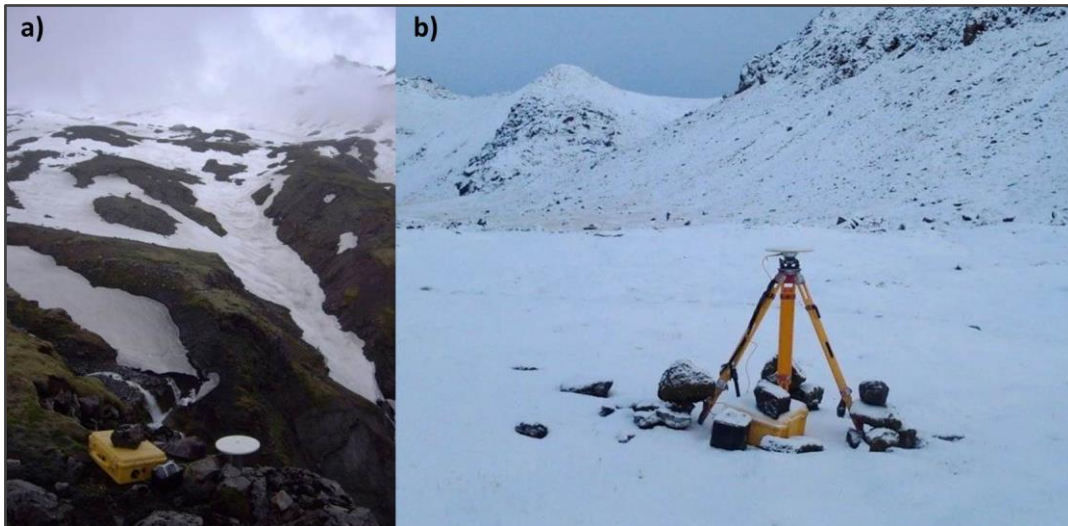


Figura 28. Estaciones GNSS de campaña. (a) Receptor GNSS instalado en las faldas del volcán Eyjafjallajökull (Islandia). (b) Receptor GNSS con trípode instalado en la península de Reykjanes (Islandia) donde se han producido, desde el Holoceno, más de 15 erupciones, con VEI 1-3, entre ellas, la erupción del volcán Fagradalsfjall (2021).

El número de sistemas GNSS operativos ha aumentado significativamente en los últimos años. El más antiguo y más utilizado hasta la fecha es el Sistema de Posicionamiento Global estadounidense o GPS (sigla del inglés *Global Positioning System*), el cual lleva en funcionamiento desde el año 1995. Otras constelaciones GNSS a destacar son la europea GALILEO, la rusa GLONASS, la china BEIDOU, la japonesa QZSS o la india IRNSS.

Aunque cada sistema GNSS tiene definido su propio marco de referencia terrestre, todos los sistemas están alineados al Marco de Referencia Terrestre Internacional o ITRF (sigla del inglés *International Terrestrial Reference Frame*). Este marco está formado por un conjunto de coordenadas tridimensionales, dependientes del tiempo, de una red de puntos distribuidos por todo el planeta, cuya posición se establece utilizando cuatro técnicas geodésicas de muy alta precisión: la Interferometría de Muy Larga Línea de Base o VLBI (acrónimo del inglés *Very Long Baseline Interferometry*), las Mediciones Láser a Satélites o SLR (acrónimo del inglés *Satellite Laser Ranging*), las Mediciones Láser a la Luna o LLR (acrónimo del inglés *Lunar Laser Ranging*), el sistema de Orbitografía y Radioposicionamiento Doppler Integrado por Satélite o DORIS (acrónimo del inglés *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*) y el sistema GNSS. A través de este marco de referencia se pueden dar coordenadas y determinar la posición de cualquier punto sobre la Tierra.

La constelación GPS, que es la constelación utilizada en este trabajo, consta de al menos 24 satélites activos dispuestos en órbitas a ~20200 km de altitud y en 6 planos orbitales casi circulares con una inclinación de 55° con respecto al ecuador, de modo que orbitan alrededor de la Tierra con un periodo de 12 horas sidéreas, garantizándose que desde cualquier punto y en cualquier momento se pueden al menos visualizar 6 satélites. Hasta hace unos años, los satélites transmitían las ondas portadoras con dos frecuencias diferentes, L1 a 1575.42 MHz y L2 a 1227.60 MHz, generadas como múltiplos de la frecuencia fundamental de los relojes de los satélites ($f_0 = 10.23$ MHz). Estas frecuencias fueron seleccionadas para garantizar que la señal fuese lo más robusta posible contra las condiciones climáticas y los efectos ionosféricos. Sin embargo, desde el año 2005 se han introducido nuevos códigos y frecuencias portadoras (<https://www.gps.gov/>).

La escala de tiempo que utiliza el sistema GPS para referenciar todas las medidas de emisión y recepción de las señales es el GPST (*GPS Time*) sincronizado con el Tiempo Universal Coordinado o UTC (*Universal Time Coordinated*) a las 0 h del 6 de enero de 1980. El sistema de referencia terrestre que utiliza el GPS es el WGS-84 (*World Geodetic System 1984*), un sistema cartesiano geocéntrico con origen en el centro de masas de la Tierra, incluyendo los océanos y la atmósfera, que aproxima la superficie de la Tierra a un elipsoide de revolución también denominado WGS84, el cual proviene del elipsoide global de referencia GRS80 (*Geodetic Reference System 1980*) ligeramente modificado (Dixon, 1991; Hegarty, 2017; Hofmann-Wellenhof et al., 2012; Leick et al., 2015; Prieto Morín, 2015; Torge and Müller, 2012).

La creciente cantidad de sistemas GNSS operativos, la compatibilidad entre ellos y el aumento de las redes de receptores GNSS permanentes distribuidos por todo el mundo, hacen que la técnica GNSS esté desempeñando un papel importante en la monitorización de las deformaciones del terreno en áreas volcánicas. Asimismo, la precisión de las medidas irá en aumento con el tiempo.

2.2. Resolución del problema inverso

A partir de las deformaciones del terreno medidas en áreas volcánicas y utilizando métodos de inversión se pueden inferir los procesos que ocurren en el interior de los volcanes y que son causantes de tales deformaciones, al transmitirse sus efectos hasta la superficie a través de las propiedades del medio (Dzurisin, 2006; Lisowski, 2007). Mientras que los métodos directos calculan los desplazamientos del terreno causados por una determinada fuente, los métodos inversos utilizan los desplazamientos registrados en la superficie para obtener las principales características de las fuentes volcánicas responsables de tales deformaciones, como su localización, geometría o cambio de volumen, utilizando para ello modelos matemáticos de fuentes volcánicas y métodos de inversión (Drouin et al., 2017; Grandin et al., 2009; Hamling et al., 2009; Juncu et al., 2017; Lundgren et al., 2013; Montgomery-Brown et al., 2010; Peltier et al., 2008; Pinel et al., 2014; Wright et al., 2006).

2.2.1. Modelos de fuente

La mayoría de los modelos de fuentes de deformación utilizados actualmente están basados en la mecánica de medios continuos y consideran que la deformación de la superficie se produce por un cambio de presión o volumen en una fuente con propiedades uniformes y geometría idealizada en el interior de la Tierra (Dzurisin, 2006; Lisowski, 2007). Son modelos matemáticos que presentan soluciones analíticas cerradas y que dependen de parámetros como su forma, tamaño, incremento de presión/volumen o las propiedades elásticas del medio donde se alojan. Aunque se basan en numerosas simplificaciones, el conjunto de ecuaciones que describen el problema son complejas, pero manejables y computacionalmente eficientes (Battaglia et al., 2013a).

Los modelos analíticos consideran el medio en el que se encuentra la fuente como un semiespacio ideal sólido que se extiende infinitamente en profundidad y que está delimitado por una superficie plana, la superficie del terreno. El semiespacio es materialmente homogéneo, mecánicamente isótropo y linealmente elástico, por lo que satisface la ley de Hooke y en cualquier punto del medio existe una relación lineal entre los esfuerzos y las deformaciones que depende únicamente de dos constantes independientes: las constantes elásticas del medio o parámetros de Lamé: λ y μ . Mientras que el primer parámetro de Lamé, λ , no tiene interpretación física directa o

simple, el segundo parámetro de Lamé, μ , es el módulo de cizalla o rigidez y caracteriza el cambio de forma que experimenta el medio cuando se aplican esfuerzos tangentes a uno de sus planos. El valor de μ en el manto suele ser superior a 75 GPa; en la corteza terrestre suele mostrar valores de 10-40 GPa; en las rocas fracturadas o sedimentos suele tener valores del orden de 0.1-1 GPa y en los fluidos su valor es nulo. Los parámetros de Lamé están relacionados entre sí por el coeficiente de Poisson, ν , una constante elástica adimensional que mide la deformación del medio en la dirección ortogonal a la que se aplica el esfuerzo:

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3)$$

Si el material es incompresible, el valor de ν es 0.5. Cuando las dos constantes de Lamé son iguales, $\lambda = \mu$, al material se le denomina sólido de Poisson y $\nu = 0.25$. Las rocas de la corteza terrestre suelen tener valores de entre 0.15 y 0.30 (Dzurisin, 2006).

Los modelos más utilizados actualmente para simular las fuentes volcánicas en el interior de los volcanes son los modelos de:

- una fuente puntual con simetría esférica (Mogi, 1958)
- una fuente esférica (McTigue, 1987)
- una fuente esferoidal prolata (Yang et al., 1988)
- una dislocación rectangular (Okada, 1985; Okada, 1992)
- una fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a)

En la Figura 29 se muestran estos modelos junto con los patrones de deformación que producen en la superficie. Las distancias horizontales del campo de desplazamiento se muestran normalizadas con respecto a la razón entre la distancia a la fuente y la profundidad de su centroide y los perfiles de desplazamientos se muestran normalizados con respecto a los desplazamientos máximos. El análisis de la relación entre los desplazamientos verticales y horizontales que genera cada modelo en el terreno puede ayudar a resolver la forma principal de la fuente de deformación (Dieterich and Decker, 1975; Segall, 2010).

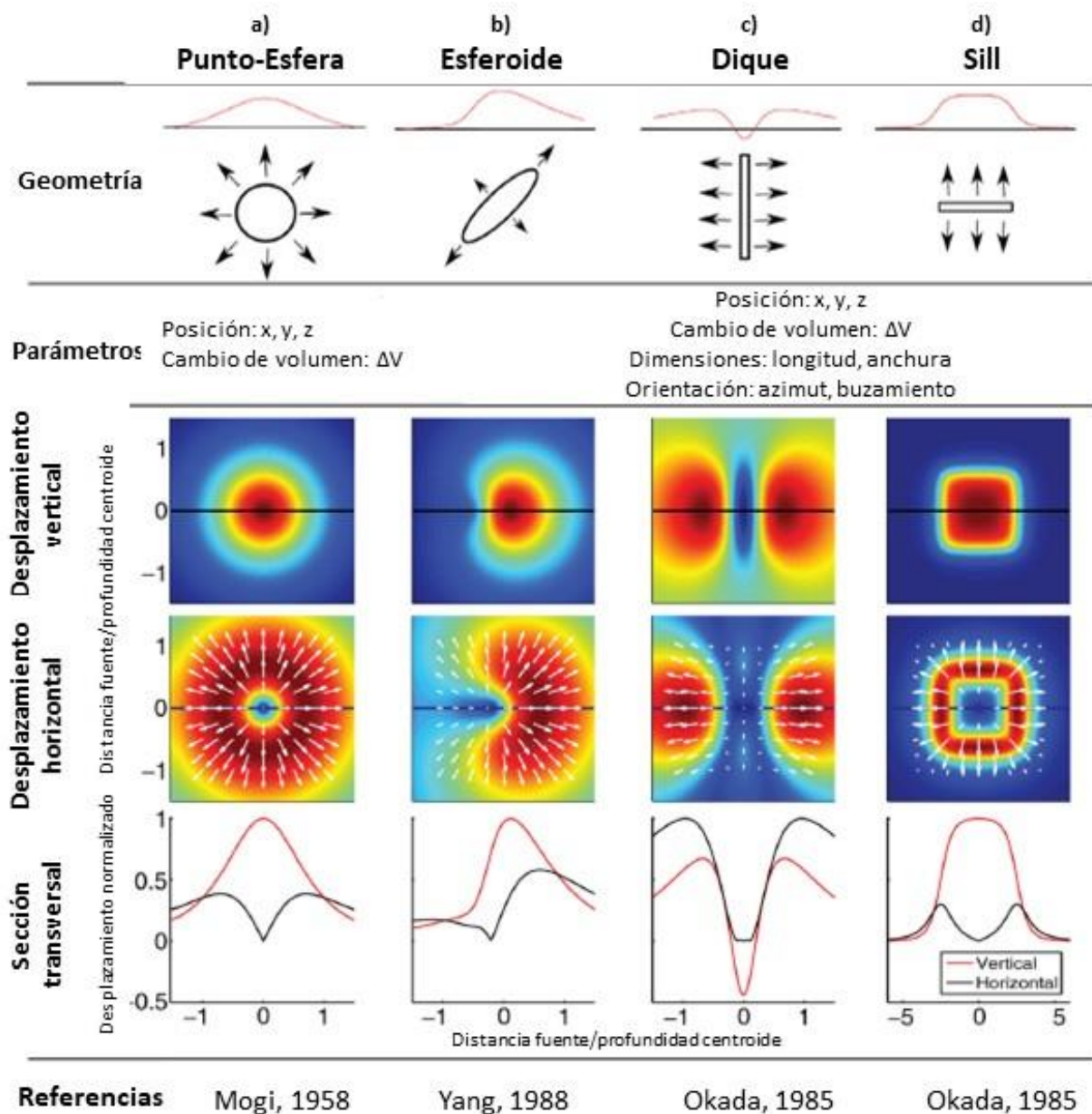


Figura 29. Modelos de fuentes de deformación junto con los patrones de deformación que producen en el terreno. (Imagen modificada de Sigmundsson et al. (2018)).

El modelo de una fuente puntual con simetría esférica (Figura 29a) (Mogi, 1958) relaciona los desplazamientos del terreno con la inflación o deflación hidrostática de un punto en el interior del medio. El modelo consta de 4 parámetros: su localización en el espacio (por ejemplo, latitud, longitud y profundidad) y su cambio de presión o volumen, además de los dos parámetros característicos del medio, μ y ν . Los desplazamientos que este modelo produce en el terreno son simétricos con respecto al centro de la fuente (Figura 29a) (Dzurisin, 2006; Segall, 2010). El modelo de una fuente esférica finita presurizada (McTigue, 1987) produce un patrón de

deformaciones muy similar y, en general, sobre el terreno suele ser difícil distinguir una fuente finita de una puntual, más aún cuando la fuente se localiza a gran profundidad.

Encontrar la solución exacta de los desplazamientos que produce en el terreno una fuente esférica no es sencillo y la obtención de las soluciones para otros modelos de fuentes extensas con otras geometrías es bastante complicada. Prueba de ello son las soluciones aproximadas de una fuente elipsoidal (Davis, 1986; Eshelby, 1957). El modelo de una fuente esferoidal prolata finita uniformemente presurizada, cuando se encuentra lejos de la superficie (Figura 29b) (Yang et al., 1988) consta de 8 parámetros: su localización (latitud, longitud, profundidad), geometría (semiejes mayor y menor o aspecto (relación entre el semieje menor y mayor)), orientación (azimut, buzamiento) y cambio de volumen. Los desplazamientos que produce este modelo en el terreno no son simétricos con respecto a su centro, sino que son mayores en el área donde el elipsoide se encuentra más superficial (Figura 29b) (Battaglia et al., 2013b; Dieterich and Decker, 1975; Newman et al., 2006; Segall, 2010; Yang et al., 1988).

El modelo de una dislocación (Figura 29c-d) (Okada, 1985) considera esta como una superficie a través de la cual las componentes del desplazamiento muestran una discontinuidad (Rongved and Frasier, 1958; Steketee, 1958). Este modelo se utiliza típicamente para modelizar fallas tectónicas donde un bloque del terreno se desplaza con respecto a otro. En entornos volcánicos, este modelo se aplica añadiendo una tercera componente a la dislocación, su deslizamiento normal o abertura (*opening* en inglés) producida por la intrusión de magma (Figura 30).

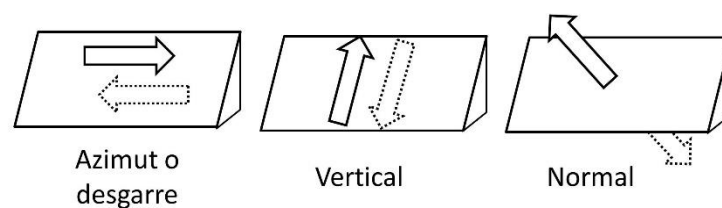


Figura 30. Componentes del movimiento de una dislocación. (a) Azimut o desgarre (*strike-slip*). (b) Vertical (*dip-slip*). (c) Normal o abertura (*tensile*).

El modelo consta de 10 parámetros: su localización (latitud, longitud, profundidad), dimensiones (largo, ancho), orientación (azimut, buzamiento) y las tres componentes del deslizamiento. Las deformaciones del terreno que produce varían en función del ángulo de buzamiento de la dislocación. Para fuentes tipo diques (ángulos de buzamiento verticales) la

deformación es simétrica con respecto al centro de la fuente, con una depresión centrada sobre el dique flanqueada por dos lóbulos de elevación (Figura 29c). A medida que el buzamiento se hace menos pronunciado, la elevación máxima aumenta y se acerca a la fuente en el lado más cercano a la superficie, produciéndose una subsidencia en sentido contrario. La deformación se vuelve nuevamente simétrica y positiva con respecto al centro para fuentes tipo sills (ángulos de buzamiento mínimos) (Figura 29d). Por ello, es fácil distinguir diques de sills utilizando únicamente el patrón de deformación vertical. Sin embargo, los sills son más difíciles de distinguir de otros cuerpos más equidimensionales utilizando solo los datos de deformación vertical (Figura 29a-b-d) (Battaglia et al., 2013b; Dzurisin, 2006; Segall, 2010).

Las dislocaciones se pueden además modelizar por pequeñas dislocaciones, denominadas parches, cuyo conjunto final forma la fuente de deformación. Se estima así la ubicación, tamaño, inclinación, orientación o deslizamiento de cada parche. Sin embargo, esta tarea puede llegar a ser numéricamente exigente y generalmente se utiliza información externa como la sismicidad para restringir algunos parámetros de los parches como su localización o geometría (Figura 31) (Battaglia et al., 2013a; Sigmundsson et al., 2015).

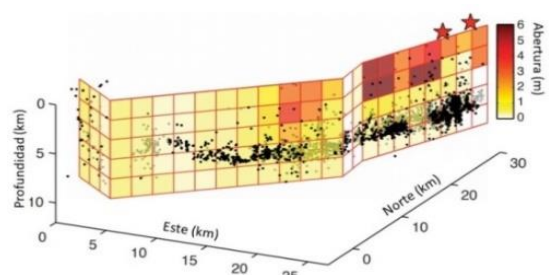


Figura 31. Ejemplo de un dique modelizado por una dislocación dividida en parches en el sistema volcánico Bárðarbunga en el año 2014. (Imagen modificada de Sigmundsson et al. (2015)).

Las intrusiones horizontales también pueden tratarse como fracturas presurizadas (o *cracks* en inglés) en las cuales se imponen condiciones de contorno en las paredes de la intrusión que dependen de la presión ejercida por el magma (Anderson, 1939; Davis, 1983; Pollard, 1973; Pollard and Holzhausen, 1979; Pollard and Segall, 1987; Sun, 1969; Yang and Davis, 1986). El modelo de una fractura circular horizontal uniformemente presurizada (en inglés, *penny-shaped crack*) (Fialko et al., 2001a; Fialko et al., 2001b) consta de 5 parámetros: su localización, radio y cambio de presión. Los desplazamientos que produce en la superficie son similares a los que produce el modelo de una fuente esférica, pero el máximo desplazamiento vertical es un ~20% mayor y el máximo desplazamiento horizontal es un ~10% menor que el producido por una fuente esférica (Delaney and McTigue, 1994; Fialko et al., 2001a; Johnson et al., 2000; Lisowski, 2007).

2.2.2. Métodos de inversión

Los métodos de inversión tratan de resolver el problema inverso, es decir, obtener los parámetros de las fuentes volcánicas causantes de los desplazamientos del terreno observados en la superficie (Lisowski, 2007). El modelo de fuente óptimo minimiza la diferencia entre las deformaciones observadas y las predichas por el modelo en estudio.

Los modelos de las fuentes de deformación están caracterizados por gran cantidad de parámetros y algunos parámetros dependen de manera no lineal con respecto a los desplazamientos que producen en la superficie. Por ejemplo, en el modelo de una fuente puntual, los desplazamientos son lineales con respecto a la potencia de la fuente (la cual depende del radio de la fuente, a , su incremento de presión, ΔP , y las constantes del medio ν y μ , en la forma $\frac{a^3 \Delta P (1-\nu)}{\mu}$) pero son no lineales con respecto a su posición. Por ello, se necesitan inversiones no lineales que lleven a cabo amplias búsquedas de los valores de los parámetros de modo que encuentren el modelo de fuente óptimo que mejor se ajuste a las observaciones. El método de inversión elegido debe ser eficiente computacionalmente al tener que resolver el problema directo en cada iteración y ha de proporcionar información sobre las incertidumbres de los parámetros y la correlación entre ellos para poder evaluar correctamente los resultados (Cervelli et al., 2001).

Existen gran cantidad de métodos de inversión para la resolución del problema inverso y determinación de las fuentes de deformación. Unos discretizan el espacio de valores de los parámetros y buscan exhaustivamente o aleatoriamente entre los posibles valores hasta encontrar aquellos que mejor se ajusten a los datos geodésicos observados. Aunque son métodos, en general, fáciles de implementar, son computacionalmente ineficientes y pueden converger prematuramente a mínimos locales, perdiendo los parámetros del modelo que contienen la mejor solución (Menke, 2018; Venetis et al., 2020). Los métodos de búsqueda basados en derivadas, también conocidos como métodos del gradiente, son métodos iterativos que mejoran el modelo de partida al seguir la dirección en el que el descenso de la función objetivo es máximo (Gill et al., 1989). Estos métodos tienen el inconveniente de que pueden quedar atrapados en el primer mínimo local que encuentran, pero funcionan bien cuando el punto de partida del modelo se encuentra cerca del mínimo global (Arnadottir et al., 1992). Los métodos evolutivos, como los algoritmos *simulated annealing*, *random cost* o los algoritmos genéticos, son métodos que combinan la eficiencia de los métodos basados en derivadas con la solidez de las búsquedas aleatorias amplias y cuentan con un elemento

de aleatoriedad que permiten que el algoritmo no siempre se mueva de un modelo óptimo a otro mejor, pudiendo escapar de mínimos locales pero conservando una directividad que genera un alto nivel de eficiencia (Berg, 1993; Cervelli et al., 2001; Currenti et al., 2005; Whitley, 1994). Aplicando métodos como, por ejemplo, el *bootstrap* o *jackknife*, los cuales consideran diferentes errores de los datos en cada inversión, se pueden estimar los intervalos de fiabilidad de los parámetros del modelo (Cervelli et al., 2001; DiCiccio and Efron, 1996; Efron, 1979; Efron, 1987; Efron and Gong, 1983; Efron and Tibshirani, 1986; Efron and Tibshirani, 1994).

Los métodos de inversión basados en la estadística bayesiana abordan con gran efectividad la incorporación de las incertidumbres del modelo y de los datos de observación (Efron et al., 2001; Minson et al., 2013; Mosegaard and Tarantola, 1995). Consideran que el proceso físico está gobernado por una distribución de probabilidad de manera que la secuencia de estados del fenómeno viene determinada por un conjunto de resultados que se producen con una cierta probabilidad. Los parámetros del modelo, m , se consideran variables desconocidas y aleatorias donde la información inicial de las mismas se puede especificar a través de una función de densidad de probabilidad o PDF (siglas del inglés *Probability Density Function*) previa o *a priori*. Teniendo en cuenta el error de las observaciones, d , estos parámetros se van actualizando y mejorando continuamente durante el proceso de inversión, comparando y minimizando la diferencia entre las observaciones y las predicciones de los modelos. Así se obtiene una función de densidad de probabilidad *a posteriori* para cada parámetro del modelo, $P(m|d)$, que, según el teorema de Bayes, es proporcional al producto de su probabilidad *a priori*, $P(m)$, y a la probabilidad basada en los residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo, $P(d|m)$, (teniendo en cuenta una constante de normalización en el denominador independiente del modelo, $P(d)$):

$$P(m|d) = \frac{[P(m) * P(d|m)]}{P(d)} \quad (4)$$

Si se considera que los errores de las observaciones siguen una distribución normal con media cero, la función de probabilidad se calcula multiplicando los residuos por el inverso de la matriz de error varianza-covarianza del conjunto de datos. Si los distintos conjuntos de datos geodésicos son independientes entre sí, la función se expresará como el producto de las probabilidades de cada uno de ellos (Fukuda and Johnson, 2008). De manera similar, la probabilidad previa de los parámetros del modelo, suponiendo independencia de los parámetros del modelo, será el producto de las probabilidades previas de los diferentes parámetros del modelo (Bagnardi and Hooper, 2018).

La utilización de este enfoque bayesiano para invertir los datos geodésicos permite disponer del conjunto completo de parámetros del modelo, de sus incertidumbres y de la covarianza entre ellos, que mejor se ajustan a las observaciones a través de las funciones de densidad de probabilidad *a posteriori*, las cuales se construyen a partir de la realización de cientos de simulaciones numéricas del modelo directo (Anderson and Segall, 2013; Fukuda and Johnson, 2010; Minson et al., 2013; Sigmundsson et al., 2015).

Los métodos de inversión bayesianos se pueden usar aplicando los métodos de Monte Carlo, los cuales permiten realizar un muestreo aleatorio de los parámetros del modelo (Menke, 2018; Mosegaard and Tarantola, 1995; Sambridge and Mosegaard, 2002). Utilizando las denominadas cadenas de Markov o métodos MCMC (sigla del inglés *Markov Chain Monte Carlo*) se muestrea el espacio de parámetros consistentes con las observaciones, ajustándose a los supuestos físicos permitidos y utilizando caminos aleatorios, de modo que cada paso aleatorio de los valores de los parámetros del modelo solo depende del paso actual y no de ningún paso previo en el proceso (Gelfand and Smith, 1990; Minson et al., 2013; Tarantola, 2005). Si además se implementa el algoritmo de muestreo de Metropolis-Hastings, el muestreo se puede controlar de manera rápida y eficiente controlando el tamaño máximo del paso aleatorio para cada parámetro del modelo de modo que, después de un número suficientemente grande de iteraciones, la densidad de las muestras se aproxima a la distribución posterior (Hastings, 1970; Metropolis et al., 1953).

Para justificar la elección de un modelo de fuente sobre otro se pueden realizar pruebas estadísticas como, por ejemplo, los test F o χ^2 (Cervelli et al., 2001; Dieterich and Decker, 1975; Dzurisin, 2006; Fialko et al., 2001a) o utilizar valores como el error cuadrático medio normalizado. Sin embargo, el modelo de fuente óptimo siempre estará condicionado por los supuestos intrínsecos del modelo y generalmente información externa, como la información sísmica, geológica o petrológica, siempre será la mejor información para guiar la elección de un modelo sobre otro.

3. Observaciones y metodología

En este capítulo se exponen los datos InSAR y GNSS utilizados en este trabajo, así como el procesado y análisis llevado a cabo para cuantificar la deformación sufrida por el terreno de la isla de El Hierro durante cada uno de los seis episodios post-eruptivos ocurridos entre junio de 2012 y marzo de 2014. Se expone también la utilización de estos datos en la resolución del problema inverso para estimar las principales características de las intrusiones magmáticas causantes de tales deformaciones.

Los datos de deformación del terreno InSAR y GNSS de El Hierro obtenidos y utilizados en esta tesis doctoral se pueden encontrar en modo abierto en el repositorio de Zenodo: <http://doi.org/10.5281/zenodo.3488697>.

3.1. Imágenes InSAR

Para cuantificar la deformación del terreno de la isla de El Hierro se ha utilizado la técnica DInSAR para crear interferogramas individuales a partir de la combinación de pares de imágenes SLC y se han aplicado los métodos de series temporales MTInSAR procesar simultáneamente todos los interferogramas, identificando los píxeles coherentes y extrayendo más eficientemente la señal correspondiente a la deformación del terreno, reduciendo el ruido y los errores asociados (sección 2.1.1). La Tabla 2 muestra las 44 imágenes SAR utilizadas en este trabajo, 20 imágenes captadas por la constelación de satélites COSMO-SkyMed (CSK) y 24 imágenes del satélite RADARSAT-2 (RDS-2).

La constelación de satélites italianos CSK está formada por cuatro satélites que orbitan a una altitud de 626 km y que utilizan señales radar en la banda X, con una longitud de onda de 31 mm. Por su parte, el satélite canadiense RDS-2 se encuentra a una altitud de 795 km y opera en la banda C del espectro electromagnético, con una longitud de onda de 56 mm. De las 24 escenas RDS-2 seleccionadas, 12 fueron adquiridas por el satélite utilizando la geometría Standard 6 (S6) en su paso ascendente por la isla; 7 escenas fueron tomadas con el modo Standard 7 (S7) en su paso también ascendente; y 5 imágenes se adquirieron utilizando la geometría Standard F2 en su tránsito descendente. Cada uno de estos modos de operación del satélite observa la superficie terrestre utilizando ángulos de incidencia diferentes (Tabla 2). Mientras que las imágenes CSK tienen una resolución espacial de aproximadamente $5 \times 5 \text{ m}^2$, la resolución de las imágenes RDS-

3. 1. Imágenes InSAR

2 en los modos Standard S6 y S7 es de aproximadamente $13.5 \times 7.7 \text{ m}^2$ y en el modo Fine F2 es de $\sim 5.2 \times 77 \text{ m}^2$ (rango x azimut). Dada la disponibilidad limitada que se tenía en el número de imágenes, estas escenas se seleccionaron teniendo en cuenta que hubiese condiciones meteorológicas anticiclónicas favorables en el momento de adquisición de las mismas, con presencia mínima de nubes, y de modo que cubrían los seis episodios intrusivos de 2012-2014 de El Hierro.

Tabla 2. Imágenes SAR utilizadas.

Satélite/ Haz	Fecha (día/mes/año)	Tipo de órbita	Ángulo incidencia medio (°)	Azimut (°)
RDS-2 Standard 6	11/03/2012	Ascendente	44.0	347.0
	04/04/2012	Ascendente	44.0	347.0
	28/04/2012	Ascendente	44.0	347.0
	09/07/2012	Ascendente	44.0	347.0
	02/08/2012	Ascendente	44.0	347.0
	26/08/2012	Ascendente	44.0	347.0
	19/09/2012	Ascendente	44.0	347.0
	30/11/2012	Ascendente	44.0	347.0
	10/02/2013	Ascendente	44.0	347.0
	06/03/2013	Ascendente	44.0	347.0
	30/03/2013	Ascendente	44.0	347.0
RDS-2 Standard 7	23/04/2013	Ascendente	44.0	347.0
	12/10/2011	Ascendente	46.9	347.0
	29/11/2011	Ascendente	46.9	347.0
	09/02/2012	Ascendente	46.9	347.0
	02/07/2012	Ascendente	46.9	347.0
	26/07/2012	Ascendente	46.9	347.0
	19/08/2012	Ascendente	46.9	347.0
23/03/2013	Ascendente	46.9	347.0	
RDS-2 Fine F2	15/12/2011	Descendente	40.7	193.7
	09/12/2012	Descendente	40.7	193.7
	15/03/2013	Descendente	40.7	193.7
	23/09/2013	Descendente	40.7	193.7
	17/10/2013	Descendente	40.7	193.7

CSK STR_HIMAGE	21/02/2012	Descendente (SAR1)	34.8	192.7
	02/04/2012	Descendente (SAR3)	34.8	192.7
	10/06/2012	Ascendente (SAR3)	32.2	348.3
	07/07/2012	Descendente (SAR3)	34.8	192.7
	30/07/2012	Descendente (SAR1)	34.8	192.7
	01/09/2012	Ascendente (SAR4)	32.2	348.3
	24/09/2012	Descendente (SAR2)	34.8	192.7
	22/12/2012	Ascendente (SAR4)	32.2	348.3
	06/01/2013	Descendente (SAR1)	34.8	192.7
	11/01/2013	Ascendente (SAR1)	32.2	348.3
	26/04/2013	Ascendente (SAR3)	32.2	348.3
	07/05/2013	Descendente (SAR3)	34.8	192.7
	13/12/2013	Ascendente (SAR1)	32.2	348.3
	17/12/2013	Descendente (SAR3)	34.8	192.7
	05/01/2014	Descendente (SAR4)	34.8	192.7
	07/02/2014	Ascendente (SAR2)	32.2	348.3
	27/02/2014	Ascendente (SAR4)	32.2	348.3
	27/03/2014	Ascendente (SAR2)	32.2	348.3
	30/03/2014	Descendente (SAR1)	34.8	192.7
	04/04/2014	Ascendente (SAR1)	32.2	348.3

El procesado interferométrico DInSAR se ha llevado a cabo utilizando el software StaMPS (acrónimo del inglés *Stanford Method for Persistent Scatterers*) (Hooper et al., 2012). Este software ha sido desarrollado entre la Universidad de Stanford, la Universidad de Islandia, la Universidad Tecnológica de Delft y la Universidad de Leeds y actualmente es de acceso abierto para aplicaciones no comerciales a través de la página web: <https://homepages.see.leeds.ac.uk/~earahoo/stamps/>. Para detalles sobre su funcionamiento interno, hay diversa literatura para su consulta (Hooper, 2006; Hooper, 2008; Hooper, 2010; Hooper et al., 2012; Hooper et al., 2007; Hooper et al., 2004), así como un foro de usuarios en Google: <https://groups.google.com/group/mainsar>.

Los interferogramas individuales se han generado utilizando el paquete del software DORIS (acrónimo del inglés *Delft Object-oriented Radar Interferometric Software*) (Kampes et al., 2003), un software desarrollado por el Instituto de Observación de la Tierra y Sistemas Espaciales de la Universidad Tecnológica de Delft que se puede descargar también libremente para aplicaciones no comerciales (<http://doris.tudelft.nl/>). Las imágenes SLC (sigla del inglés

Single Look Complex) contienen no sólo la amplitud sino también la fase de las señales retrodispersadas. Estas imágenes se han recortado por el área de la isla para disminuir la región de mar y reducir el tiempo de procesamiento. De los ficheros XML que acompañan a cada imagen se ha extraído la información de las órbitas de los satélites. Para la eliminación de las franjas topográficas de la fase interferométrica se ha utilizado el modelo digital del terreno de 5 m resolución del 30 de diciembre de 2009 de la isla de El Hierro del IGN (<https://www.ign.es/>). No se ha realizado ningún tipo de procesamiento *multilooking*, el cual reduce el ruido promediando píxeles adyacentes en el interferograma (Goldstein et al., 1988), para no perder resolución. Las imágenes se han coregistrado para garantizar que cada objeto del terreno contribuye al mismo píxel en todas las imágenes (Hanssen, 2001) y se ha aplicado un filtro espectral de banda común en la dirección de rango y en la dirección de azimut para tomar la parte común de los espectros y maximizar la coherencia.

Una vez generados los interferogramas individuales y georreferenciadas las imágenes (transformadas las coordenadas radar de los píxeles a coordenadas geodésicas latitud/longitud), se ha empleado el análisis de series temporales de interferogramas utilizando el software StaMPS/MTI, una versión extendida de StaMPS que incluye programas en C++ y scripts de MATLAB® para identificar los píxeles coherentes y extraer de forma más eficiente la señal correspondiente a la deformación del terreno. StaMPS/MTI aplica el método PS basado en la correlación espacial de la fase (Hooper et al., 2007), el método SB (Hooper, 2008) y el método combinado (Hooper, 2008) (sección 2.1.1). En esta tesis se han aplicado los métodos PS y SB por separado y los resultados obtenidos por ambos métodos se han combinado para aumentar el muestreo espacial. Finalmente, el desenrollado de la fase se ha realizado empleando un algoritmo en 3D, el cual utiliza la evolución de la fase en el tiempo para guiar el desenrollado de la fase en la dimensión espacial (Hooper, 2010; Pepe and Lanari, 2006).

En El Hierro, la principal contribución de la fase atmosférica a la señal interferométrica diferencial es la relacionada con la topografía y las turbulencias (Bekaert et al., 2015b; Gonzalez et al., 2010; González et al., 2013; Parks et al., 2011). La fase ionosférica es mínima teniendo en cuenta la pequeña extensión de la isla y las longitudes de onda relativamente cortas de los datos utilizados. Sin embargo, el relieve pronunciado de la isla, en combinación con el océano circundante, originan turbulencias y cambios espacio-temporales en la temperatura, presión y vapor de agua en la troposfera que producen variaciones en la fase interferométrica diferencial. En este trabajo se ha estimado la parte de la fase diferencial correlacionada linealmente con la

topografía utilizando el software TRAIN (*Toolbox for Reducing Atmospheric InSAR Noise*), un software formado por un conjunto de scripts en MATLAB® que implementa diversos métodos de corrección para eliminar los retrasos troposféricos de la señal interferométrica InSAR (Bekaert et al., 2015a; Bekaert et al., 2015b). Este software se puede descargar actualmente libremente de la siguiente dirección web: <https://davidbekaert.com/>.

En la Figura 32 se muestra el interferograma RDS-2 ascendente de la isla de El Hierro sin desenrollar entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012, en el cual un ciclo de color corresponde a valores entre 0 y 2π radianes o, lo que es lo mismo, a valores entre 0 y 28.3 mm, la mitad de la longitud de onda utilizada por el satélite RDS-2. Al lado se muestra su correspondiente interferograma desenrollado, el cual muestra los desplazamientos del terreno en la línea de vista del radar.

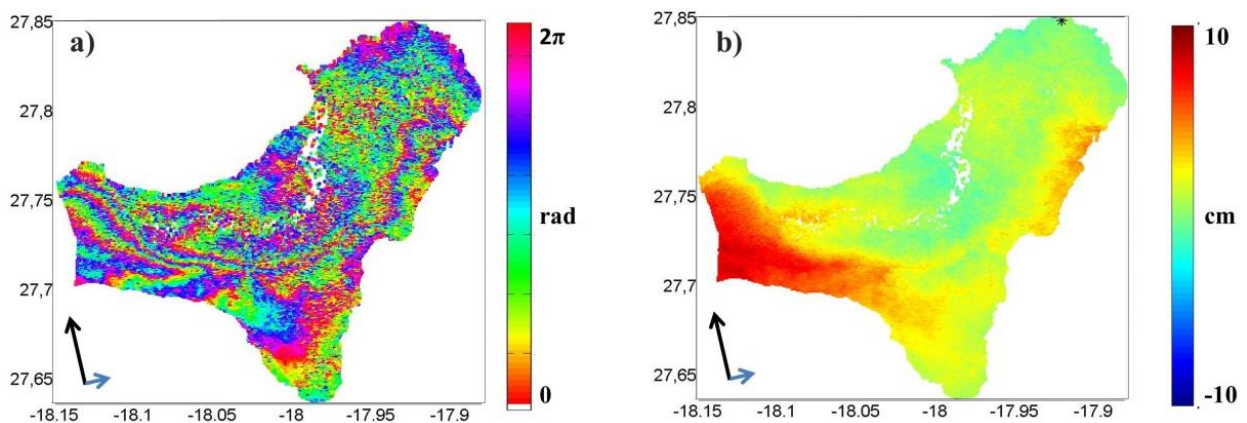


Figura 32. Interferograma diferencial RDS-2 S6, (a) sin desenrollar y (b) desenrollado, entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012, el cual cubre el episodio intrusivo de junio-julio de 2012.

En los interferogramas desenrollados que se muestran en esta tesis, los valores positivos indican deformaciones del terreno en la dirección LOS hacia el satélite o, lo que es lo mismo, acortamiento de la línea de vista del radar, mientras que los valores negativos muestran las deformaciones del terreno en la dirección LOS alejándose del satélite. Todos los desplazamientos se muestran con respecto al valor de un punto en la parte norte de la isla, marcado por un pequeño asterisco. La dirección del vuelo del satélite y la dirección de vista del radar se muestra con una flecha negra y otra azul, respectivamente.

Las imágenes SAR utilizadas han sido apropiadas para generar los interferogramas y solo las pendientes pronunciadas del escarpe de El Golfo han producido áreas de decorrelación. En

ellas, se ha perdido la coherencia interferométrica y aparecen en los interferogramas como pequeñas zonas blancas, sin señal (Figura 32).

La Figura 33 muestra el interferograma desenrollado de la Figura 32 al que se le ha aplicado una corrección troposférica lineal y una corrección troposférica basada en la ley de potencia (Bekaert et al., 2015a). Como se puede observar comparando con los datos GNSS (Figura 33d), la aplicación de la corrección atmosférica empleando una ley de potencia (Figura 33c) sobreestima los desplazamientos del terreno en la dirección LOS al norte y oeste de la isla. Como la deformación podría ser solo significativa en un cierto rango de frecuencia espacial (Lin et al., 2010), se ha aplicado el método en diferentes bandas de frecuencia (2-4 km, 4-8 km, 8-16 km, 16-22 km) sin obtener diferencias significativas entre ellas. En el año 2015, Bekaert y colaboradores también obtuvieron resultados similares cuando compararon estadísticamente diversas técnicas de corrección troposférica en El Hierro, observando que el impacto de la turbulencia era menos severo cuando se utilizaba el método de corrección lineal que el método de ley de potencia (Bekaert et al., 2015b).

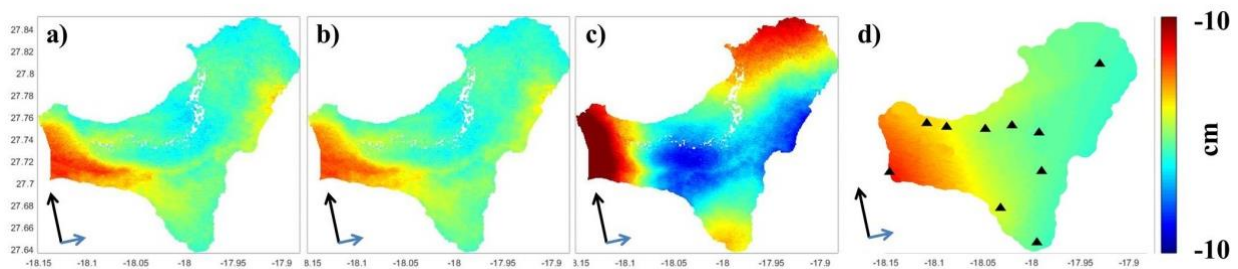


Figura 33. Interferograma diferencial RDS-2 S6 desenrollado entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012 que cubre el episodio intrusivo de junio-julio de 2012. (a) Sin aplicación de corrección troposférica. (b) Aplicando la corrección troposférica lineal. (c) Aplicando la corrección troposférica basada en la ley de potencia. (d) Observaciones GNSS interpoladas para toda la isla en este episodio intrusivo.

En el Anexo I de esta memoria se pueden consultar las series temporales de interferogramas diferenciales desenrollados aplicando la corrección troposférica lineal utilizando las imágenes RDS-2 y las imágenes CSK, tanto de órbitas ascendentes como descendentes. También se muestran los interferogramas RDS-2 y CSK sin desenrollar y desenrollados que posteriormente se han utilizado para la modelización de las intrusiones ocurridas en la isla de El Hierro entre los años 2012 y 2014. Como ejemplo, la Figura 34 muestra la serie temporal de interferogramas desenrollados formados a partir de las imágenes RDS-2 en modo S6.

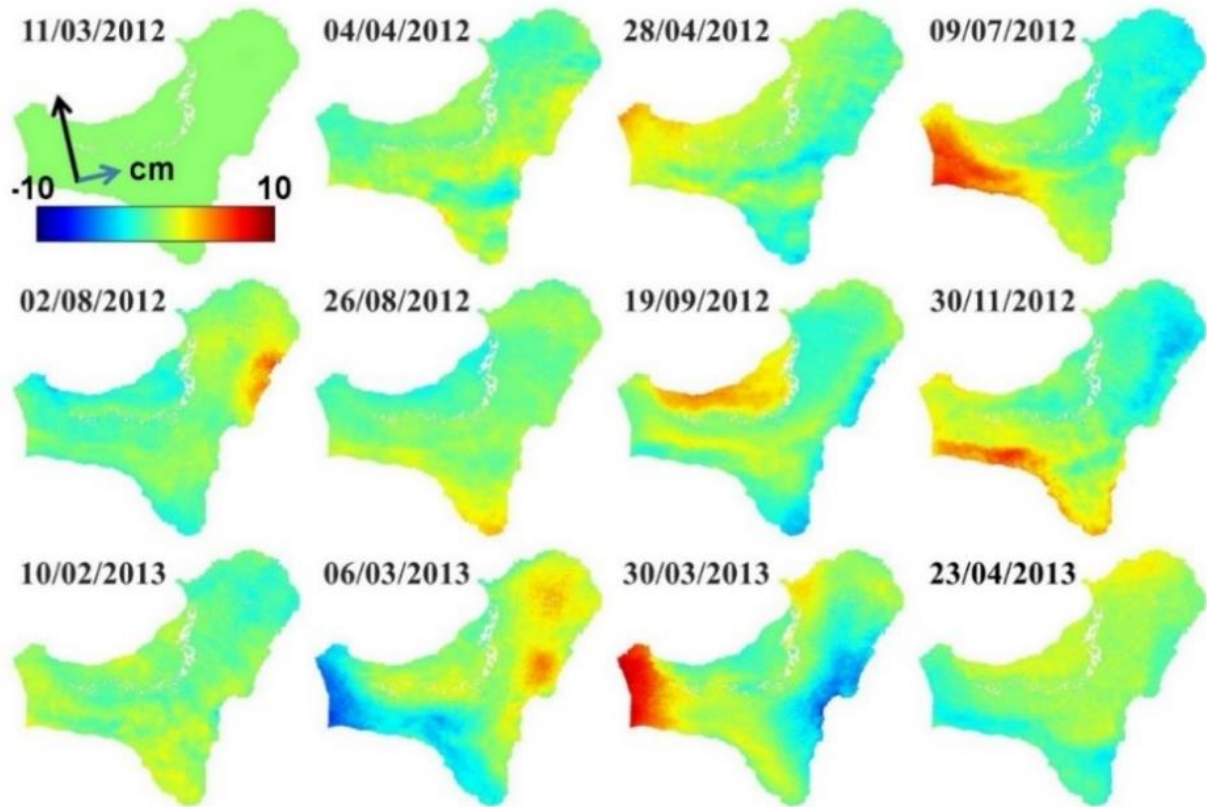


Figura 34. Serie temporal de desplazamientos LOS obtenida utilizando las imágenes ascendentes RDS-2 en modo Standard S6 (Tabla 2). (Benito-Saz et al., 2017).

3.2. Datos GNSS

Con el fin de cuantificar las deformaciones que sufrió el terreno de la isla de El Hierro entre junio de 2012 y marzo de 2014, se han utilizado también los datos GPS de registro continuo de una red de diez estaciones GNSS distribuidas por toda la isla y equipadas con receptores de doble frecuencia (Figura 35). La estación permanente FRON está mantenida por GRAFCAN, empresa pública del Gobierno de Canarias (<https://www.grafcan.es/>). Las demás estaciones GNSS estaban operadas por el IGN (Domínguez Cerdeña et al., 2018; López et al., 2012; Meletlidis et al., 2015).

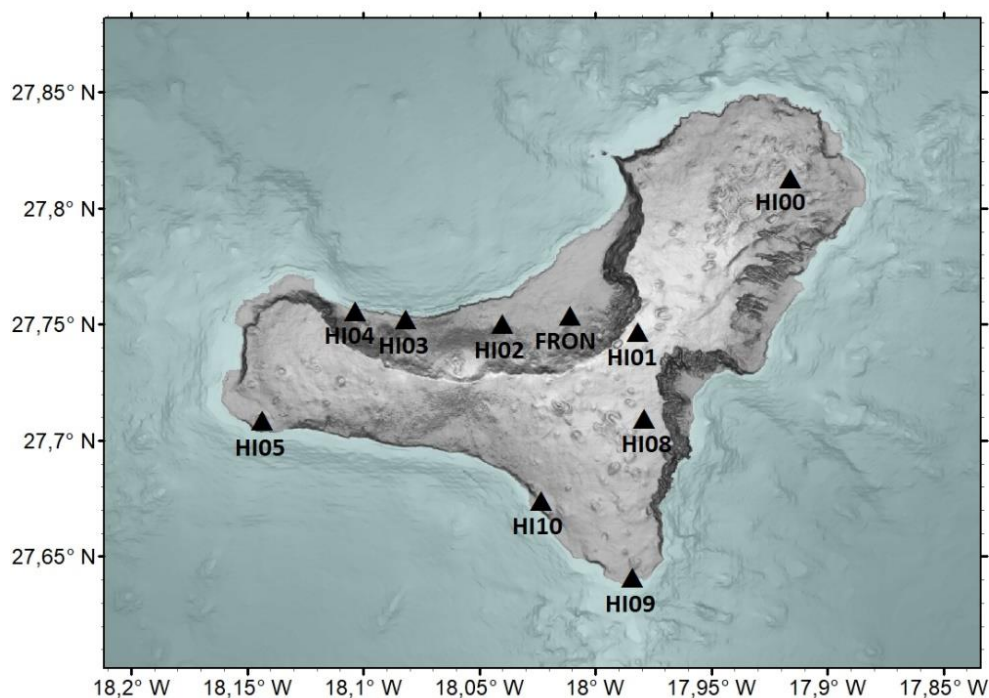


Figura 35. Estaciones continuas GNSS que registraron señales GPS entre junio de 2012 y marzo de 2014.

Los datos GPS de las estaciones, almacenados en ficheros de texto RINEX (acrónimo del inglés, *Receiver INdependent Exchange*, formato utilizado universalmente para intercambiar y compartir las observaciones GNSS), con un muestreo cada 30 segundos, se han procesado en el IGN (García-Cañada, 2016). Se ha utilizado la versión 5.2 del software Bernese, un software desarrollado por el Instituto de Astronomía de la Universidad de Berna (Suiza) (Dach et al., 2015), el cual se encuentra disponible en la siguiente dirección web: <http://www.bernese.unibe.ch/>. Se ha aplicado el procesado de dobles diferencias utilizando el marco de referencia ITRF2008 (Altamimi et al., 2011), materializado con constreñimientos mínimos considerando cinco estaciones de referencia del Servicio GNSS Internacional (o IGS, *International GNSS Service*). En el procesado

se han incluido los datos de una red regional de más de 30 estaciones GNSS ubicadas en las Islas Canarias, Azores, sur de España y norte de África (García-Cañada, 2016).

Para el cálculo de las coordenadas de las estaciones, se han minimizado los posibles errores cuantificables que surgen en las medidas de las distancias. Para ello, los errores orbitales debidos a errores en las efemérides, es decir, en las posiciones y velocidades de los satélites, se han reducido utilizando las órbitas precisas finales de los satélites publicadas por el IGS *a posteriori* con una precisión de ~25 mm (<https://www.igs.org/products>) (Dow et al., 2009). Los errores en los relojes de los satélites, debidos a los retardos o adelantos de los relojes sobre su patrón, se han minimizado utilizando la información sobre el estado de los mismos publicada también *a posteriori* por el IGS con una precisión de ~75 ps (Bilich et al., 2010; Kouba, 2009; Mader, 1999; Schmid et al., 2007). Se han utilizado además las calibraciones de los centros de fase de las antenas de los receptores y los satélites, proporcionadas también por el IGS (Bilich et al., 2010; Mader, 1999; Schmid et al., 2007).

El efecto multitrayectoria, multicamino, propagación por trayectos múltiples o efecto *multipath* en inglés (efecto que se produce cuando la señal del satélite se refleja en estructuras generalmente cercanas al receptor como el suelo, edificios, árboles, rocas, etc., antes de llegar al mismo) se ha minimizado utilizando receptores con antenas de alta calidad, como las antenas *choke-ring* (Hofmann-Wellenhof et al., 2007; Larson et al., 2007).

El efecto de la ionosfera en las señales se ha eliminado considerando el hecho de que la ionosfera es un medio dispersivo y, por tanto, la velocidad de propagación de la señal depende de la frecuencia de la señal utilizada. Por ello, se ha considerado como observable la combinación libre de efecto ionosférico L3, en la cual se combinan las frecuencias portadoras L1 y L2 de las señales GPS. Como la troposfera no es un medio dispersivo, el efecto troposférico en el retardo de la señal se ha calculado utilizando la función GMF o *Global Mapping Function* (Boehm et al., 2006), la cual utiliza perfiles de datos mensuales medios de presión, temperatura y humedad de todo el globo recogidos por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (o ECMWF, *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Para resolver las ambigüedades se ha utilizado la estrategia *Quasi Ionosphere Free* (QIF), un algoritmo que resuelve las ambigüedades de L1 y L2 a partir de las observaciones de fase (Dach et al., 2015).

Como el movimiento propio de la corteza terrestre también influye en las observaciones GNSS, se ha tenido en cuenta la corrección de marea terrestre y el modelo del movimiento del

polo de rotación de la Tierra y del movimiento de nutación de la Tierra de acuerdo con las convenciones del Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia (o IERS, *International Earth Rotation and Reference Systems Service*) (Petit and Luzum, 2010). Asimismo, se ha considerado un modelo de carga de marea atmosférica (Van Dam and Ray, 2010) y el modelo de carga oceánica FES2004 (Lyard et al., 2006).

El movimiento de la placa tectónica africana, que en el entorno de las Islas Canarias es de unos 10-20 mm/año (Anguita and Hernan, 2000), se ha eliminado de acuerdo con el modelo global NUVEL-1A (Demets et al., 1994) utilizando el *Plate Motion Calculator*, una calculadora del movimiento de las placas tectónicas proporcionada por UNAVCO, actualmente parte de EarthScope Consortium (ESCO), un consorcio dirigido por universidades que impulsa la investigación y la educación en la geodesia y la sismología (<https://www.unavco.org/software/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html>). De este modo, todos los desplazamientos del terreno que se muestran en esta tesis son relativos a la placa africana considerada estable.

Como resultado del procesado se han obtenido ficheros diarios SINEX (acrónimo de *Solution INdependent EXchange*), los cuales contienen las soluciones de velocidad y posición de cada estación GNSS y la matriz de varianza-covarianza resultante del ajuste. A partir de estos ficheros, se han obtenido las series temporales de coordenadas cartesianas geocéntricas de cada una de las estaciones, con respecto al centro de masas de la Tierra. Estas se han transformado a un sistema de referencia local con coordenadas horizontales (norte, este) y vertical (elevación), utilizando como origen del sistema de referencia local de cada estación las coordenadas cartesianas medias de cada serie transformadas a coordenadas geodésicas (García-Cañada, 2016).

Las series temporales diarias en las componentes norte, este y vertical de las estaciones GNSS se muestran en el Anexo II. En la Figura 36 se muestra la serie temporal de coordenadas de la estación FRON ubicada en El Golfo, en la parte centro-norte de la isla (Figura 35).

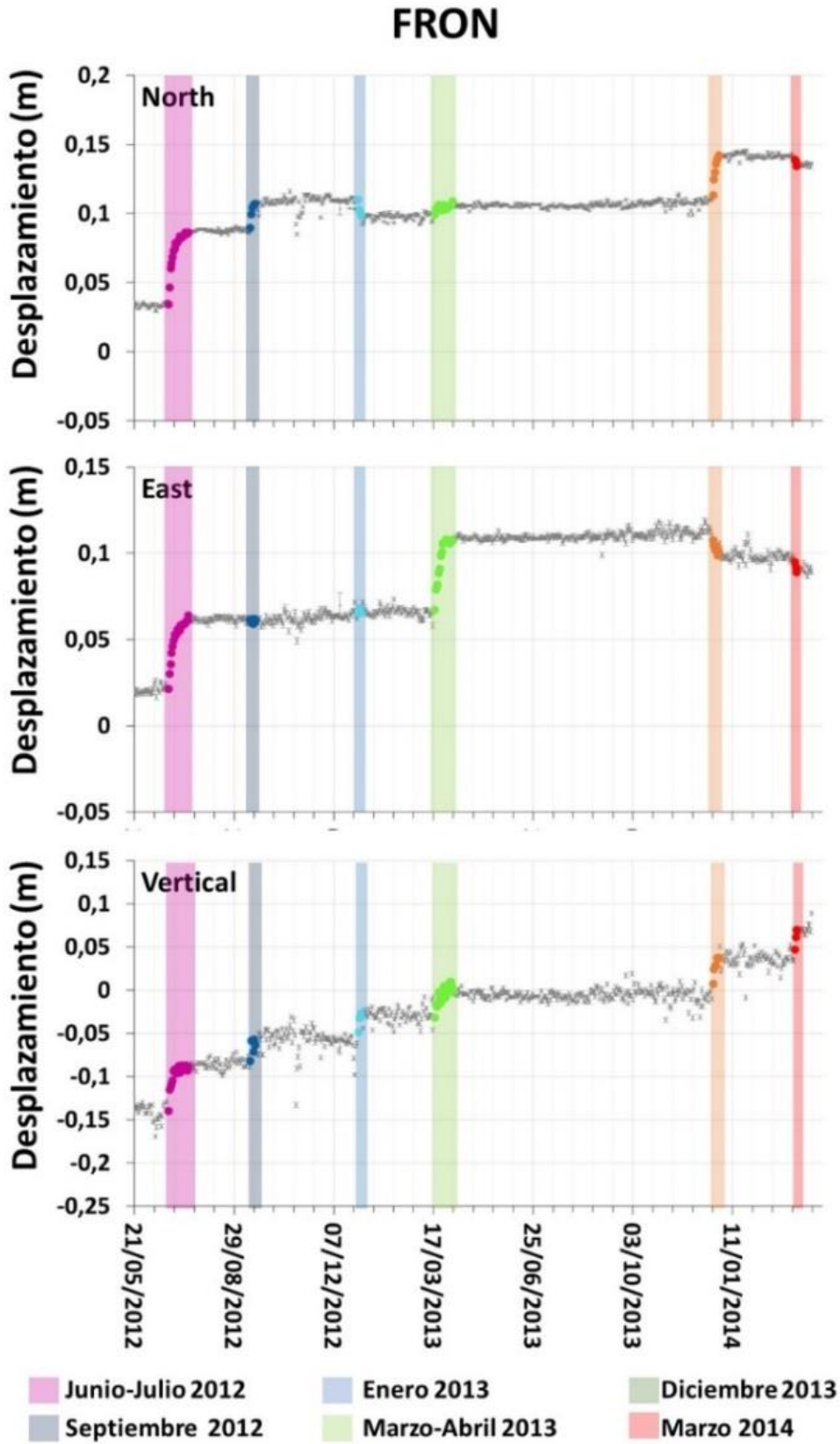


Figura 36. Datos GPS de la estación FRON entre mayo de 2012 y marzo de 2014.

3.3. Modelización de las intrusiones

Para modelizar las intrusiones ocurridas en la isla de El Hierro entre junio de 2012 y marzo de 2014 causantes de las deformaciones del terreno observadas, se han invertido los datos InSAR y GNSS utilizando el actual software GBIS (*Geodetic Bayesian Inversion Software*) (Bagnardi and Hooper, 2018). Este software, de libre acceso con código abierto basado en MATLAB®, disponible a través de la página web <https://comet.nerc.ac.uk/gbis/>, permite aplicar a los datos geodésicos un método de inversión bayesiano MCMC, incorporando el algoritmo Metropolis-Hastings, para inferir no solo los parámetros óptimos de los modelos de las fuentes volcánicas sino también sus incertidumbres a través del muestreo de las funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de cada uno de los parámetros (sección 2.2.2) (Bagnardi and Hooper, 2018; Hooper et al., 2007; Mosegaard and Tarantola, 1995; Sigmundsson et al., 2015).

Las coordenadas GNSS diarias de las diez estaciones distribuidas por toda la isla entre 2012 y 2014 (Figura 36, Anexo II) se han utilizado para modelizar la evolución diaria de las fuentes de deformación. Para ello se ha calculado la deformación del terreno acumulada desde el inicio de cada episodio intrusivo, restando la media de los siete registros previos al comienzo de cada episodio y la media entre el registro de la fecha de estudio y un registro anterior y otro posterior. El desplazamiento total acumulado GNSS de la superficie de cada episodio post-eruptivo se ha calculado realizando la diferencia entre la media de los siete registros anteriores a cada episodio y la media de los siete registros posteriores.

Los datos InSAR utilizados para modelizar la deformación del terreno durante cada episodio intrusivo post-eruptivo se muestran en la Tabla 3. Se han elegido aquellos interferogramas que presentan menor ruido atmosférico y que cubren solo el episodio post-eruptivo en estudio. Estos datos se han utilizado, conjuntamente con los datos GNSS, para modelizar todo el episodio intrusivo o bien para modelizar la intrusión en la fecha de la imagen posterior del interferograma si esta se encuentra dentro del episodio intrusivo.

Tabla 3. Interferogramas utilizados en la modelización de las intrusiones post-eruptivas.

Satélite	Periodo (día/mes/año)	Trayectoria	B_{perp} (m)	Intervalo temporal (días)
Intrusión en junio-julio de 2012				
CSK	02/04/2012 - 07/07/2012	Descendente	132	96
RDS-2	28/04/2012 - 09/07/2012	Ascendente	83	72
CSK	10/06/2012 - 01/09/2012	Ascendente	616	83
CSK	21/02/2012 - 30/07/2012	Descendente	617	160
RDS-2	28/04/2012 - 02/08/2012	Ascendente	203	96
RDS-2	09/02/2012 - 19/08/2012	Ascendente	-6	192
Intrusión en septiembre de 2012				
CSK	01/09/2012 - 22/12/2012	Ascendente	-215	112
CSK	30/07/2012 - 24/09/2012	Descendente	352	56
Intrusión en enero de 2013				
CSK	22/12/2012 - 11/01/2013	Ascendente	905	20
CSK	24/09/2012 - 06/01/2013	Descendente	-480	104
Intrusión en marzo-abril de 2013				
RDS-2	06/03/2013 - 30/03/2013	Ascendente	-151	96
CSK	11/01/2013 - 26/04/2013	Ascendente	-1576	72
CSK	06/01/2013 - 07/05/2013	Descendente	-1048	83
RDS-2	06/03/2013 - 23/04/2013	Ascendente	385	160
Intrusión en diciembre de 2013				
CSK	13/12/2013 - 27/02/2014	Ascendente	76	3
CSK	17/12/2013 - 05/01/2014	Descendente	817	19
Intrusión en marzo de 2014				
CSK	27/02/2014 - 04/04/2014	Ascendente	323	56
CSK	05/01/2014 - 30/03/2014	Descendente	1219	84

Dado que los interferogramas contienen una gran cantidad de datos (cientos de miles de puntos cubren toda la isla de El Hierro), su uso es inviable en el proceso de inversión, por lo que se ha reducido el número de puntos de cada interferograma utilizando un método adaptativo *quadtree* o de árboles cuádruples o cuaternarios (Decriem et al., 2010). El algoritmo divide recursivamente el conjunto de datos en polígonos de cuatro lados hasta que la varianza del desplazamiento LOS de los puntos dentro de un polígono se encuentra por debajo de un determinado umbral. Los polígonos con menos de tres puntos se eliminan para evitar el muestreo en áreas con altos gradientes de deformación donde es probable que el desenrollado de fase no se lleve a cabo correctamente. El valor de la varianza se ajusta hasta lograr un muestreo suficientemente alto para caracterizar el campo de deformación, pero con un número de datos mínimo para que el proceso de inversión sea efectivo. Finalmente, el valor medio de los puntos de un polígono se asigna al centroide del mismo y el conjunto de todos los centroides forman el conjunto de observaciones InSAR utilizado en el proceso de inversión (Jonsson et al., 2002; Pritchard and Simons, 2002; Simons et al., 2002).

En la Figura 37 se muestra el interferograma RDS-2 remuestreado entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012. El conjunto de datos InSAR original, 126620 píxeles, se ha reducido a 153 puntos mediante la partición *quadtree*, lo que ha permitido hacer el problema de la modelización manejable, reduciendo el tiempo de procesamiento, a la vez que se ha preservado el patrón de deformación. En el Anexo III se muestran los interferogramas remuestreados utilizados en la modelización de los seis episodios intrusivos post-eruptivos, así como diferentes pruebas realizadas aplicando diferentes valores de umbrales y subdivisiones máximas permitidas.

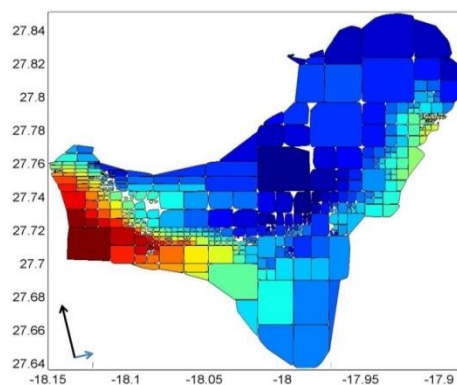


Figura 37. Interferograma RDS-2 remuestreado entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012, utilizado en la modelización de la intrusión de junio-julio de 2012.

El peso que cada medida GNSS e InSAR ha tenido en el proceso de inversión se ha determinado calculando la inversa de las matrices de error varianza-covarianza de cada conjunto de datos, asumiendo que los errores de los datos siguen una distribución normal de media cero y que los desplazamientos GNSS no están correlacionados con los desplazamientos LOS.

La matriz varianza-covarianza de los datos GNSS de cada estación en las componentes norte, este y vertical se ha calculado a partir de las incertidumbres de los datos estimadas durante el procesado en Bernese con un nivel de confianza del 95%. Los elementos fuera de la diagonal se han supuesto nulos al considerar que no existe covarianza entre los desplazamientos de las distintas estaciones GNSS ni entre las tres componentes del desplazamiento en cada estación.

La matriz varianza-covarianza de los datos InSAR se ha estimado modelando semivariogramas experimentales en áreas libres de deformación. Los semivariogramas permiten analizar el comportamiento espacial de una propiedad o variable sobre una zona dada observando cómo los datos están correlacionados con la distancia

(Figura 38). En un semivariograma teórico, el *rango* es la distancia a partir de la cual no existe correlación espacial entre los datos. El *sill* es el valor máximo constante que toma la semivariancia a distancias mayores que el *rango* y cuanto mayor sea su valor, mayor es la covarianza entre los datos. El *nugget* indica el nivel de ruido espacialmente independiente, el cual se estima como el valor de la semivariancia cuando el *rango* es cero (Curran, 1988; Foody and Atkinson, 2003; Wackernagel, 2013).

Para su cálculo en El Hierro se han utilizado interferogramas que no cubrían ningún episodio post-eruptivo y que, por tanto, no mostraban ninguna deformación, confirmando este hecho con los datos GNSS.

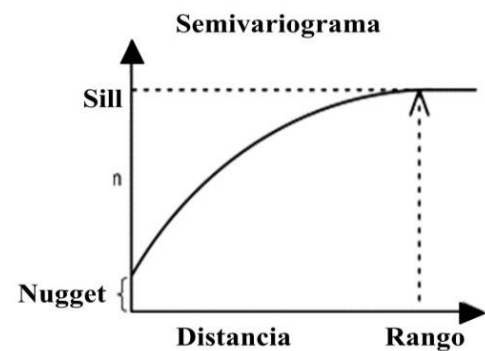


Figura 38. Ejemplo de un semivariograma teórico.

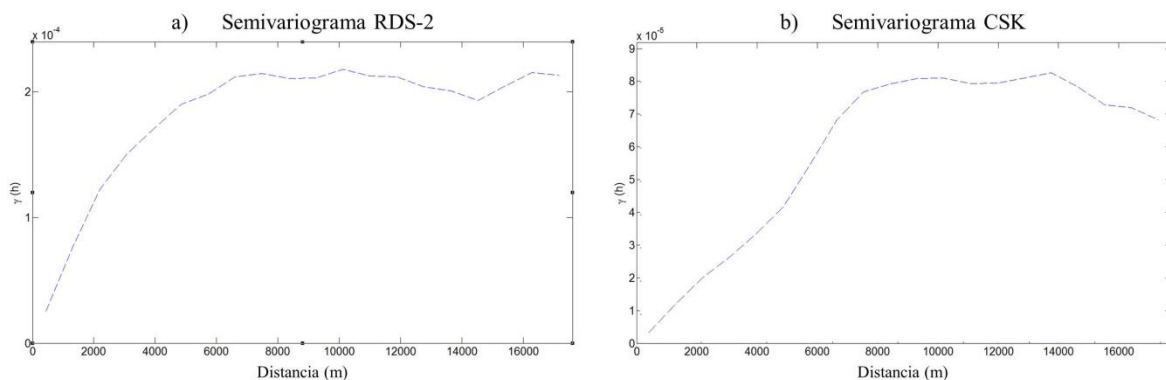


Figura 39. (a) Semivariograma RDS-2 S6 entre el 10 de febrero y el 6 de marzo de 2013. (b) Semivariograma CSK entre el 7 y el 27 de febrero de 2014. (Benito-Saz et al., 2017).

Dado que los resultados de los semivariogramas siguen una tendencia exponencial (Figura 39), los valores de *sill*, *nugget* y *rango* se han utilizado para estimar la covarianza, *cov*, utilizando la distancia entre las observaciones, *h*, en la forma:

$$cov = sill \cdot e^{\frac{-h}{rango}} + nugget \quad (5)$$

Esta función exponencial se aproxima al comportamiento exhibido por el retardo atmosférico (Bagnardi and Hooper, 2018). Su uso ha permitido calcular la matriz de error varianza-covarianza del ruido InSAR correlacionado espacialmente, suponiendo que los errores son los mismos en áreas con deformación (Lohman and Simons, 2005; Oliver and Webster, 2014; Sudhaus and Jonsson, 2009; Sudhaus and Jonsson, 2011; Webster and Oliver, 2007). Para los datos de los interferogramas RDS-2 se ha obtenido un valor de *sill* de $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2$, un *nugget* de $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ y un *rango* de 6 km. Para los interferogramas CSK se ha obtenido un *sill* de $1.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2$, un *nugget* de $0.1 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ y un *rango* de 11 km (Figura 39).

Los valores medios de las matrices varianza-covarianza fueron del orden de $3 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ para los datos CSK, $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ para los datos RDS-2 y $4 \times 10^{-6} \text{ m}^2$ para las observaciones GNSS. Por tanto, los datos GNSS han tenido más peso en el modelado. Al establecer un factor adicional para disminuir el peso de los datos GNSS con respecto a los datos InSAR, la fuente se infería lejos de la isla, muy alejada de la sismicidad registrada en el mismo periodo de tiempo (Anexo III).

La inversión de los datos GNSS e InSAR ha permitido calcular las principales características de las fuentes volcánicas responsables de las deformaciones medidas del terreno. Para ello se han aplicado los modelos de una fuente puntual (Mogi, 1958), una fuente esferoidal prolata (Yang et al., 1988), una fractura circular horizontal presurizada para representar fuentes tipo sill (Fialko et al., 2001a) y una dislocación rectangular para representar intrusiones con distintas inclinaciones, entre las que se permite también la geometría de sill (Okada, 1985; Okada, 1992) (sección 2.2.1). La posición de las fuentes, su incremento de volumen, cambio de presión, radio o deslizamiento, se han considerado parámetros libres en el proceso de inversión. En el modelo de una sola dislocación solo se ha considerado el desplazamiento normal a la dislocación, despreciando el deslizamiento tangencial a la misma (Figura 30). En todos los modelos se ha considerado el terreno como un semiespacio elástico, homogéneo e isótropo, con una relación de Poisson de 0.25 (López et al., 2017) y un módulo de cizalla de 40 GPa (Watts, 1994; Watts et al., 1997). La utilización de un módulo de cizalla de 30 GPa suponía variaciones de apenas 100 m en la localización de las fuentes y de $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el incremento de volumen de las mismas con

respecto al uso de un valor de 40 GPa. El plano $z=0$ que define el semiespacio se ha considerado localizado a una altitud media de ~450 m, altitud promedia de las observaciones GNSS e InSAR.

El proceso de inversión se ha llevado a cabo realizando un millón de iteraciones del modelo directo, excepto cuando se ha utilizado el modelo de fractura circular horizontal o sill que, en este caso, dado el alto tiempo de procesamiento necesario, se ha aplicado 250000 veces. La utilización del enfoque bayesiano ha permitido extraer el conjunto de parámetros óptimos de los modelos y determinar la solución de máxima probabilidad junto con el intervalo de fiabilidad de cada parámetro a partir de las funciones de densidad de probabilidad *a posteriori*. Dado que la eficiencia del algoritmo de Metropolis-Hastings en el muestreo de las funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros depende del tamaño máximo del paso aleatorio para cada parámetro (si los pasos son demasiado pequeños, la inversión converge muy lentamente pero si, por el contrario, uno o más pasos son demasiado grandes, el algoritmo rechaza demasiadas propuestas de parámetros, lo que también conduce a una convergencia lenta), se ha establecido el paso máximo para cada parámetro de forma automática realizando pruebas de sensibilidad cada cierto número de iteraciones durante el proceso de inversión. Así, todos los parámetros han contribuido aproximadamente igual al cambio en la probabilidad y aproximadamente la mitad de los modelos de prueba han sido aceptados, garantizándose una convergencia rápida y adecuada al mismo tiempo que se ha maximizado la eficiencia del algoritmo de inversión (Bagnardi and Hooper, 2018). La inversión conjunta de todos datos GNSS e InSAR ha permitido determinar la posición y el volumen de las fuentes de deformación (Anexo III).

Los resultados obtenidos al emplear el modelo de una fuente esférica finita (McTigue, 1987) y considerar el efecto de la topografía, modificando las expresiones analíticas para tener en cuenta este efecto (Williams and Wadge, 1998), son similares a los inferidos por el modelo de fuente puntual debido a la gran profundidad de emplazamiento de las intrusiones post-eruptivas en El Hierro. El uso del modelo de una única dislocación, considerando libres todos los parámetros del modelo en el proceso de inversión (excepto los desplazamientos tangenciales, los cuales se suponen nulos) infieren intrusiones con volúmenes que presentan altas incertidumbres.

Las intrusiones se han modelizado también como sills utilizando una matriz de parches de dislocaciones horizontales (sección 2.2.1) sujetos a una condición de límite de presión interna uniforme. Para ello se ha utilizado un método de elementos de contorno, también denominado método de elementos de frontera o método de elementos de borde (Hooper et al., 2011; Spaans and Hooper, 2018; Yun et al., 2006). Se ha dividido el área de la posible ubicación de la fuente en cientos de parches cuadrados horizontales de 1.5 km de largo y de ancho, suponiendo que una presión uniforme actúa en toda la superficie del sill. Se han calculado las tensiones unitarias que actúan en cada parche en las tres direcciones principales utilizando las ecuaciones del modelo de una dislocación rectangular (Okada, 1992). Posteriormente, se ha estimado la combinación apropiada de parches que formarían la geometría del sill, considerando estos activos o no, de manera que solo los parches activos están sujetos a la condición de límite de presión uniforme, eliminando los parches aislados. Como el número de combinaciones posibles de parches es muy elevado, se ha utilizado el método de inversión bayesiano con un algoritmo MCMC (sección 2.2.2). En cada iteración se ha seleccionado la geometría, profundidad y sobrepresión uniforme del sill y se ha calculado el deslizamiento de cada parche activo. La deformación del terreno se ha determinado sumando las deformaciones producidas por cada parche activo en la superficie haciendo uso de los esfuerzos calculados previamente. Este método ha permitido estimar la geometría, profundidad, presión y deslizamiento perpendicular de los parches que formarían las intrusiones en forma de sills y que podrían ser responsables de las deformaciones observadas de la superficie.

Para evaluar los diferentes modelos de fuentes volcánicas aplicados se ha utilizado, en primera aproximación, el error cuadrático medio normalizado o WRSS (acrónimo del inglés *Weighted Residual Sum of Squares*), normalizado por el número de grados de libertad del problema (diferencia entre el número de observaciones, $N_{\text{observaciones}}$, y el número de parámetros libres del modelo, $N_{\text{parámetros}}$):

$$WRSS = \frac{(d_{obs} - d_{modelo})^T \Sigma^{-1} (d_{obs} - d_{modelo})}{N_{\text{parámetros}} - N_{\text{observaciones}}} \quad (6)$$

siendo d_{obs} la diferencia entre los datos observados en la superficie, d_{modelo} los datos pronosticados por el modelo y Σ^{-1} la inversa de la matriz de error varianza-covarianza de los datos. El modelo que mejor se ajusta a las observaciones se ha inferido del valor WRSS mínimo obtenido. Sin embargo, en la decisión final se ha tenido en cuenta la sismicidad relocalizada en profundidad durante cada episodio intrusivo (Domínguez Cerdeña et al., 2018).

La evolución temporal de los cambios de volumen de cada modelo se ha parametrizado considerando que los caudales de magma, $Q(t)$, decaían exponencialmente con el tiempo, t , en la forma:

$$Q(t) = Q_0 \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \quad (7)$$

siendo Q_0 el caudal inicial de magma y τ el tiempo de relajación (Dvorak and Okamura, 1987). El incremento de volumen acumulado, V , en el momento T se expresa en la forma:

$$V(T) = \int_{t=0}^T Q(t) = Q_0 \tau \left(1 - \exp\left(\frac{-T}{\tau}\right)\right) \quad (8)$$

Para conocer el ajuste de nuestros datos a este modelo, se ha utilizado el coeficiente de determinación, R^2 , de modo que cuando no existe ninguna relación entre el modelo y nuestros datos, su valor es nulo y cuando el modelo se ajusta perfectamente a los datos su valor es 1.

4. Resultados

En este capítulo se muestran los principales resultados obtenidos en esta tesis doctoral sobre los episodios intrusivos post-eruptivos ocurridos en la isla de El Hierro entre junio de 2012 y marzo de 2014, así como su relación con el transporte y acumulación de magma en profundidad. Estos episodios no estuvieron asociados con ninguna erupción volcánica, aunque contribuyeron de forma significativa al crecimiento de la isla.

Estos resultados han sido publicados en las revistas “*Journal of Volcanology and Geothermal Research*” y “*Journal of Geophysical Research: Solid Earth*”, ambas del SCI (*Science Citation Index*). Sus referencias completas son:

- **Benito-Saz, M.A., Parks, M.M., Sigmundsson, F., Hooper, A. and Garcia-Canada, L., 2017.** Repeated magmatic intrusions at El Hierro Island following the 2011-2012 submarine eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 79-91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.020>
- **Benito-Saz, M.A., Sigmundsson, F., Charco, M., Hooper, A. and Parks, M., 2019.** Magma flow rates and temporal evolution of the 2012-2014 post-eruptive intrusions at El Hierro, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2019JB018219>

4.1. Intrusión en junio-julio de 2012

Cuatro meses después del final de la erupción submarina en El Hierro, un intenso enjambre sísmico se detectó bajo la isla de El Hierro, el cual se prolongó en el tiempo durante 20 días, desde el 24 de junio hasta el 14 de julio de 2012 aproximadamente. Durante este periodo de tiempo, se localizaron más de 2000 terremotos volcano-tectónicos, su mayoría con magnitudes inferiores a 4, a profundidades de entre 18 y 24 km, bajo la parte central y occidental de la isla (Figura 40).

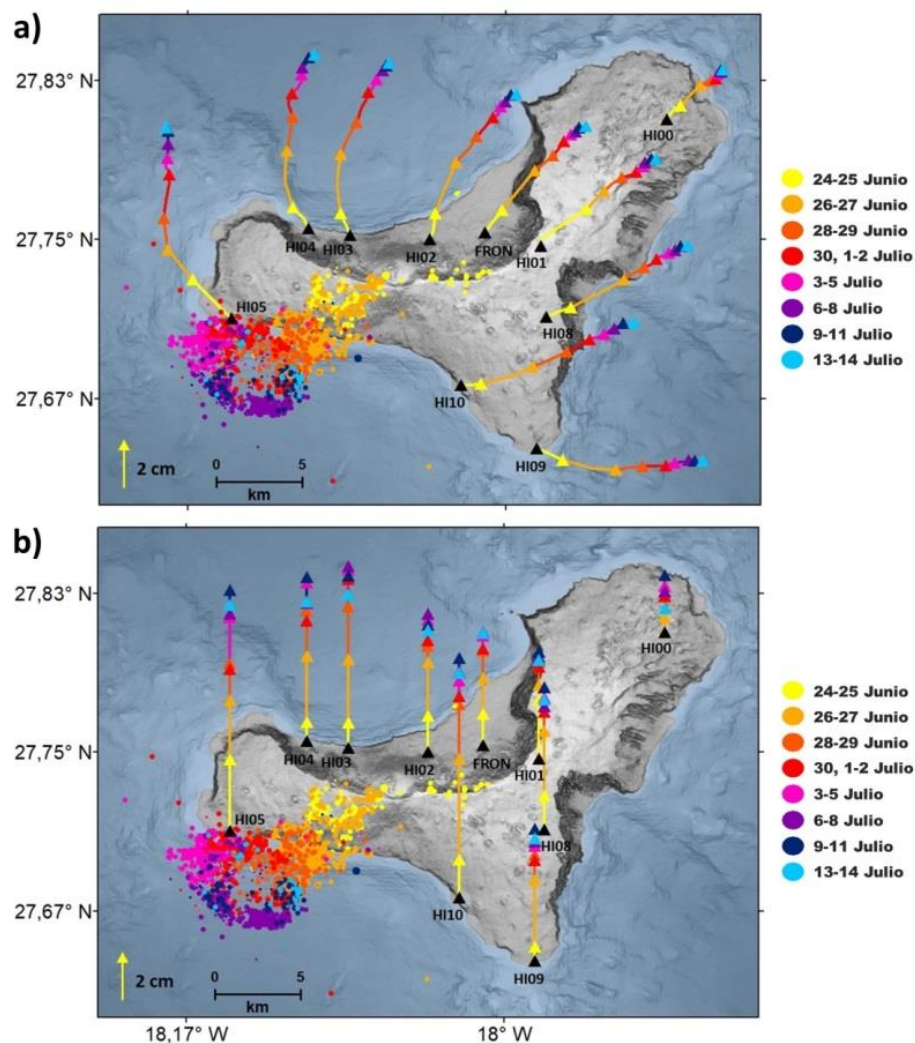


Figura 40. Epicentros relocados con $M \geq 1.5$ (círculos) y desplazamientos GNSS del terreno (triángulos) en las componentes (a) horizontal y (b) vertical, entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. Las estaciones GNSS están indicadas con su nombre y localizadas por triángulos negros. (Benito-Saz et al., 2019).

Este enjambre sísmico se caracterizó por un intenso inicio de la sismicidad, produciéndose más de 200 terremotos el día 26 de junio de 2012. El número de terremotos diarios fue disminuyendo gradualmente con el tiempo mientras que la profundidad de los terremotos aumentó

ligeramente. El momento sísmico acumulado también mostró un aumento progresivo. Solo los días 27 de junio, 2 y 3 de julio se registraron terremotos con magnitudes superiores a 4 (Figura 41).

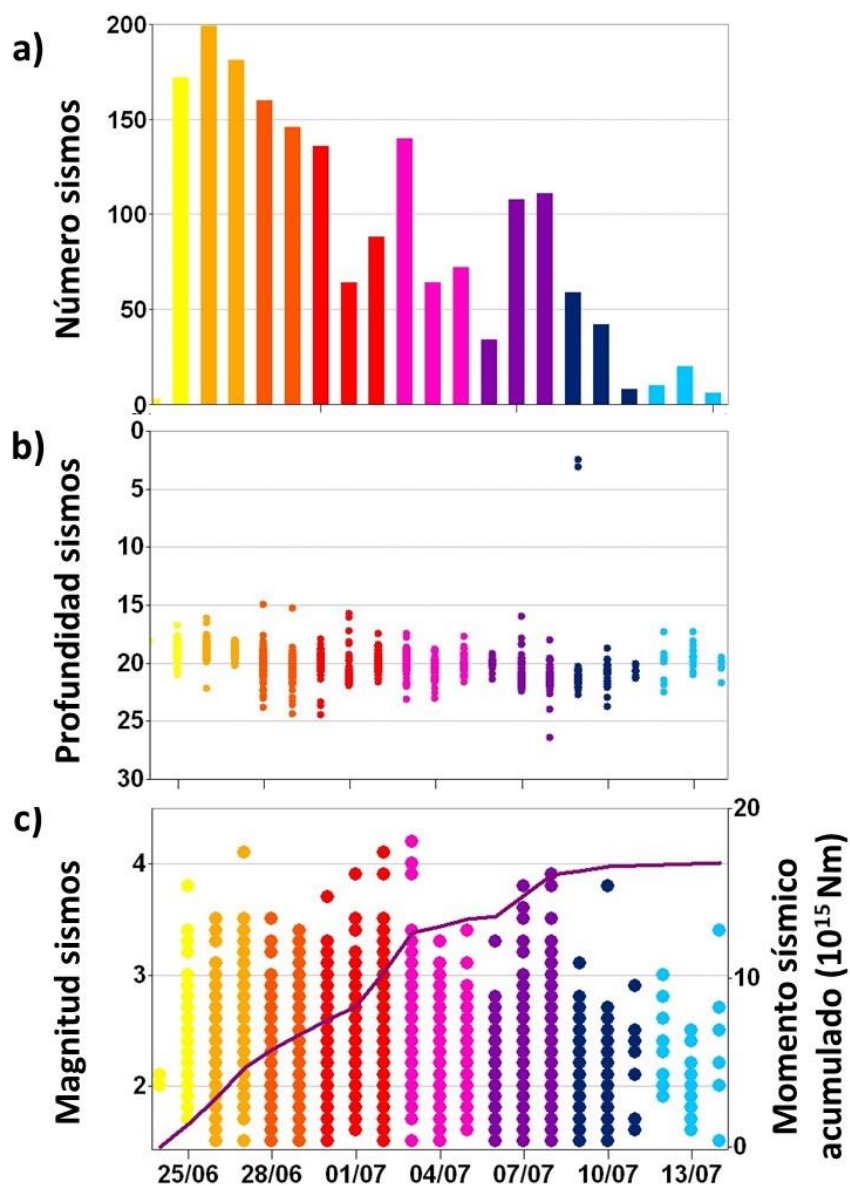


Figura 41. Evolución diaria de: (a) número, (b) profundidad, (c) magnitud (eje izquierdo) y momento sísmico acumulado (eje derecho, línea morada) de los terremotos relocalizados con $M \geq 1.5$ entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. (Benito-Saz et al., 2019). La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 40.

Durante la primera semana de la intrusión, la sismicidad migró ~ 14 km hacia el suroeste, alejándose del centro de la isla a una velocidad cercana a 1.1 km/día (Figura 42). Después de una

pausa de medio día, y durante las siguientes dos semanas, la sismicidad se registró en la parte más distante al centro de la isla, localizándose al suroeste a principios de julio y al sureste durante la segunda semana de julio (Figura 40).

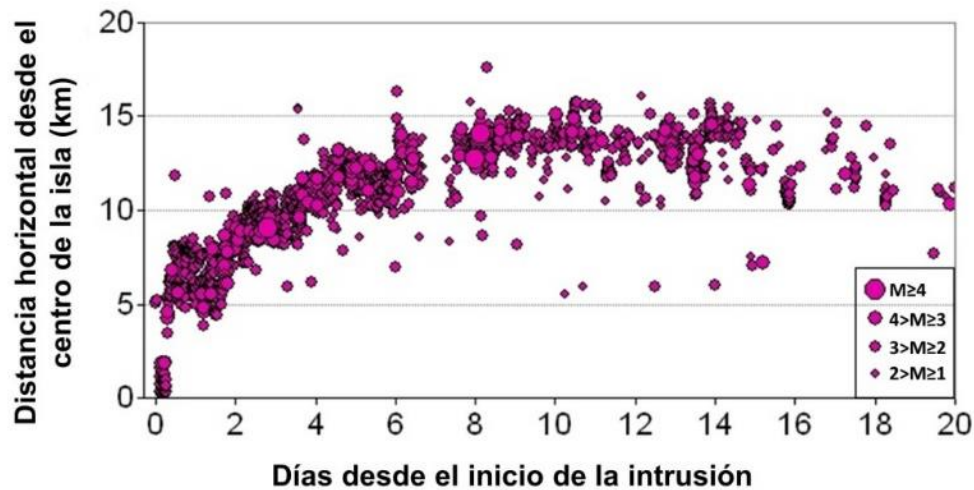


Figura 42. Localización de los terremotos con $M \geq 1.5$ con respecto al centro de la isla de El Hierro (considerada en la posición 18.020°W , 27.728°N). (Benito-Saz et al., 2019).

El estudio de los datos GNSS e InSAR muestra importantes deformaciones del terreno de la isla durante este periodo de tiempo.

Las estaciones GNSS detectan una importante elevación y desplazamiento horizontal del terreno. Más de 40 mm de elevación del terreno y más de 60 mm de desplazamientos horizontales se registran principalmente en la parte central y occidental de la isla (Figura 40). Aproximadamente el 80% de la elevación se detecta durante los primeros 5 días a velocidades de hasta 15 mm/día, mientras que el ~80% de los desplazamientos horizontales se registran durante los primeros 8 días, con velocidades de hasta 9 mm/día, de modo que la deformación horizontal del terreno se produce de forma más gradual que la elevación de la isla. Los desplazamientos horizontales registrados son, en general, más altos que los desplazamientos verticales, excepto en las estaciones HI10 y HI05, más cercanas a los epicentros. Por ejemplo, la estación HI05, situada al oeste de la isla, registra 96 ± 2 mm de elevación, 91 ± 1 mm de desplazamiento hacia el norte y 29 ± 1 mm hacia el este, mientras que la estación HI10, en el suroeste de la isla, registra 95 ± 2 mm de elevación, 32 ± 1 mm de desplazamiento hacia el oeste y 72 ± 1 mm hacia el este. Por otro lado, la estación HI00, localizada al noreste de la isla, detecta los desplazamientos más pequeños, con solo 10 ± 2 mm de elevación y 22 ± 1 mm de deformación en las componentes norte y este (Figura 43).

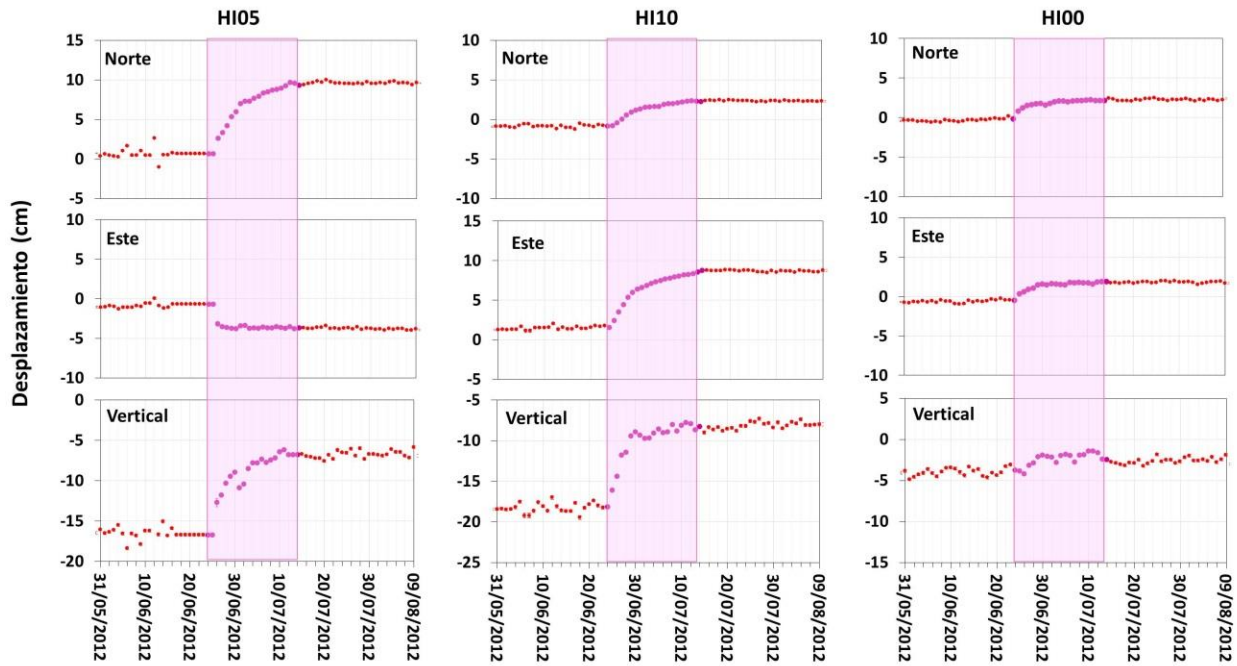


Figura 43. Desplazamientos GNSS de la superficie en las componentes norte, este y vertical registrados en las estaciones HI05, HI10 y HI00 (Figura 35). (Benito-Saz et al., 2019). La franja rosa muestra el periodo intrusivo.

Los interferogramas desenrollados CSK y RDS-2, tanto en las pasadas ascendentes como en las pasadas descendentes de los satélites por la isla, muestran un claro desplazamiento del terreno en la dirección al satélite de la parte central y occidental de la isla, registrado mediante un acortamiento de la línea de vista del radar. La Figura 44 muestra los interferogramas que cubren este periodo intrusivo y que posteriormente han sido utilizados en la modelización de la fuente de deformación. Los interferogramas ascendentes revelan desplazamientos LOS hacia el satélite principalmente de la parte occidental de la isla, mientras que los interferogramas descendentes registran los desplazamientos LOS del terreno fundamentalmente de toda la parte sur y occidental de la isla.

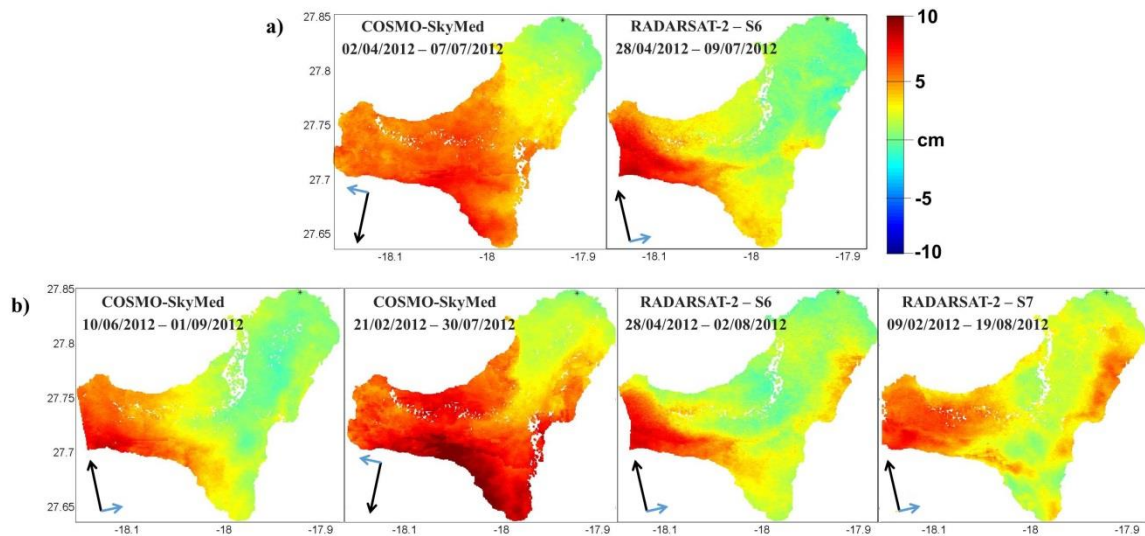


Figura 44. Mapas InSAR de deformación del terreno que abarcan (a) parcialmente y (b) completamente el episodio intrusivo. (Benito-Saz et al., 2017; Benito-Saz et al., 2019).

Para comparar los datos InSAR con las observaciones GNSS, se han transformado los datos GNSS a las coordenadas LOS (Ecuación 2), considerando la misma configuración que los interferogramas de la Figura 44, y se han interpolado los valores para toda la isla. La Figura 45 muestra que los resultados son similares a los obtenidos mediante la observación con InSAR y que las principales diferencias se dan en la costa este de la isla (Anexo IV.I), donde la componente atmosférica puede ser importante.

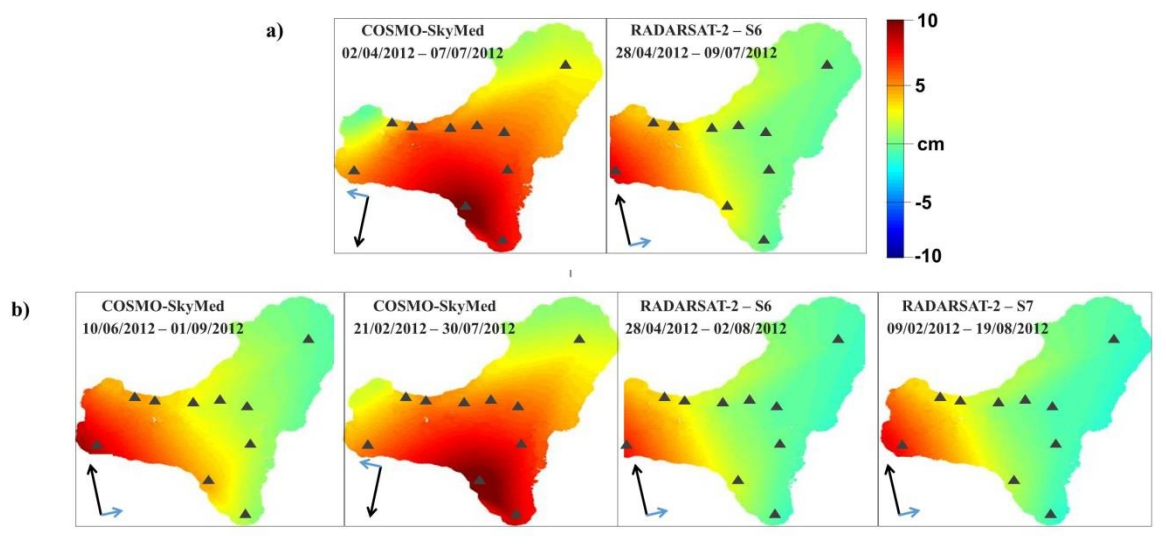


Figura 45. Datos GNSS acumulados durante el episodio intrusivo y proyectados a la dirección LOS e interpolados a toda la isla considerando la misma configuración que los interferogramas de la Figura 44.

Con el fin de caracterizar la fuente causante de estas deformaciones, se ha empleado la deformación GNSS acumulada desde el inicio del episodio intrusivo para estudiar la evolución temporal de las principales características de la fuente de deformación y se ha utilizado la combinación de las observaciones GNSS e InSAR para mejorar su localización y geometría.

El modelado de la intrusión considerando la deformación del terreno acumulada durante todo el episodio intrusivo, desde el 24 de junio hasta el 14 de julio de 2012, según las observaciones GNSS e InSAR, indica que la fuente esférica se sitúa al sur de los epicentros a una profundidad de 11.1 ± 0.8 km. Prácticamente en la misma localización se sitúa la fuente esferoidal inclinada prolata a una profundidad de 9.9 ± 0.2 km. Ambos modelos presentan un ajuste muy similar de los datos ($WRSS = 2$) (Anexo IV.I). El modelo de sill o fractura circular horizontal ajusta ligeramente mejor las observaciones desde el punto de vista matemático ($WRSS = 1$) y se localiza prácticamente en la misma posición horizontal que las fuentes anteriores, pero a mayor profundidad, 15.5 ± 4.0 km, con un radio de 6.1 ± 1.2 km (Anexo IV.I).

La Figura 46 muestra los desplazamientos del terreno predichos por el modelo de una fuente puntual (Mogi, 1958). Según este modelo y los demás modelos analíticos utilizados, la mayor parte de la deformación del terreno se produce en la superficie del fondo marino, la cual no se ha podido cuantificar al no disponer de sistemas apropiados para su detección.

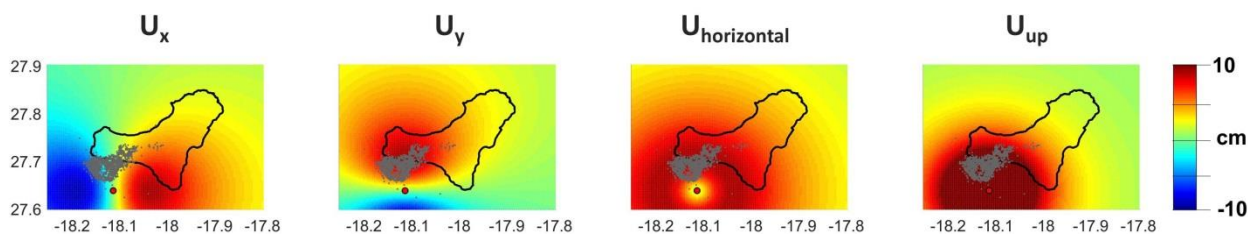


Figura 46. Desplazamientos del terreno en las componentes norte (U_x), este (U_y), horizontal ($U_{horizontal}$) y vertical (U_{up}) inferidos por el modelo de una fuente puntual considerando la deformación del terreno acumulada entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. El punto rojo representa la proyección del modelo en la superficie. Los puntos grises representan los terremotos relocalizados durante el mismo periodo de tiempo.

Las Figura 47 y 48 muestran los desplazamientos InSAR y GNSS de la superficie observados, los predichos por el modelo óptimo de una fuente puntual (Mogi, 1958) y de una fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) y los residuos entre las deformaciones observadas y modeladas. Las predicciones de los modelos se ajustan a las observaciones, aunque sobreestiman los desplazamientos verticales en la parte suroeste de la isla y subestiman los desplazamientos horizontales en la costa norte en varios centímetros.

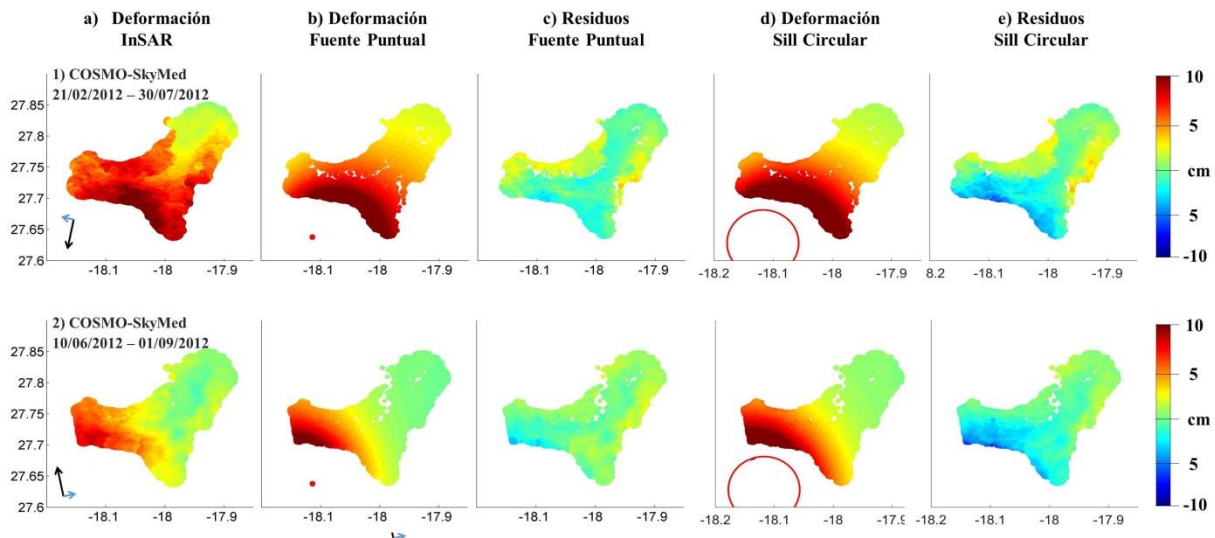


Figura 47. Deformación LOS del terreno. (a) Desplazamientos observados. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de una fuente puntual y (d) por el modelo de fractura circular horizontal. (c, e) Residuos entre las deformaciones LOS observadas (a) y modeladas en (b) y (d), respectivamente. El punto y círculo rojo al suroeste de la isla en (b) y (d) representan la proyección en superficie de la fuente de deformación. (Benito-Saz et al., 2019).

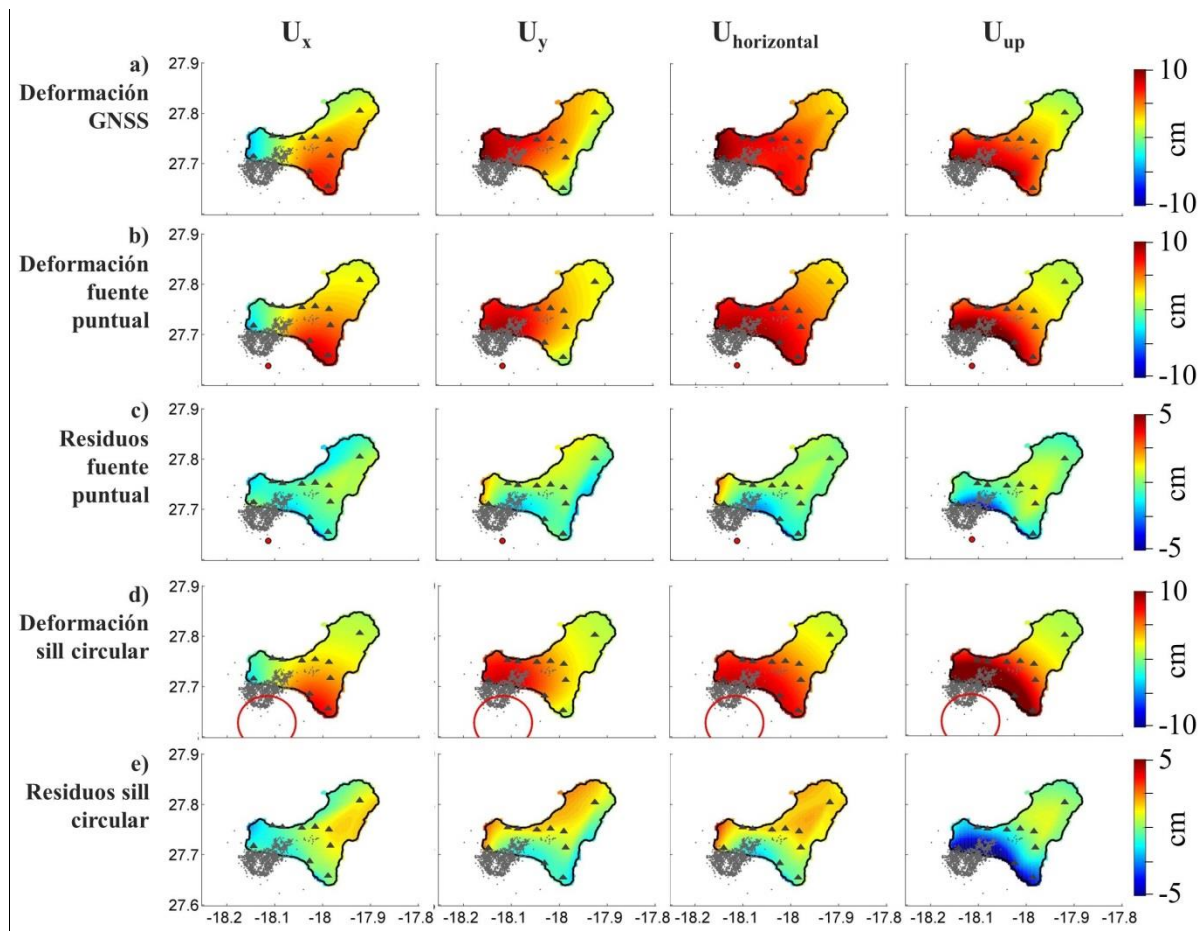


Figura 48. Deformación GNSS del terreno en la componente norte (U_x), este (U_y), horizontal ($U_{horizontal}$) y vertical (U_{up}) entre el 24 de junio al 14 de julio de 2012. (a) Desplazamientos observados e interpolados para toda la isla. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de una fuente puntual y (d) por el modelo de una fractura circular horizontal. (c, e) Residuos entre las deformaciones observadas (a) y modeladas en (b) y (d), respectivamente. (Benito-Saz et al., 2019).

La clara propagación de la sismicidad hacia el suroeste con el tiempo y el cambio en la dirección de los desplazamientos horizontales de la superficie, más notorio en las estaciones más occidentales de la isla, sugiere que la intrusión magmática, situada al suroeste de la isla en el mar, se desplaza y evoluciona con el tiempo. La inversión de los datos geodésicos indica una fuente magmática que se ubica al sureste de la sismicidad y que se desplaza hacia el suroeste durante más de 4 km (Figura 40, 49 y 50, Tabla 4, Anexo IV.I).

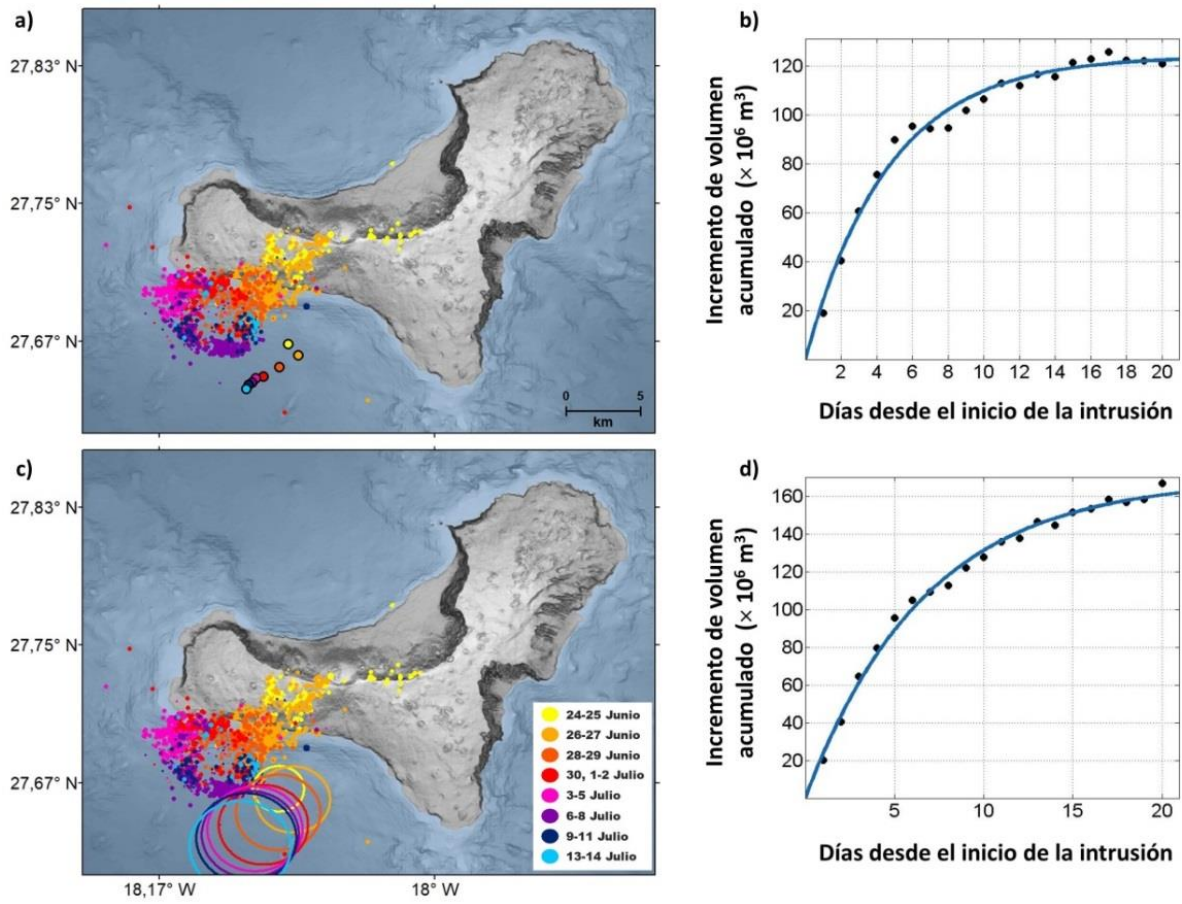


Figura 49. Epicentros relocados (círculos pequeños) y localización horizontal de la fuente puntual (círculos delineados en negro en a) y la fractura circular horizontal (círculos en color en c) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de junio. (b, d) Incremento de volumen acumulado de las fuentes consideradas en (a) y (c), ajustado a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

Los modelos infieren que la intrusión aumenta su volumen con el tiempo. La fuente puntual presenta un incremento total de volumen de $(121 \pm 21) \times 10^6 \text{ m}^3$, mientras que la fuente esferoidal muestra un incremento de $(92 \pm 6) \times 10^6 \text{ m}^3$. El modelo de sill o fractura circular horizontal aumenta su volumen con el tiempo hasta los $(167 \pm 65) \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 49, Tabla 4, Anexo IV.I).

Tabla 4. Evolución de los parámetros óptimos de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) y la fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a), considerando los desplazamientos del terreno acumulados desde el 24 de junio de 2012. Los errores muestran los intervalos de credibilidad del 95%. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
Fuente puntual						
25/06/2012	-18.09 \pm 0.01	27.67 \pm 0.01	11.0 \pm 1.1	19 \pm 6		5
29/06/2012	-18.09 \pm 0.00	27.65 \pm 0.01	12.5 \pm 0.3	90 \pm 3		5
05/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.7 \pm 0.3	113 \pm 6		11
14/07/2012	-18.11 \pm 0.03	27.64 \pm 0.03	11.1 \pm 0.8	121 \pm 21		2
Fractura circular horizontal						
25/06/2012	-18.09 \pm 0.01	27.66 \pm 0.00	13.5 \pm 1.2	20 \pm 2	3.0 \pm 0.7	7
29/06/2012	-18.10 \pm 0.01	27.65 \pm 0.01	15.4 \pm 1.2	96 \pm 11	5.1 \pm 0.2	24
05/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.2 \pm 1.7	136 \pm 22	5.7 \pm 0.5	47
14/07/2012	-18.12 \pm 0.03	27.63 \pm 0.02	15.5 \pm 4.0	167 \pm 65	6.1 \pm 1.2	1

Las incertidumbres de los parámetros de los modelos se han tenido en cuenta considerando las PDF *a posteriori* de cada uno de ellos (Anexo IV.I). En la Figura 50 se muestran los histogramas de los parámetros del modelo de una fuente puntual considerando la deformación entre el 24 de junio y el 25 de junio y la deformación acumulada entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. Todos los histogramas muestran la convergencia hacia una solución de probabilidad máxima. Estos parámetros muestran el movimiento lateral de la fuente y su incremento de volumen con el tiempo. Los diagramas de dispersión entre pares de parámetros muestran la relación entre ellos, de modo que la profundidad y el volumen de la fuente están estrechamente relacionados. Los modelos óptimos que se sitúan a menor profundidad muestran un menor incremento de volumen que las fuentes más profundas. En el Anexo IV.I se puede consultar también la evolución de las funciones de densidad de probabilidad cada dos días considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de junio.

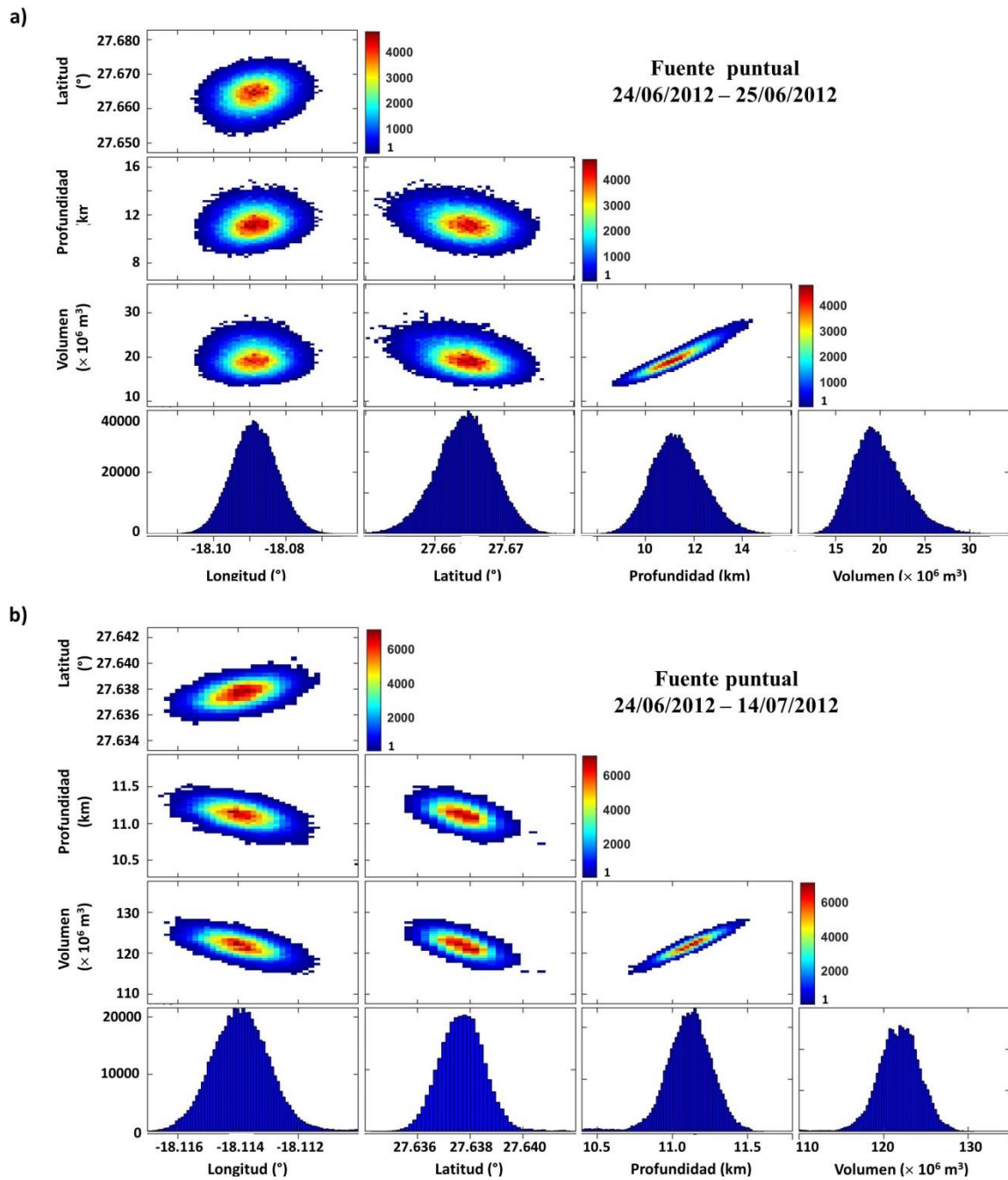


Figura 50. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fuente puntual considerando la deformación del terreno acumulada entre el 24 de junio y (a) el 25 de junio y (b) el 14 de julio de 2012 (Tabla 4). (Benito-Saz et al., 2019).

Aunque los hipocentros muestran un ligero aumento en su profundidad a medida que se alejan de la isla (Figura 41) (Domínguez Cerdeña et al., 2018; Díaz-Moreno et al., 2015), los datos geodésicos sugieren una propagación lateral del magma a una profundidad casi constante (Tabla 4). La fuente puntual se sitúa a ~11 km de profundidad y la fractura circular horizontal se localiza a ~15 km de profundidad, más cercana a la localización de los hipocentros (los cuales se producen

a 18-24 km de profundidad). Las compensaciones entre la profundidad y el volumen de magma intruido no explican toda la discrepancia en profundidad entre los modelos (Figura 51). Esta discrepancia en la profundidad entre los datos sísmicos y geodésicos podría deberse, en parte, a la limitación de las redes de estaciones sísmicas y GNSS utilizadas, localizadas en campo lejano al producirse la mayor parte del campo de deformación y de la sismicidad en el mar y, por tanto, lejos de la localización de las estaciones (Figura 46).

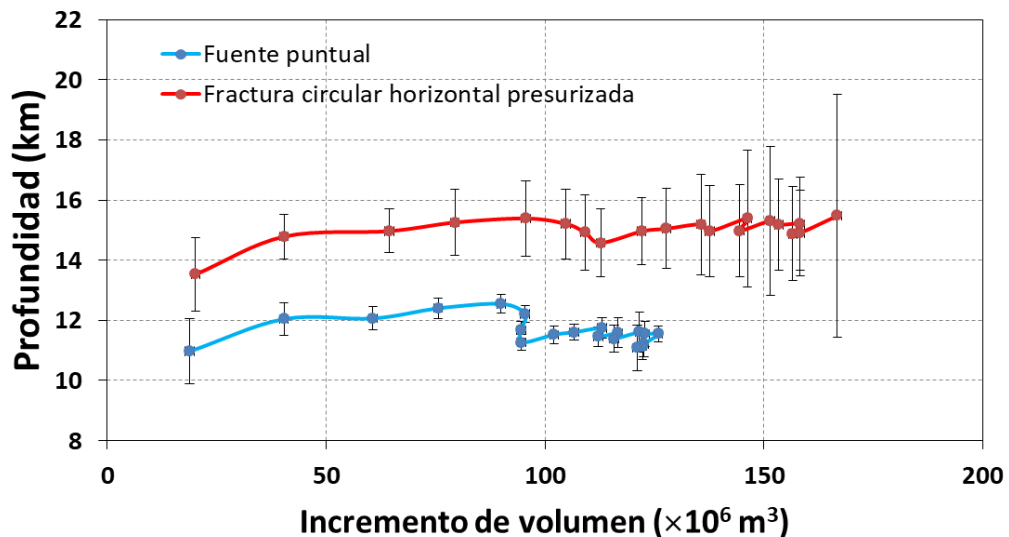


Figura 51. Profundidad de la fuente puntual y la fractura circular horizontal en función de su incremento de volumen entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. Los valores de profundidad de las fuentes muestran el intervalo de credibilidad del 95% (Tabla 4). (Benito-Saz et al., 2019).

Para caracterizar la propagación horizontal del magma, se ha empleado un método de elementos de contorno (sección 3.3) y se ha considerado una dislocación dividida en 121 parches de 1.5 km de lado, los cuales pueden tener un deslizamiento diferente y, por tanto, un incremento de volumen diferente. Dado que la profundidad de los modelos de fuente puntual y de fractura circular horizontal es prácticamente constante a lo largo de toda la intrusión, se ha considerado que la propagación de esta fuente se ha producido horizontalmente. Se ha invertido la deformación del terreno acumulada durante todo el episodio intrusivo cuantificada por los datos GNSS e InSAR y se ha obtenido la fuente a la profundidad de 15.9 ± 0.3 km. Fijando la fuente a esta profundidad, se ha calculado la evolución temporal de la magnitud del desplazamiento normal y tangencial de cada uno de los parches que componen la dislocación a partir de los desplazamientos del terreno acumulados desde el 24 de junio. Los resultados muestran un aumento del desplazamiento normal hacia el sur indicativo de una migración del magma hacia el suroeste de la isla. El área de la

dislocación también aumenta progresivamente con el tiempo. Esta fuente presenta un deslizamiento normal al plano de la dislocación de ~ 0.6 m al comienzo de la intrusión y de hasta 2 m al final del episodio intrusivo. Según este modelo, el incremento total de volumen de la fuente es de $(124 \pm 7) \times 10^6$ m³. Sin embargo, este modelo presenta elevados valores de ajuste ($WRSS > 100$) (Figura 52, Anexo IV.I).

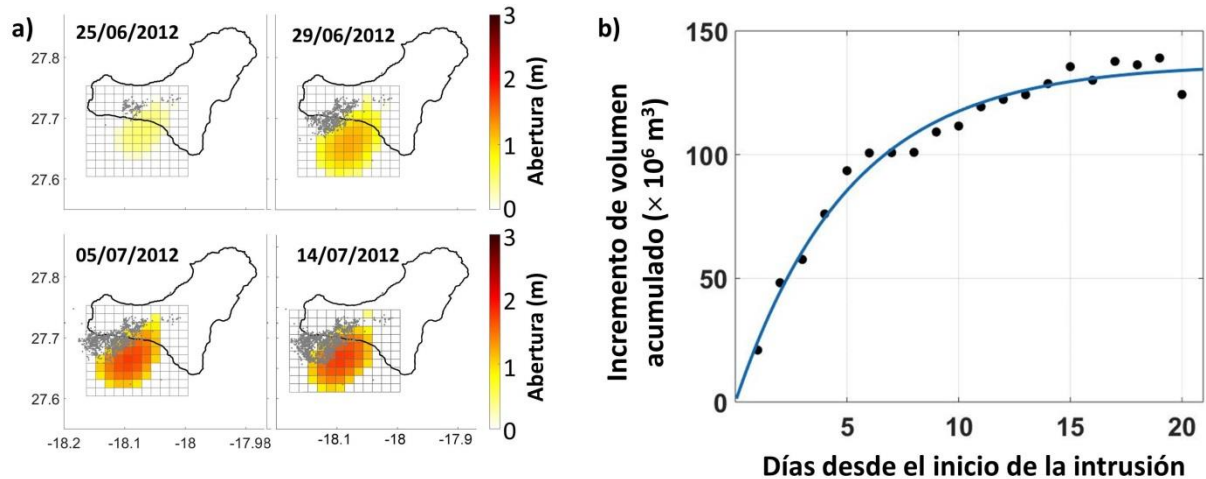


Figura 52. (a) Proyección en superficie de la abertura media, o deslizamiento normal de los parches del modelo de dislocación horizontal junto con los epicentros relocalizados (puntos grises) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de junio. (b) Incremento de volumen acumulado bajo la isla considerando este modelo, ajustado a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

Como el incremento de volumen acumulado inferido por todos los modelos analíticos utilizados sigue una forma exponencial (Figuras 50 y 52) y dado que esta fuente podría tener una conexión hidráulica con una fuente más profunda situada en el manto, se ha ajustado el incremento de volumen acumulado a una ecuación exponencial de la forma presentada en la Ecuación 8. Los resultados muestran incrementos de volumen de ~ 120 - 230×10^6 m³, con caudales iniciales de magma de 276 - 341 m³/s que decaen exponencialmente con un tiempo de relajación de 4-7 días. El modelo de fuente puntual infiere un caudal inicial de 311 ± 26 m³/s con un tiempo de relajación de 4.6 ± 0.5 días ($R^2 = 0.98$) (Figura 49) mientras que el modelo de fractura circular horizontal infiere un caudal inicial de 293 ± 17 m³/s con un tiempo de relajación de 6.6 ± 0.5 días ($R^2 = 0.99$) (Figura 49). Por su lado, el modelo de dislocación horizontal en parches infiere un caudal inicial de 311 ± 30 m³/s y un tiempo de relajación de 5.1 ± 0.6 días ($R^2 = 0.98$) (Figura 52, Anexo IV.I).

4.2. Intrusión en septiembre de 2012

Dos meses después del final de la intrusión en junio-julio de 2012, el 14 de septiembre de 2012 comenzó a detectarse otro enjambre de terremotos en El Hierro. Esta actividad sísmica se limitó a la parte central de la isla y duró hasta el 19 de septiembre aproximadamente (Figura 53).

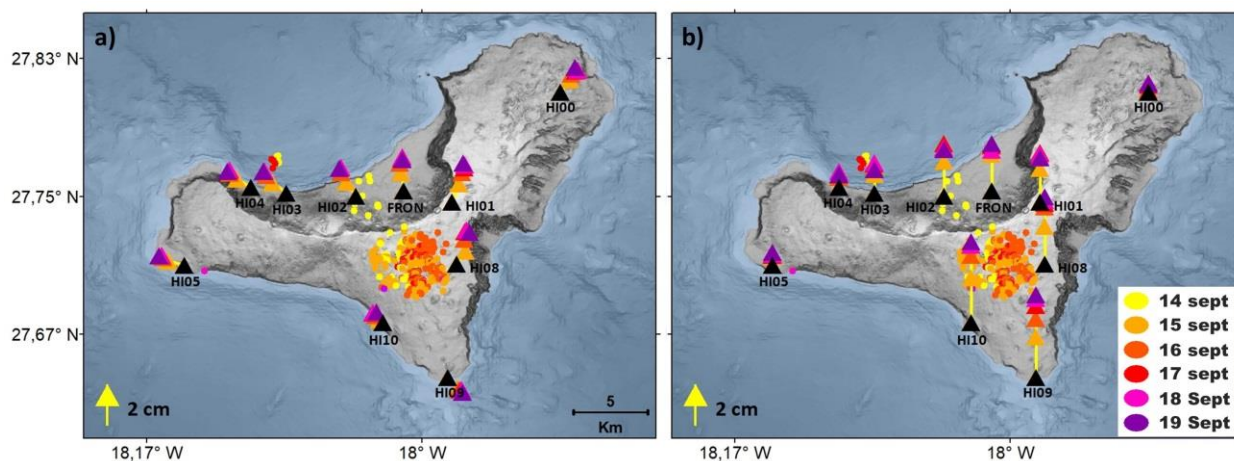


Figura 53. Epicentros relocados con $M \geq 1.5$ (círculos) y desplazamientos GNSS del terreno (triángulos) en las componentes (a) horizontal y (b) vertical, entre el 14 y el 19 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Durante estos cinco días se localizaron más de 500 terremotos con magnitudes inferiores a 3.2 a profundidades de 19-24 km. El momento sísmico acumulado aumentó gradualmente entre el 14 y el 17 de septiembre (Figura 54).

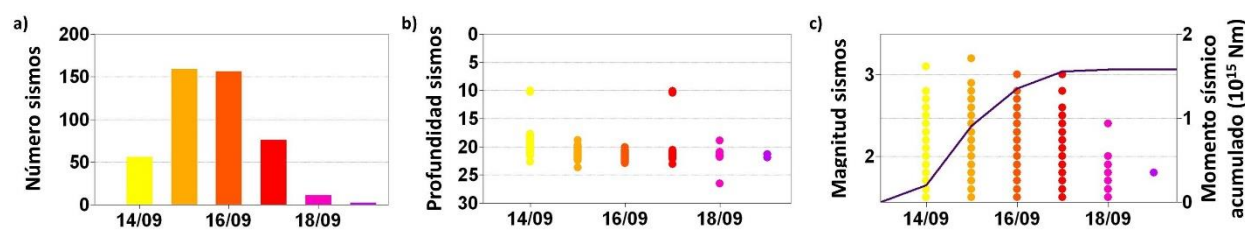


Figura 54. Evolución diaria de: (a) número, (b) profundidad, (c) magnitud (eje izquierdo) y momento sísmico acumulado (eje derecho, línea morada) de los terremotos relocados con $M \geq 1.5$ entre el 14 y el 19 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019). La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 53.

El análisis de las observaciones GNSS e InSAR en este periodo de tiempo muestra notables deformaciones del terreno. Las estaciones GNSS detectan principalmente desplazamientos del

terreno de la parte central y sur de la isla. En general, las estaciones registran mayores desplazamientos horizontales que verticales, con excepción de los desplazamientos registrados en las estaciones GNSS más cercanas a los epicentros. Por ejemplo, las estaciones HI09 y HI10 registran 40 ± 2 mm de elevación del terreno y casi 11 mm de desplazamientos horizontales. La estación HI01 detecta más de 20 mm de desplazamiento, tanto horizontal como vertical, durante este periodo de tiempo y la estación FRON registra 23 ± 3 mm de elevación y 17 ± 1 mm de desplazamiento hacia el norte (Figura 55).

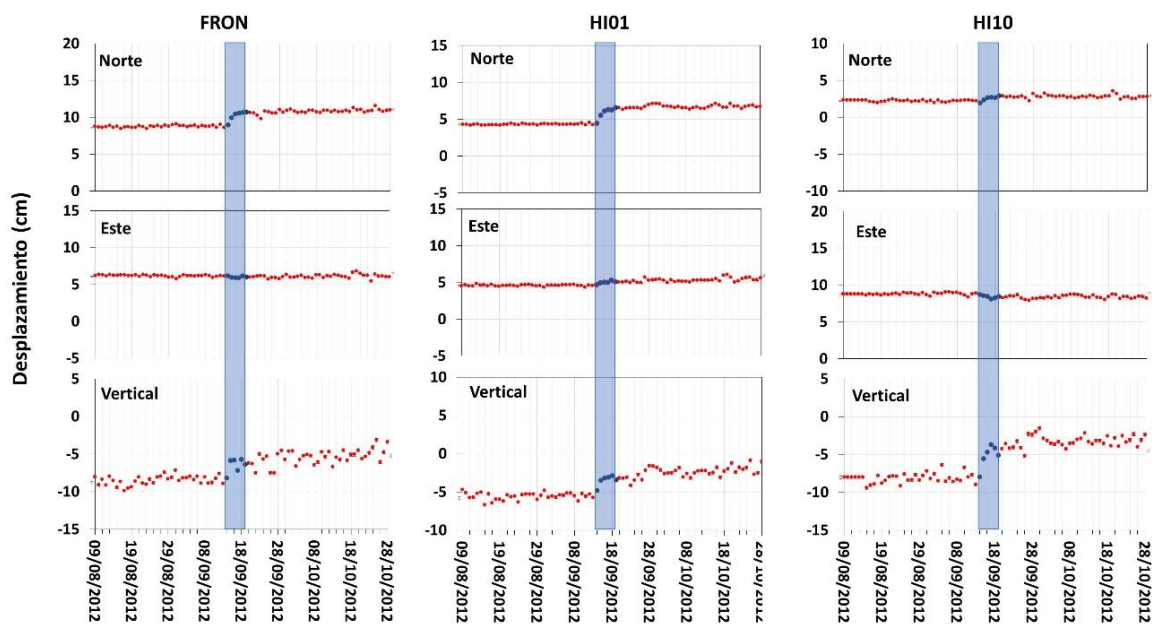


Figura 55. Desplazamientos GNSS de la superficie en las componentes norte, este y vertical registrados en las estaciones FRON, HI01 y HI10 (Figura 35). La franja azul muestra el periodo intrusivo.

Los interferogramas CSK que abarcan este episodio intrusivo muestran también como la mayor parte de la deformación se produce en el sur y centro de la isla (Figura 56).

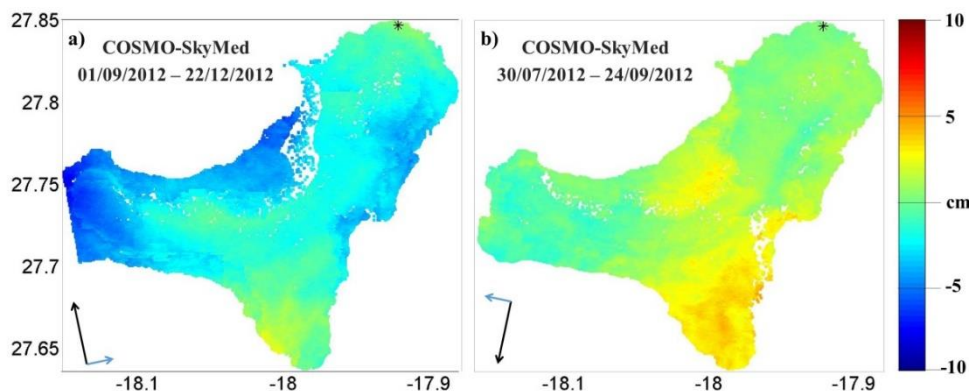


Figura 56. Mapas InSAR de deformación del terreno que abarcan el episodio intrusivo. (Benito-Saz et al., 2017).

El estudio de la fuente de deformación invirtiendo la deformación del terreno acumulada GNSS e InSAR durante todo el periodo intrusivo, indica una intrusión a ~ 3.5 km al sur de la sismicidad. La fuente puntual o la fuente esferoidal prolata se localizan a ~ 12 km de profundidad mientras que los modelos de sill se localizan a ~ 16 km de profundidad. La fractura circular horizontal presenta un radio de ~ 3 km y la dislocación horizontal dividida en parches un deslizamiento normal de hasta 1.3 m. Todos los modelos muestran un ajuste similar a los datos (WRSS = 1-2) (Tabla 5, Figura 57, Anexo IV.II).

Tabla 5. Evolución de los parámetros óptimos de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958), la fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) y la dislocación horizontal dividida en parches (Okada, 1992), considerando los desplazamientos del terreno acumulados desde el 14 de septiembre de 2012. Los errores muestran los intervalos de credibilidad del 95%.

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6$ m ³)	Radio (km)	WRSS
Fuente puntual						
15/09/2012	-18.01 ± 0.02	27.67 ± 0.01	12.5 ± 2.2	16 ± 10		1
17/09/2012	-18.00 ± 0.01	27.66 ± 0.01	12.1 ± 1.2	27 ± 8		1
19/09/2012	-18.01 ± 0.03	27.66 ± 0.01	11.5 ± 1.0	27 ± 14		1
Fractura circular horizontal						
15/09/2012	-18.01 ± 0.01	27.67 ± 0.01	16.2 ± 1.4	16 ± 2	2.9 ± 0.8	1
17/09/2012	-18.00 ± 0.00	27.66 ± 0.00	16.6 ± 1.1	31 ± 3	3.5 ± 0.7	4
19/09/2012	-18.00 ± 0.01	27.66 ± 0.01	15.8 ± 1.6	30 ± 4	3.4 ± 0.8	2
Dislocación horizontal en parches						
15/09/2012			16.2 ± 2.3	16 ± 4		-1
17/09/2012			16.7 ± 1.7	28 ± 6		-4
19/09/2012			15.6 ± 1.1	29 ± 4		-2

Estos modelos infieren la intrusión al sur de la isla cuyo volumen aumenta hasta $\sim 29 \times 10^6$ m³ (Tabla 5, Figura 57, Anexo IV.II). Ajustando los incrementos de volumen acumulados a una ecuación exponencial de la forma presentada en la Ecuación 8, considerando una conexión hidráulica de estos episodios con una fuente más profunda, se infiere el ascenso de un caudal inicial de magma de ~ 283 m³/s que disminuye con el tiempo con un tiempo de relajación de ~ 1 día. El

modelo de fuente puntual infiere un caudal inicial de $305 \pm 96 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 1.1 ± 0.7 días ($R^2 = 0.96$). Por su lado, el modelo de fractura circular horizontal infiere un caudal inicial de $296 \pm 108 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 1.3 ± 0.6 días ($R^2 = 0.96$). El modelo de dislocación horizontal en parches infiere un caudal inicial de $249 \pm 110 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 1.4 ± 0.8 días ($R^2 = 0.93$) (Figura 57).

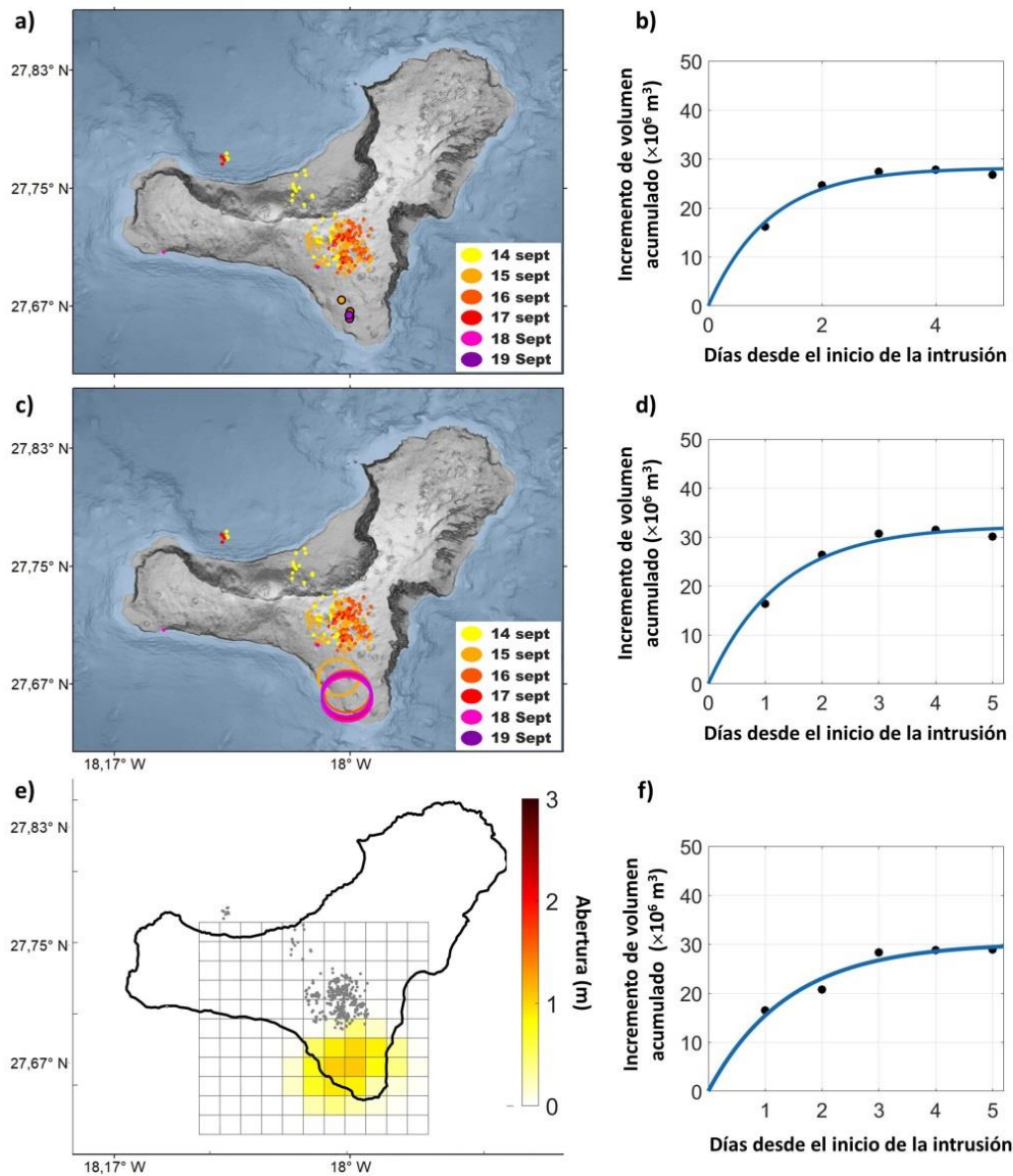


Figura 57. Epicentros relocados (círculos pequeños) y localización horizontal de los modelos de (a) fuente puntual (círculos delineados en negro), (c) fractura circular horizontal (círculos en color) y (e) dislocación horizontal dividida en parches, considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de septiembre. (b, d, f) Incremento de volumen acumulado de las fuentes consideradas, ajustadas a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

4.3. Intrusión en enero de 2013

Tres meses y medio después de la intrusión en septiembre de 2012, otro enjambre sísmico se detectó en El Hierro, al noreste del mar del Golfo, entre el 31 de diciembre de 2012 y el 3 de enero de 2013 (Figura 58).

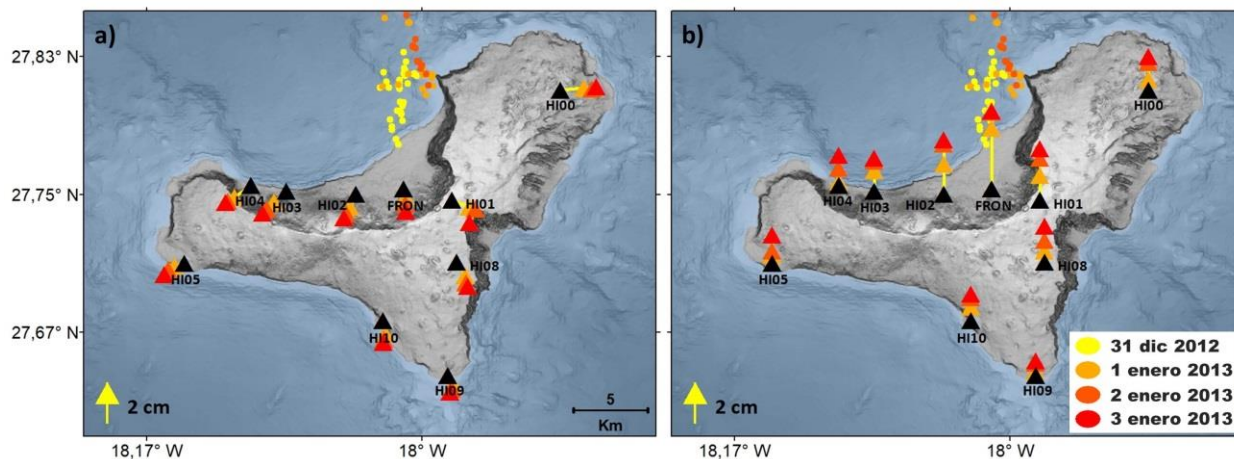


Figura 58. Epicentros relocalizados con $M \geq 1.5$ (círculos) y desplazamientos GNSS del terreno (triángulos) en las componentes (a) horizontal y (b) vertical entre el 31 de diciembre de 2012 al 3 de enero de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Más de 100 terremotos de magnitud inferior a 2.6 se registraron a profundidades de 16-20 km. Durante estos tres días el momento sísmico acumulado y la energía sísmica liberada aumentó levemente (Figura 59).

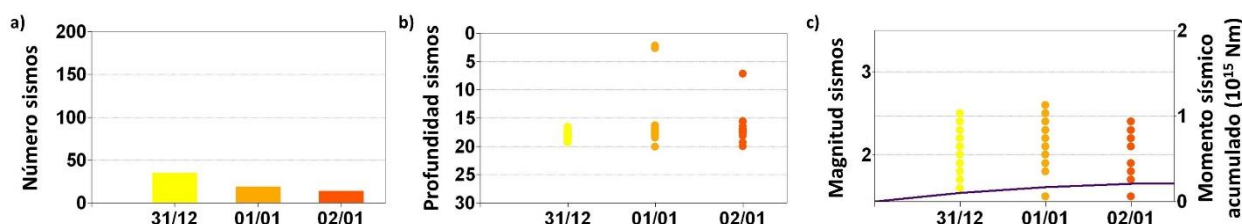


Figura 59. Evolución diaria de: (a) número, (b) profundidad, (c) magnitud (eje izquierdo) y momento sísmico acumulado (eje derecho, línea morada) de los terremotos relocalizados con $M \geq 1.5$ entre el 31 de diciembre de 2012 y el 3 de enero de 2013. (Benito-Saz et al., 2019). La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 58.

Durante las primeras horas de esta intrusión, la sismicidad se desplazó ~ 4 km hacia el norte y permaneció en la zona más alejada durante el resto del episodio (Figura 60).

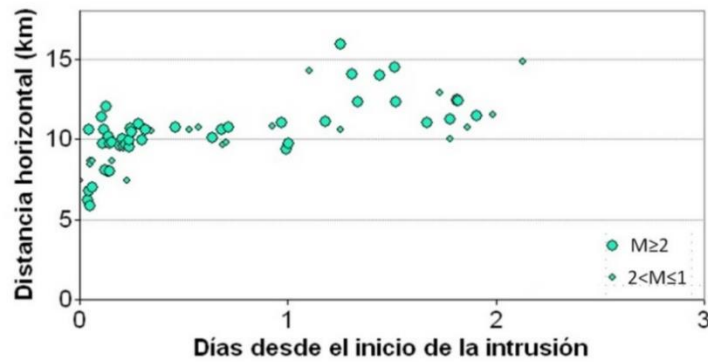


Figura 60. Localización de los terremotos con respecto al centro de la isla de El Hierro (considerada en la posición 18.020°W, 27.728°N). (Benito-Saz et al., 2019).

Las observaciones GNSS e InSAR revelan que durante estos días también se producen notables deformaciones del terreno.

Todas las estaciones GNSS detectan claros desplazamientos horizontales y verticales de la superficie. En la estación HI00, situada al noreste de la isla, se registran 17 ± 2 mm de elevación y 17 ± 1 mm de desplazamiento hacia el este. La estación FRON, más cercana a los epicentros, registra la máxima elevación, 38 ± 3 mm. La estación HI00 detecta 25 ± 2 mm de elevación, 9 ± 1 mm de desplazamiento hacia el este y 12 ± 1 mm de desplazamiento hacia el sur (Figura 61).

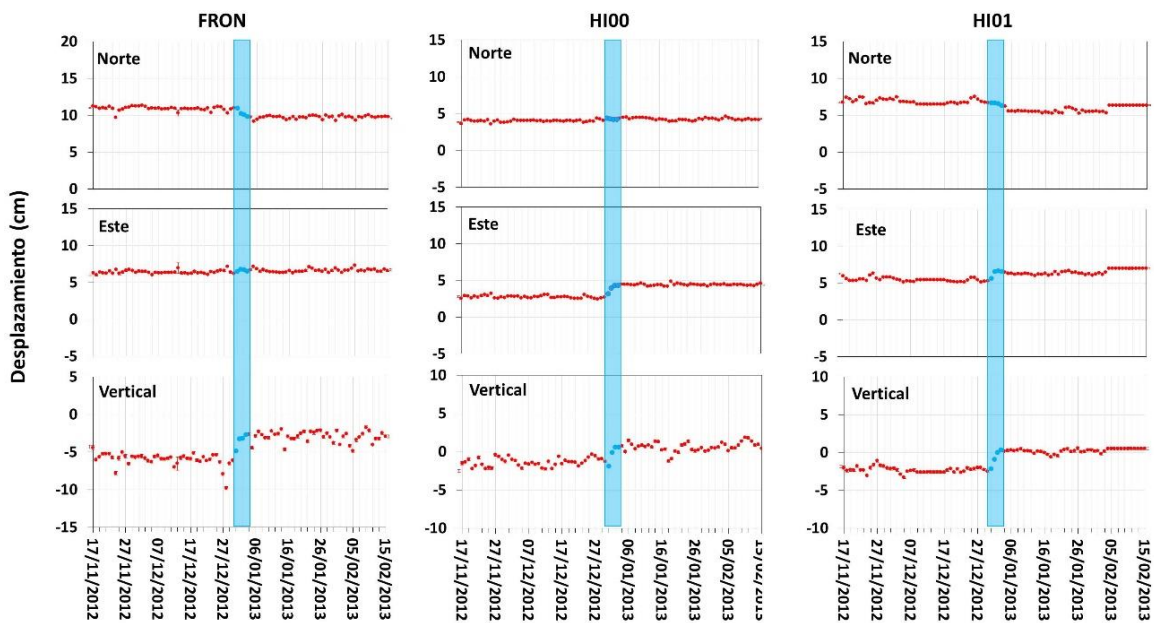


Figura 61. Desplazamientos GNSS de la superficie en las componentes norte, este y vertical registrados en las estaciones FRON, HI00 y HI01 (Figura 35). La franja azul muestra el periodo intrusivo.

Los interferogramas CSK que comprenden este episodio intrusivo muestran cómo la mayor parte de los desplazamientos del terreno se produce en la parte norte de la isla (Figura 62).

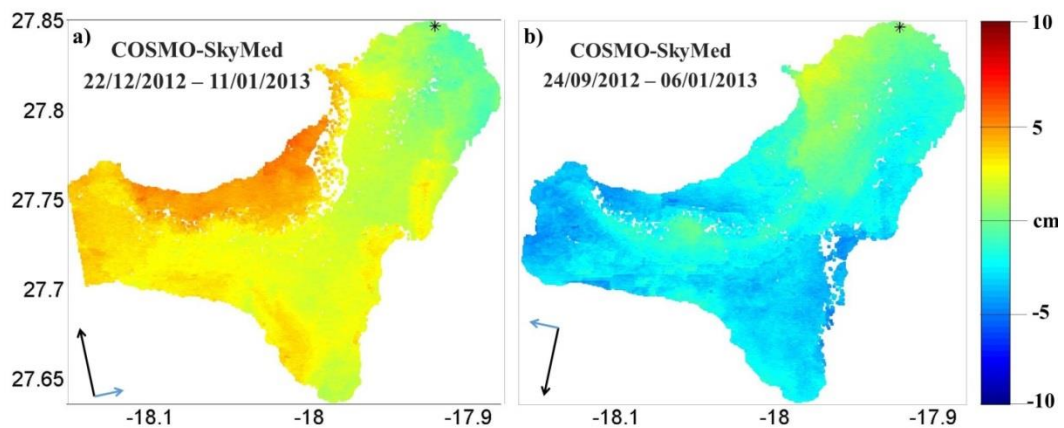


Figura 62. Mapas InSAR de deformación del terreno que abarcan el episodio intrusivo. (Benito-Saz et al., 2017).

La inversión conjunta de la deformación GNSS e InSAR acumulada durante este periodo intrusivo muestra una intrusión cercana a la sismicidad, aunque a diferentes profundidades en función del modelo de fuente utilizado. Mientras que la fuente puntual y la fuente esferoidal prolata se encuentran a ~ 12 km de profundidad, los modelos de sill (la fractura circular horizontal o el modelo de dislocación horizontal en parches) se localizan a ~ 16 km de profundidad (Tabla 6, Figura 63, Anexo IV.III). Todos los modelos presentan un ajuste similar a los datos ($WRSS \sim 1$). El modelo de fractura circular horizontal presenta un radio de ~ 3 km y el modelo de dislocación dividida en parches muestra una intrusión con una abertura creciente de hasta 1 m en la vertical.

Tabla 6. Evolución de los parámetros óptimos de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958), la fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) y la dislocación horizontal dividida en parches (Okada, 1992), considerando los desplazamientos del terreno acumulados desde el 31 de diciembre de 2012. Los errores muestran los intervalos de credibilidad del 95%.

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
Fuente puntual						
01/01/2013	-18.03 ± 0.02	27.78 ± 0.01	9.1 ± 2.3	8 ± 10		1
03/01/2013	-18.02 ± 0.04	27.80 ± 0.02	11.8 ± 1.4	23 ± 17		1
Fractura circular horizontal						
01/01/2013	-18.03 ± 0.01	27.79 ± 0.01	13.0 ± 1.5	10 ± 2	2.5 ± 1.4	2
03/01/2013	-18.02 ± 0.00	27.81 ± 0.01	16.1 ± 1.5	28 ± 4	3.4 ± 0.7	1
Dislocación horizontal en parches						
01/01/2013			13.1 ± 1.8	11 ± 2		-2
03/01/2013			15.2 ± 1.7	28 ± 6		-1

La evolución de los modelos muestra que la fuente se desplaza ~ 1 km al norte y aumenta su volumen hasta los $\sim 28 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Tabla 6, Figura 63, Anexo IV.III). Debido a la corta duración de esta intrusión, el flujo de magma intruido no se ha podido calcular.

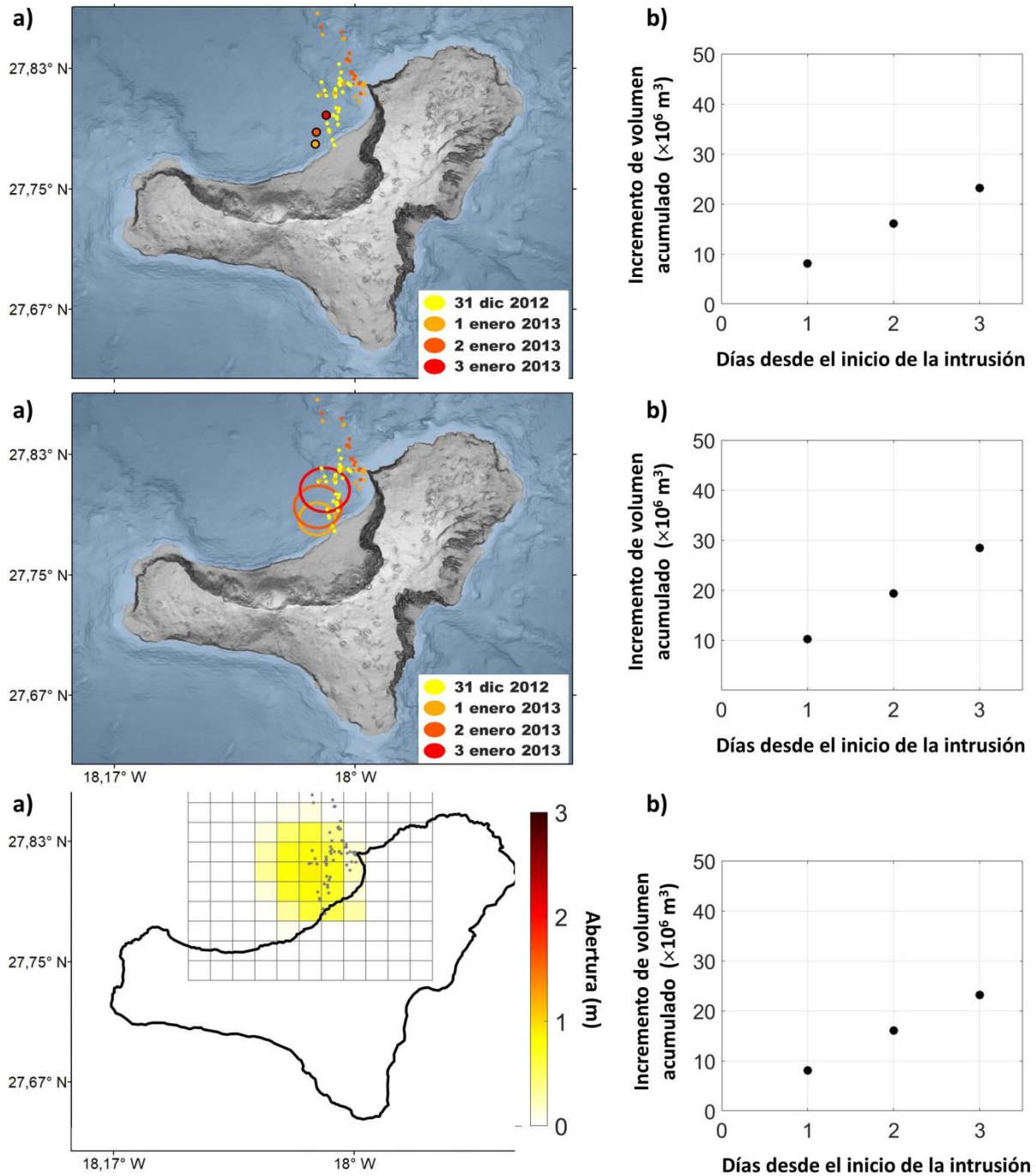


Figura 63. Epicentros relocados (círculos pequeños) y localización horizontal de los modelos de (a) fuente puntual (círculos delineados en negro), (c) fractura circular horizontal (círculos en color) y (e) dislocación horizontal dividida en parches, considerando la deformación del terreno acumulada desde el 31 de diciembre de 2012. (b, d, f) Incremento de volumen acumulado de las fuentes consideradas. (Benito-Saz et al., 2019).

4.4. Intrusión en marzo-abril de 2013

Este episodio intrusivo se inició tres meses y medio después de la intrusión detectada en El Hierro en enero de 2013. El 18 de marzo de 2013 comenzó un enjambre sísmico en la parte noroccidental de la isla que duró ~18 días, hasta el 5 de abril aproximadamente. Durante este periodo de tiempo se localizaron más de 2000 terremotos a profundidades de 13-22 km y se produjeron importantes deformaciones del terreno (Figura 64).

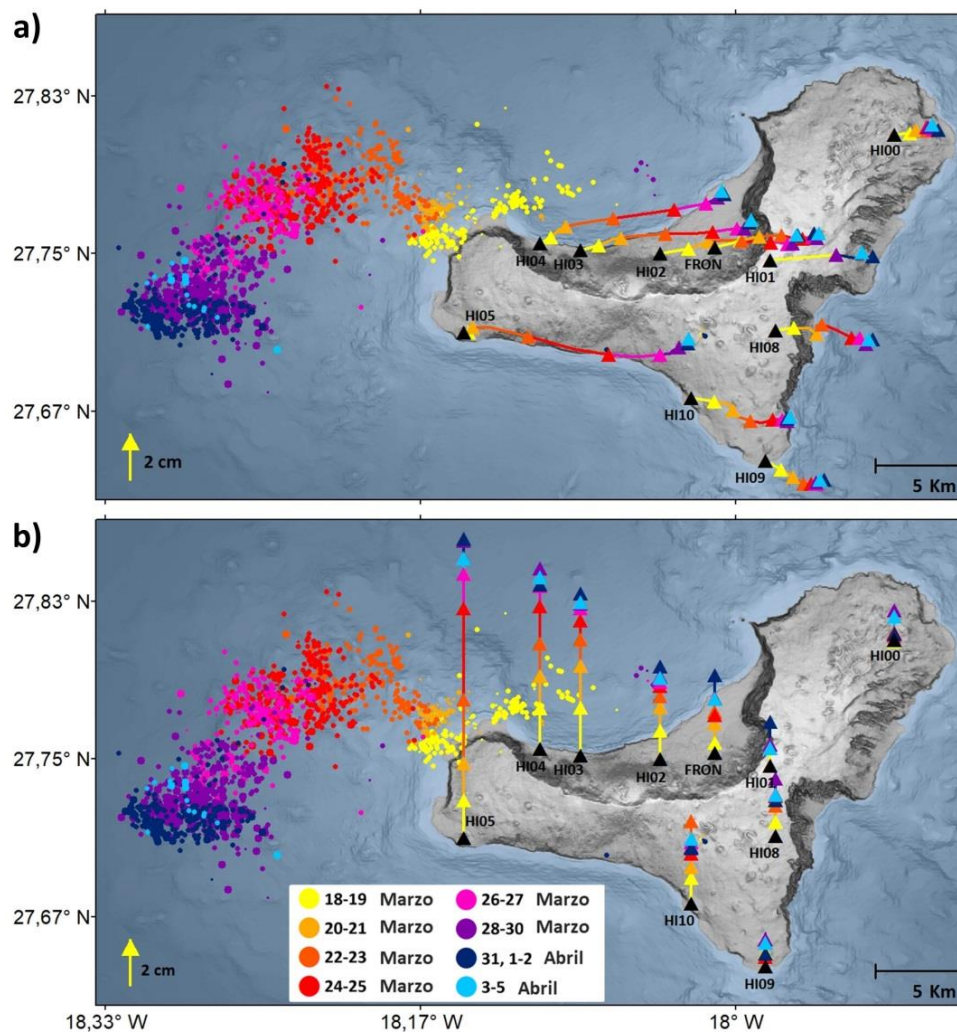


Figura 64. Epicentros relocados con $M \geq 1.5$ (círculos) y desplazamientos GNSS del terreno (triángulos) en las componentes horizontal (a) y vertical (b) entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Durante los dos primeros días de este episodio, los hipocentros se localizaron en la parte occidental de la isla. Después de una pausa de un día, el número diario de terremotos aumentó gradualmente y los epicentros, en su mayoría con magnitud inferior a 3, migraron hacia el noroeste

durante ~7 km. Una semana después, a partir del 25 de marzo el patrón de sismicidad cambió nuevamente y los terremotos comenzaron a migrar hacia el suroeste cubriendo una distancia de ~15 km en 7 días (Figura 64). Aunque durante este tiempo la cantidad y profundidad de los terremotos disminuyó gradualmente, el momento sísmico acumulado aumentó, registrándose el mayor momento sísmico acumulado durante todo un episodio intrusivo post-eruptivo en El Hierro. Ocurrieron 21 terremotos con magnitud superior a 4 en estos días. El terremoto de mayor magnitud, 4.6, se produjo el 31 de marzo en la parte occidental de la isla donde se estaba registrando la sismicidad en esos momentos (Figura 65).

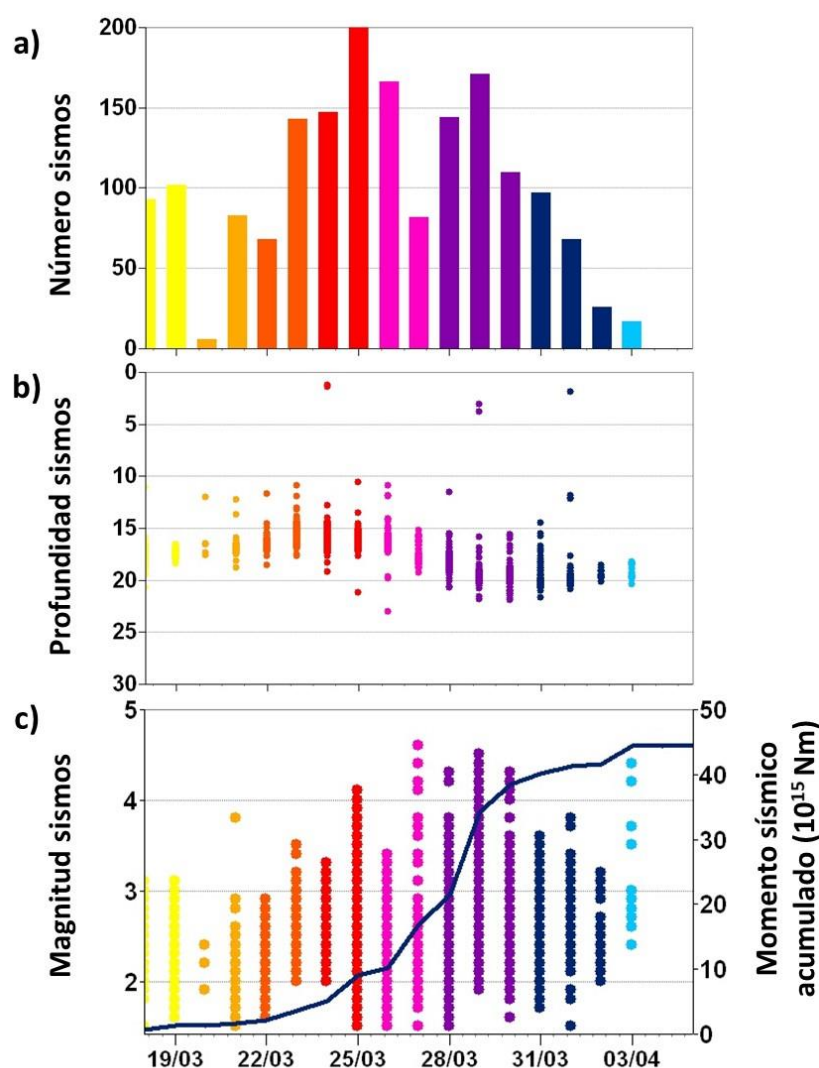


Figura 65. Evolución diaria de: (a) número, (b) profundidad, (c) magnitud (eje izquierdo) y momento sísmico acumulado (eje derecho, línea morada) de los terremotos relocalizados con $M \geq 1.5$ entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (Benito-Saz et al., 2019). La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 64.

En total, la sismicidad migró ~28 km desde el centro de la isla hacia el oeste a una velocidad de ~1.1 km/día (Figura 66).

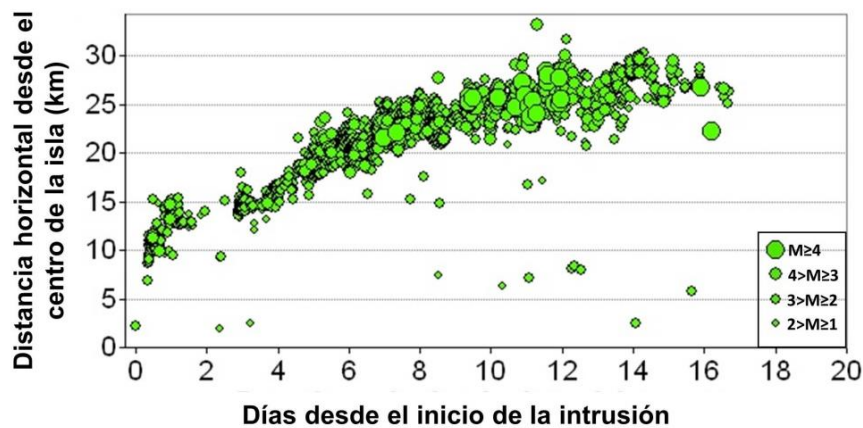


Figura 66. Localización de los terremotos con $M \geq 1.5$ con respecto al centro de la isla de El Hierro (considerada en la posición 18.020°W , 27.728°N). (Benito-Saz et al., 2019).

El análisis de los datos GNSS e InSAR muestra importantes deformaciones del terreno durante estos días, principalmente en las componentes este y vertical, de la parte central y occidental de la isla.

Las estaciones GNSS detectan una rápida deformación del suelo, con mayores desplazamientos cuanto más al oeste se encuentra la estación. El 80% de los desplazamientos ocurren fundamentalmente durante la primera semana de la intrusión. En la estación HI05, por ejemplo, se registran los máximos desplazamientos del terreno, 95 ± 1 mm de desplazamiento de la superficie hacia el este y 119 ± 2 mm de elevación, a velocidades de hasta 13 mm/día. El resto de las estaciones GNSS registran desplazamientos horizontales más elevados que los desplazamientos verticales. Por ejemplo, la estación GNSS HI04, ubicada en la parte noroccidental de la isla, registra 73 ± 3 mm de desplazamiento vertical y 80 ± 2 mm de desplazamiento horizontal (el 94% del cual corresponde a componente este). Por su lado, la estación HI10 detecta 42 ± 1 mm de desplazamiento hacia el este y 28 ± 2 mm de elevación. La estación HI00 registra 16 ± 1 mm de desplazamiento de la superficie hacia el este y 10 ± 2 mm de elevación (Figura 67).

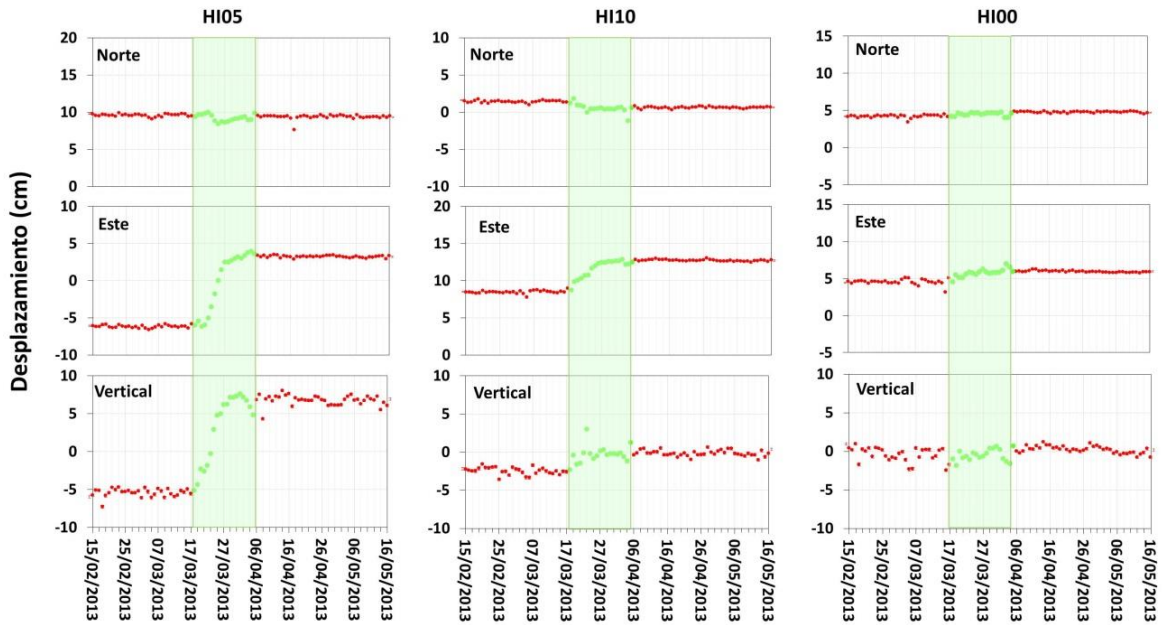


Figura 67. Desplazamientos GNSS de la superficie en las componentes norte, este y vertical registrados en las estaciones HI05, HI10 y HI00 (Figura 35). (Benito-Saz et al., 2019). La franja verde muestra el periodo intrusivo.

Los interferogramas desarrollados CSK y RDS-2 muestran como la mayor deformación del terreno ocurre en la parte occidental de la isla (Figura 68).

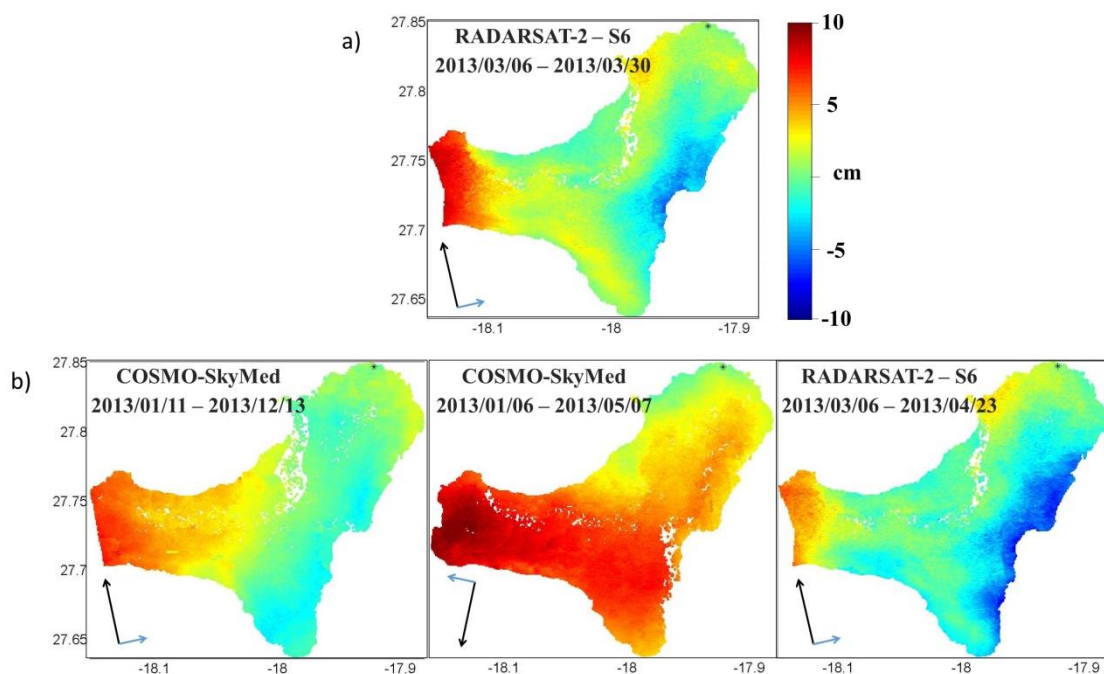


Figura 68. Mapas InSAR de deformación del terreno que abarcan (a) parcialmente y (b) completamente el episodio intrusivo. (Benito-Saz et al., 2017; Benito-Saz et al., 2019).

Para comparar los datos InSAR con las observaciones GNSS, se han transformado los datos GNSS a coordenadas LOS considerando la misma configuración que los interferogramas de la Figura 68 e interpolando los valores para toda la isla. La Figura 69 muestra los resultados, los cuales son similares a los obtenidos mediante las observaciones InSAR y, al igual que en la intrusión en junio-julio de 2012, las principales diferencias entre ambas técnicas se dan en la costa este de la isla (Anexo IV.IV).

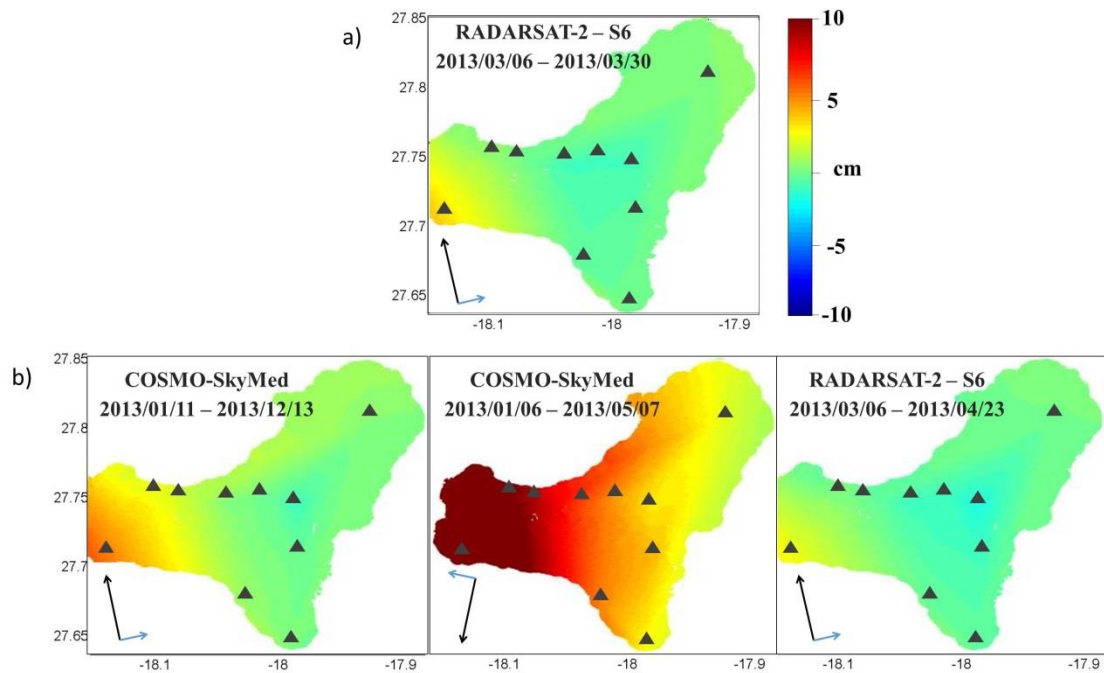


Figura 69. Datos GNSS acumulados durante el episodio intrusivo y proyectados a la dirección LOS e interpolados a toda la isla considerando la misma configuración que los interferogramas de la Figura 68.

El modelado de la fuente de deformación a partir de los datos geodésicos infiere un centro de presión que se desplaza hacia el oeste de la isla y que aumenta su volumen con el tiempo (Tabla 7).

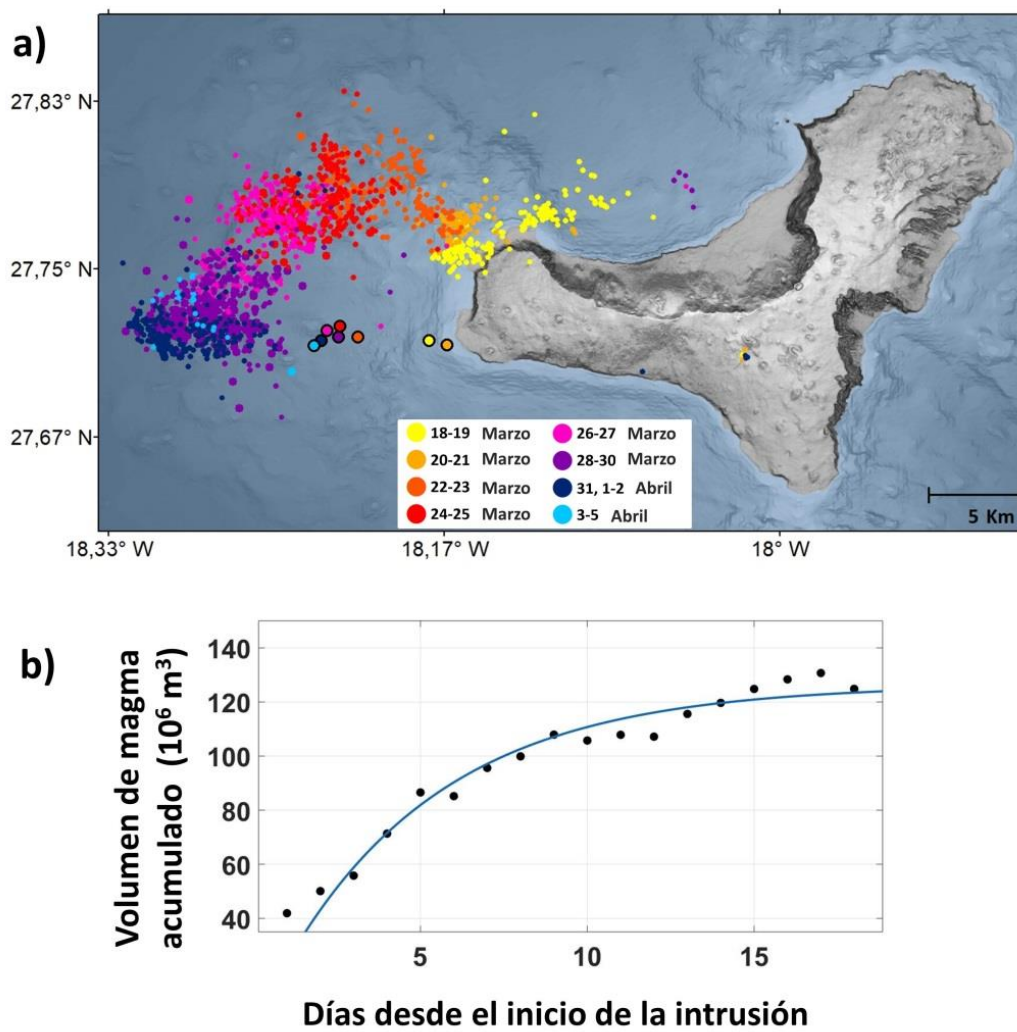


Figura 70. Epicentros relocalizados (círculos pequeños) y localización horizontal de la fuente puntual (círculos delineados en negro en a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 18 de marzo. (b) Incremento de volumen acumulado de la fuente, ajustado a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

Tabla 7. Evolución de los parámetros óptimos de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) y la fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a), considerando los desplazamientos del terreno acumulados desde el 18 de marzo de 2013. Los errores muestran los intervalos de credibilidad del 95%. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
Fuente puntual						
19/03/2013	-18.17 ± 0.05	27.72 ± 0.02	20.0 ± 6.3	42 ± 29		5
25/03/2013	-18.22 ± 0.06	27.72 ± 0.01	11.8 ± 0.9	96 ± 16		3
27/03/2013	-18.23 ± 0.04	27.72 ± 0.01	10.9 ± 0.8	108 ± 18		4
05/04/2013	-18.23 ± 0.04	27.71 ± 0.01	11.0 ± 0.5	125 ± 15		1
Fractura circular horizontal						
19/03/2013	-18.23 ± 0.03	27.71 ± 0.01	27.0 ± 2.5	57 ± 10	16.9 ± 3.9	6
25/03/2013	-18.30 ± 0.02	27.73 ± 0.03	22.4 ± 2.0	282 ± 37	7.3 ± 2.2	6
27/03/2013	-18.32 ± 0.03	27.72 ± 0.03	21.3 ± 1.5	372 ± 48	8.1 ± 0.9	5
05/04/2013	-18.34 ± 0.08	27.71 ± 0.00	22.1 ± 5.9	489 ± 203	9.3 ± 2.7	1
Dislocación horizontal en parches						
19/03/2013			25.6 ± 5.0	26 ± 12		-7
25/03/2013			15.1 ± 3.0	83 ± 18		-40
27/03/2013			14.3 ± 3.8	88 ± 27		-62
05/04/2013			14.8 ± 0.7	120 ± 9		-2

Esta evolución de la fuente es claramente observable en los parámetros de longitud, profundidad e incremento de volumen a través de las funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* resultantes del proceso de inversión (Figura 71, Anexo IV.IV).

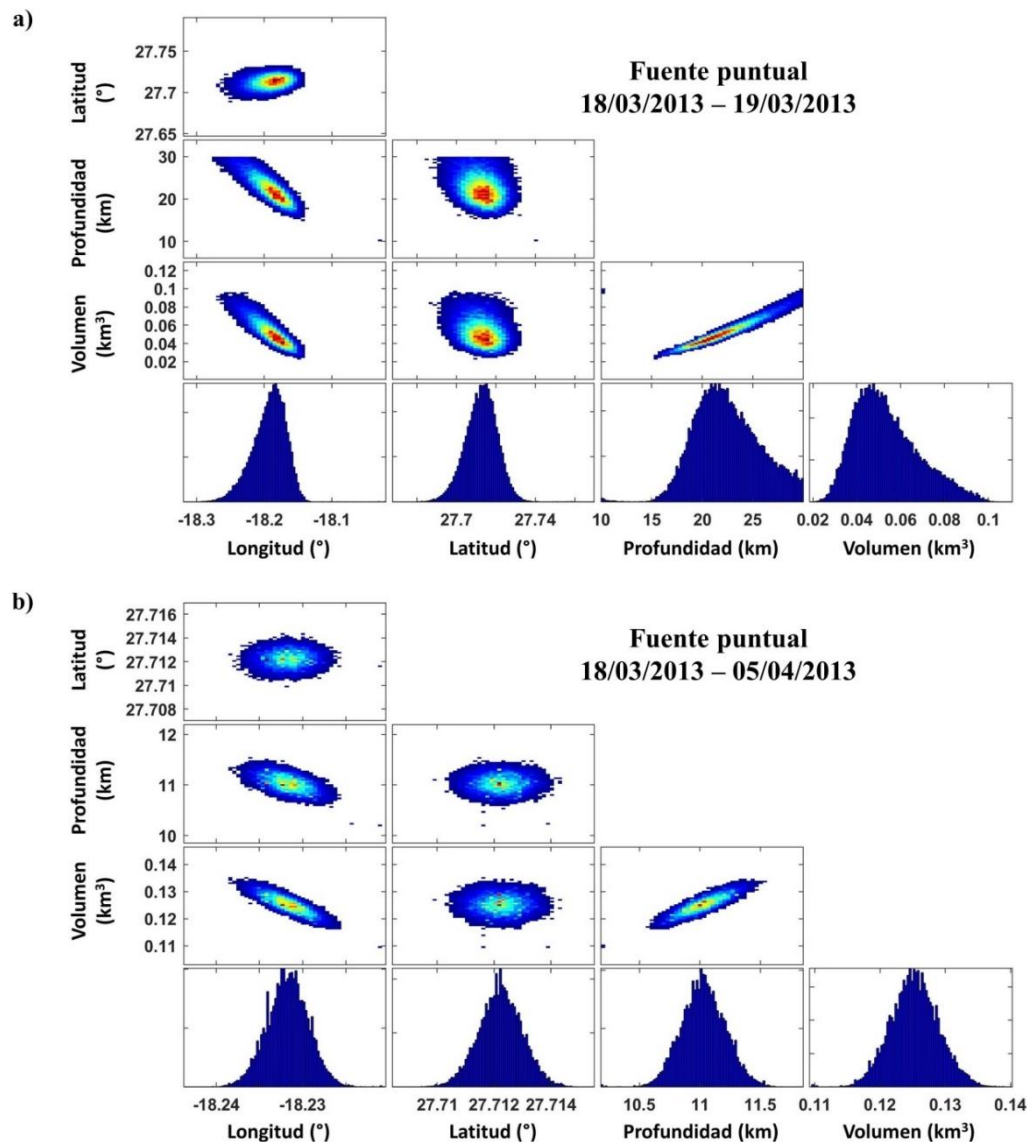


Figura 71. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fuente puntual considerando la deformación del terreno entre el 18 de marzo y (a) el 19 de marzo y (b) el 5 de abril de 2013 (Tabla 7). (Benito-Saz et al., 2019).

En la Figura 72 se muestran los interferogramas CSK que cubren este episodio intrusivo junto con las deformaciones modeladas por el modelo de fuente puntual y los residuos entre ambas. Los resultados muestran que el modelo subestima las deformaciones principalmente del este de la isla y las sobreestima al oeste en el caso de la configuración descendente. En la Figura 73 se muestran las observaciones GNSS entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013 interpoladas para toda la isla, las deformaciones modeladas según el mismo modelo y los residuos entre las deformaciones observadas y modeladas. Las deformaciones predichas por el modelo se ajustan bien a las observaciones del terreno, subestimando en pocos centímetros dichas deformaciones.

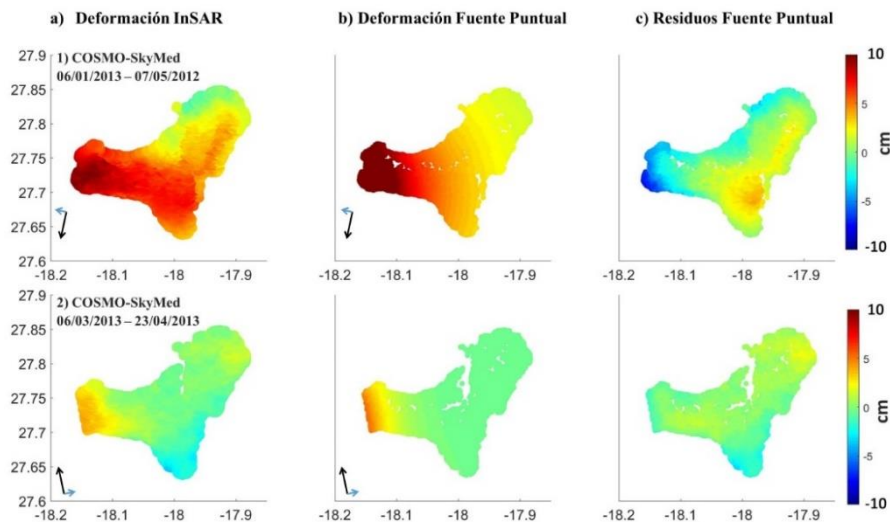


Figura 72. Deformación LOS del terreno. (a) Desplazamientos observados. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de fuente puntual. (c) Residuos entre las deformaciones LOS observadas (a) y modeladas (b). (Benito-Saz et al., 2019).

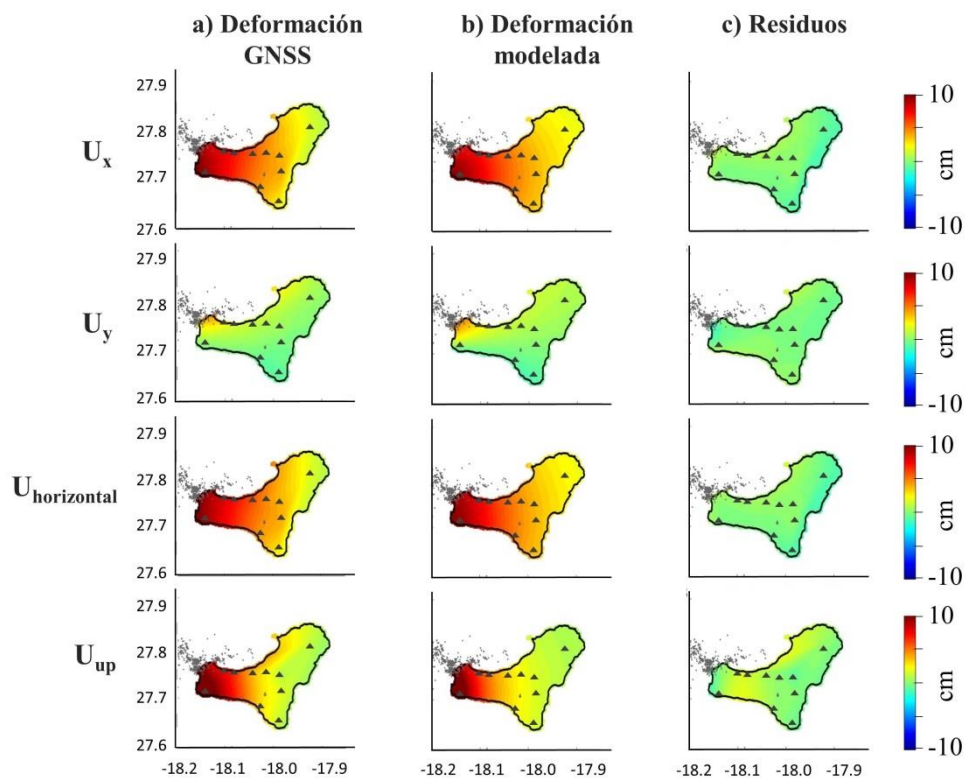


Figura 73. Deformación GNSS del terreno acumulada en la componente norte (U_x), este (U_y), horizontal ($U_{horizontal}$) y vertical (U_{up}) entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (a) Desplazamientos observados e interpolados para toda la isla. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de fuente puntual. (c) Residuos entre las deformaciones observadas (a) y modeladas (b). (Benito-Saz et al., 2019).

Los modelos infieren que la fuente disminuye en profundidad durante la primera semana de la intrusión. Según el modelo óptimo de fuente puntual, la fuente evoluciona desde, aproximadamente, los 18 ± 3 km de profundidad a los 11 ± 1 km (Figura 74, Tabla 7, Anexo IV.IV).

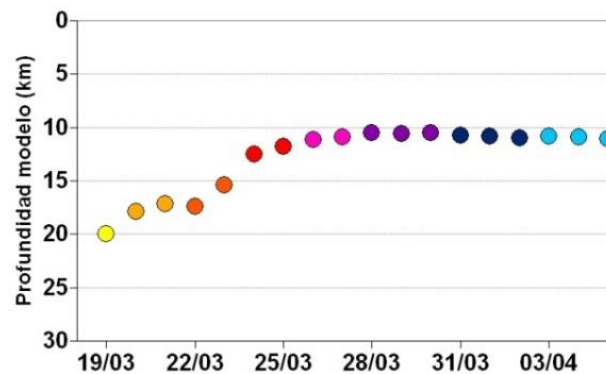


Figura 74. Evolución de la profundidad del modelo de fuente puntual. La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 64.

El modelo de una fractura circular horizontal infiere un sill de radio ~ 9 km que disminuye en profundidad progresivamente desde los 27 km a los 22 km durante la primera semana y que permanece en torno a los 21 km de profundidad durante el resto del episodio. Considerando una dislocación horizontal dividida en parches utilizando un método de elementos de contorno (sección 3.3) se infiere también el ascenso del magma a profundidades más superficiales durante la primera semana, desde los 25 km de profundidad a los 15 km bajo la superficie aproximadamente. Este modelo infiere una fuente con un deslizamiento normal al plano de la dislocación o abertura de hasta 1.4 m (Tabla 7, Anexo IV.IV). Esta disminución en la profundidad de la fuente es concordante con las estimaciones de la relocalización hipocentral de los terremotos utilizando el método hypoDD llevado a cabo por Díaz-Moreno et al. (2015). Asimismo, todos los modelos infieren que la fuente se desplaza hacia el oeste ~ 7 km, sin detectar el movimiento hacia el noroeste y posteriormente hacia el suroeste que muestra la sismicidad relocalizada (Figura 70).

El modelo de fuente puntual predice un incremento total de volumen bajo la isla de $(125 \pm 15) \times 10^6 \text{ m}^3$ y el modelo de fuente esferoidal prolata de $(133 \pm 14) \times 10^6 \text{ m}^3$. Este modelo se localiza próximo a la fuente de presión puntual y ambos presentan un ajuste similar a los datos (WRSS=1) (Tabla 7, Anexo IV.IV). El modelo de sill considerando una fractura circular horizontal predice un incremento total de volumen de $(489 \pm 203) \times 10^6 \text{ m}^3$ (WRSS=-1). Sin embargo, la

distancia del área principal de la intrusión al centro de la isla, aproximadamente 20 km, hace que las incertidumbres de los parámetros de esta fuente sean elevadas y este modelo puede estar sobreestimando el volumen de la intrusión (Anexo IV.IV). El modelo de sill considerando una dislocación rectangular horizontal dividida en 180 parches de 1.5 km de lado cada uno, predice un incremento total de volumen durante toda la intrusión de $(120 \pm 9) \times 10^6 \text{ m}^3$, similar al volumen inferido por el modelo de la fuente puntual (Figura 75, Tabla 7, Anexo IV.IV).

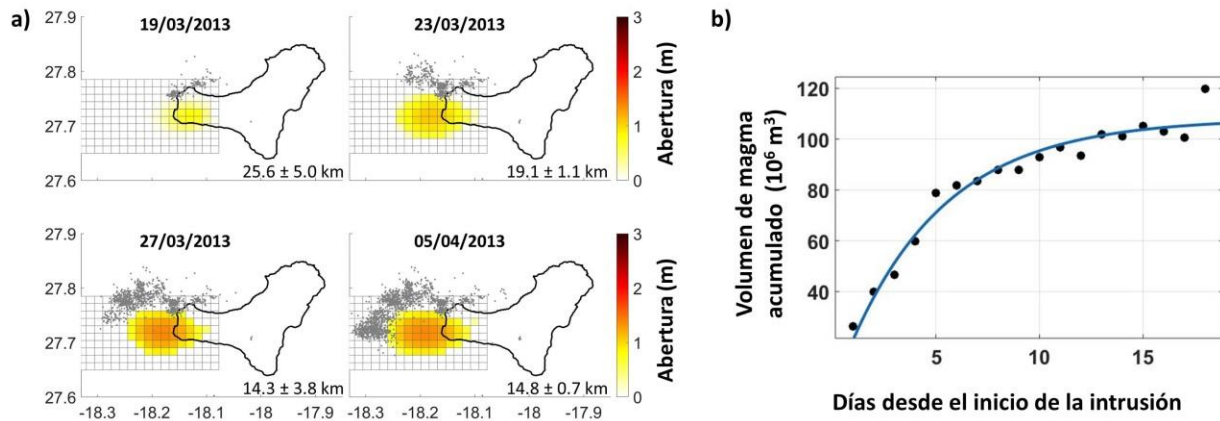


Figura 75. (a) Proyección en superficie de la abertura media de los parches del modelo de dislocación horizontal y epicentros relocalizados (puntos grises) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 18 de marzo. (b) Incremento de volumen acumulado bajo la isla considerando este modelo, ajustado a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

A partir de los incrementos de volumen inferidos por estos modelos, se ha ajustado el volumen de magma acumulado a una función exponencial considerando que el magma proviene de una fuente profunda situada en el manto (Ecuación 8). El modelo de fuente puntual y de sill en forma de dislocación en parches infieren un caudal inicial de magma de $\sim 250\text{-}350 \text{ m}^3/\text{s}$ con un periodo de relajación de 5 ± 1 días. El modelo de la fuente puntual infiere un caudal inicial de $305 \pm 44 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 5.0 ± 1.0 días ($R^2 = 0.95$, con intervalos de credibilidad del 95%), mientras que el modelo de la dislocación horizontal en parches infiere un caudal inicial de $299 \pm 45 \text{ m}^3/\text{s}$ y con un tiempo de relajación de 4.5 ± 1.3 días ($R^2 = 0.96$) (intervalos de credibilidad del 95%) (Figura 70 y 75).

4.5. Intrusión en diciembre de 2013

Casi nueve meses después de la intrusión en marzo-abril de 2013, el 22 de diciembre comenzó en El Hierro otro enjambre sísmico que duró aproximadamente 6 días, hasta el 28 de diciembre de 2013, durante el cual se registraron importantes deformaciones del terreno (Figura 76).

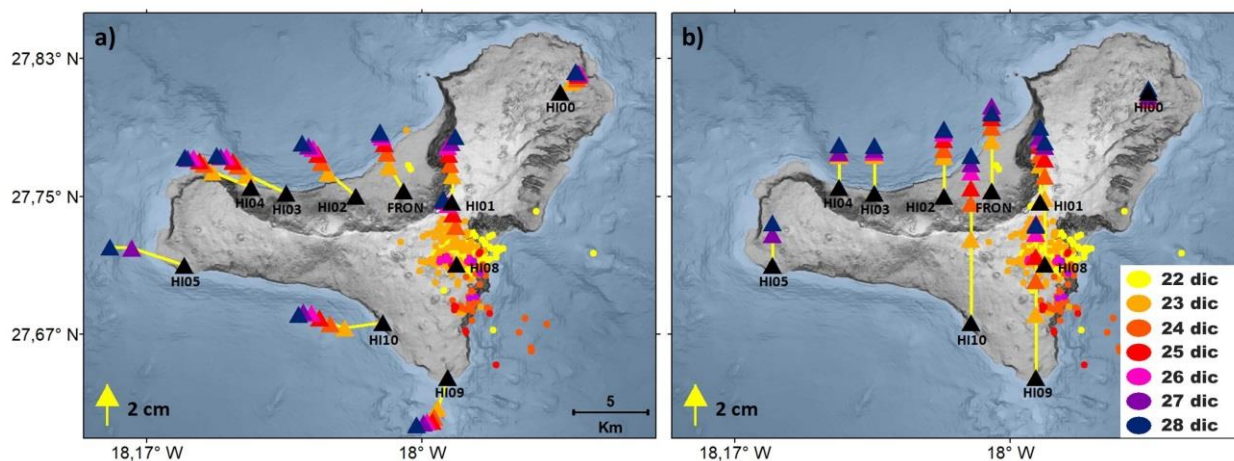


Figura 76. Epicentros relocados con $M \geq 1.5$ (círculos) y desplazamientos GNSS del terreno (triángulos) en las componentes horizontal (a) y vertical (b) entre el 22 y el 28 de diciembre de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Más de 500 terremotos, con magnitud inferior a 3.2, se localizaron a 13-19 km de profundidad bajo la parte central y oriental de la isla, en el entorno del deslizamiento de Las Playas (Figura 76). Durante los dos primeros días se registraron cientos de terremotos y un aumento notable en el momento sísmico acumulado. A partir de entonces, el número de terremotos diarios disminuyó significativamente y el momento sísmico acumulado prácticamente se mantuvo (Figura 77). Aunque el 27 de diciembre de 2013 se detectó un terremoto de magnitud 5.1 (<https://www.ign.es/web/ign/portal/tensor-momento-sismico?evid=1252096>), este no se ha considerado al producirse al oeste de la isla, en la zona de la sismicidad registrada durante la intrusión de marzo-abril 2013, al producirse posiblemente por una transferencia de esfuerzos en la isla.

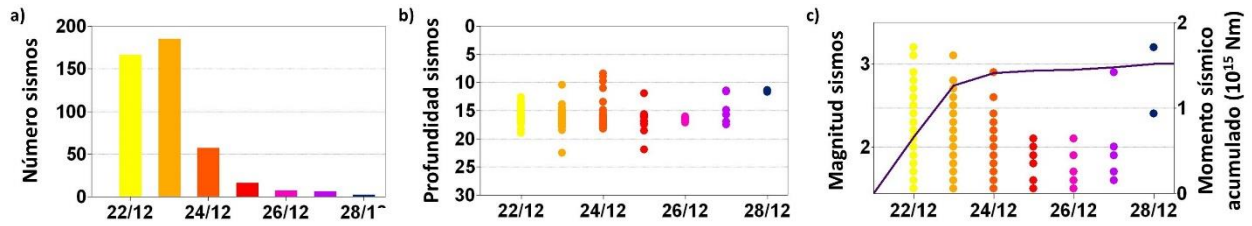


Figura 77. Evolución diaria de: (a) número, (b) profundidad, (c) magnitud (eje izquierdo) y momento sísmico acumulado (eje derecho, línea morada) de los terremotos relocalizados con $M \geq 1.5$ entre el 22 y el 28 de diciembre de 2013. (Benito-Saz et al., 2019). La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 76.

Los datos geodésicos muestran importantes elevaciones del terreno y notables desplazamientos horizontales del centro y sur de la isla.

La estación HI10 detecta más de 81 ± 2 mm de elevación y 41 ± 1 mm de desplazamiento horizontal hacia el oeste. La estación HI08 registra 59 ± 2 mm de elevación y la estación HI09 detecta 74 ± 2 mm, 26 ± 1 mm acia el sur y 15 ± 1 mm hacia el oeste. Por su parte, la estación FRON detecta ~ 32 mm de deformación hacia el norte, 12 mm hacia el oeste y 38 mm de deformación vertical. (Figura 78).

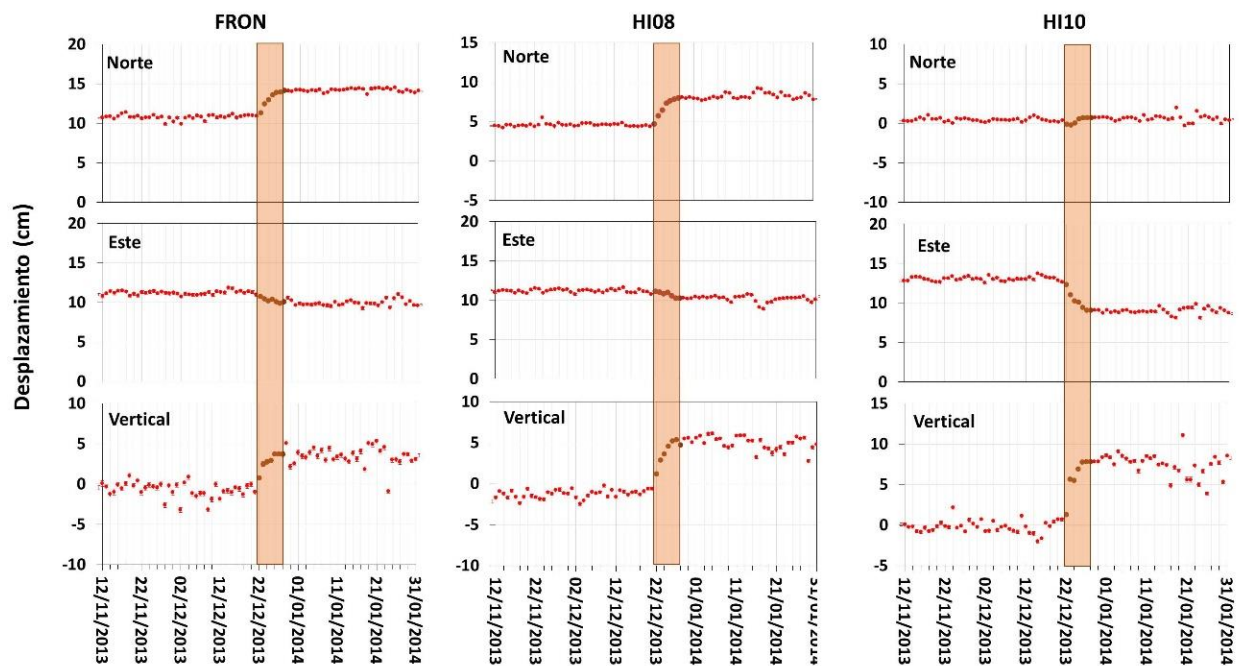


Figura 78. Desplazamientos GNSS de la superficie en las componentes norte, este y vertical registrados en las estaciones FRON, HI08 y HI10 (Figura 35). La franja naranja muestra el periodo intrusivo.

Los interferogramas desarrollados CSK que cubren todo este periodo intrusivo también muestran como el área de mayor deformación ocurre en el sur de la isla (Figura 79).

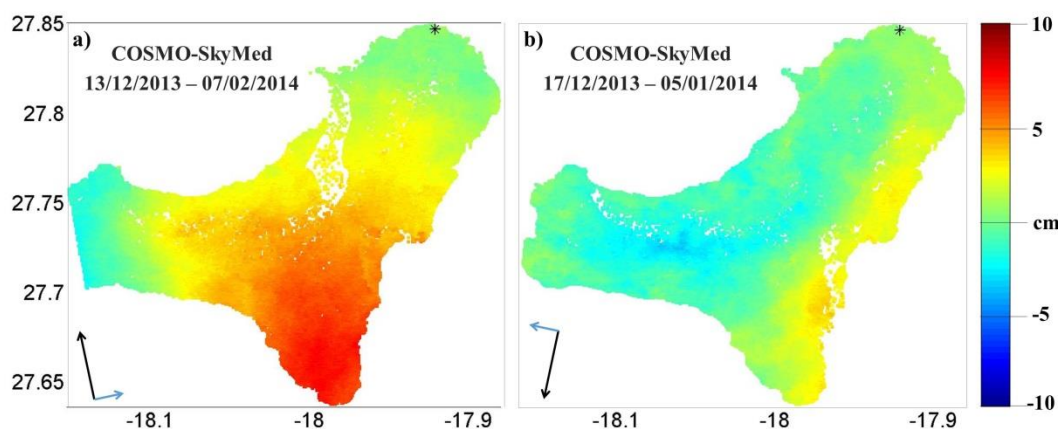


Figura 79. Mapas InSAR de deformación del terreno que abarcan el episodio intrusivo. (Benito-Saz et al., 2017).

Los modelos de deformación inferidos a partir de la deformación del terreno acumulada GNSS e InSAR durante este episodio intrusivo localizan la fuente de presión al sur de la sismicidad y al este de la isla (Figura 80, Tabla 8, Anexo IV.V). El modelo de fuente puntual y fuente esferoidal prolata se localizan prácticamente en la misma localización horizontal y a ~ 10 km de profundidad, mientras que los modelos de sill, tanto el modelo de fractura circular horizontal como el modelo de dislocación horizontal dividido en parches, este último con una abertura creciente de hasta 1.3 m, ubican la fuente de deformación a ~ 13 km de profundidad, más cercana a la sismicidad. La evolución de los parámetros de los modelos con el tiempo infiere un ligero movimiento lateral de la fuente durante ~ 2 km hacia el sur (Figura 80, Tabla 8, Anexo IV.V). Todos los modelos presentan un ajuste similar a los datos (WRSS=1-3).

Tabla 8. Evolución de los parámetros óptimos de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958), la fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) y la dislocación horizontal dividida en parches (Okada, 1992), considerando los desplazamientos del terreno acumulados desde el 22 de diciembre de 2013. Los errores muestran los intervalos de credibilidad del 95%.

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
Fuente puntual						
23/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.68 ± 0.01	10.6 ± 1.1	21 ± 8		5
25/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.67 ± 0.01	9.6 ± 0.6	30 ± 7		5
28/12/2013	-17.97 ± 0.01	27.67 ± 0.01	9.7 ± 0.5	39 ± 11		1
Fractura circular horizontal						
23/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.68 ± 0.01	14.3 ± 1.5	22 ± 4	0.6 ± 1.4	8
25/12/2013	-17.98 ± 0.00	27.67 ± 0.01	13.2 ± 0.8	33 ± 4	0.7 ± 0.6	13
28/12/2013	-17.97 ± 0.01	27.67 ± 0.02	13.6 ± 1.2	44 ± 5	0.8 ± 1.0	2
Dislocación horizontal en parches						
23/12/2013			14.0 ± 1.8	23 ± 5		-8
25/12/2013			12.4 ± 1.0	34 ± 3		-14
28/12/2013			13.0 ± 1.0	47 ± 6		-3

Estos modelos analíticos infieren que la intrusión aumenta su volumen hasta $\sim 43 \times 10^6 \text{ m}^3$, con un caudal inicial de magma de $\sim 270 \text{ m}^3/\text{s}$ que decae exponencialmente con un tiempo de relajación de ~ 2 días (Ecuación 8, Figura 80). El modelo de fuente puntual infiere un caudal inicial de $274 \pm 96 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 1.6 ± 0.7 días ($R^2 = 0.92$). El modelo de fractura circular horizontal infiere un caudal inicial de $265 \pm 90 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 2.2 ± 1.3 días ($R^2 = 0.91$). Por su lado, el modelo de sill en forma de dislocación horizontal infiere un caudal inicial de $267 \pm 149 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tiempo de relajación de 1.9 ± 1.5 días ($R^2 = 0.83$).

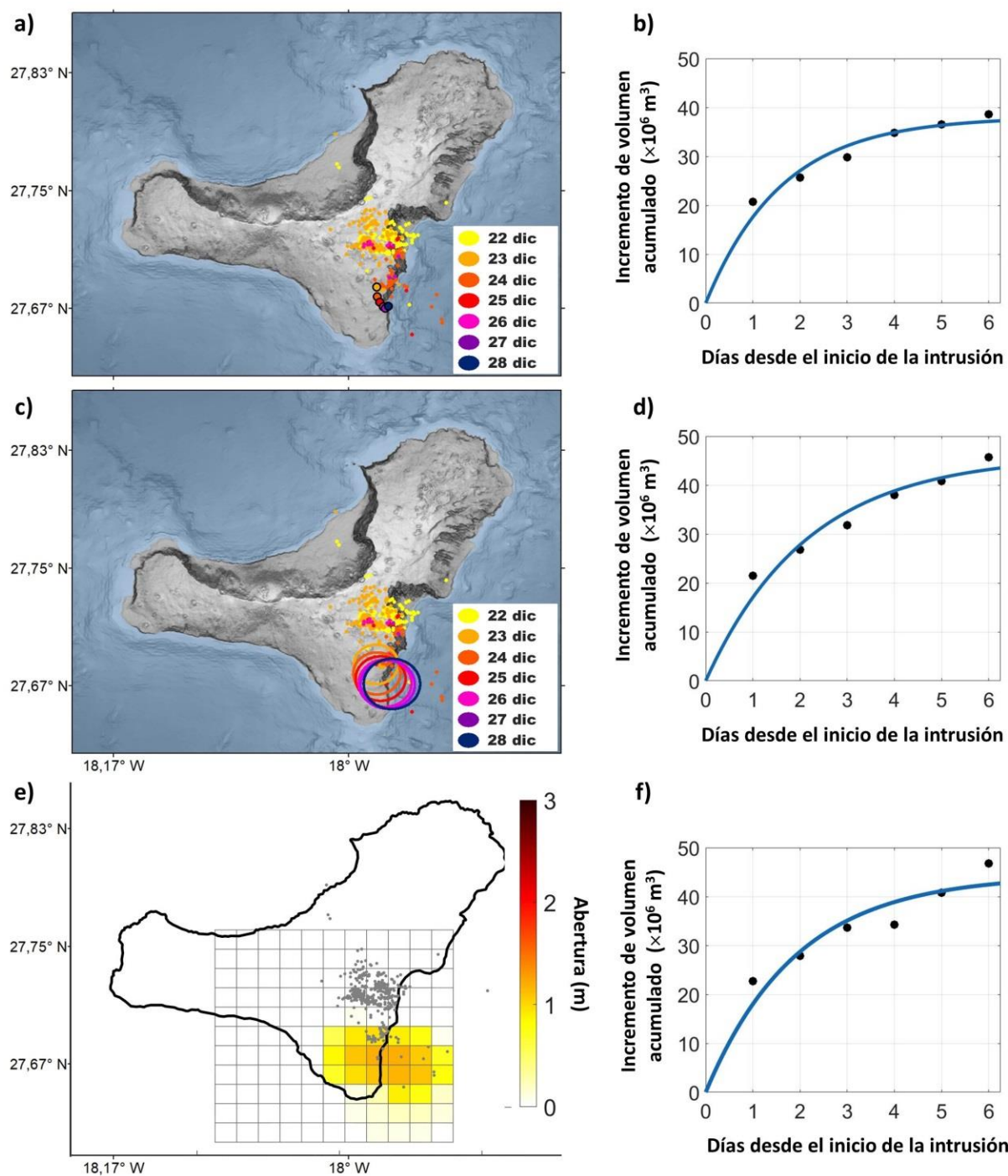


Figura 80. Epicentros relocizados (círculos pequeños) y localización horizontal de los modelos de (a) fuente de presión puntual (círculos delineados en negro), (c) fractura circular horizontal presurizada (círculos en color) y (e) dislocación horizontal en parches, considerando la deformación del terreno acumulada desde el 22 de diciembre. (b, d, f) Incremento de volumen acumulado de las fuentes consideradas, ajustadas a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

4.6. Intrusión en marzo de 2014

La última intrusión detectada en El Hierro hasta el momento de presentar esta tesis se registró a mediados de marzo de 2014 en el norte de la isla, casi dos meses y medio después de la intrusión de diciembre de 2013 (Figura 81).

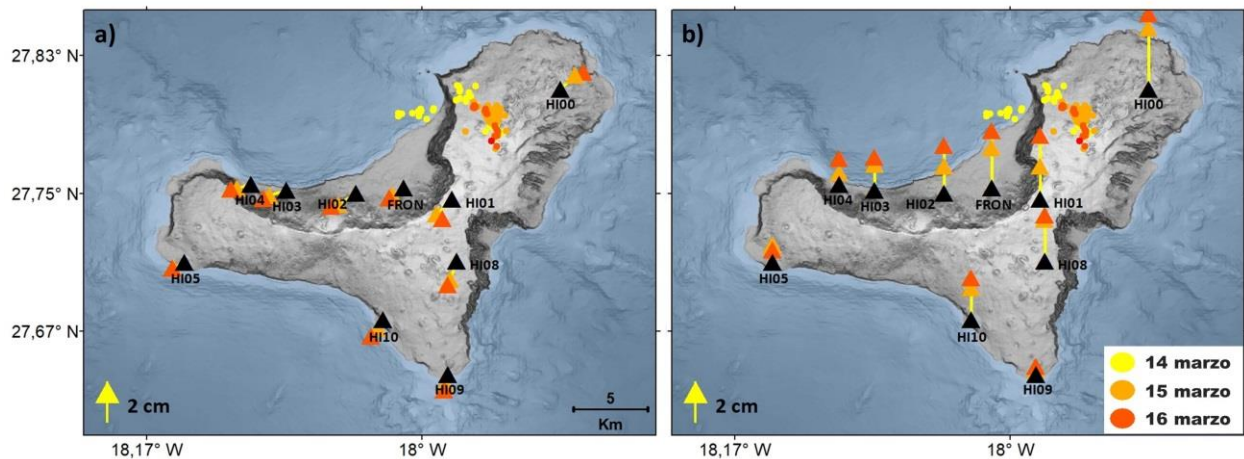


Figura 81. Epicentros relocados con $M \geq 1.5$ (círculos) y desplazamientos GNSS del terreno (triángulos) en las componentes horizontal (a) y vertical (b) entre el 14 y el 16 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2019).

Del 14 al 16 de marzo aproximadamente, un enjambre sísmico de más de 150 terremotos con magnitudes inferiores a 2.5 se localizó a 17-20 km de profundidad. Durante este tiempo, el momento sísmico acumulado aumentó ligeramente (Figura 82).

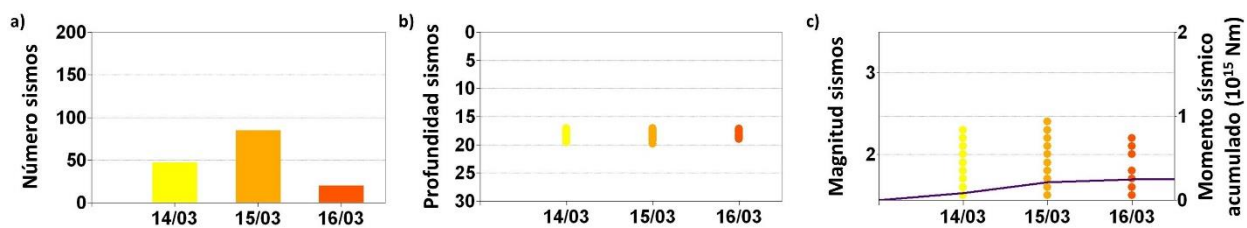


Figura 82. Evolución diaria de: (a) número, (b) profundidad, (c) magnitud (eje izquierdo) y momento sísmico acumulado (eje derecho, línea morada) de los terremotos relocados con $M \geq 1.5$ entre el 14 y el 16 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2019). La escala de colores temporal es la misma que la utilizada en la Figura 81.

Aun siendo una intrusión de solo tres días de duración, se produjeron notables deformaciones del terreno de la isla, fundamentalmente elevaciones de la superficie, del centro y oeste de la isla registradas a partir de observaciones GNSS e InSAR.

La estación GNSS HI00, situada al noreste de la isla, registra 37 ± 2 mm de elevación y $\sim 14 \pm 1$ mm de desplazamiento horizontal. La estación FRON detecta 9 ± 2 mm de desplazamiento hacia el suroeste y 28 ± 3 mm de elevación. La estación HI08 registra 13 ± 1 mm de desplazamiento hacia el sur, 4 ± 1 mm hacia el oeste y 22 ± 2 mm de desplazamiento vertical (Figura 81 y 83).

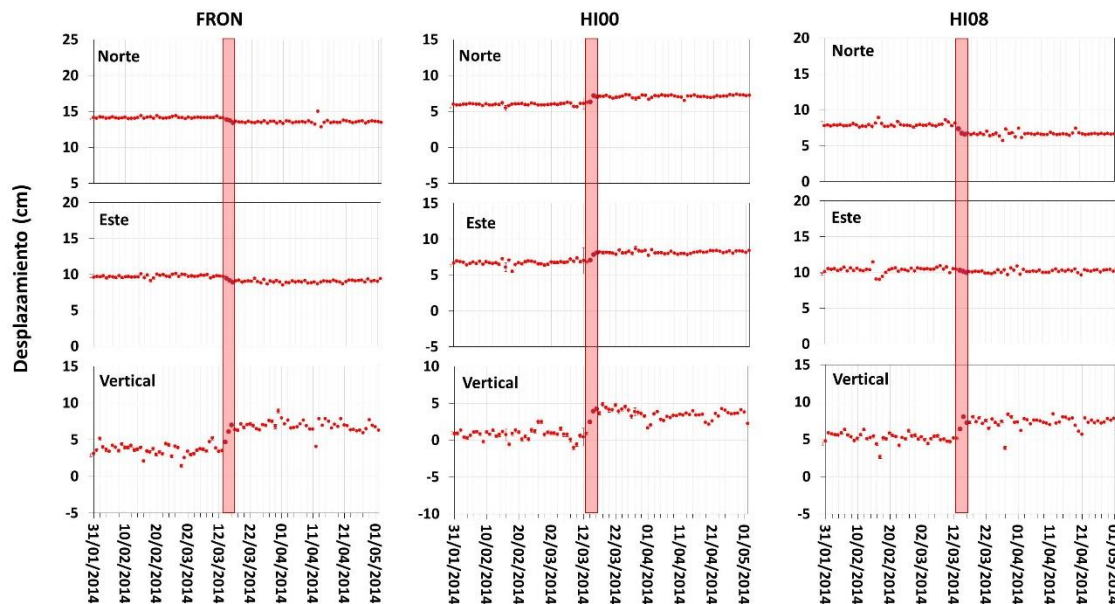


Figura 83. Desplazamientos GNSS de la superficie en las componentes norte, este y vertical registrados en las estaciones FRON, HI00 y HI08 (Figura 35). La franja roja muestra el periodo intrusivo.

Los interferogramas desarrollados CSK, tanto de imágenes ascendentes como de imágenes descendentes, muestra también que la mayor parte del desplazamiento del terreno ocurre en el centro y este de la isla (Figura 84).

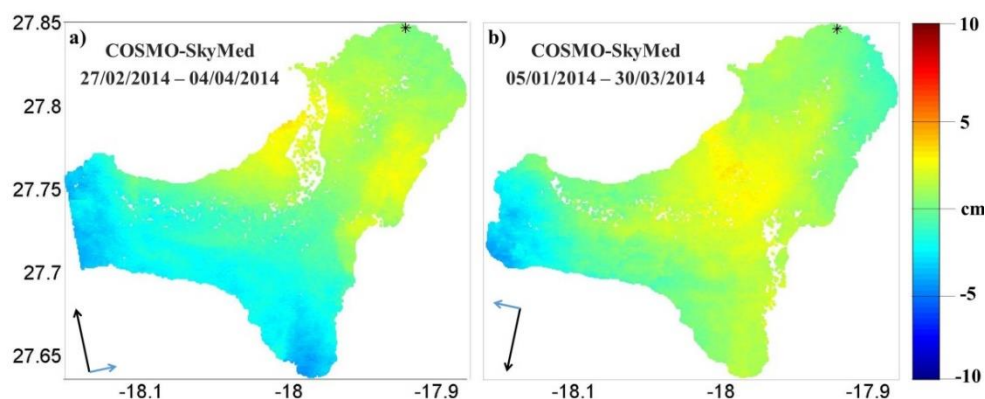


Figura 84. Mapas InSAR de deformación del terreno que abarcan el episodio intrusivo. (Benito-Saz et al., 2017).

Los resultados de la inversión de los datos geodésicos utilizando distintos modelos analíticos de la fuente de deformación presentan un ajuste similar a los datos (WRSS~1). El modelo de fuente puntual y el modelo de esferoide prolato se localizan en prácticamente la misma posición horizontal y a ~12-13 km de profundidad, mientras que los modelos de sill, tanto el modelo de fractura circular horizontal, con un radio de ~4 km, como el modelo de dislocación horizontal en parches, con un deslizamiento normal al plano de la dislocación o a abertura de hasta 1.2 m, ubican la fuente a ~15 km de profundidad, más cercanas a la sismicidad (Tabla 9, Figura 85, Anexo IV.VI).

Tabla 9. Evolución de los parámetros óptimos de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958), la fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) y la dislocación horizontal dividida en parches (Okada, 1992), considerando los desplazamientos del terreno acumulados desde el 14 de marzo de 2014. Los errores muestran los intervalos de credibilidad del 95%.

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
Fuente puntual						
15/03/2014	-17.95 ± 0.02	27.79 ± 0.01	11.3 ± 2.2	16 ± 9		1
16/03/2014	-17.96 ± 0.04	27.79 ± 0.01	12.2 ± 1.6	23 ± 13		6
Fractura circular horizontal						
15/03/2014	-17.95 ± 0.01	27.79 ± 0.01	15.1 ± 1.4	18 ± 3	2.9 ± 1.0	1.1
16/03/2014	-17.96 ± 0.01	27.79 ± 0.00	15.6 ± 1.4	24 ± 3	3.6 ± 1.1	0.6
Dislocación horizontal en parches						
15/03/2014			14.8 ± 1.6	18 ± 3		-1
16/03/2014			15.6 ± 1.5	26 ± 4		-1

Estos modelos infieren un incremento de volumen bajo la isla de $\sim 24 \times 10^6 \text{ m}^3$. El caudal de magma no se ha calculado en este episodio intrusivo debido a su corta duración, de tan solo tres días, siendo esta la intrusión más corta de todas las registradas en El Hierro en el periodo 2011-2014 (Figura 85).

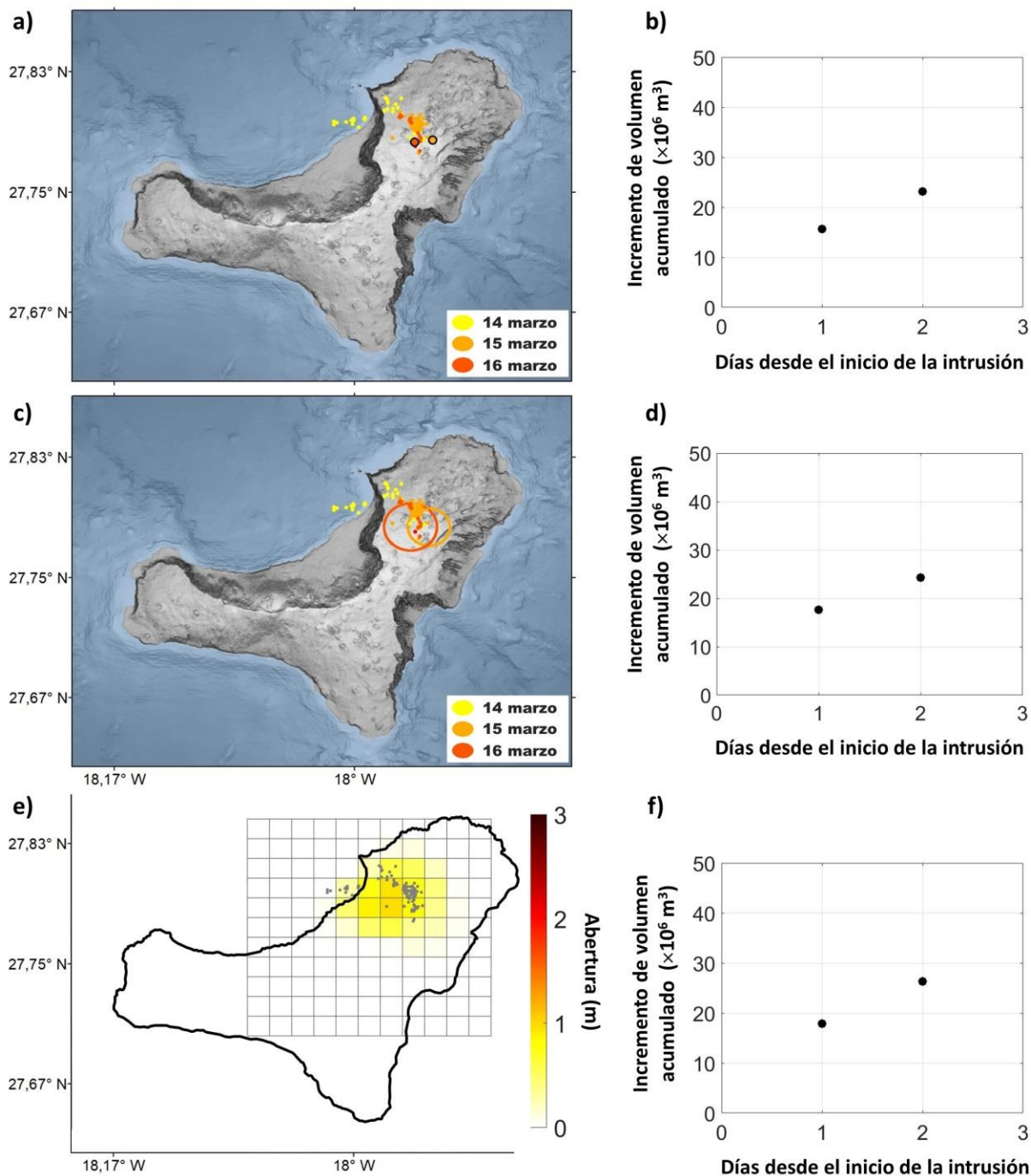


Figura 85. Epicentros relocados (círculos pequeños) y localización horizontal de los modelos de (a) fuente de presión puntual (círculos delineados en negro), (c) fractura circular horizontal presurizada (círculos en color) y (e) dislocación horizontal dividida en parches, considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de marzo. (b, d, f) Incremento de volumen acumulado de las fuentes consideradas, ajustadas a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). (Benito-Saz et al., 2019).

4.7. Periodo post-eruptivo junio 2012 - marzo 2014

Entre junio de 2012 y marzo de 2014, se registran mediante técnicas geodésicas GNSS más de 65 mm de deformación horizontal y más de 80 mm de elevación del terreno de la isla de El Hierro (Figura 86). Por ejemplo, la estación GNSS HI10, localizada al suroeste de la isla, registra la mayor elevación, 274 ± 3 mm durante todo este periodo, mientras que la estación GNSS HI01, localizada en el centro de la isla, registra el mayor desplazamiento horizontal, 138 ± 2 mm, de los cuales, más de más de 100 mm son de desplazamiento hacia el este. Por su parte, la estación GNSS HI04, localizada en la parte norte-central de la isla, se desplaza 131 ± 2 mm hacia el norte y se eleva 201 ± 3 mm.

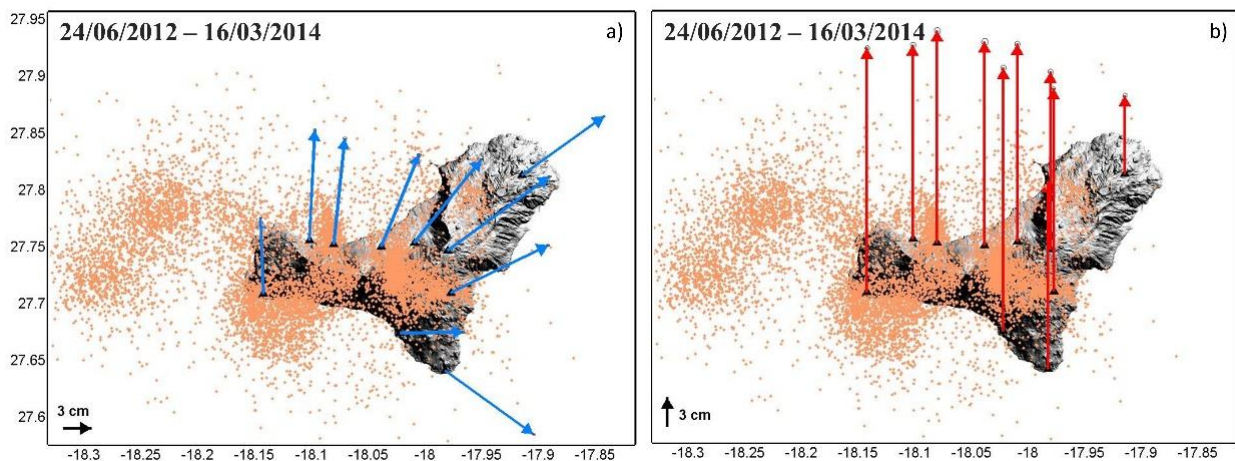


Figura 86. Desplazamientos GNSS del terreno entre el 24 de junio de 2012 y el 16 de marzo de 2014. (a) Componente horizontal (flechas azules). (b) Componente vertical (flechas rojas). Los puntos naranjas representan los epicentros del catálogo del IGN ocurridos durante este periodo de tiempo. (Benito-Saz et al., 2017).

Los interferogramas InSAR desenrollados muestran cómo la mayor parte de estos desplazamientos se producen en la parte central, sur y occidental de la isla (Figura 87). Estas deformaciones del terreno se han mantenido con el tiempo, no observándose subsidencias del terreno importantes posteriores.

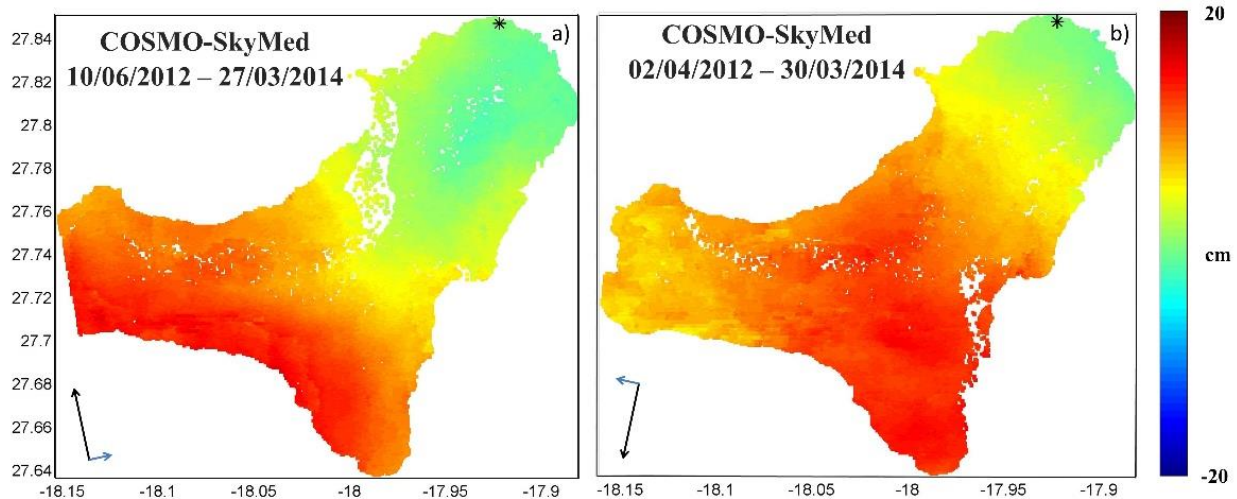


Figura 87. Desplazamientos InSAR del terreno entre junio de 2012 y marzo de 2014. (a) Modo ascendente. (b) Modo descendente. (Benito-Saz et al., 2017).

Los modelos geodésicos de las fuentes de deformación infieren que estas deformaciones fueron causadas por un incremento total de volumen de $\sim 388 \times 10^6 \text{ m}^3$ intruido en distintas localizaciones bajo la isla de El Hierro en torno a los 13-16 km de profundidad (Figura 88).

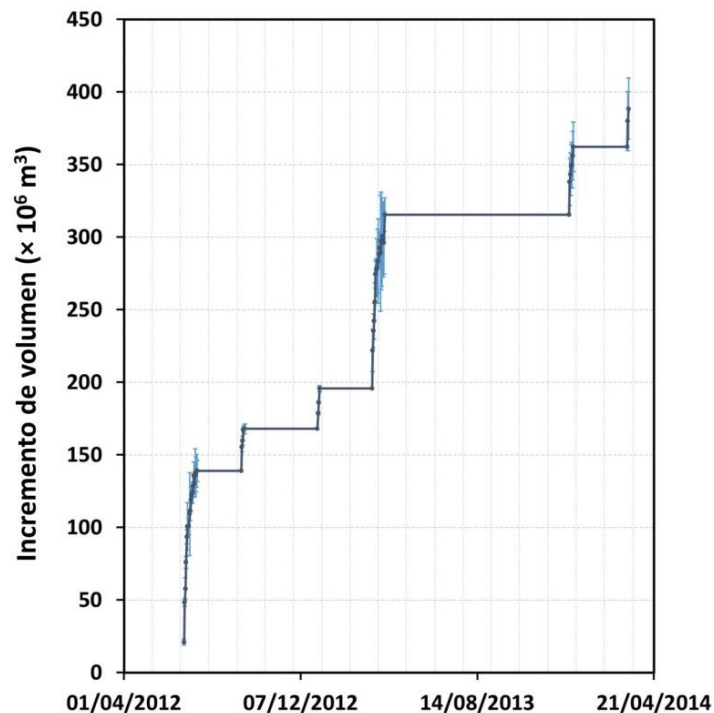


Figura 88. Incremento de volumen acumulado bajo la isla de El Hierro entre 2012 y 2014 según el modelo de un sill o dislocación horizontal dividida en parches. Las barras de error muestran los límites de credibilidad al 95%. (Benito-Saz et al., 2019).

Este volumen de magma intruido bajo El Hierro es comparable al 0.3% del volumen subaéreo de la isla, estimado en 158 km^3 , y al 0.01% del volumen total del edificio volcánico, estimado en $\sim 3200 \text{ km}^3$ a partir del modelo digital del terreno y la batimetría de la isla. Asimismo, este volumen intruido bajo la isla es comparable al volumen de material emitido durante la erupción submarina en la isla en 2011-2012, estimado en $\sim 400 \times 10^6 \text{ m}^3$ a través de sondeos oceanográficos (Rivera et al., 2013; Somoza et al., 2017). Los volúmenes emplazados bajo la isla durante los episodios post-eruptivos de junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013, superiores a $120 \times 10^6 \text{ m}^3$ de magma, y los volúmenes intruidos durante los episodios más cortos de septiembre de 2012, enero de 2013, diciembre de 2013 y marzo de 2014, de $\sim 24-44 \times 10^6 \text{ m}^3$ cada uno de ellos, son similares a los volúmenes que han caracterizado la mayor parte de las erupciones volcánicas ocurridas en las Islas Canarias en tiempos históricos (Tabla 1). Intrusiones magmáticas ocurridas en otros volcanes también han presentado volúmenes comparables. Por ejemplo, las dos intrusiones detectadas en 1994 y 1999 bajo el volcán Eyjafjallajökull (Islandia) a $\sim 5-6 \text{ km}$ de profundidad, presentaron volúmenes de magma de $\sim (17-31) \times 10^6 \text{ m}^3$ inferidos a partir de la deformación del terreno registrada (Pedersen and Sigmundsson, 2006). En este mismo volcán, una red de intrusiones tipo sill se desarrollaron durante tres meses en el año 2010 a más de 4 km de profundidad con un volumen total de $\sim (49-71) \times 10^6 \text{ m}^3$, antes de ocurrir la erupción cuya nube de cenizas afectó a todo el espacio aéreo europeo (Figura 3) (Hjaltadóttir et al., 2015; Pedersen and Sigmundsson, 2004; Pedersen and Sigmundsson, 2006; Pedersen et al., 2007; Sigmundsson et al., 2010). En el volcán Kilauea (Hawái) se han estimado volúmenes de magma anuales de $(80-280) \times 10^6 \text{ m}^3$ entre los años 2001 y 2012 (Anderson and Poland, 2016).

Hay que tener en cuenta el hecho de que a medida que el magma asciende hacia la superficie y la presión y temperatura del medio disminuye, este se convierte en un fluido compresible por la exsolución de sus volátiles. La compresibilidad del magma hace que este se pueda adaptar a diferentes cambios de presión lo que, en ocasiones, lleva a subestimar los cambios de volumen que ocurren en los depósitos de magma o en las intrusiones. Por ejemplo, la disminución de volumen en una cámara magmática poco profunda podría no ser proporcional, sino inferior, al volumen de un dique que sale de dicho depósito por la expansión del magma restante en el reservorio (Caricchi et al., 2014; Johnson et al., 2000; Kilbride et al., 2016; Rivalta and Segall, 2008; Sigmundsson and Einarsson, 1992). El incremento de volumen mostrado en la Figura 88 se correspondería, en primera aproximación, con el volumen total de magma intruido si este fuese incompresible (Segall, 2016).

5. Discusión

5.1. Modelización de las deformaciones del terreno

El estudio de las intrusiones en profundidad requiere de datos observacionales precisos, modelos de fuentes de deformación volcánica con base física, geológicamente razonables y computacionalmente eficientes, y metodologías de inversión apropiadas (Segall, 2010).

Los datos geodésicos satelitales GNSS e InSAR aquí utilizados han permitido determinar los desplazamientos que ha sufrido el terreno de la isla de El Hierro entre los años 2012 y 2014 con precisiones centimétricas. Mientras que las observaciones GNSS han proporcionado los desplazamientos diarios del terreno en las tres componentes del espacio (norte, este y vertical), los datos InSAR han facilitado las deformaciones en una sola componente (la dirección LOS) de prácticamente toda la superficie de la isla. El ruido atmosférico ha sido el mayor contribuyente al error en nuestros datos. Separar la componente de la señal relacionada con la deformación de la superficie de la componente atmosférica sigue siendo uno de los principales desafíos para estas técnicas geodésicas (Ebmeier, 2016).

Las imágenes InSAR solo se han podido utilizar para calcular la deformación total acumulada del terreno durante cada episodio intrusivo, y no para calcular la evolución de la deformación con el tiempo durante cada episodio, ya que su cobertura temporal estaba limitada por el paso de los satélites por la isla. Las imágenes RDS-2 de geometrías S7 y F2, de las que disponíamos únicamente de 7 y 5 escenas, respectivamente, son las que han presentado mayor grado de incertidumbre. El conjunto de 10 imágenes RDS-2 de geometría S6, 10 imágenes CSK ascendentes y 10 imágenes CSK descendentes, ha permitido calcular la deformación del terreno con precisiones centimétricas. La combinación de los resultados obtenidos al aplicar los métodos de series temporales PS y SB (sección 2.1.1) ha mejorado la cobertura espacial de las observaciones. Sin embargo, el límite que se disponía en la cuota de imágenes SAR no ha sido suficiente para calcular los desplazamientos del terreno en las tres dimensiones del espacio a partir de las observaciones LOS (Ecuación 2), ya que se necesitan conjuntos de datos más extensos, obtenidos con distintas geometrías de observación, y en pasadas tanto ascendentes como descendentes por la misma zona, para obtener buenos resultados sin altas tasas de incertidumbres (Fuhrmann and Garthwaite, 2019; Hu et al., 2014; Jung et al., 2011; Wright et al., 2004). El análisis

de los errores en las medidas es uno de los retos todavía por abordar en el ámbito de la metodología InSAR (Cao et al., 2018; González and Fernandez, 2011; Yu et al., 2018).

La buena cobertura de las estaciones GNSS en la isla y la alta calidad de las observaciones diarias obtenidas en las tres componentes del espacio han permitido determinar la evolución, tanto en el espacio como en el tiempo, de la deformación y, por tanto, de las fuentes de deformación. Con un nivel de confianza del 95%, se han obtenido las deformaciones del terreno con 1-2 cm de precisión en la componente horizontal y 2-3 cm en la componente vertical de la deformación. Sin embargo, no toda la deformación que produjeron las intrusiones post-eruptivas se ha podido cuantificar al producirse gran parte de los desplazamientos en el suelo marino (Figura 46). La instalación de instrumentos para medir la deformación del fondo oceánico en entornos volcánicos como las Islas Canarias sería de interés para estudiar futuros procesos intrusivos.

La utilización de un método de inversión bayesiano ha permitido explorar el rango completo de los valores de los parámetros de los modelos que se ajustan a las observaciones, proporcionando una alta caracterización de sus incertidumbres y de la covarianza entre ellos. La inversión conjunta de las observaciones GNSS e InSAR ha ayudado a restringir las principales características de las intrusiones magmáticas causantes de tales deformaciones, obteniéndose modelos con un mejor ajuste matemático (WRSS menor) que el obtenido al utilizar cada conjunto de datos por separado (Anexo IV), aunque con un intervalo de credibilidad mayor debido al alto número de observaciones. En este caso, los datos GNSS han sido suficientes para obtener en primera aproximación la localización y geometría de las fuentes de deformación.

La modelización de la fuente de deformación no proporciona una solución única y diferentes modelos aproximan de forma relativamente óptima las deformaciones registradas de la superficie. Las suposiciones y simplificaciones que realizan los modelos de la realidad y las propias incertidumbres de los datos geodésicos complican aún más la resolución de las fuentes (Duputel et al., 2014; Dzurisin, 2006). Además, en el caso de El Hierro, las observaciones geodésicas están limitadas por el tamaño y la geometría de la isla y solo cubren una pequeña parte de todo el terreno que realmente se deforma. Inconvenientes similares se han tenido también en la modelización de intrusiones ocurridas en otras islas pequeñas como, por ejemplo, en la modelización de los pulsos de magma ocurridos en el volcán Santorini al norte de la isla Nea Kameni entre los años 2011 y 2012 (Hooft et al., 2019; Parks et al., 2015).

El modelo de fuente puntual (Mogi, 1958) es el modelo más simple que existe para representar fuentes de presión en profundidad y, aun así, es el modelo más empleado en la monitorización en tiempo cuasi real de la actividad volcánica debido a su buen ajuste a las observaciones, su simplicidad computacional y su capacidad para reproducir patrones de deformación radialmente simétricos observados en multitud de volcanes (Amelung et al., 2000; Lu and Dzurisin, 2014; Narita et al., 2020; Sun et al., 2020). En el caso de El Hierro, este modelo y el modelo de una fuente esferoidal prolata (Yang et al., 1988) ajustan de forma aceptable las observaciones del terreno. Las diferencias que existen entre utilizar un modelo de fuente esférica finita (McTigue, 1987) y un modelo puntual (Mogi, 1958) en El Hierro son mínimas dada la profundidad a las que se emplazaron las intrusiones post-eruptivas. Sin embargo, la representación de la litosfera terrestre como un semiespacio homogéneo isótropo puede estar sesgando los resultados hacia este tipo de geometrías (Fialko et al., 2001a).

El modelo de sill o fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) infiere las fuentes de los episodios post-eruptivos en prácticamente la misma ubicación horizontal que los modelos esféricos, pero a diferente profundidad, localizándose las fuentes horizontales en torno a los 13-16 km de profundidad (más cercanas a la parte más superficial del área de la sismicidad) y ~3-4 km más profundas que las fuentes esféricas. Las ambigüedades (o *trade-offs* en inglés) que surgen entre varios parámetros de los modelos como, por ejemplo, su profundidad, volumen o tamaño/radio, debido a la relación no lineal entre la geometría del modelo y los datos de deformación, complica aún más la resolución de estos modelos (Battaglia and Hill, 2009; Dzurisin, 2003; Lisowski, 2007; Pritchard and Simons, 2004). Un pequeño cambio de presión en una gran cavidad produce la misma deformación en la superficie que un gran cambio de presión producido en una pequeña cavidad (Battaglia and Hill, 2009; Chaussard and Amelung, 2014; Dzurisin, 2003). En nuestro caso, las compensaciones que existen entre la profundidad y el volumen de magma intruido no explican toda la discrepancia en profundidad entre ellos (Figura 51). Esta diferencia en profundidad entre los distintos tipos de modelos empleados también se ha observado en otros volcanes. Por ejemplo, fuentes profundas a 13-25 km de profundidad se infirieron bajo los volcanes Uturuncu (Bolivia) entre los años 1992 y 2000 y Hualca Hualca (Perú) entre 1992 y 1997. En estos volcanes, los modelos inferidos de fuente de presión puntual se localizaron 5-8 km más superficiales que los modelos de fracturas circulares horizontales (Pritchard and Simons, 2004).

El uso de un parámetro estadístico como el error cuadrático medio normalizado no ha sido determinante para la determinación de la geometría de la fuente de deformación. Sin embargo, la propagación de la sismicidad en el espacio y el tiempo, el cambio en la dirección de los desplazamientos horizontales de la superficie y la evolución de los modelos geodésicos sugieren la ocurrencia de intrusiones más horizontales, tipo sill, que se desplazaron lateralmente varios kilómetros durante los episodios de junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013. El uso de un método de elementos de contorno para modelizar la evolución en el espacio y el tiempo de las intrusiones utilizando un conjunto de dislocaciones horizontales ha inferido que las dimensiones de las intrusiones post-eruptivas fueron de varios km² con aberturas verticales de 1-2 m, es decir, intrusiones delgadas en profundidad y amplias en extensión.

5.2. Diferencias entre los modelos geodésicos y la sismicidad

Las intrusiones magmáticas post-eruptivas emplazadas bajo la isla de El Hierro en diversas localizaciones produjeron importantes enjambres sísmicos y notables deformaciones del terreno.

Las fuentes de deformación modelizadas se sitúan al sur de los terremotos relocalizados y ~3 km más superficiales. La discrepancia en esta localización puede deberse a no considerar la topografía y batimetría de la isla, las heterogeneidades o anisotropía de la litosfera en el proceso de inversión de ambos conjuntos de datos. En la ubicación de la sismicidad se ha hecho uso de un modelo de cuatro capas horizontales y homogéneas de velocidad del año 1980 (Dañobeitia, 1980) (Tabla 10) mientras que al invertir los datos geodésicos se ha utilizado un semiespacio isótropo, elástico y homogéneo.

Tabla 10. Modelo de velocidad de El Hierro (Dañobeitia, 1980). Z corresponde a la profundidad de cada capa por debajo del nivel medio del mar. V_p y V_s son la velocidad en cada capa de las ondas P y S, respectivamente.

Z (km)	V_p (km/s)	V_p/V_s
4	4.2	1.78
12	6.3	1.78
18	7.0	1.78
∞	8.0	1.78

Sin embargo, la corteza de El Hierro muestra una abrupta topografía y heterogeneidades del terreno tanto laterales como verticales (García-Yeguas et al., 2014; Martí et al., 2017; Sainz-Maza et al., 2017). Este hecho induce, inevitablemente, a incertidumbres en los resultados de ambos conjuntos de datos que deben tenerse en cuenta en la interpretación de los mismos. Asimismo, hay que considerar que la mayor parte de la sismicidad y de la deformación del terreno ocurrió en el mar donde no había observaciones sísmicas o geodésicas en campo cercano, hecho que limita también la precisión de los resultados obtenidos. Además, los enjambres sísmicos pueden no representar por completo el área de las intrusiones. Por ejemplo, durante la intrusión ocurrida en el año 1999 en el volcán Eyjafjallajökull (Islandia), la sismicidad reflejó principalmente el canal de flujo ascendente de magma, localizado en el extremo sur de la intrusión, y los terremotos solo se producían esporádicamente sobre la intrusión, la cual migraba en el espacio y el tiempo (Pedersen and Sigmundsson, 2006). Asimismo, la actividad sísmica detectada en el sistema volcánico Bárðarbunga (localizado bajo el gran glaciar Vatnajökull, en Islandia) entre agosto de 2014 y febrero de 2015 se produjo principalmente en el borde inferior del dique que se propagó lateralmente ~48 km durante dos semanas desde el reservorio, inferido a ~12 km de profundidad bajo la caldera, hacia el noreste del volcán y del glaciar antes de salir a la superficie en una erupción fisural (Agústsdóttir et al., 2016; Dumont et al., 2018; Eibl et al., 2017; Gudmundsson et al., 2014; Gudmundsson et al., 2016; Parks et al., 2017; Riel et al., 2015; Sigmundsson et al., 2015; Sigmundsson et al., 2018; Spaans and Hooper, 2018).

5.3. El sistema magmático de El Hierro

Las intrusiones ocurridas en El Hierro podrían estar asociadas con inyecciones puntuales de magma provenientes de un cuerpo presurizado localizado en el manto bajo el centro de la isla. Dado que la sismicidad durante todas las intrusiones comenzó bajo el centro de la isla, lugar que se corresponde con la zona de mayor altitud de la isla y lugar donde además han tenido lugar las últimas erupciones y donde se ha observado una zona de acumulación de magma en profundidad (Martí et al., 2017; Sainz-Maza et al., 2017), se sugiere que el flujo ascendente de magma pudo provenir desde el manto desde este lugar central de la isla. Como no se observan deformaciones apreciables del terreno debidas a este cuerpo de magma profundo, se ha utilizado el método directo para estimar la profundidad mínima a la que debería encontrarse este depósito para que no produjese deformaciones medibles en la superficie de la isla (menos de 10 mm de elevación del terreno, desplazamiento mínimo a partir del cual las estaciones GNSS o los datos InSAR en la isla lo habrían detectado) y con un incremento de volumen tal que fuese capaz de suministrar de magma a los episodios intrusivos de 2011-2014. Los resultados muestran que este cuerpo de magma profundo debería situarse a más de 25 km de profundidad. Este resultado está en concordancia con estudios previos realizados en las Islas Canarias en los cuales se infiere que las erupciones máficas en el archipiélago canario se alimentan principalmente de lotes de magma asteno esférico que ascienden hacia la superficie deteniéndose en depósitos intermedios antes de ascender a la superficie (Albert et al., 2015; Albert et al., 2016; Klügel et al., 2005; Klügel et al., 2015; Longpré et al., 2014; Martí et al., 2016; Neumann et al., 1999; Ogialoro et al., 2017; Stroncik et al., 2009).

El ascenso del magma en El Hierro se pudo regir por el gradiente de presión entre la fuente profunda en el manto y la localización de las intrusiones. Esta subida estaría controlada por la sobrepresión del magma en el depósito profundo y su flotabilidad derivada del contraste de densidad entre el magma y el manto, así como por el campo de esfuerzos regional y local de la isla. En la región intraplaca sobre la que se asienta El Hierro, el campo de esfuerzos regional es compresivo (Geyer et al., 2016). Los esfuerzos locales dependen de las propiedades mecánicas de la corteza y el manto; materiales de diferente rigidez o fracturas pueden influir en el camino seguido por el magma y condicionar si una intrusión se convierte en un sill, en una lámina inclinada o en un dique vertical o si alcanza la superficie (Barnett and Gudmundsson, 2014; Dahm, 2000; Le Corvec et al., 2013a; Lister and Kerr, 1991; Maccaferri et al., 2010; Maccaferri et al., 2011;

Menand, 2011; Pinel and Jaupart, 2004; Rivalta et al., 2015; Taisne and Jaupart, 2009; Tibaldi and Pasquare, 2008; Watanabe et al., 2002).

Factores como la actividad volcánica anterior o la duración de los *unrests* influyen también en la distribución de esfuerzos locales en la corteza y, por tanto, en la naturaleza y la evolución del magma en profundidad (Phillipson et al., 2013; Sigmundsson et al., 2018). Las intrusiones en El Hierro se localizaron en áreas que no se habían visto previamente afectadas por las intrusiones anteriores, lo que sugiere que cada una de las intrusiones pudo ir variando el campo de esfuerzos local en la isla, influyendo y condicionando el camino seguido por el magma durante las intrusiones posteriores. La primera intrusión ocurrida entre julio y octubre de 2011 probablemente también vio influenciada su migración bajo la isla por intrusiones magmáticas anteriores (Martí et al., 2013b; Martí et al., 2017). De este modo, los esfuerzos regionales compresivos y el campo de esfuerzos local de la isla, producido por la topografía escarpada de la isla, la localización de intrusiones previas y la diferencia composicional entre la corteza inferior y el manto, posiblemente influyeron en la trayectoria seguida por el magma durante las siguientes intrusiones. Esfuerzos magmáticos y gravitatorios locales, modificados en menor medida por las tensiones regionales, también fueron los causantes de la intrusión que dio lugar a la erupción en el año 2015 en el volcán Axial Seamount, un volcán a ~1500 m de profundidad en la cresta oceánica de Juan de Fuca en el Océano Pacífico (Chadwick et al., 2016; Nooner and Chadwick, 2016; Wilcock et al., 2016).

En El Hierro, los pulsos de magma, gravitacionalmente inestables, posiblemente ascendieron desde el manto siguiendo la dirección paralela al esfuerzo de máxima compresión (Nakamura, 1977), gastando la mínima energía sin producir sismicidad hasta quedar atrapados a la profundidad de 13-16 km. Esta profundidad podría corresponderse con la discontinuidad de Mohorovičić en la isla (Bosshard and Macfarlane, 1970; García-Yeguas et al., 2014; Martí et al., 2017; Martínez-Arévalo et al., 2013; Montesinos et al., 2006; Ranero et al., 1995; Watts, 1994).

Las intrusiones post-eruptivas mostraron caudales iniciales de magma de ~300 m³/s que decayeron exponencialmente con el tiempo. Esta disminución podría estar relacionada con una conexión hidráulica entre el depósito de magma profundo en el manto y la localización de las intrusiones a través de un conducto de magma que reduciría la presión entre las dos fuentes. Una misma conexión hidráulica entre una fuente profunda y una fuente modelada más superficial también se ha inferido en otros volcanes a través de medidas geodésicas, como en los volcanes Grímsvötn y Krafla (Islandia), Westdhal y Okmok (Alaska), Kilauea y Mauna Loa (EE. UU.,

Hawái), Three Sisters (EE. UU., Oregón) o Piton de la Fournaise (isla Reunión) (Buck et al., 2006; Dvorak and Okamura, 1987; Dzurisin et al., 2009; Got et al., 2017; Heimisson et al., 2015; Lengline et al., 2008; Lu et al., 2003; Lu et al., 2000b; Reverso et al., 2014; Sturkell et al., 2003; Walwer et al., 2019). El decaimiento exponencial en el flujo de magma también podría estar relacionado con la respuesta viscoelástica de la roca después de su deformación repentina como consecuencia de las intrusiones de magma (Dzurisin et al., 2009; Newman et al., 2006; Newman et al., 2001; Segall, 2016; Sigmundsson et al., 2020). Sin embargo, dadas las altas y rápidas tasas de deformación que se produjeron durante las intrusiones post-eruptivas en El Hierro y los cortos periodos de tiempos de relajación inferidos, el modelo hidráulico es posiblemente el proceso que mayormente gobernó estos episodios.

Los caudales de magma de $\sim 300 \text{ m}^3/\text{s}$ no fueron suficientes para superar los $\sim 13\text{-}16 \text{ km}$ de profundidad y el magma se detuvo produciendo la sismicidad y la deformación del terreno cuantificada. Solo cuando el suministro de magma continuó durante varios días, por ejemplo, durante las intrusiones de junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013, la acumulación de magma fue suficiente como para que este migrara lateralmente durante varios kilómetros formando estructuras posiblemente en forma de sills, con una extensión lateral mucho mayor que su espesor.

Intrusiones magmáticas tipo sill se han observado también en otros volcanes (Bagnardi et al., 2013; Magee et al., 2018; Morley, 2018; Valentine and Krogh, 2006). El volcán Sierra Negra (Islas Galápagos, Ecuador) exhibió un levantamiento de 2.7 m entre 1992 y 1999 modelado por el crecimiento de un sill (Amelung et al., 2000). La región del Cordón del Azufre (o en inglés, *Lazufre region*, en los Andes centrales entre Chile y Argentina) mostró un levantamiento a gran escala a una tasa de $\sim 30 \text{ mm/año}$ entre 1998 y 2002 modelado por un sill a unos 8 km de profundidad (Pearse and Lundgren, 2013). Extensas intrusiones de magma en forma de sill también se infirieron en diferentes áreas bajo el volcán Eyjafjallajökull en 1994, 1999 y 2010 (Pedersen and Sigmundsson, 2004; Pedersen and Sigmundsson, 2006).

El desplazamiento lateral del magma en la corteza terrestre también se ha modelado en detalle para algunos episodios intrusivos, pero especialmente en límites de placas divergentes donde la corteza se forma principalmente por inyección de diques verticales de varios kilómetros de longitud desde una cámara magmática central. Son de destacar, por ejemplo, los episodios ocurridos en el volcán Krafla (Islandia) entre 1975-1984 (Buck et al., 2006; Segall et al., 2001; Wright et al., 2012), los eventos observados en el sistema volcánico de Dabbahu, en la región de Afar (Etiopía) entre los años 2005 y 2010 (Desissa et al., 2013; Ebinger et al., 2010; Hamling et

al., 2010; Keir et al., 2009; Wright et al., 2012) o el evento de fractura ocurrido en agosto de 2014 en el sistema volcánico Bárðarbunga (Dumont et al., 2018; Gudmundsson et al., 2014; Gudmundsson et al., 2016; Parks et al., 2017; Riel et al., 2015; Sigmundsson et al., 2015; Sigmundsson et al., 2018; Ágústssdóttir et al., 2016).

Pocos trabajos han podido analizar en tiempo cuasi real el movimiento y la evolución de intrusiones horizontales profundas a distancias significativas y los estudios de procesos intrusivos en islas volcánicas intraplaca, como son las Islas Canarias, Galápagos, Reunión o Cabo Verde, son limitados. El volcán Kilauea (Hawái) es uno de los sistemas volcánicos intraplaca más estudiados. En este volcán, dos sistemas de rifts nacen desde la caldera hacia el este y suroeste y sirven como vía para el transporte lateral del magma hasta los flancos del volcán, donde el magma se almacena en pequeños depósitos o sale a la superficie (Baker and Amelung, 2012; Poland et al., 2017; Wauthier et al., 2016). En El Hierro, los estudios estructurales litosféricos utilizando métodos gravimétricos (Carbo et al., 2003; Llanes, 2006) y sísmicos (García-Yeguas et al., 2014; Martí et al., 2017; Montesinos et al., 2006) confirman la existencia de diferentes cuerpos magmáticos en diferentes localizaciones bajo la isla que muestran transporte lateral del magma en profundidad.

Las intrusiones magmáticas en profundidad y el transporte subhorizontal de magma dentro de la corteza oceánica es uno de los principales mecanismos de rápido crecimiento endógeno de islas volcánicas oceánicas como El Hierro, tal como se ha estudiado en otras islas como La Palma, Fogo o Madeira utilizando datos geofísicos y petrológicos (Klügel et al., 2015).

Los episodios intrusivos ocurridos en El Hierro entre los años 2011 y 2014 hicieron que la isla creciera tanto por la acumulación de lava y productos piroclásticos emitidos durante la erupción submarina como por la inyección de los pulsos de magma provenientes del manto y emplazados en profundidad, en cortos periodos de tiempo, de entre 3 y 20 días aproximadamente, los cuales ocurrieron cada 3 meses aproximadamente (a excepción de la intrusión ocurrida en diciembre de 2013, la cual tuvo lugar ~9 meses después de la intrusión que mayor deformación del terreno produjo en la isla, la intrusión ocurrida en marzo-abril de 2013). Estas intrusiones magmáticas quedaron instaladas en profundidad, haciendo que el transporte y acumulación del magma en profundidad haya ido evolucionado y sea cada vez más complejo.

5.4. Diferencias entre los episodios pre-eruptivo y post-eruptivos

Solo la primera de las siete intrusiones detectadas en El Hierro entre los años 2011 y 2014 fue capaz de alcanzar la superficie. La pregunta sigue siendo por qué las intrusiones post-eruptivas no llegaron a ascender a la superficie, a pesar de la deformación del terreno registrada, el incremento de volumen inferido o la energía sísmica liberada.

La primera intrusión comenzó en julio de 2011 en el centro de la isla y elevó el terreno más de 50 mm (López et al., 2012; Meletlidis et al., 2015; Prates et al., 2013). Las intrusiones post-eruptivas también comenzaron en el centro de la isla y produjeron deformaciones del terreno similares o incluso superiores. Por ejemplo, el terreno se elevó más de 90 mm durante la intrusión de junio-julio de 2012 y casi 120 mm durante la intrusión de marzo-abril de 2013. Durante la intrusión de diciembre de 2013, la superficie se elevó ~80 mm y durante las intrusiones de septiembre 2012, enero 2013 y marzo de 2014 se detectaron más de 35 mm (Tabla 11). Asimismo, durante la intrusión pre-eruptiva se detectaron casi 50 mm de desplazamiento horizontal de la superficie (Meletlidis et al., 2015). Durante las intrusiones de junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013 el terreno se desplazó horizontalmente ~95 mm y durante la intrusión de diciembre de 2013 se detectaron ~40 mm (Tabla 11).

Los datos geodésicos de la intrusión pre-eruptiva infirieron una intrusión de $\sim 40 \times 10^6 \text{ m}^3$ antes de comenzar la erupción (González et al., 2013; López et al., 2017). Este volumen es muy inferior al que ocurrió durante las intrusiones post-eruptivas de junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013 ($>120 \times 10^6 \text{ m}^3$) y similar, por ejemplo, al volumen de la intrusión de diciembre de 2013, que mostró un volumen de $\sim 43 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Tabla 11).

La sismicidad durante la intrusión pre-eruptiva se propagó lateralmente durante más de 15 km. El magma también migró lateralmente, ~14 km hacia el suroeste durante la intrusión en junio-julio de 2012, y ~28 km hacia el oeste de la isla durante la intrusión en marzo-abril de 2013 (Figura 15). Durante todas estas intrusiones se registraron terremotos con magnitudes superiores a 4, detectándose el mayor momento sísmico acumulado durante la intrusión de marzo-abril de 2013 (Tabla 11).

La respuesta de la corteza a la deformación producida por las intrusiones de magma no difirió significativamente de un episodio intrusivo a otro (Telesca et al., 2016) y no se observó ningún patrón claro que indicase que las intrusiones eran cada vez más pequeñas o que iban a dejar de ocurrir (Tabla 11). No obstante, existen varias diferencias que podrían ser relevantes entre la

intrusión pre-eruptiva y las intrusiones post-eruptivas en El Hierro. La intrusión pre-eruptiva se desarrolló durante un periodo de tres meses mientras que las intrusiones post-eruptivas duraron solo entre 3 y 20 días. La profundidad media de los terremotos durante la intrusión pre-eruptiva de 2011 ocurrió a ~11 km de profundidad, mientras que en las intrusiones post-eruptivas ocurrió a >16 km (Tabla 11).

Tabla 11. Promedio de las principales características de las intrusiones, y la sismicidad y las deformaciones del terreno producidas por las mismas, en El Hierro entre 2011 y 2014. (Sismicidad relocalizada con $M \geq 1.5$ (Domínguez Cerdeña et al., 2014; Domínguez Cerdeña et al., 2018)).

	Intrusiones						
	Pre-eruptiva	Post-eruptivas					
	Julio-Octubre 2011	Junio-Julio 2012	Sept. 2012	Enero 2013	Marzo-Abril 2013	Dic. 2013	Marzo 2014
Duración (días)	85	20	5	3	18	6	3
Máxima deformación horizontal (mm)	~50	95	22	17	95	41	14
Máxima deformación vertical (mm)	>50	96	40	38	119	81	37
Volumen ($\times 10^6$ m ³)		126	28	26	126	43	25
Caudal (m ³ /s)		305	298		302	269	
Tiempo relajación (días)		5.4	1.3		4.8	1.9	
Profundidad fuente puntual (km)		10.5	11.6	12.0	11.1	10.5	12.5
Profundidad fuente sill (km)		14.2	14.3	15.7	15.7	13.3	15.6
Nº terremotos	3475	1823	460	68	1725	439	153
Profundidad sismos	11.7	20	21	17.3	17.4	16.2	18.0
Magnitud sismos	1.9	2.3	2.0	2.1	2.6	2.1	1.8
Magnitud máxima sismos	4.0 Mw	4.2	3.2	2.6	4.6	3.2	2.4
Momento sísmico acumulado ($\times 10^{15}$ Nm)	13.5	16.8	1.58	0.21	44.5	1.51	0.25

Un factor posiblemente determinante para el ascenso de la intrusión pre-eruptiva de 2011 a la superficie fue la posible inyección adicional de magma que se produjo dos semanas antes de la erupción, la cual pudo cambiar el campo de esfuerzos local en la isla, observado por el cambio en el mecanismo focal de los terremotos a principios de octubre de 2011 (sección 1.3.1). Este incremento de magma pudo causar tal sobrepresión en la corteza que desató un terremoto de magnitud Mw 4.0 (del Fresno et al., 2015), el cual probablemente liberó la suficiente energía como para abrir un camino para que el magma ascendiese a la superficie (López et al., 2017). Durante las intrusiones post-eruptivas, los flujos puntuales de magma no tuvieron la suficiente presión como para superar la profundidad de ~13-16 km y abrir un camino de ascenso a la superficie. Además, probablemente la intrusión pre-eruptiva pudo haber aumentado los esfuerzos de compresión horizontales bajo el centro de la isla, incrementando la presión necesaria para que el magma ascendiese a la superficie durante las intrusiones posteriores. Sin embargo, el estado de esfuerzos del medio es difícil de conocer y de ahí la dificultad para predecir con precisión la evolución de las intrusiones. El problema de cómo las fuerzas y condiciones geofísicas hacen que las intrusiones se propaguen lateralmente o asciendan a la superficie es uno de los principales retos de la volcanología actual (Gudmundsson, 2006; Gudmundsson, 2011; Kavanagh, 2018; Kavanagh et al., 2018; Kavanagh et al., 2006; Maccaferri et al., 2010; Menand et al., 2010; Menand et al., 2011; Rivalta et al., 2015; Taisne and Jaupart, 2009).

6. Conclusiones / Conclusions

6.1. Conclusiones

La actividad volcánica de los años 2011-2014 en El Hierro (Islas Canarias) se caracterizó por una erupción submarina y el emplazamiento de múltiples intrusiones magmáticas bajo el volcán. Las altas tasas de deformación del terreno y los enjambres sísmicos detectados confirmaron el transporte y acumulación de magma en profundidad.

La primera intrusión comenzó a mediados de julio de 2011 y culminó tres meses después en una erupción submarina de cuatro meses de duración a menos de 2 km de la costa sur de la isla. Posteriormente, entre los cuatro meses y los dos años después de la erupción, se registraron seis intrusiones magmáticas en profundidad. Las intrusiones más largas, de ~20 días de duración cada una de ellas, tuvieron lugar en junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013. Las intrusiones más cortas duraron menos de una semana y ocurrieron en septiembre de 2012, enero de 2013, diciembre de 2013 y marzo de 2014. Sin embargo, ninguno de estos episodios post-eruptivos culminó en una erupción.

Del estudio geodésico llevado a cabo en esta tesis doctoral sobre las seis intrusiones post-eruptivas ocurridas en El Hierro entre junio de 2012 y marzo de 2014 se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Las técnicas geodésicas satelitales GNSS e InSAR han permitido cuantificar, con precisiones centimétricas, la evolución espacial y temporal de los desplazamientos del terreno que sufrió la isla de El Hierro durante cada episodio intrusivo.
 - Los datos InSAR, obtenidos del procesado interferométrico diferencial de 44 imágenes SAR adquiridas por el satélite canadiense RADARSAT-2 y la constelación de satélites italianos COSMO-SkyMed, en órbitas tanto ascendentes como descendentes, han proporcionado una elevada densidad espacial de observaciones LOS (en la dirección de la línea de vista del radar) de prácticamente toda la superficie de la isla, lo cual habría sido imposible de conseguir con técnicas geodésicas clásicas. Estos datos han permitido determinar la deformación total acumulada del terreno durante cada episodio intrusivo. La aplicación de métodos de series temporales PS y SB ha mejorado la cobertura espacial de las observaciones. Sin embargo, la limitación que se tenía en la cuota de imágenes SAR ha condicionado la precisión de los resultados. El uso de un mayor número de escenas SAR,

- obtenidas con distintas geometrías de observación y en órbitas ascendentes y descendentes de los satélites sobre la isla, aumentaría la precisión de los desplazamientos del terreno y permitiría su cálculo en las tres dimensiones del espacio.
- Los datos GNSS diarios, obtenidos en diez estaciones de registro continuo repartidas por toda la isla, han proporcionado una gran cobertura temporal, con una alta precisión espacial, de los desplazamientos tridimensionales del terreno, que han permitido restringir por ellos mismos tanto la evolución espacial como la evolución temporal de las intrusiones en profundidad.
 - La principal dificultad que se ha tenido en el procesado de las observaciones InSAR y GNSS ha sido la eliminación de la componente atmosférica de las señales geodésicas, siendo esta componente la mayor contribuyente al error en nuestros datos geodésicos.
 - Los resultados obtenidos revelan que el terreno de la isla de El Hierro se elevó más de 20 mm y se desplazó horizontalmente más de 7 mm durante cada uno de los episodios post-eruptivos. En total, entre junio de 2012 y marzo de 2014, el terreno se desplazó horizontalmente más de 65 mm y se elevó más de 80 mm, registrándose ~274 mm de elevación del suroeste de la isla.
- La inversión conjunta de las observaciones geodésicas GNSS e InSAR utilizando un enfoque bayesiano ha permitido inferir las principales características de las fuentes de deformación y estimar sus incertidumbres.
 - Para modelizar las intrusiones se han utilizado los modelos matemáticos analíticos de una fuente esférica (McTigue, 1987; Mogi, 1958), un esferoide prolato (Yang et al., 1988), una fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) y una dislocación rectangular (Okada, 1985; Okada, 1992). Al minimizar la diferencia entre las deformaciones del terreno observadas y las predichas por estos modelos en la superficie, se ha podido estimar la ubicación, el incremento de volumen o el caudal de magma de cada una de las intrusiones, así como su evolución en el espacio y el tiempo.
 - La modelización de intrusiones profundas en El Hierro es un proceso intrínsecamente difícil dado que las observaciones geodésicas están limitadas por el tamaño y la geometría de la isla y solo cubren una pequeña parte de todo el terreno que realmente se deforma (al producirse gran parte de la deformación en el suelo marino). Asimismo, la simplificación y suposiciones de los modelos, y la consideración de un semiespacio homogéneo e isótropo condicionan los resultados obtenidos.

- El uso de un parámetro estadístico como el error cuadrático medio normalizado no ha sido determinante para resolver la geometría de las intrusiones. Sin embargo, todos los modelos, independientemente de su geometría, infieren incrementos de volumen similares durante cada episodio.
 - Las fuentes horizontales se sitúan en torno a los 13-16 km de profundidad, ~3-4 km más profundas que las fuentes esféricas, y ~3 km más superficiales que la sismicidad.
 - Los resultados infieren intrusiones de magma, de varios km² de extensión y ~1-2 m de profundidad, emplazadas en diferentes localizaciones bajo la isla con caudales iniciales de magma de ~300 m³/s que decayeron exponencialmente con el tiempo.
 - Durante los episodios más largos, de casi 3 semanas de duración, ocurridos en junio-julio de 2012 y marzo-abril de 2013, se infieren volúmenes de magma de $>120 \times 10^6 \text{ m}^3$, con el 80% intruido durante la primera semana, y un centro de presión que migra lateralmente desde el centro de la isla hacia el exterior (>4 km hacia el suroeste a una profundidad casi constante durante la intrusión de junio-julio de 2012 y ~7 km hacia el oeste de la isla, ascendiendo hacia profundidades más superficiales durante la primera semana, durante la intrusión de marzo-abril de 2013).
 - Durante los cuatro episodios más cortos, de menos de una semana de duración, que tuvieron lugar en septiembre 2012, enero 2013, diciembre 2013 y marzo 2014, se infieren intrusiones de magma de $\sim(24-44) \times 10^6 \text{ m}^3$.
 - En total, las intrusiones post-eruptivas produjeron un incremento total de volumen de $\sim 388 \times 10^6 \text{ m}^3$ bajo la isla. Este volumen es comparable al volumen de material emitido durante la erupción submarina de 2011-2012, lo que muestra la importancia de las intrusiones post-eruptivas en el conjunto del episodio volcánico de El Hierro.
 - Este volumen ha hecho que la isla creciera en un corto espacio de tiempo, ~2 años, en comparación con la edad subaérea de la isla estimada en 1.12 Ma.
- Estos modelos de las fuentes de deformación ayudan a describir el transporte y almacenamiento de magma en profundidad y a comprender cómo una isla volcánica intraplaca como El Hierro crece y evoluciona a través de repetidas intrusiones magmáticas instaladas en profundidad:

- Pulsos de magma, provenientes probablemente de una fuente presurizada situada en el manto bajo en el centro de la isla, ascendieron hasta quedar atrapados a la profundidad de ~13-16 km.
 - La presencia de una discontinuidad, probablemente el límite entre la corteza inferior y el manto superior, y el campo de esfuerzos local y regional de la isla pudieron condicionar el camino seguido por el magma. Cada intrusión además pudo haber aumentado los esfuerzos de compresión en el área, condicionando el camino seguido por el magma durante las intrusiones posteriores.
 - Los caudales iniciales de magma de ~300 m³/s no fueron suficientes para superar esta barrera y ascender hacia la superficie. Estos caudales disminuyeron exponencialmente con el tiempo y solo cuando el flujo de magma se prolongó durante varios días, las intrusiones migraron lateralmente desde el centro de la isla hacia el exterior en forma posiblemente de sills, con extensiones laterales mucho mayores que sus espesores.
 - Estos hallazgos están en consonancia con los datos sísmicos registrados en El Hierro y tanto la sismicidad como la deformación del terreno se produjeron por el mismo mecanismo de avance de las intrusiones magmáticas en profundidad.
 - Solo la primera de las siete intrusiones detectadas en El Hierro entre los años 2011 y 2014 alcanzó la superficie después de un periodo de *unrest* de tres meses. Para poder estimar si el magma alcanzará la superficie son necesarios parámetros como el campo de esfuerzos de la isla. Sin embargo, son parámetros todavía poco conocidos, lo que dificulta la predicción precisa de estos episodios.
 - Las intrusiones post-eruptivas, a pesar de las deformaciones del terreno registradas o de los volúmenes inferidos, son un claro ejemplo de que no todas las deformaciones del terreno son precursoras de una erupción y que no todos los volcanes regresan inmediatamente a un estado de reposo después de una erupción.
 - El Hierro creció tanto por la acumulación de lava y productos piroclásticos emitidos durante la erupción como por las intrusiones de magma instaladas en profundidad en cortos periodos de tiempo, las cuales han formado un complejo de intrusiones bajo el volcán que han producido que el sistema de almacenamiento y transporte de magma en la isla haya ido evolucionando y sea cada vez más complejo.
- Conocer el sistema magmático de los volcanes, incluyendo los volúmenes existentes de magma acumulados, y detectar el suministro, almacenamiento, migración y ascenso del magma en

profundidad, en particular a partir de las deformaciones que se producen en el terreno, es esencial para pronosticar la actividad volcánica de un volcán y mejorar la evaluación de los peligros volcánicos y riesgos asociados.

- Estos resultados ayudarán en un futuro a analizar nueva actividad magmática que, sin duda, volverá a detectarse en El Hierro.

Por último, para profundizar en el conocimiento de estos procesos intrusivos se sugieren las siguientes líneas de investigación:

- Correcciones troposféricas. La aplicación de correcciones más detalladas en las señales geodésicas para separar la componente atmosférica, principalmente la relacionada con la troposfera, de la componente relacionada con la deformación del terreno es importante para precisar aún más los desplazamientos del terreno, cuantificar sus errores y mejorar la localización y volumen de las intrusiones causantes de tales deformaciones de la superficie.
- Métodos Numéricos. La aplicación de métodos numéricos como el método de elementos finitos permitiría incorporar información reológica o estructural de la isla, como su topografía, batimetría, heterogeneidades, anisotropía o propiedades viscoelásticas y mejoraría la localización y características de las fuentes de deformación. Asimismo, estos métodos podrían proporcionar información sobre las discrepancias entre la sismicidad y los modelos geodésicos de las fuentes de deformación.
- Modelización del campo de esfuerzos. Se requieren más estudios para determinar las fuerzas y condiciones que controlan el desplazamiento de las intrusiones en profundidad y que hacen que algunas intrusiones culminen en una erupción y otras no. El estudio de los cambios producidos por las intrusiones en el campo de esfuerzos del medio podría revelar información sobre la evolución de las intrusiones, predecir su movimiento y dirección, determinar si alcanzarían la superficie, así como su relación con la sismicidad observada.
- Modelos multifísicos. Este tipo de modelos utiliza la combinación cuantitativa de todos los datos disponibles para modelizar los procesos magmáticos, incluyendo datos geológicos, geoquímicos, geofísicos, petrológicos, geomagnéticos, geodinámicos o gravimétricos entre otros. La volcanología es una ciencia multidisciplinar y cada conjunto de datos proporciona información sobre determinadas características de los procesos que ocurren en profundidad. El uso de estos modelos mejoraría el conocimiento del sistema magmático del volcán y de la

dinámica y migración del magma en profundidad y ayudaría a mejorar los pronósticos sobre nueva actividad volcánica que se produzca en el volcán.

- Cartografía y modelos digitales. Los resultados de esta tesis indican que la parte central y occidental de la isla de El Hierro creció entre los años 2012 y 2014 hasta 275 mm. Por tanto, la isla debería volver a ser objeto de estudio para la nueva cartografía de detalle y modelos digitales de la misma.

6.2. Conclusions

The 2011-2014 volcanic activity at El Hierro (Canary Islands) was characterized by a submarine eruption and the emplacement of multiple magmatic intrusions beneath the volcano. The high rates of ground deformation and the detected seismic swarms confirmed magma transport and accumulation at depth.

The first intrusion started in mid-July 2011 and culminated three months later in a four-month-long submarine eruption less than 2 km off the south coast of the island. Subsequently, between four months and two years after the eruption, six magmatic intrusions were recorded at depth. The longest intrusions, each lasting ~20 days, occurred in June-July 2012 and March-April 2013. The shortest intrusions lasted less than a week and occurred in September 2012, January 2013, December 2013, and March 2014. However, none of these post-eruptive episodes culminated in an eruption.

From the geodetic study carried out in this PhD thesis on the six post-eruptive intrusions that occurred on El Hierro between June 2012 and March 2014, the following conclusions can be drawn:

- GNSS and InSAR satellite geodetic techniques have allowed the quantification, with centimeter precision, of the spatial and temporal evolution of the ground displacements that occurred on El Hierro Island during each intrusive episode.
 - InSAR data, obtained from the differential interferometric processing of 44 SAR images acquired by the Canadian RADARSAT-2 satellite and the Italian COSMO-SkyMed satellite constellation, in both ascending and descending orbits, have provided high spatial density of LOS observations (in the radar line-of-sight direction) of practically the entire surface of the island, which would have been impossible to obtain with classical geodetic techniques. These data have made it possible to determine the total accumulated ground deformation during each intrusive episode. The application of PS and SB time series methods has improved the spatial coverage of the observations. However, the limitation of the SAR image quota has conditioned the accuracy of the results. The use of a larger number of SAR scenes, obtained with different observation geometries and in ascending and descending satellite orbits over the island, would increase the precision of the ground displacements and allow their calculation in the three dimensions of space.

- Daily GNSS data, obtained at ten continuous stations spread throughout the island, have provided large temporal coverage, with high spatial precision, of the three-dimensional ground displacements, which have allowed the constraint of both the spatial and temporal evolution of the intrusions at depth.
- The main difficulty encountered in processing the InSAR and GNSS observations has been the elimination of the atmospheric component of the geodetic signals, being this component the major contributor to the error in our geodetic data.
- The results obtained reveal that the terrain of El Hierro rose more than 20 mm and displaced horizontally more than 7 mm during each of the post-eruptive episodes. In total, between June 2012 and March 2014, the ground surface of the island displaced horizontally more than 65 mm and elevated more than 80 mm, recording ~274 mm of uplift of the southwestern part of the island.
- The joint inversion of the GNSS and InSAR geodetic observations using a Bayesian approach has made it possible to infer the main characteristics of the deformation sources and estimate their uncertainties.
 - The analytical mathematical models of a spherical source (McTigue, 1987; Mogi, 1958), a prolate spheroid (Yang et al., 1988), a penny-shaped crack (Fialko et al., 2001a) and a rectangular dislocation (Okada, 1985; Okada, 1992) have been used to model the magmatic intrusions. By minimizing the difference between the observed ground deformations and those predicted by these models at the surface, the location, volume increase or magma flow rate of each of the intrusions have been inferred, as well as their evolution in space and time.
 - Modeling deep intrusions on El Hierro is an inherently difficult process since the geodetic observations are limited by the size and geometry of the island and only cover a small part of the entire terrain that actually deforms (since much of the deformation takes place on the seafloor). Furthermore, the simplification and assumptions of the source models, and the consideration of a homogeneous and isotropic half-space condition the results obtained.
 - The use of a statistical parameter such as the weighted residual sum of squares has not been decisive in resolving the geometry of the intrusions. However, all models, regardless of their geometry, infer similar volume increments during each episode.
 - Horizontal sources are located around 13-16 km, ~3-4 km deeper than spherical sources, and ~3 km shallower than seismicity.

- Results infer magmatic intrusions, of several km² in extent and ~1-2 m deep, emplaced at different locations beneath El Hierro Island with initial magma flow rates of ~300 m³/s that decayed exponentially with time.
 - During the longest episodes, lasting almost 3 week, occurring in June-July 2012 and March-April 2013, magma volumes of >120 ×10⁶ m³ are inferred, with 80% intruded during the first week, and a pressure center of deformation migrating laterally from the center of the island outward (>4 km to the southwest at a nearly constant depth during the June-July 2012 intrusion, and ~7 km to the west of the island, ascending to shallower depths during the first week, during the March-April 2013 intrusion).
 - During the four shorter episodes, less than a week long, which took place in September 2012, January 2013, December 2013 and March 2014, magmatic intrusions of ~(24-44) × 10⁶ m³ are inferred.
 - In total, the post-eruptive intrusions produced a total volume increase of ~388 × 10⁶ m³ beneath the island. This volume is comparable to the volume of material emitted during the 2011-2012 submarine eruption, revealing the importance of the post-eruptive intrusions in the overall El Hierro volcanic episode.
 - This volume has caused the island to grow in a short space of time, ~2 years, compared to the subaerial age of the island estimated at 1.12 Ma.
- Deformation source models help to describe the transport and storage of magma at depth and understand how an intraplate volcanic island such El Hierro grows and evolves through repeated magmatic intrusions emplaced at depth.
 - Pulses of magma, probably coming from a pressurized source located in the mantle beneath the center of the island, ascended and were trapped at a depth of ~13-16 km.
 - The presence of a discontinuity, probably the boundary between the lower crust and the upper mantle, and the local and regional stress field of the island could have conditioned the path followed by the magma. Each intrusion may also have increased the compressive stresses in the area, conditioning the path followed by the magma during the subsequent intrusions.
 - Initial magma flow rates of ~300 m³/s were not sufficient to overcome this barrier and ascend to the surface. These flow rates decreased exponentially over time and only when the magma flow was prolonged for several days, the intrusions migrated laterally from the

center of the island outward possibly in the form of sills, with lateral extents much greater than their thicknesses.

- These findings are in agreement with the seismic data recorded on El Hierro and both seismicity and ground deformation were produced by the same mechanism of advancing magmatic intrusions at depth.
 - Only the first of the seven intrusions detected on El Hierro between 2011 and 2014 reached the surface after an unrest period of three months. In order to estimate whether magma will reach the surface, parameters such as the stress field of the island are needed. However, these parameters are still poorly known, which makes accurate prediction of these episodes difficult.
 - Post-eruptive intrusions, despite recorded ground deformations or inferred volumes, are a clear example that not all ground deformation measurements are precursors to an eruption and that not all volcanoes immediately return to a quiescent state after an eruption.
 - El Hierro grew both by the accumulation of lava and pyroclastic products emitted during the eruption and by the magmatic intrusions installed at depth in short periods of time, which have formed a set of intrusions beneath the volcano that have caused the magma storage and transport system on the island increasingly complex and evolving.
- Knowing the magmatic system of volcanoes, including the existing volumes of accumulated magma, and detecting the supply, storage, migration and ascent of magma at depth, particularly from the deformations that occur in the terrain, is essential to forecast the volcanic activity of a volcano and to improve the assessment of volcanic hazards and associated risks.
 - These results will help in the future to analyze new magmatic activity that will undoubtedly be detected again on El Hierro.

Finally, to deepen our understanding of these intrusive processes, the following lines of research are suggested:

- Tropospheric corrections. The application of more detailed corrections in geodetic signals to separate the atmospheric component, mainly related to the troposphere, from the component related to the ground deformation is important to further refine the ground displacements, quantify their errors, and improve the location and volume of the intrusions causing the surface deformations.

- Numerical Methods. The application of numerical methods such as the finite element method would allow the incorporation of rheological or structural information of the island, such as its topography, bathymetry, heterogeneities, anisotropies or viscoelastic properties, and would improve the location and characteristics of the deformation sources. In addition, these methods could provide information on discrepancies between seismicity and geodetic models of deformation sources.
- Stress field modeling. Further studies are needed to determine the forces and conditions that control the displacement of intrusions at depth and that cause some intrusions to culminate in an eruption and others not. The study of the changes produced by the intrusions in the stress field of the medium could reveal information about the evolution of the intrusions, predict their movement and direction, determine whether they would reach the surface, as well as their relationship with the observed seismicity.
- Multiphysics models. This type of models uses the quantitative combination of all available data to model magmatic processes, including geological, geochemical, geophysical, petrological, geomagnetic, geodynamic or gravimetric data among others. Volcanology is a multidisciplinary science and each data set provides information on certain characteristics of the processes occurring at depth. The use of these models would improve the knowledge of the magmatic system of the volcano and the dynamics and migration of magma at depth, and would help improve forecasts of new volcanic activity occurring at the volcano.
- Cartography and digital models. The results of this thesis indicate that the central and western part of the island of El Hierro grew between 2012 and 2014 up to 275 mm as a result of intrusions emplaced at depth beneath the volcano. Therefore, the island should be studied again for new detailed mapping and digital models.

Referencias

- Acosta, J., Uchupi, E., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M. and Grp, Z.E.E.W., 2003a. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Researches*, 24(1-2): 1-40.
- Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Llanes, P., Ballesteros, M. and Grp, Z.E.E.W., 2003b. Comparison of volcanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii. *Marine Geophysical Researches*, 24(1-2): 59-90.
- Agústsdóttir, T., Woods, J., Greenfield, T., Green, R.G., White, R.S., Winder, T., Brandsdóttir, B., Steinthorsson, S. and Soosalu, H., 2016. Strike-slip faulting during the 2014 Bárðarbunga-Holuhraun dike intrusion, central Iceland. *Geophysical Research Letters*, 43(4): 1495-1503.
- Albert, H., Costa, F. and Martí, J., 2015. Timing of Magmatic Processes and Unrest Associated with Mafic Historical Monogenetic Eruptions in Tenerife Island. *Journal of Petrology*, 56(10): 1945-1965.
- Albert, H., Costa, F. and Martí, J., 2016. Years to weeks of seismic unrest and magmatic intrusions precede monogenetic eruptions. *Geology*.
- Altamimi, Z., Collilieux, X. and Metivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8): 457-473.
- Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H. and Segall, P., 2000. Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, 407(6807): 993-996.
- Ancochea, E., Hernan, F., Huertas, M.J., Brandle, J.L. and Herrera, R., 2006. A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(4): 271-293.
- Anderson, E., 1939. XVII.—The Dynamics of Sheet Intrusion. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 58: 242-251.
- Anderson, K. and Segall, P., 2013. Bayesian inversion of data from effusive volcanic eruptions using physics-based models: Application to Mount St. Helens 2004-2008. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(5): 2017-2037.
- Anderson, K.R. and Poland, M.P., 2016. Bayesian estimation of magma supply, storage, and eruption rates using a multiphysical volcano model: Kilauea Volcano, 2000-2012. *Earth and Planetary Science Letters*, 447: 161-171.
- Anguita, F. and Hernan, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 1-26.
- Araña, V. and Ortiz, R., 1991. The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamic framework, Magmatism in extensional structural settings. Springer, pp. 209-249.
- Arnadóttir, T., Segall, P. and Matthews, M., 1992. Resolving the discrepancy between geodetic and seismic fault models for the 1989 Loma Prieta, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(5): 2248-2255.
- Ayele, A., Keir, D., Ebinger, C., Wright, T.J., Stuart, G.W., Buck, W.R., Jacques, E., Ogubazghi, G. and Sholan, J., 2009. September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression). *Geophysical Research Letters*, 36.
- Bagnardi, M., Amelung, F. and Poland, M.P., 2013. A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galapagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 377: 358-366.

- Bagnardi, M. and Hooper, A., 2018. Inversion of Surface Deformation Data for Rapid Estimates of Source Parameters and Uncertainties: A Bayesian Approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(7): 2194-2211.
- Baker, S. and Amelung, F., 2012. Top-down inflation and deflation at the summit of Kilauea Volcano, Hawai'i observed with InSAR. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 117.
- Bamler, R. and Hartl, P., 1998. Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14(4): R1-R54.
- Banda, E., Danobeitia, J.J., Surinach, E. and Ansgore, J., 1981. Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(1): 11-24.
- Barnett, Z.A. and Gudmundsson, A., 2014. Numerical modelling of dykes deflected into sills to form a magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 281: 1-11.
- Battaglia, M., Alpala, J., Alpala, R., Angarita, M., Arcos, D., Euillades, L., Euillades, P., Muller, C. and Narváez, L., 2019. Monitoring Volcanic Deformation.
- Battaglia, M., Cervelli, P.F. and Murray, J.R., 2013a. dMODELS: A MATLAB software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254: 1-4.
- Battaglia, M., Cervelli, P.F. and Murray, J.R., 2013b. Modeling Crustal Deformation Near Active Faults and Volcanic Centers--a Catalog of Deformation Models. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Battaglia, M. and Hill, D.P., 2009. Analytical modeling of gravity changes and crustal deformation at volcanoes: The Long Valley caldera, California, case study. *Tectonophysics*, 471(1-2): 45-57.
- Battaglia, M., Troise, C., Obrizzo, F., Pingue, F. and De Natale, G., 2006. Evidence for fluid migration as the source of deformation at Campi Flegrei caldera (Italy). *Geophysical Research Letters*, 33(1): 4.
- Becerril, L., Bartolini, S., Sobradelo, R., Marti, J., Morales, J.M. and Galindo, I., 2014. Long-term volcanic hazard assessment on El Hierro (Canary Islands). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(7): 1853-1870.
- Becerril, L., Galindo, I., Marti, J. and Gudmundsson, A., 2015. Three-armed rifts or masked radial pattern of eruptive fissures? The intriguing case of El Hierro volcano (Canary Islands). *Tectonophysics*, 647: 33-47.
- Becerril, L., Ubide, T., Sudo, M., Marti, J., Galindo, I., Gale, C., Morales, J.M., Yepes, J. and Lago, M., 2016. Geochronological constraints on the evolution of El Hierro (Canary Islands). *Journal of African Earth Sciences*, 113: 88-94.
- Bekaert, D.P.S., Hooper, A. and Wright, T.J., 2015a. A spatially variable power law tropospheric correction technique for InSAR data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 120(2): 1345-1356.
- Bekaert, D.P.S., Walters, R.J., Wright, T.J., Hooper, A.J. and Parker, D.J., 2015b. Statistical comparison of InSAR tropospheric correction techniques. *Remote Sensing of Environment*, 170: 40-47.
- Benito-Saz, M.A., Parks, M.M., Sigmundsson, F., Hooper, A. and Garcia-Canada, L., 2017. Repeated magmatic intrusions at El Hierro Island following the 2011-2012 submarine eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 79-91.
- Benito-Saz, M.A., Sigmundsson, F., Charco, M., Hooper, A. and Parks, M., 2019. Magma flow rates and temporal evolution of the 2012-2014 post-eruptive intrusions at El Hierro, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. and Sansosti, E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11): 2375-2383.

- Berg, H.C., 1993. Random walks in biology. Princeton University Press.
- Biggs, J., Anthony, E.Y. and Ebinger, C.J., 2009. Multiple inflation and deflation events at Kenyan volcanoes, East African Rift. *Geology*, 37(11): 979-982.
- Biggs, J., Bastow, I.D., Keir, D. and Lewi, E., 2011. Pulses of deformation reveal frequently recurring shallow magmatic activity beneath the Main Ethiopian Rift. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.
- Biggs, J. and Pritchard, M.E., 2017. Global Volcano Monitoring: What Does It Mean When Volcanoes Deform? *Elements*, 13(1): 17-22.
- Bilich, A., Mader, G.L. and Ion, 2010. GNSS Absolute Antenna Calibration at the National Geodetic Survey, 23rd International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute-of-Navigation (ION GNSS-2010). Institute of Navigation Satellite Division Proceedings of the International Technical Meeting, Portland, OR, pp. 1369-1377.
- Blahut, J., Mitrovic-Woodell, I., Baron, I., Rene, M., Rowberry, M., Blard, P.H., Hartvich, F., Balek, J. and Meletlidis, S., 2020. Volcanic edifice slip events recorded on the fault plane of the San Andres Landslide, El Hierro, Canary Islands. *Tectonophysics*, 776: 14.
- Blanco-Montenegro, I., Nicolosi, I., Pignatelli, A. and Chiappini, M., 2008. Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 173(1): 339-350.
- Bock, Y. and Melgar, D., 2016. Physical applications of GPS geodesy: a review. *Reports on Progress in Physics*, 79(10).
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P. and Schuh, H., 2006. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7).
- Bonaccorso, A., Linde, A., Currenti, G., Sacks, S. and Sicali, A., 2016. The borehole dilatometer network of Mount Etna: A powerful tool to detect and infer volcano dynamics. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 121(6): 4655-4669.
- Bonnin, M., Nolet, G., Villasenor, A., Gallart, J. and Thomas, C., 2014. Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. *Geophysical Journal International*, 198(3): 1458-1473.
- Bosshard, E. and Macfarlane, D.J., 1970. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 75(26): 4901-4918.
- Brcic, R., Parizzi, A., Eineder, M., Bamler, R., Meyer, F. and Ieee, 2010. Estimation and compensation of ionospheric delay for SAR interferometry. 2010 Ieee International Geoscience and Remote Sensing Symposium: 2908-2911.
- Buck, W.R., Einarsson, P. and Brandsdottir, B., 2006. Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975-1984 Krafla rifting episode. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B12).
- Burgmann, R., Rosen, P.A. and Fielding, E.J., 2000. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 169-209.
- Cao, Y., Li, Z., Wei, J., Hu, J., Duan, M. and Feng, G., 2018. Stochastic modeling for time series InSAR: with emphasis on atmospheric effects. *Journal of Geodesy*, 92(2): 185-204.
- Carbo, A., Munoz-Martin, A., Llanes, P., Alvarez, J. and Grp, E.E.Z.W., 2003. Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. *Marine Geophysical Research*, 24(1-2): 113-127.

- Caricchi, L., Annen, C., Blundy, J., Simpson, G. and Pinel, V., 2014. Frequency and magnitude of volcanic eruptions controlled by magma injection and buoyancy. *Nature Geoscience*, 7(2): 126-130.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3): 225-241.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1): 1-19.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Badiola, E.R., Canas, J.A. and Torrado, F.J.P., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: The Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5): 591-604.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. and Torrado, F.J.P., 1999. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4): 169-190.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F., Rodríguez González, A., Soler, V., Turiel Fernández, J.L., Troll, V.R. and Wiesmaier, S., 2012. The 2011 submarine volcanic eruption in El Hierro (Canary Islands). *Geology Today*, 28(2): 53--58.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., de la Nuez, J. and Pérez Torrado, F.J., 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. 57(5-6): 175–273.
- Carracedo, J.C., Troll, V.R., Zaczek, K., Rodríguez-González, A., Soler, V. and Deegan, F.M., 2015. The 2011–2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Islands: New lessons in oceanic island growth and volcanic crisis management. *Earth-Science Reviews*, 150: 168 - 200.
- Carrara, W.G., 1995. Soptlight Synthetic Aperture Radar. *Signal Processing Algorithms*.
- Cashman, K.V. and Sparks, R.S.J., 2013. How volcanoes work: A 25 year perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 125(5-6): 664-690.
- Cattania, C., Rivalta, E., Hainzl, S., Passarelli, L. and Aoki, Y., 2017. A nonplanar slow rupture episode during the 2000 Miyakejima dike intrusion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 122(3): 2054-2068.
- Cavalié, O., Doin, M.P., Lasserre, C. and Briole, P., 2007. Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B3).
- Cervelli, P., Murray, M.H., Segall, P., Aoki, Y. and Kato, T., 2001. Estimating source parameters from deformation data, with an application to the March 1997 earthquake swarm off the Izu Peninsula, Japan. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B6): 11217-11237.
- Chadwick, W.W., Paduan, J.B., Clague, D.A., Dreyer, B.M., Merle, S.G., Bobbitt, A.M., Caress, D.W., Philip, B.T., Kelley, D.S. and Nooner, S.L., 2016. Voluminous eruption from a zoned magma body after an increase in supply rate at Axial Seamount. *Geophysical Research Letters*, 43(23): 12063-12070.
- Chang, W.L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M. and Puskas, C.M., 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006. *Science*, 318(5852): 952-956.
- Chaussard, E. and Amelung, F., 2012. Precursory inflation of shallow magma reservoirs at west Sunda volcanoes detected by InSAR. *Geophysical Research Letters*, 39: 6.
- Chaussard, E. and Amelung, F., 2014. Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15(4): 1407-1418.
- Chen, C.W. and Zebker, H.A., 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8): 1709-1719.

- Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernan, F., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Deteran, J.R.D. and Cendrero, A., 1992. Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4): 251-274.
- Crosetto, M., Castillo, M. and Arbiol, R., 2003. Urban subsidence monitoring using radar interferometry: Algorithms and validation. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 69(7): 775-783.
- Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., Devanthery, N. and Crippa, B., 2016. Persistent scatterer interferometry: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115: 78-89.
- Cumming, I.G. and Wong, F.H., 2005. Digital processing of synthetic aperture radar data. Artech house, 1(3).
- Curlander, J.C. and McDonough, R.N., 1991. Synthetic aperture radar. Wiley, New York.
- Curran, P.J., 1988. The semivariogram in Remote-Sensing - An Introduction. *Remote Sensing of Environment*, 24(3): 493-507.
- Currenti, G., Del Negro, C. and Nunnari, G., 2005. Inverse modelling of volcanomagnetic fields using a genetic algorithm technique. *Geophysical Journal International*, 163(1): 403-418.
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P. and Fridez, P. (Editors), 2015. Bernese GNSS Software Version 5.2. User manual. Astronomical Institute, University of Bern, Bern Open Publishing.
- Dahm, T., 2000. On the shape and velocity of fluid-filled fractures in the Earth. *Geophysical Journal International*, 142(1): 181-192.
- Darias y Padrón, D.V., 1929. Noticias generales históricas sobre la isla de El Hierro. Imprenta Curbelo, La Laguna de Tenerife, pp. 497,.
- Davis, P.M., 1983. Surface deformation associated with a dipping hydrofracture. *Journal of Geophysical Research*, 88(NB7): 5826-5834.
- Davis, P.M., 1986. Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91(B7): 7429-7438.
- Dañobeitia, J., 1980. Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción, Ph. D. Thesis.
- de la Nuez Pestana, J., 2012. La erupción submarina de La Restinga (El Hierro). *Boletín de la Real Sociedad Económica de Amigos del País de Tenerife*(1): 47-76.
- de Puelles, M.L.F., Gaza, M., Cabanellas-Reboredo, M., Gonzalez-Vega, A., Herrera, I., Presas-Navarro, C., Arrieta, J.M. and Fraile-Nuez, E., 2021. Abundance and Structure of the Zooplankton Community During a Post-eruptive Process: The Case of the Submarine Volcano Tagoro (El Hierro; Canary Islands), 2013-2018. *Frontiers in Marine Science*, 8.
- Decriem, J., Arnadottir, T., Hooper, A., Geirsson, H., Sigmundsson, F., Keiding, M., Ofeigsson, B.G., Hreinsdottir, S., Einarsson, P., LaFemina, P. and Bennett, R.A., 2010. The 2008 May 29 earthquake doublet in SW Iceland. *Geophysical Journal International*, 181(2): 1128-1146.
- del Fresno, C., 2016. Determinación de la fuente sísmica a distancias regionales: aplicación a la serie de El Hierro 2011. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Físicas.
- del Fresno, C., Domínguez Cerdeña, I., Cesca, S. and Buforn, E., 2015. The 8 October 2011 Earthquake at El Hierro (M-w 4.0): Focal Mechanisms of the Mainshock and Its Foreshocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(1): 330-340.

- Del Moro, S., Di Roberto, A., Meletlidis, S., Pompilio, M., Bertagnini, A., Agostini, S., Ridolfi, F. and Renzulli, A., 2015. Xenopumice erupted on 15 October 2011 offshore of El Hierro (Canary Islands): a subvolcanic snapshot of magmatic, hydrothermal and pyrometamorphic processes. *Bulletin of Volcanology*, 77(6): 19.
- Delaney, P.T. and McTigue, D.F., 1994. VOLUME OF MAGMA ACCUMULATION OR WITHDRAWAL ESTIMATED FROM SURFACE UPLIFT OR SUBSIDENCE, WITH APPLICATION TO THE 1960 COLLAPSE OF KILAUEA VOLCANO. *Bulletin of Volcanology*, 56(6-7): 417-424.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.
- Derrien, A., Villeneuve, N., Peltier, A. and Beauducel, F., 2015. Retrieving 65 years of volcano summit deformation from multitemporal structure from motion: The case of Piton de la Fournaise (La Reunion Island). *Geophysical Research Letters*, 42(17): 6959-6966.
- Desissa, M., Johnson, N.E., Whaler, K.A., Hautot, S., Fisseha, S. and Dawes, G.J.K., 2013. A mantle magma reservoir beneath an incipient mid-ocean ridge in Afar, Ethiopia. *Nature Geoscience*, 6(10): 861-865.
- DiCiccio, T.J. and Efron, B., 1996. Bootstrap confidence intervals. *Statistical Science*, 11(3): 189-212.
- Dieterich, J.H. and Decker, R.W., 1975. Finite-Element Modeling of Surface Deformation Associated with Volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 80(29): 4094-4102.
- Dixon, T.H., 1991. An introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Reviews of Geophysics*, 29(2): 249-276.
- Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C. and Moreno, A.G., 2014. Seismicity Patterns Prior to the 2011 El Hierro Eruption. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1): 567-575.
- Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., Benito-Saz, M.A., del Fresno, C., Lamolda, H., Pereda de Pablo, J. and Sánchez Sanz, C., 2018. On the relation between ground surface deformation and seismicity during the 2012–2014 successive magmatic intrusions at El Hierro Island. *Tectonophysics*, 744: 422-437.
- Dow, J.M., Neilan, R.E. and Rizos, C., 2009. The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy*, 83(3-4): 191-198.
- Drouin, V., Sigmundsson, F., Verhagen, S., Ofeigsson, B.G., Spaans, K. and Hreinsdottir, S., 2017. Deformation at Krafla and Bjarnarflag geothermal areas, Northern Volcanic Zone of Iceland, 1993-2015. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 92-105.
- Dumont, S., Sigmundsson, F., Parks, M.M., Drouin, V.J.P., Pedersen, G.B.M., Jonsdottir, I., Hoskuldsson, A., Hooper, A., Spaans, K., Bagnardi, M., Gudmundsson, M.T., Barsotti, S., Jonsdottir, K., Hognadottir, T., Magnusson, E., Hjartardottir, A.R., Durig, T., Rossi, C. and Oddsson, B., 2018. Integration of SAR Data Into Monitoring of the 2014-2015 Holuhraun Eruption, Iceland: Contribution of the Icelandic Volcanoes Supersite and the FutureVolc Projects. *Frontiers in Earth Science*, 6: 19.
- Duputel, Z., Agram, P.S., Simons, M., Minson, S.E. and Beck, J.L., 2014. Accounting for prediction uncertainty when inferring subsurface fault slip. *Geophysical Journal International*, 197(1): 464-482.
- Dvorak, J.J. and Dzurisin, D., 1997. Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Reviews of Geophysics*, 35(3): 343-384.
- Dvorak, J.J. and Okamura, A.T., 1987. A hydraulic model to explain variations in summit tilt rate at Kilauea and Mauna Loa volcanoes. *US Geol. Surv. Prof. Pap*, 1350(2): 1281-1296.
- Dzurisin, D., 2003. A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. *Reviews of Geophysics*, 41(1): 29.

- Dzurisin, D., 2006. Volcano deformation: new geodetic monitoring techniques. Springer Science & Business Media.
- Dzurisin, D., Lisowski, M. and Wicks, C.W., 2009. Continuing inflation at Three Sisters volcanic center, central Oregon Cascade Range, USA, from GPS, leveling, and InSAR observations. *Bulletin of Volcanology*, 71(10): 1091-1110.
- Dzurisin, D., Lisowski, M., Wicks, C.W., Poland, M.P. and Endo, E.T., 2006. Geodetic observations and modeling of magmatic inflation at the Three Sisters volcanic center, central Oregon Cascade Range, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3): 35-54.
- Dzurisin, D., Moran, S.C., Lisowski, M., Schilling, S.P., Anderson, K.R. and Werner, C., 2015. The 2004-2008 dome-building eruption at Mount St. Helens, Washington: epilogue. *Bulletin of Volcanology*, 77(10): 17.
- Díaz Suárez, E., Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C., Galván Fraile, J. and Medina Hernández, J., 2019. Automatic detection system tested in the 2011 pre-eruptive unrest of El Hierro eruption, AGU Fall Meeting Abstracts, pp. V51J-0235.
- Díaz-Moreno, A., Ibanez, J.M., De Angelis, S., Garcia-Yeguas, A., Prudencio, J., Morales, J., Tuve, T. and Garcia, L., 2015. Seismic hydraulic fracture migration originated by successive deep magma pulses: The 2011-2013 seismic series associated to the volcanic activity of El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 120(11): 7749-7770.
- Ebinger, C., Ayele, A., Keir, D., Rowland, J., Yirgu, G., Wright, T., Belachew, M. and Hamling, I., 2010. Length and Timescales of Rift Faulting and Magma Intrusion: The Afar Rifting Cycle from 2005 to Present. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol 38, 38: 439-466.
- Ebmeier, S., Andrews, B., Araya, M., Arnold, D., Biggs, J., Cooper, C., Cottrell, E., Furtney, M., Hickey, J. and Jay, J., 2018. Synthesis of global satellite observations of magmatic and volcanic deformation: implications for volcano monitoring & the lateral extent of magmatic domains. *Journal of Applied Volcanology*, 7(1): 2.
- Ebmeier, S.K., 2016. Application of independent component analysis to multitemporal InSAR data with volcanic case studies. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 121(12): 8970-8986.
- Efron, B., 1979. 1977 Rietz Lecture - Bootstrap Methods - Another look at the Jackknife. *Annals of Statistics*, 7(1): 1-26.
- Efron, B., 1987. Better Bootstrap Confidence-Intervals. *Journal of the American Statistical Association*, 82(397): 171-185.
- Efron, B. and Gong, G., 1983. A leisurely look at the Bootstrap, the Jackknife, and cross-validation. *American Statistician*, 37(1): 36-48.
- Efron, B. and Tibshirani, R., 1986. Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy. *Statistical science*: 54-75.
- Efron, B., Tibshirani, R., Storey, J.D. and Tusher, V., 2001. Empirical Bayes analysis of a microarray experiment. *Journal of the American Statistical Association*, 96(456): 1151-1160.
- Efron, B. and Tibshirani, R.J., 1994. An introduction to the bootstrap. CRC press.
- Eibl, E.P.S., Bean, C.J., Vogfjord, K.S., Ying, Y.Z., Lokmer, I., Mollho, M., O'Brien, G.S. and Palsson, F., 2017. Tremor-rich shallow dyke formation followed by silent magma flow at Bardarbunga in Iceland. *Nature Geoscience*, 10(4): 299-+.
- Elliott, J.R., Biggs, J., Parsons, B. and Wright, T.J., 2008. InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays. *Geophysical Research Letters*, 35(12): 5.

- Eshelby, J.D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proceedings of the Royal Society of London Series a-Mathematical and Physical Sciences*, 241(1226): 376-396.
- Fernandez, J., Pepe, A., Poland, M.P. and Sigmundsson, F., 2017. Volcano Geodesy: Recent developments and future challenges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 1-12.
- Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F. and Rucci, A., 2011. A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9): 3460-3470.
- Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 39(1): 8-20.
- Fialko, Y., Khazan, Y. and Simons, M., 2001a. Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophysical Journal International*, 146(1): 181-190.
- Fialko, Y., Simons, M. and Khazan, Y., 2001b. Finite source modelling of magmatic unrest in Socorro, New Mexico, and Long Valley, California. *Geophysical Journal International*, 146(1): 191-200.
- Foody, G.M. and Atkinson, P.M., 2003. *Uncertainty in remote sensing and GIS*. John Wiley & Sons.
- Fournier, T.J., Pritchard, M.E. and Riddick, S.N., 2010. Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.
- Fraile-Nuez, E., González-Dávila, M., Santana-Casiano, J.M., Arístegui, J., Alonso-González, I.J., Hernández-León, S., Blanco, M.J., Rodríguez-Santana, A., Hernández-Guerra, A., Gelado-Caballero, M.D., Eugenio, F., Marcello, J., de Armas, D., Domínguez-Yanes, J.F., Montero, M.F., Laetsch, D.R., Vélez-Belchí, P., Ramos, A., Ariza, A.V., Comas-Rodríguez, I. and Benítez-Barrios, V.M., 2012. The submarine volcano eruption at the island of El Hierro: physical-chemical perturbation and biological response. *Scientific Reports*, 2(486): 1.
- Fraile-Nuez, E., Santana-Casiano, J.M., Gonzalez-Davila, M., Vazquez, J.T., Fernandez-Salas, L.M., Sanchez-Guillamon, O., Palomino, D. and Presas-Navarro, C., 2018. Cyclic Behavior Associated with the Degassing Process at the Shallow Submarine Volcano Tagoro, Canary Islands, Spain. *Geosciences*, 8(12).
- Franceschetti, G. and Lanari, R., 1999. *Synthetic aperture radar processing*. CRC press.
- Fuhrmann, T. and Garthwaite, M.C., 2019. Resolving Three-Dimensional Surface Motion with InSAR: Constraints from Multi-Geometry Data Fusion. *Remote Sensing*, 11(3).
- Fukuda, J. and Johnson, K.M., 2008. A fully Bayesian inversion for spatial distribution of fault slip with objective smoothing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(3): 1128-1146.
- Fukuda, J. and Johnson, K.M., 2010. Mixed linear-non-linear inversion of crustal deformation data: Bayesian inference of model, weighting and regularization parameters. *Geophysical Journal International*, 181(3): 1441-1458.
- Fullea, J., Camacho, A.G., Negredo, A.M. and Fernandez, J., 2015. The Canary Islands hot spot: New insights from 3D coupled geophysical-petrological modelling of the lithosphere and uppermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 71-88.
- Furtney, M.A., Pritchard, M.E., Biggs, J., Carn, S.A., Ebmeier, S.K., Jay, J.A., Kilbride, B.T.M. and Reath, K.A., 2018. Synthesizing multi-sensor, multi-satellite, multi-decadal datasets for global volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 365: 38-56.
- Garcia-Davis, S., Reyes, C.P., Lagunes, I., Padron, J.M., Fraile-Nuez, E., Fernandez, J.J. and Diaz-Marrero, A.R., 2021. Bioprospecting Antiproliferative Marine Microbiota From Submarine Volcano Tagoro. *Frontiers in Marine Science*, 8.

- García, A., Fernández-Ros, A., Berrocoso, M., Marrero, J.M., Prates, G., De la Cruz-Reyna, S. and Ortiz, R., 2014. Magma displacements under insular volcanic fields, applications to eruption forecasting: El Hierro, Canary Islands, 2011-2013. *Geophysical Journal International*, 197(1): 322-334.
- García-Cañada, L., 2016. Análisis de series temporales en estaciones permanentes GPS, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Matemáticas.
- García-Yeguas, A., Ibáñez, J.M., Koulakov, I., Jakovlev, A., Romero-Ruiz, M.C. and Prudencio, J., 2014. Seismic tomography model reveals mantle magma sources of recent volcanic activity at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). *Geophysical Journal International*, 199(3): 1739-1750.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B. and Mitchell, N.C., 2001a. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(1-2): 107-119.
- Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G. and Mitchell, N.C., 2001b. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Marine Geology*, 177(3-4): 271-293.
- Geist, D.J., Harpp, K.S., Naumann, T.R., Poland, M., Chadwick, W.W., Hall, M. and Rader, E., 2008. The 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galapagos, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70(6): 655-673.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., van der Bogaard, P., Duggen, S. and Werner, R., 2005. New Ar-40/Ar-39 age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2): 85-101.
- Gelfand, A.E. and Smith, A.F.M., 1990. Sampling-based approaches to calculating marginal densities. *Journal of the American Statistical Association*, 85(410): 398-409.
- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T. and Nakada, S., 2002. Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 64(1): 55-68.
- Geyer, A., Marti, J. and Villasenor, A., 2016. First-order estimate of the Canary Islands plate-scale stress field: Implications for volcanic hazard assessment. *Tectonophysics*, 679: 125-139.
- Gill, P.E., Murray, W., Saunders, M.A. and Wright, M.H., 1989. Chapter III Constrained nonlinear programming. *Handbooks in Operations Research and Management Science*, 1: 171-210.
- Goldstein, R.M., Zebker, H.A. and Werner, C.L., 1988. Satellite radar interferometry - Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23(4): 713-720.
- Gomez-Letona, M., Aristegui, J., Ramos, A.G., Montero, M.F. and Coca, J., 2018. Lack of impact of the El Hierro (Canary Islands) submarine volcanic eruption on the local phytoplankton community. *Scientific Reports*, 8.
- Gonzalez, F.J., Rincon-Tomas, B., Somoza, L., Santofimia, E., Medialdea, T., Madureira, P., Lopez-Pamo, E., Hein, J.R., Marino, E., de Ignacio, C., Reyes, J., Hoppert, M. and Reitner, J., 2020. Low-temperature, shallow-water hydrothermal vent mineralization following the recent submarine eruption of Tagoro volcano (El Hierro, Canary Islands). *Marine Geology*, 430.
- Gonzalez, P.J., Tiampo, K.F., Camacho, A.G. and Fernandez, J., 2010. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4): 545-557.
- González, P.J. and Fernandez, J., 2011. Error estimation in multitemporal InSAR deformation time series, with application to Lanzarote, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 116.

- González, P.J., Samsonov, S.V., Pepe, S., Tiampo, K.F., Tizzani, P., Casu, F., Fernandez, J., Camacho, A.G. and Sansosti, E., 2013. Magma storage and migration associated with the 2011-2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(8): 4361-4377.
- Gorbatikov, A.V., Montesinos, F.G., Arnoso, J., Stepanova, M.Y., Benavent, M. and Tsukanov, A.A., 2013. New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis. *Surveys in Geophysics*, 34(4): 463-489.
- Got, J.L., Carrier, A., Marsan, D., Jouanne, F., Vogfjord, K. and Villemin, T., 2017. An analysis of the nonlinear magma-edifice coupling at Grimsvotn volcano (Iceland). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 122(2): 826-843.
- Grandin, R., Socquet, A., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chabalier, J.B., King, G.C.P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, A. and Pinzuti, P., 2009. September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): Constraints provided by geodetic data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.
- Groves, P.D., 2013. Principles of GNSS, Inertial, and Multisensor Integrated Navigation Systems, Second Edition. Principles of Gns, Inertial, and Multisensor Integrated Navigation Systems, Second Edition: 1-776.
- Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2): 1-31.
- Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. *Tectonophysics*, 500(1-4): 50-64.
- Gudmundsson, A., Lecoer, N., Mohajeri, N. and Thordarson, T., 2014. Dike emplacement at Bardarbunga, Iceland, induces unusual stress changes, caldera deformation, and earthquakes. *Bulletin of Volcanology*, 76(10): 7.
- Gudmundsson, M.T., Jonsdottir, K., Hooper, A., Holohan, E.P., Halldorsson, S.A., Ofeigsson, B.G., Cesca, S., Vogfjord, K.S., Sigmundsson, F., Hognadottir, T., Einarsson, P., Sigmarsson, O., Jarosch, A.H., Jonasson, K., Magnusson, E., Hreinsdottir, S., Bagnardi, M., Parks, M.M., Hjorleifsdottir, V., Palsson, F., Walter, T.R., Schopfer, M.P.J., Heimann, S., Reynolds, H.I., Dumont, S., Bali, E., Gudfinnsson, G.H., Dahm, T., Roberts, M.J., Hensch, M., Belart, J.M.C., Spaans, K., Jakobsson, S., Gudmundsson, G.B., Fridriksdottir, H.M., Drouin, V., Durig, T., Adalgeirsdottir, G., Riishuus, M.S., Pedersen, G.B.M., van Boeckel, T., Oddsson, B., Pfeffer, M.A., Barsotti, S., Bergsson, B., Donovan, A., Burton, M.R. and Aiuppa, A., 2016. Gradual caldera collapse at Bardarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. *Science*, 353(6296): 8.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R. and Torrado, F.J.P., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2): 599-614.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P. and Badiola, E.R., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2): 141-155.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological society of America*, 34(4): 185-188.
- Hamling, I.J., Ayele, A., Bennati, L., Calais, E., Ebinger, C.J., Keir, D., Lewi, E., Wright, T.J. and Yirgu, G., 2009. Geodetic observations of the ongoing Dabbahu rifting episode: new dyke intrusions in 2006 and 2007. *Geophysical Journal International*, 178(2): 989-1003.
- Hamling, I.J., Hreinsdottir, S. and Fournier, N., 2015. The ups and downs of the TVZ: Geodetic observations of deformation around the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 120(6): 4667-4679.

- Hamling, I.J., Wright, T.J., Calais, E., Bennati, L. and Lewi, E., 2010. Stress transfer between thirteen successive dyke intrusions in Ethiopia. *Nature Geoscience*, 3(10): 713-717.
- Hanssen, R.F., 2001. Radar interferometry: Data interpretation and error analysis.
- Hansteen, T.H. and Troll, V.R., 2003. Oxygen isotope composition of xenoliths from the oceanic crust and volcanic edifice beneath Gran Canaria (Canary Islands): consequences for crustal contamination of ascending magmas. *Chemical Geology*, 193(3-4): 181-193.
- Hastings, W.K., 1970. Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications.
- Hegarty, C.J., 2017. The global positioning system (GPS), *Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems*. Springer, pp. 197-218.
- Heimisson, E.R., Einarsson, P., Sigmundsson, F. and Brandsdottir, B., 2015. Kilometer-scale Kaiser effect identified in Krafla volcano, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 42(19): 7958-7965.
- Henderson, S.T. and Pritchard, M.E., 2013. Decadal volcanic deformation in the Central Andes Volcanic Zone revealed by InSAR time series. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(5): 1358-1374.
- Hjaltadóttir, S., Vogfjard, K.S., Hreinsdottir, S. and Slunga, R., 2015. Reawakening of a volcano: Activity beneath Eyjafjallajokull volcano from 1991 to 2009. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304: 194-205.
- Hoernle, K., 1998. Geochemistry of Jurassic oceanic crust beneath Gran Canaria (Canary islands): Implications for crustal recycling and assimilation. *Journal of Petrology*, 39(5): 859-880.
- Hoernle, K., Zhang, Y.S. and Graham, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374(6517): 34-39.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Collins, J., 2012. *Global positioning system: theory and practice*. Springer Science & Business Media.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Wasle, E., 2007. *GNSS—global navigation satellite systems: GPS, GLONASS, Galileo, and more*. Springer Science & Business Media.
- Holcomb, R.T. and Searle, R.C., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Georesources & Geotechnology*, 10(1-2): 19-32.
- Holik, J.S., Rabinowitz, P.D. and Austin, J.A., 1991. Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic-crust off Morocco. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B7): 12039-12067.
- Hooft, E.E.E., Heath, B.A., Toomey, D.R., Paulatto, M., Papazachos, C.B., Nomikou, P., Morgan, J.V. and Warner, M.R., 2019. Seismic imaging of Santorini: Subsurface constraints on caldera collapse and present-day magma recharge. *Earth and Planetary Science Letters*, 514: 48-61.
- Hooper, A., 2006. Persistent scatter radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation. Ph.D. thesis, Stanford University.
- Hooper, A., 2008. A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, 35(16): 5.
- Hooper, A., 2010. A Statistical-Cost Approach to Unwrapping the Phase of InSAR Time Series. *Proceedings 2009 FRINGE Workshop*, Frascati, 2010. .
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K. and Arikan, M., 2012. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, 514: 1-13.
- Hooper, A., Ofeigsson, B., Sigmundsson, F., Lund, B., Einarsson, P., Geirsson, H. and Sturkell, E., 2011. Increased capture of magma in the crust promoted by ice-cap retreat in Iceland. *Nature Geoscience*, 4(11): 783-786.

- Hooper, A., Segall, P. and Zebker, H., 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo, Galapagos. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B7): 21.
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P. and Kampes, B., 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical research letters*, 31(23).
- Hu, J., Li, Z.W., Ding, X.L., Zhu, J.J., Zhang, L. and Sun, Q., 2014. Resolving three-dimensional surface displacements from InSAR measurements: A review. *Earth-Science Reviews*, 133: 1-17.
- Ibáñez, J.M., De Angelis, S., Díaz-Moreno, A., Hernández, P., Alguacil, G., Posadas, A. and Pérez, N., 2012. Insights into the 2011-2012 submarine eruption off the coast of El Hierro (Canary Islands, Spain) from statistical analyses of earthquake activity. *Geophysical Journal International*, 191(2): 659-670.
- Jakowatz, C.V., Wahl, D.E., Eichel, P.H., Ghiglia, D.C. and Thompson, P.A., 2012. *Spotlight-mode synthetic aperture radar: a signal processing approach*. Springer Science & Business Media.
- Jay, J., Costa, F., Pritchard, M., Lara, L., Singer, B. and Herrin, J., 2014. Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011-2012 Cordon Caulle silicic eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 395: 254-266.
- Jay, J.A., Delgado, F.J., Torres, J.L., Pritchard, M.E., Macedo, O. and Aguilar, V., 2015. Deformation and seismicity near Sabancaya volcano, southern Peru, from 2002 to 2015. *Geophysical Research Letters*, 42(8): 2780-2788.
- Johnson, D.J., Sigmundsson, F. and Delaney, P.T., 2000. Comment on "Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano" by P. T. Delaney and D. F. McTigue. *Bulletin of Volcanology*, 61(7): 491-493.
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.P. and Peltzer, G., 2011. Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Jonsson, S., Zebker, H., Segall, P. and Amelung, F., 2002. Fault slip distribution of the 1999 M-w 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4): 1377-1389.
- Juncu, D., Arnadóttir, T., Hooper, A. and Gunnarsson, G., 2017. Anthropogenic and natural ground deformation in the Hengill geothermal area, Iceland. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 122(1): 692-709.
- Jung, H.S., Lu, Z., Won, J.S., Poland, M.P. and Miklius, A., 2011. Mapping Three-Dimensional Surface Deformation by Combining Multiple-Aperture Interferometry and Conventional Interferometry: Application to the June 2007 Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *Ieee Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8(1): 34-38.
- Kampes, B.M., 2005. Displacement parameter estimation using permanent scatterer interferometry.
- Kampes, B.M., Hanssen, R.F. and Perski, Z., 2003. Radar interferometry with public domain tools, *Proceedings of FRINGE*, pp. 1-5.
- Kaplan, E. and Hegarty, C., 2005. *Understanding GPS: principles and applications*. Artech house.
- Kavanagh, J.L., 2018. Chapter 3 - Mechanisms of Magma Transport in the Upper Crust—Dyking. 55 - 88.
- Kavanagh, J.L., Burns, A.J., Hazim, S.H., Wood, E.P., Martin, S.A., Hignett, S. and Dennis, D.J.C., 2018. Challenging dyke ascent models using novel laboratory experiments: Implications for

- reinterpreting evidence of magma ascent and volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 354: 87-101.
- Kavanagh, J.L., Menand, T. and Sparks, R.S.J., 2006. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3-4): 799-813.
- Keir, D., Hamling, I.J., Ayele, A., Calais, E., Ebinger, C., Wright, T.J., Jacques, E., Mohamed, K., Hammond, J.O.S., Belachew, M., Baker, E., Rowland, J.V., Lewi, E. and Bennati, L., 2009. Evidence for focused magmatic accretion at segment centers from lateral dike injections captured beneath the Red Sea rift in Afar. *Geology*, 37(1): 59-62.
- Ketelaar, V.G., 2009. *Satellite radar interferometry: Subsidence monitoring techniques*. Springer Science & Business Media.
- Kilbride, B.M., Edmonds, M. and Biggs, J., 2016. Observing eruptions of gas-rich compressible magmas from space. *Nature Communications*, 7.
- Kilburn, C.R.J., De Natale, G. and Carlino, S., 2017. Progressive approach to eruption at Campi Flegrei caldera in southern Italy. *Nature Communications*, 8: 8.
- Klügel, A., Hansteen, T.H. and Galipp, K., 2005. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja Volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2): 211-226.
- Klügel, A., Longpré, M.A., García-Cañada, L. and Stix, J., 2015. Deep intrusions, lateral magma transport and related uplift at ocean island volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 431: 140 - 149.
- Kouba, J., 2009. *A guide to using International GNSS Service (IGS) products*.
- Lamolda, H., Felpeto, A. and Bethencourt, A., 2017. Time lag between deformation and seismicity along monogenetic volcanic unrest periods: The case of El Hierro Island (Canary Islands). *Geophysical Research Letters*, 44(13): 6771-6777.
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M. and Pepe, A., 2007. An overview of the small BASeline subset algorithm: A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 164(4): 637-661.
- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorqui, J.J., Berardino, P. and Sansosti, E., 2004. A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(7): 1377-1386.
- Larson, K.M., Bilich, A. and Axelrad, P., 2007. Improving the precision of high-rate GPS. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B5).
- Lauknes, T.R., 2011. InSAR Tropospheric Stratification Delays: Correction Using a Small Baseline Approach. *Ieee Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8(6): 1070-1074.
- Le Corvec, N., Menand, T. and Lindsay, J., 2013a. Interaction of ascending magma with pre-existing crustal fractures in monogenetic basaltic volcanism: an experimental approach. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(3): 968-984.
- Le Corvec, N., Sporli, K.B., Rowland, J. and Lindsay, J., 2013b. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124: 96-114.
- Legendre, C.P., Meier, T., Lebedev, S., Friederich, W. and Viereck-Gotte, L., 2012. A shear wave velocity model of the European upper mantle from automated inversion of seismic shear and surface waveforms. *Geophysical Journal International*, 191(1): 282-304.
- Leick, A., Rapoport, L. and Tatarnikov, D., 2015. *GPS Satellite Surveying*, 4th Edition. Gps Satellite Surveying, 4th Edition: 1-807.

- Lengline, O., Marsan, D., Got, J.L., Pinel, V., Ferrazzini, V. and Okubo, P.G., 2008. Seismicity and deformation induced by magma accumulation at three basaltic volcanoes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B12).
- Li, Z.H., Fielding, E.J., Cross, P. and Preusker, R., 2009. Advanced InSAR atmospheric correction: MERIS/MODIS combination and stacked water vapour models. *International Journal of Remote Sensing*, 30(13): 3343-3363.
- Li, Z.L., Zou, W.B., Ding, X.L., Chen, Y.Q. and Liu, G.X., 2004. A quantitative measure for the quality of INSAR interferograms based on phase differences. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 70(10): 1131-1137.
- Lin, Y., Simons, M., Hetland, E.A., Muse, P. and DiCaprio, C., 2010. A multiscale approach to estimating topographically correlated propagation delays in radar interferograms. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.
- Lisowski, M., 2007. Analytical volcano deformation source models, *Volcano Deformation*. Springer, pp. 279-304.
- Lister, J.R. and Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack-propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B6): 10049-10077.
- Llanes, P., 2006. Estructura de la Litosfera en el Entorno de las Islas Canarias a partir del Análisis Gravimétrico e Isostático: Implicaciones Geodinámicas, Ph. D. Thesis, Univ. Complutense of Madrid, Madrid, Spain.
- Lodge, A., Nippress, S.E.J., Rietbrock, A., Garcia-Yeguas, A. and Ibanez, J.M., 2012. Evidence for magmatic underplating and partial melt beneath the Canary Islands derived using teleseismic receiver functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 212: 44-54.
- Lohman, R.B. and Simons, M., 2005. Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: Noise structure and data downsampling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.
- Longpré, M.A., Chadwick, J.P., Wijbrans, J. and Iping, R., 2011. Age of the El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace Ar-40/Ar-39 dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203(1-2): 76-80.
- Longpré, M.A., Klügel, A., Diehl, A. and Stix, J., 2014. Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011-2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. *Geology*, 42(4): 315-318.
- Lu, Z. and Dzurisin, D., 2014. InSAR imaging of Aleutian volcanoes, InSAR imaging of Aleutian volcanoes. Springer, pp. 87-345.
- Lu, Z., Dzurisin, D., Biggs, J., Wicks, C. and McNutt, S., 2010. Ground surface deformation patterns, magma supply, and magma storage at Okmok volcano, Alaska, from InSAR analysis: 1. Intereruption deformation, 1997-2008. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115: 14.
- Lu, Z., Fatland, R., Wyss, M., Li, S., Eichelberger, J., Dean, K. and Freymueller, J., 1997. Deformation of New Trident volcano measured by ERS-1 SAR interferometry, Katmai National Park, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 24(6): 695-698.
- Lu, Z., Mann, D., Freymueller, J.T. and Meyer, D.J., 2000a. Synthetic aperture radar interferometry of Okmok volcano, Alaska: Radar observations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B5): 10791-10806.
- Lu, Z., Masterlark, T., Dzurisin, D., Rykhus, R. and Wicks, C., 2003. Magma supply dynamics at Westdahl volcano, Alaska, modeled from satellite radar interferometry. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B7): 22.
- Lu, Z., Wicks, C., Dzurisin, D., Power, J.A., Moran, S.C. and Thatcher, W., 2002. Magmatic inflation at a dormant stratovolcano: 1996-1998 activity at Mount Peulik volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B7).

- Lu, Z., Wicks, C., Dzurisin, D., Thatcher, W., Freymueller, J.T., McNutt, S.R. and Mann, D., 2000b. Aseismic inflation of Westdahl volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 27(11): 1567-1570.
- Lundgren, P., Poland, M., Miklius, A., Orr, T., Yun, S.H., Fielding, E., Liu, Z., Tanaka, A., Szeliga, W., Hensley, S. and Owen, S., 2013. Evolution of dike opening during the March 2011 Kamoamoa fissure eruption, Kilauea Volcano, Hawai'i. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(3): 897-914.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. and Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6): 394-415.
- Lyons, S. and Sandwell, D., 2003. Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B1).
- López, C., Benito-Saz, M.A., Martí, J., del-Fresno, C., García-Canada, L., Albert, H. and Lamolda, H., 2017. Driving magma to the surface: The 2011-2012 El Hierro Volcanic Eruption. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 18(8): 3165-3184.
- López, C., Blanco, M.J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera Rodríguez, V.M., Casas, B., Domínguez Cerdeña, I., Felpeto, A., Fernández de Villalta, M., del Fresno, C., García, O., García-Arias, M.J., García-Cañada, L., Gomis Moreno, A., González-Alonso, E., Guzmán Pérez, J., Iribarren, I., López-Díaz, R., Luengo-Oroz, N., Meletlidis, S., Moreno, M., Moure, D., Pereda de Pablo, J., Rodero, C., Romero, E., Sainz-Maza, S., Sentre Domingo, M.A., Torres, P.A., Trigo, P. and Villasante-Marcos, V., 2012. Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption. *Geophysical Research Letters*, 39: 7.
- López, C., Martí, J., Abella, R. and Tarraga, M., 2014. Applying Fractal Dimensions and Energy-Budget Analysis to Characterize Fracturing Processes During Magma Migration and Eruption: 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) Submarine Eruption. *Surveys in Geophysics*, 35(4): 1023-1044.
- Maccaferri, F., Bonafede, M. and Rivalta, E., 2010. A numerical model of dyke propagation in layered elastic media. *Geophysical Journal International*, 180(3): 1107-1123.
- Maccaferri, F., Bonafede, M. and Rivalta, E., 2011. A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dike arrest and sill formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 208(1-2): 39-50.
- Mader, G.L., 1999. GPS Antenna Calibration at the National Geodetic Survey. *Gps Solutions*, 3(1): 50-58.
- Magee, C., Stevenson, C.T.E., Ebmeier, S.K., Keir, D., Hammond, J.O.S., Gottsmann, J.H., Whaler, K.A., Schofield, N., Jackson, C.A.L., Petronis, M.S., O'Driscoll, B., Morgan, J., Cruden, A., Vollgger, S.A., Dering, G., Micklethwaite, S. and Jackson, M.D., 2018. Magma Plumbing Systems: A Geophysical Perspective. *Journal of Petrology*, 59(6): 1217-1251.
- Mann, D., Freymueller, J. and Lu, Z., 2002. Deformation associated with the 1997 eruption of Okmok volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B4).
- Martí, J., Castro, A., Rodríguez, C., Costa, F., Carrasquilla, S., Pedreira, R. and Bolos, X., 2013a. Correlation of Magma Evolution and Geophysical Monitoring during the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) Submarine Eruption. *Journal of Petrology*, 54(7): 1349-1373.
- Martí, J., Lopez, C., Bartolini, S., Becerril, L. and Geyer, A., 2016. Stress Controls of Monogenetic Volcanism: A Review. *Frontiers in Earth Science*, 4.

- Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárraga, M., Blanco, M.J., Castro, A. and Rodríguez, C., 2013b. Causes and mechanisms of the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(3): 823-839.
- Martí, J., Villasenor, A., Geyer, A., Lopez, C. and Tryggvason, A., 2017. Stress barriers controlling lateral migration of magma revealed by seismic tomography. *Scientific Reports*, 7: 10.
- Martínez-Arévalo, C., Mancilla, F.D., Helffrich, G. and García, A., 2013. Seismic evidence of a regional sublithospheric low velocity layer beneath the Canary Islands. *Tectonophysics*, 608: 586-599.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24(3): 231-234.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. and Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2): 1-35.
- Massonnet, D. and Feigl, K.L., 1995. Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms. *Geophysical Research Letters*, 22(12): 1537-1540.
- Massonnet, D. and Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4): 441-500.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. and Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by Radar Interferometry. *Nature*, 364(6433): 138-142.
- Massonnet, D. and Sigmundsson, F., 2000. Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various satellites. *Remote Sensing of Active Volcanism*, 116: 207-221.
- McDougall, I. and Schmincke, H.-U., 1976. Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bulletin Volcanologique*, 40(1): 57-77.
- McTigue, D.F., 1987. Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body - Resolution of the point-source paradox. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 92(B12): 12931-12940.
- Meletlidis, S., Di Roberto, A., Cerdana, I.D., Pompilio, M., Garcia-Canada, L., Bertagnini, A., Benito-Saz, M.A., Del Carlo, P. and Aparicio, S.S.M., 2015. New insight into the 2011-2012 unrest and eruption of El Hierro Island (Canary Islands) based on integrated geophysical, geodetical and petrological data. *Annals of Geophysics*, 58(5): 20.
- Meletlidis, S., Di Roberto, A., Pompilio, M., Bertagnini, A., Iribarren, I., Felpeto, A., Torres, P.A. and D'Oriano, C., 2012. Xenopumices from the 2011-2012 submarine eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain): Constraints on the plumbing system and magma ascent. *Geophysical Research Letters*, 39: 6.
- Melián, G., Hernández, P.A., Padrón, E., Pérez, N.M., Barrancos, J., Padilla, G., Dionis, S., Rodríguez, F., Calvo, D. and Nolasco, D., 2014. Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at El Hierro volcanic system: Relation to the 2011-2012 submarine eruption. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119(9): 6976-6991.
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics*, 500(1-4): 11-19.
- Menand, T., Daniels, K.A. and Benghiat, P., 2010. Dyke propagation and sill formation in a compressive tectonic environment. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115: 12.
- Menand, T., de Saint-Blanquat, M. and Annen, C., 2011. Emplacement of magma pulses and growth of magma bodies. *Tectonophysics*, 500(1-4): 1-2.
- Menke, W., 2018. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, 4th Edition. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, 4th Edition: 1-322.

- Metropolis, N., Rosenbluth, A.W., Rosenbluth, M.N., Teller, A.H. and Teller, E., 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. *Journal of Chemical Physics*, 21(6): 1087-1092.
- Miller, M.S., O'Driscoll, L.J., Butcher, A.J. and Thomas, C., 2015. Imaging Canary Island hotspot material beneath the lithosphere of Morocco and southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 431: 186-194.
- Minson, S.E., Simons, M. and Beck, J.L., 2013. Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I-theory and algorithm. *Geophysical Journal International*, 194(3): 1701-1726.
- Mogi, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 36: 99-134.
- Montesinos, F.G., Arnosó, J., Benavent, M. and Vieira, R., 2006. The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3): 283-299.
- Montgomery-Brown, E.K., Sinnett, D.K., Poland, M., Segall, P., Orr, T., Zebker, H. and Miklius, A., 2010. Geodetic evidence for an echelon dike emplacement and concurrent slow slip during the June 2007 intrusion and eruption at Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- Moran, S.C., Kwoun, O., Masterlark, T. and Lu, Z., 2006. On the absence of InSAR-detected volcano deformation spanning the 1995-1996 and 1999 eruptions of Shishaldin Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3): 119-131.
- Morley, C.K., 2018. 3-D seismic imaging of the plumbing system of the Kora Volcano, Taranaki Basin, New Zealand: The influence of syn-rift structure on shallow igneous intrusion architecture. *Geosphere*, 14(6): 2533-2584.
- Mosegaard, K. and Tarantola, A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B7): 12431-12447.
- Münn, S., Walter, T.R. and Klügel, A., 2006. Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands. *Geological Magazine*, 143(3): 257-268.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1): 1-16.
- Narita, S., Ozawa, T., Aoki, Y., Shimada, M., Furuya, M., Takada, Y. and Murakami, M., 2020. Precursory ground deformation of the 2018 phreatic eruption on Iwo-Yama volcano, revealed by four-dimensional joint analysis of airborne and spaceborne InSAR. *Earth Planets and Space*, 72(1).
- Nemeth, K. and Kereszturi, G., 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8): 2131-2146.
- Neumann, E.R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S.L., Pearson, N.J., Marti, J. and Mitjavila, J., 1999. Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 40(7): 1089-1123.
- Newhall, C.G. and Self, S., 1982. The Volcanic Explosivity Index (VEI) - An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 87(NC2): 1231-1238.
- Newman, A.V., Dixon, T.H. and Gourmelen, N., 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3): 244-269.
- Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I. and Dixon, J.E., 2001. Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(3): 183-206.

- Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M. and Ukawa, M., 2001. Crustal Deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan. *Geophysical Research Letters*, 28(19): 3745-3748.
- Nishimura, T. and Ueki, S., 2011. Seismicity and magma supply rate of the 1998 failed eruption at Iwate volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 73(2): 133-142.
- Nooner, S.L. and Chadwick, W.W., 2016. Inflation-predictable behavior and co-eruption deformation at Axial Seamount. *Science*, 354(6318): 1399-1403.
- Oglialoro, E., Frezzotti, M.L., Ferrando, S., Tiraboschi, C., Principe, C., Groppelli, G. and Villa, I.M., 2017. Lithospheric magma dynamics beneath the El Hierro Volcano, Canary Islands: insights from fluid inclusions. *Bulletin of Volcanology*, 79(10).
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4): 1135-1154.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2): 1018-1040.
- Oliver, M.A. and Webster, R., 2014. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. *Catena*, 113: 56-69.
- Onn, F. and Zebker, H.A., 2006. Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B9).
- Padilla, G.D., Hernandez, P.A., Padron, E., Barrancos, J., Perez, N.M., Melian, G., Nolasco, D., Dionis, S., Rodriguez, F., Calvo, D. and Hernandez, I., 2013. Soil gas radon emissions and volcanic activity at El Hierro (Canary Islands): The 2011-2012 submarine eruption. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(2): 432-447.
- Padrón, E., Pérez, N.M., Hernández, P.A., Sumino, H., Melián, G.V., Barrancos, J., Nolasco, D., Padilla, G., Dionis, S., Rodríguez, F., Hernández, I., Calvo, D., Peraza, M.D. and Nagao, K., 2013. Diffusive helium emissions as a precursory sign of volcanic unrest. *Geology*, 41(5): 539-542.
- Pallister, J.S., Schneider, D.J., Griswold, J.P., Keeler, R.H., Burton, W.C., Noyles, C., Newhall, C.G. and Ratdomopurbo, A., 2013. Merapi 2010 eruption-Chronology and extrusion rates monitored with satellite radar and used in eruption forecasting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261: 144-152.
- Parker, A.L., Biggs, J. and Lu, Z., 2014. Investigating long-term subsidence at Medicine Lake Volcano, CA, using multitemporal InSAR. *Geophysical Journal International*, 199(2): 844-859.
- Parker, A.L., Biggs, J., Walters, R.J., Ebmeier, S.K., Wright, T.J., Teanby, N.A. and Lu, Z., 2015. Systematic assessment of atmospheric uncertainties for InSAR data at volcanic arcs using large-scale atmospheric models: Application to the Cascade volcanoes, United States. *Remote Sensing of Environment*, 170: 102-114.
- Parks, M., Sigmundsson, F., Sigurdsson, O., Hooper, A., Hreinsdottir, S., Ofeigsson, B. and Michalczewska, K., 2020. Deformation due to geothermal exploitation at Reykjanes, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391.
- Parks, M.M., Biggs, J., England, P., Mather, T.A., Nomikou, P., Palamartchouk, K., Papanikolaou, X., Paradissis, D., Parsons, B., Pyle, D.M., Raptakis, C. and Zacharis, V., 2012. Evolution of Santorini Volcano dominated by episodic and rapid fluxes of melt from depth. *Nature Geoscience*, 5(10): 749-754.
- Parks, M.M., Biggs, J., Mather, T.A., Pyle, D.M., Amelung, F., Monsalve, M.L. and Medina, L.N., 2011. Co-eruptive subsidence at Galeras identified during an InSAR survey of Colombian volcanoes (2006-2009). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202(3-4): 228-240.

- Parks, M.M., Heimisson, E.R., Sigmundsson, F., Hooper, A., Vogfjord, K.S., Arnadottir, T., Ofeigsson, B., Hreinsdottir, S., Hjartardottir, A.R., Einarsson, P., Gudmundsson, M.T., Hognadottir, T., Jonsdottir, K., Hensch, M., Bagnardi, M., Dumont, S., Drouin, V., Spaans, K. and Olafsdottir, R., 2017. Evolution of deformation and stress changes during the caldera collapse and dyking at Bardarbunga, 2014-2015: Implication for triggering of seismicity at nearby Tungnafellsjokull volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 462: 212-223.
- Parks, M.M., Moore, J.D.P., Papanikolaou, X., Biggs, J., Mather, T.A., Pyle, D.M., Raptakis, C., Paradissis, D., Hooper, A., Parsons, B. and Nomikou, P., 2015. From quiescence to unrest: 20years of satellite geodetic measurements at Santorini volcano, Greece. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 120(2): 1309-1328.
- Patane, D., De Gori, P., Chiarabba, C. and Bonaccorso, A., 2003. Magma ascent and the pressurization of Mount Etna's volcanic system. *Science*, 299(5615): 2061-2063.
- Pearse, J. and Lundgren, P., 2013. Source model of deformation at Lazufre volcanic center, central Andes, constrained by InSAR time series. *Geophysical Research Letters*, 40(6): 1059-1064.
- Pedersen, G.B.M., Hoskuldsson, A., Durig, T., Thordarson, T., Jonsdottir, I., Riishuus, M.S., Oskarsson, B.V., Dumont, S., Magnusson, E., Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, F., Drouin, V.P.B., Gallagher, C., Askew, R., Gudnason, J., Moreland, W.M., Nikkola, P., Reynolds, H.I., Schmith, J. and Team, I.E.S.E., 2017. Lava field evolution and emplacement dynamics of the 2014-2015 basaltic fissure eruption at Holuhraun, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 340: 155-169.
- Pedersen, R. and Sigmundsson, F., 2004. InSAR based sill model links spatially offset areas of deformation and seismicity for the 1994 unrest episode at Eyjafjallajokull volcano, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 31(14).
- Pedersen, R. and Sigmundsson, F., 2006. Temporal development of the 1999 intrusive episode in the Eyjafjallajokull volcano, Iceland, derived from InSAR images. *Bulletin of Volcanology*, 68(4): 377-393.
- Pedersen, R., Sigmundsson, F. and Einarsson, P., 2007. Controlling factors on earthquake swarms associated with magmatic intrusions; Constraints from Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2): 73-80.
- Peltier, A., Famin, V., Bachelery, P., Cayol, V., Fukushima, Y. and Staudacher, T., 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Reunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. *Earth and Planetary Science Letters*, 270(3-4): 180-188.
- Pepe, A. and Lanari, R., 2006. On the extension of the minimum cost flow algorithm for phase unwrapping of multitemporal differential SAR interferograms. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(9): 2374-2383.
- Perissin, D. and Ferretti, A., 2007. Urban-target recognition by means of repeated spaceborne SAR images. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(12): 4043-4058.
- Petit, G. and Luzum, B., 2010. IERS conventions (2010), BUREAU INTERNATIONAL DES POIDS ET MESURES SEVRES (FRANCE).
- Philibosian, B. and Simons, M., 2011. A survey of volcanic deformation on Java using ALOS PALSAR interferometric time series. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.
- Phillipson, G., Sobradelo, R. and Gottsmann, J., 2013. Global volcanic unrest in the 21st century: An analysis of the first decade. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 264: 183-196.
- Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G., Doin, M.P. and Bascou, P., 2011. The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes:

- Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1-2): 49-61.
- Pinel, V. and Jaupart, C., 2004. Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. *Earth and Planetary Science Letters*, 221(1-4): 245-262.
- Pinel, V., Poland, M.P. and Hooper, A., 2014. Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289: 81-113.
- Poland, M.P., Miklius, A., Sutton, A.J. and Thornber, C.R., 2012. A mantle-driven surge in magma supply to Kilauea Volcano during 2003-2007. *Nature Geoscience*, 5(4): 295-U297.
- Poland, M.P., Peltier, A., Bonforte, A. and Puglisi, G., 2017. The spectrum of persistent volcanic flank instability: A review and proposed framework based on Kilauea, Piton de la Fournaise, and Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 339: 63-80.
- Pollard, D.D., 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, 19(3): 233-269.
- Pollard, D.D. and Holzhausen, G., 1979. On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the Earth's surface. *Tectonophysics*, 53(1-2): 27-57.
- Pollard, D.D. and Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, *Fracture mechanics of rock*, pp. 277-347.
- Prates, G., García, A., Fernández-Ros, A., Marrero, J.M., Ortiz, R. and Berrocoso, M., 2013. Enhancement of sub-daily positioning solutions for surface deformation surveillance at El Hierro volcano (Canary Islands, Spain). *Bulletin of Volcanology*, 75(6): 9.
- Prieto Morín, J.F., 2015. Métodos diferenciales e interferométricos para la evaluación de deformaciones de la corteza terrestre mediante técnicas GNSS e InSAR, Doctoral Thesis. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid.
- Pritchard, M., Biggs, J., Wauthier, C., Sansosti, E., Arnold, D.W., Delgado, F., Ebmeier, S., Henderson, S., Stephens, K. and Cooper, C., 2018. Towards coordinated regional multi-satellite InSAR volcano observations: results from the Latin America pilot project. *Journal of Applied Volcanology*, 7(1): 5.
- Pritchard, M.E. and Gregg, P.M., 2016. Geophysical Evidence for Silicic Crustal Melt in the Continents: Where, What Kind, and How Much? *Elements*, 12(2): 121-127.
- Pritchard, M.E. and Simons, M., 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418(6894): 167-171.
- Pritchard, M.E. and Simons, M., 2004. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5: 42.
- Puysegur, B., Michel, R. and Avouac, J.P., 2007. Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B5).
- Pérez, N.M., Padilla, G.D., Padron, E., Hernandez, P.A., Melian, G.V., Barrancos, J., Dionis, S., Nolasco, D., Rodriguez, F., Calvo, D. and Hernandez, I., 2012. Precursory diffuse CO₂ and H₂S emission signatures of the 2011-2012 El Hierro submarine eruption, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 39: 5.
- Ranero, C.R., Torne, M. and Banda, E., 1995. Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary Swell. *Marine Geophysical Researches*, 17(6): 519-534.
- Ratdomopurbo, A., Beauducel, F., Subandriyo, J., Nandaka, I., Newhall, C.G., Suharna, Sayudi, D.S., Suparwaka, H. and Sunarta, 2013. Overview of the 2006 eruption of Mt. Merapi. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261: 87-97.

- Reverso, T., Vandemeulebrouck, J., Jouanne, F., Pinel, V., Villemin, T., Sturkell, E. and Bascou, P., 2014. A two-magma chamber model as a source of deformation at Grimsvotn Volcano, Iceland. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119(6): 4666-4683.
- Richards, M.A., 2005. *Fundamentals of radar signal processing*. Tata McGraw-Hill Education.
- Riel, B., Milillo, P., Simons, M., Lundgren, P., Kanamori, H. and Samsonov, S., 2015. The collapse of Bardarbunga caldera, Iceland. *Geophysical Journal International*, 202(1): 446-453.
- Rivalta, E. and Segall, P., 2008. Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophysical Research Letters*, 35(4).
- Rivalta, E., Taisne, B., Bungler, A.P. and Katz, R.F., 2015. A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions. *Tectonophysics*, 638: 1-42.
- Rivera, J., Lastras, G., Canals, M., Acosta, J., Arrese, B., Hermida, N., Micallef, A., Tello, O. and Amblas, D., 2013. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011-2012 submarine volcanic eruption. *Geology*, 41(3): 355-358.
- Rodriguez-Losada, J.A., Eff-Darwich, A., Hernandez, L.E., Vinas, R., Pérez, N., Hernandez, P., Melián, G., Martinez-Frías, J., Romero-Ruiz, M.C. and Coello-Bravo, J.J., 2015. Petrological and geochemical Highlights in the floating fragments of the October 2011 submarine eruption offshore El Hierro (Canary Islands): Relevance of submarine hydrothermal processes. *Journal of African Earth Sciences*, 102: 41-49.
- Roman, D.C. and Cashman, K.V., 2006. The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, 34(6): 457-460.
- Romero Ruíz, C., 1990. *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Universidad de La Laguna, Tenerife, Spain.
- Rongved, L. and Frasier, J., 1958. Displacement discontinuity in the elastic half-space. *J. Appl. Mech*, 25: 125-128.
- Rosen, P.A., Hensley, S., Chen, C. and Ieee, 2010. Measurement and Mitigation of the Ionosphere in L-band Interferometric SAR Data, 2010 IEEE Radar Conference. *IEEE National Radar Conference Proceedings*, Washington, DC, pp. 1459-1463.
- Rosen, P.A., Hensley, S., Joughin, I.R., Li, F.K., Madsen, S.N., Rodriguez, E. and Goldstein, R.M., 2000. Synthetic aperture radar interferometry - Invited paper. *Proceedings of the Ieee*, 88(3): 333-382.
- Rucci, A., Ferretti, A., Guarnieri, A.M. and Rocca, F., 2012. Sentinel 1 SAR interferometry applications: The outlook for sub millimeter measurements. *Remote Sensing of Environment*, 120: 156-163.
- Rydelek, P.A. and Sacks, I.S., 1989. Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature*, 337(6204): 251-253.
- Sainz-Maza Aparicio, S., Arnosó Sampedro, J., Gonzalez Montesinos, F. and Marti Molist, J., 2014. Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119(6): 5033-5051.
- Sainz-Maza, S., Montesinos, F.G., Martí, J., Arnosó, J., Calvo, M. and Borreguero, A., 2017. Structural interpretation of El Hierro (Canary Islands) rifts system from gravity inversion modelling. *Tectonophysics*, 712: 72 - 81.
- Sambridge, M. and Mosegaard, K., 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, 40(3).
- Santana-Casiano, J.M., Fraile-Nuez, E., Gonzalez-Davila, M., Baker, E.T., Resing, J.A. and Walker, S.L., 2016. Significant discharge of CO₂ from hydrothermalism associated with the submarine volcano of El Hierro Island. *Scientific Reports*, 6.

- Santana-Casiano, J.M., Gonzalez-Davila, M., Fraile-Nuez, E., de Armas, D., Gonzalez, A.G., Dominguez-Yanes, J.F. and Escanez, J., 2013. The natural ocean acidification and fertilization event caused by the submarine eruption of El Hierro. *Scientific Reports*, 3: 8.
- Sato, M. and Hamaguchi, H., 2006. Weak long-lived ground deformation related to Iwate volcanism revealed by Bayesian decomposition of strain, tilt and positioning data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155(3-4): 244-262.
- Schmid, R., Steigenberger, P., Gendt, G., Ge, M. and Rothacher, M., 2007. Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas. *Journal of Geodesy*, 81(12): 781-798.
- Schmidt, D.A. and Burgmann, R., 2003. Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B9).
- Segall, P., 2010. *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press.
- Segall, P., 2013. *Volcano deformation and eruption forecasting*. Geological Society, London, Special Publications, 380(1): 85-106.
- Segall, P., 2016. Repressurization following eruption from magma chamber with a viscoelastic aureole. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 121(12): 8501-8522.
- Segall, P., Cervelli, P., Owen, S., Lisowski, M. and Miklius, A., 2001. Constraints on dike propagation from continuous GPS measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B9): 19301-19317.
- Siebert, L. and Simkin, T., 2013. *Volcanoes of the world: An illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions*.
- Sigmarsson, O., Laporte, D., Carpentier, M., Devouard, B., Devidal, J.L. and Marti, J., 2013. Formation of U-depleted rhyolite from a basanite at El Hierro, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(3): 601-622.
- Sigmundsson, F. and Einarsson, P., 1992. Glacio-isostatic crustal movements caused by historical volume change of the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 19(21): 2123-2126.
- Sigmundsson, F., Hooper, A., Hreinsdóttir, S., Vogfjörð, K.S., Ófeigsson, B.G., Heimisson, E.R., Dumont, S., Parks, M., Spaans, K., Gudmundsson, G.B., Drouin, V., Arnadóttir, T., Jónsdóttir, K., Gudmundsson, M.T., Hognadóttir, T., Fridriksdóttir, H.M., Hensch, M., Einarsson, P., Magnusson, E., Samsonov, S., Brandsdóttir, B., White, R.S., Agustsdóttir, T., Greenfield, T., Green, R.G., Hjartardóttir, A.R., Pedersen, R., Bennett, R.A., Geirsson, H., La Femina, P.C., Björnsson, H., Palsson, F., Sturkell, E., Bean, C.J., Mollhoff, M., Braiden, A.K. and Eibl, E.P.S., 2015. Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bardarbunga volcanic system, Iceland. *Nature*, 517(7533): 191-U158.
- Sigmundsson, F., Hreinsdóttir, S., Hooper, A., Arnadóttir, T., Pedersen, R., Roberts, M.J., Oskarsson, N., Auriac, A., Decriem, J., Einarsson, P., Geirsson, H., Hensch, M., Ófeigsson, B.G., Sturkell, E., Sveinbjörnsson, H. and Feigl, K.L., 2010. Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature*, 468(7322): 426-U253.
- Sigmundsson, F., Parks, M., Pedersen, R., Jónsdóttir, K., Ófeigsson, B.G., Grapenthin, R., Dumont, S., Einarsson, P., Drouin, V., Heimisson, E.R., Hjartardóttir, A.R., Gudmundsson, M., Geirsson, H., Hreinsdóttir, S., Sturkell, E., Hooper, A., Högnadóttir, Þ., Vogfjörð, K., Barnie, T. and Roberts, M.J., 2018. Chapter 11 - Magma Movements in Volcanic Plumbing Systems and their Associated Ground Deformation and Seismic Patterns. 285 - 322.
- Sigmundsson, F., Pinel, V., Grapenthin, R., Hooper, A., Halldórsson, S.A., Einarsson, P., Ófeigsson, B.G., Heimisson, E.R., Jónsdóttir, K. and Gudmundsson, M.T., 2020. Unexpected large

- eruptions from buoyant magma bodies within viscoelastic crust. *Nature Communications*, 11(1): 1-11.
- Simons, M., Fialko, Y. and Rivera, L., 2002. Coseismic deformation from the 1999 M-w 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4): 1390-1402.
- Simons, M. and Rosen, P., 2007. Interferometric synthetic aperture radar geodesy.
- Smith, L.C., 2002. Emerging applications of interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in geomorphology and hydrology. *Annals of the Association of American Geographers*, 92(3): 385-398.
- Sobradelo, R., Marti, J., Mendoza-Rosas, A.T. and Gomez, G., 2011. Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme value theory. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(10): 2741-2753.
- Solaro, G., Acocella, V., Pepe, S., Ruch, J., Neri, M. and Sansosti, E., 2010. Anatomy of an unstable volcano from InSAR: Multiple processes affecting flank instability at Mt. Etna, 1994-2008. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115: 21.
- Somoza, L., Gonzalez, F.J., Barker, S.J., Madureira, P., Medialdea, T., de Ignacio, C., Lourenco, N., Leon, R., Vazquez, J.T. and Palomino, D., 2017. Evolution of submarine eruptive activity during the 2011-2012 El Hierro event as documented by hydroacoustic images and remotely operated vehicle observations. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 18(8): 3109-3137.
- Sousa, J.J., Hooper, A.J., Hanssen, R.F., Bastos, L.C. and Ruiz, A.M., 2011. Persistent Scatterer InSAR: A comparison of methodologies based on a model of temporal deformation vs. spatial correlation selection criteria. *Remote Sensing of Environment*, 115(10): 2652-2663.
- Spaans, K. and Hooper, A., 2018. Insights Into the Stress Field Around Bardarbunga Volcano From the 2014/2015 Holuhraun Rifting Event. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 123(4): 3238-3249.
- Sparks, R.S.J., Biggs, J. and Neuberg, J.W., 2012. Monitoring Volcanoes. *Science*, 335(6074): 1310-1311.
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M. and Hernandez, J., 1998. Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 110(10): 1304-1317.
- Steketee, J.A., 1958. Some geophysical applications of the Elasticity Theory of Dislocations. *Canadian Journal of Physics*, 36(9): 1168-1198.
- Stroncik, N.A., Klügel, A. and Hansteen, T.H., 2009. The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(5): 593-607.
- Sturkell, E., Agustsson, K., Linde, A.T., Sacks, S.I., Einarsson, P., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Pedersen, R., LaFemina, P.C. and Olafsson, H., 2013. New insights into volcanic activity from strain and other deformation data for the Hekla 2000 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256: 78-86.
- Sturkell, E., Einarsson, L., Sigmundsson, F., Hreinsdóttir, S. and Geirsson, H., 2003. Deformation of Grimsvotn volcano, Iceland: 1998 eruption and subsequent inflation. *Geophysical Research Letters*, 30(4).
- Sturkell, E., Einarsson, P., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Olafsson, H., Pedersen, R., de Zeeuw-van Dalfsen, E., Linde, A.T., Sacks, S.I. and Stefansson, R., 2006. Volcano, geodesy and magma dynamics in Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3): 14-34.

- Sudhaus, H. and Jonsson, S., 2009. Improved source modelling through combined use of InSAR and GPS under consideration of correlated data errors: application to the June 2000 Kleifarvatn earthquake, Iceland. *Geophysical Journal International*, 176(2): 389-404.
- Sudhaus, H. and Jonsson, S., 2011. Source model for the 1997 Zirkuh earthquake (M-W=7.2) in Iran derived from JERS and ERS InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 185(2): 676-692.
- Sun, J., Wauthier, C., Stephens, K., Gervais, M., Cervone, G., La Femina, P. and Higgins, M., 2020. Automatic Detection of Volcanic Surface Deformation Using Deep Learning. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 125(9).
- Sun, R.J., 1969. Theoretical size of hydraulically induced horizontal fractures and corresponding surface uplift in an idealized medium. *Journal of Geophysical Research*, 74(25): 5995-&.
- Surono, Jousset, P., Pallister, J., Boichu, M., Buongiorno, M.F., Budisantoso, A., Costa, F., Andreastuti, S., Prata, F., Schneider, D., Clarisse, L., Humaida, H., Sumarti, S., Bignami, C., Griswold, J., Carn, S., Oppenheimer, C. and Lavigne, F., 2012. The 2010 explosive eruption of Java's Merapi volcano-A '100-year' event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241: 121-135.
- Sánchez-Pastor, P., Obermann, A. and Schimmel, M., 2018. Detecting and Locating Precursory Signals During the 2011 El Hierro, Canary Islands, Submarine Eruption. *Geophysical Research Letters*, 45(19): 10288-10297.
- Taisne, B. and Jaupart, C., 2009. Dike propagation through layered rocks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114: 18.
- Tarantola, A., 2005. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. SIAM.
- Telesca, L., Lovallo, M., López, C. and Martí Molist, J., 2016. Multiparametric statistical investigation of seismicity occurred at El Hierro (Canary Islands) from 2011 to 2014. *Tectonophysics*, 672-673: 121 - 128.
- Tibaldi, A. and Pasquare, F.A., 2008. A new mode of inner volcano growth: The "flower intrusive structure". *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4): 202-208.
- Torge, W. and Müller, J., 2012. *Geodesy*. Walter de Gruyter.
- Torres-Gonzalez, P., Moure-Garcia, D., Luengo-Oroz, N., Villasante-Marcos, V., Iribarren, I., Blanco, M.J., Soler, V., Jimenez-Abizanda, A. and Garcia-Fraga, J., 2019. Geochemical signals related to the 2011-2012 El Hierro submarine eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381: 32-43.
- Touzi, R., Lopes, A., Bruniquel, J. and Vachon, P.W., 1999. Coherence estimation for SAR imagery. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(1): 135-149.
- Troise, C., De Natale, G., Schiavone, R., Somma, R. and Moretti, R., 2019. The Campi Flegrei caldera unrest: Discriminating magma intrusions from hydrothermal effects and implications for possible evolution. *Earth-Science Reviews*, 188: 108-122.
- Troll, V.R., Klügel, A., Longpré, M.A., Burchardt, S., Deegan, F.M., Carracedo, J.C., Wiesmaier, S., Kueppers, U., Dahren, B., Blythe, L.S., Hansteen, T.H., Freda, C., Budd, D.A., Jolis, E.M., Jonsson, E., Meade, F.C., Harris, C., Berg, S.E., Mancini, L., Polacci, M. and Pedroza, K., 2012. Floating stones off El Hierro, Canary Islands: xenoliths of pre-island sedimentary origin in the early products of the October 2011 eruption. *Solid Earth*, 3(1): 97-110.
- Tryggvason, E., 1989. Ground Deformation in Askja, Iceland - Its source and possible relation to flow of the mantle plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 39(1): 61-71.
- Tárraga, M., Martí, J., Abella, R., Carniel, R. and López, C., 2014. Volcanic tremors: Good indicators of change in plumbing systems during volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 273: 33-40.

- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J. and Alonso, B., 1998. Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): A record of Canary Islands volcanism. *Marine Geology*, 146(1-4): 225-241.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. and Masson, D., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro island. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B9): 20305-20323.
- Usai, S., 2003. A least squares database approach for SAR interferometric data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(4): 753-760.
- Usai, S., Hanssen, R. and Esa, 1997. Long time scale InSAR by means of high coherence features. *Third Ers Symposium on Space at the Service of Our Environment, Vol 1*, 414: 225-228.
- Usai, S. and Klees, R., 1999. SAR interferometry on a very long time scale: A study of the interferometric characteristics of man-made features. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(4): 2118-2123.
- Valentine, G.A. and Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes - Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4): 857-873.
- Valentine, G.A. and Krogh, K.E.C., 2006. Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center - The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4): 217-230.
- Van Dam, T. and Ray, R., 2010. S1 and S2 atmospheric tide loading effects for geodetic applications. Data set/Model: Available online: <http://geophy.uni.lu/ggfc-atmosphere/tide-loading-calculator.html> (accessed on 2 October 2015).
- Venetis, I.E., Saltogianni, V., Stiros, S. and Gallopoulos, E., 2020. Multivariable inversion using exhaustive grid search and high-performance GPU processing: a new perspective. *Geophysical Journal International*, 221(2): 905-927.
- Villasante-Marcos, V. and Pavón-Carrasco, F.J., 2014. Palaeomagnetic constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophysical Journal International*, 199(3): 1497-1514.
- Wackernagel, H., 2013. *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. Springer Science & Business Media.
- Wadge, G., Voight, B., Sparks, R.S.J., Cole, P.D., Loughlin, S.C. and Robertson, R.E.A., 2014. An overview of the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010. *Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010*, 39: 1-39.
- Wadge, G., Webley, P.W., James, I.N., Bingley, R., Dodson, A., Waugh, S., Veneboer, T., Puglisi, G., Mattia, M., Baker, D., Edwards, S.C., Edwards, S.J. and Clarke, P.J., 2002. Atmospheric models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapour field over Mount Etna. *Geophysical Research Letters*, 29(19).
- Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4): 21-34.
- Walwer, D., Ghil, M. and Calais, E., 2019. Oscillatory nature of the Okmok volcano's deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 506: 76-86.
- Watanabe, T., Masuyama, T., Nagaoka, K. and Tahara, T., 2002. Analog experiments on magma-filled cracks: Competition between external stresses and internal pressure. *Earth Planets and Space*, 54(12): 1247-1261.
- Watson, I.M., Oppenheimer, C., Voight, B., Francis, P., Clarke, A., Stix, J., Miller, A., Pyle, D.M., Burton, M.R., Young, S.R., Norton, G., Loughlin, S., Darroux, B. and Staff, M.V.O., 2000.

- The relationship between degassing and ground deformation at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98(1-4): 117-126.
- Watts, A.B., 1994. Crustal structure, gravity-anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary-Islands. *Geophysical Journal International*, 119(2): 648-666.
- Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P. and Henstock, T.J., 1997. A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3-4): 431-447.
- Wauthier, C., Roman, D.C. and Poland, M.P., 2016. Joint analysis of geodetic and earthquake fault-plane solution data to constrain magmatic sources: A case study from Kilauea Volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 455: 38-48.
- Webster, R. and Oliver, M.A., 2007. *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons.
- Welch, M.D. and Schmidt, D.A., 2017. Separating volcanic deformation and atmospheric signals at Mount St. Helens using Persistent Scatterer InSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 52-64.
- White, R.S., Drew, J., Martens, H.R., Key, J., Soosalu, H. and Jakobsdottir, S.S., 2011. Dynamics of dyke intrusion in the mid-crust of Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4): 300-312.
- Whitley, D., 1994. A genetic algorithm tutorial. *Statistics and Computing*, 4(2): 65-85.
- Wicks, C., de la Llera, J.C., Lara, L.E. and Lowenstern, J., 2011. The role of dyking and fault control in the rapid onset of eruption at Chaiten volcano, Chile. *Nature*, 478(7369): 374-+.
- Wicks, C., Thatcher, W. and Dzurisin, D., 1998. Migration of fluids beneath Yellowstone caldera inferred from satellite radar interferometry. *Science*, 282(5388): 458-462.
- Wicks, C.W., Dzurisin, D., Ingebritsen, S., Thatcher, W., Lu, Z. and Iverson, J., 2002. Magmatic activity beneath the quiescent Three Sisters volcanic center, central Oregon Cascade Range, USA. *Geophysical Research Letters*, 29(7): 4.
- Wiemer, S. and McNutt, S.R., 1997. Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St Helens, Washington, and Mt Spurr, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 24(2): 189-192.
- Wilcock, W.S.D., Tolstoy, M., Waldhauser, F., Garcia, C., Tan, Y.J., Bohnenstiehl, D.R., Caplan-Auerbach, J., Dziak, R.P., Arnulf, A.F. and Mann, M.E., 2016. Seismic constraints on caldera dynamics from the 2015 Axial Seamount eruption. *Science*, 354(6318): 1395-1399.
- Williams, C.A. and Wadge, G., 1998. The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt Etna and radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 25(10): 1549-1552.
- Wright, T.J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D. and Stork, A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, 442(7100): 291-294.
- Wright, T.J., Parsons, B.E. and Lu, Z., 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophysical Research Letters*, 31(1).
- Wright, T.J., Sigmundsson, F., Pagli, C., Belachew, M., Hamling, I.J., Brandsdottir, B., Keir, D., Pedersen, R., Ayele, A., Ebinger, C., Einarsson, P., Lewi, E. and Calais, E., 2012. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land. *Nature Geoscience*, 5(4): 242-250.
- Xu, J., Liu, G., Wu, J., Ming, Y., Wang, Q., Cui, D., Shanguan, Z., Pan, B., Lin, X. and Liu, J., 2012. Recent unrest of Changbaishan volcano, northeast China: A precursor of a future eruption? *Geophysical Research Letters*, 39.

- Yang, X.M. and Davis, P.M., 1986. Deformation due to a rectangular tension crack in an elastic half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3): 865-881.
- Yang, X.M., Davis, P.M. and Dieterich, J.H., 1988. Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 93(B5): 4249-4257.
- Ye, S., Canales, J.P., Rihm, R., Danobeitia, J.J. and Gallart, J., 1999. A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geodynamics*, 28(1): 3-26.
- Yu, C., Li, Z.H. and Penna, N.T., 2018. Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model. *Remote Sensing of Environment*, 204: 109-121.
- Yun, S., Segall, P. and Zebker, H., 2006. Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra Volcano, Galapagos Islands, based on InSAR observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3): 232-243.
- Zaczek, K., Troll, V.R., Cachao, M., Ferreira, J., Deegan, F.M., Carracedo, J.C., Soler, V., Meade, F.C. and Burchardt, S., 2015. Nanofossils in 2011 El Hierro eruptive products reinstate plume model for Canary Islands. *Scientific Reports*, 5: 5.
- Zavorotny, V.U., Gleason, S., Cardellach, E. and Camps, A., 2014. Tutorial on Remote Sensing Using GNSS Bistatic Radar of Opportunity. *Ieee Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 2(4): 8-45.
- Zebker, H.A., Amelung, F. and Jonsson, S., 2000. Remote sensing of volcano surface and internal processes using radar interferometry. *Remote Sensing of Active Volcanism*, 116: 179-205.
- Zebker, H.A., Rosen, P.A., Goldstein, R.M., Gabriel, A. and Werner, C.L., 1994. On the derivation of coseismic displacement-field using differential radar interferometry - The Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99(B10): 19617-19634.
- Zebker, H.A., Rosen, P.A. and Hensley, S., 1997. Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B4): 7547-7563.
- Zebker, H.A. and Villasenor, J., 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 30(5): 950-959.
- Zumberge, J.F., Heflin, M.B., Jefferson, D.C., Watkins, M.M. and Webb, F.H., 1997. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B3): 5005-5017.

Anexo I. Observaciones InSAR

En este anexo se pueden consultar las series temporales de interferogramas diferenciales desenrollados de las imágenes RADARSAT-2 (RDS-2) en modo Standard S7 y Standard F2 y de las imágenes COSMO-SkyMed (CSK) (sección 3.1). Asimismo, se muestran interferogramas diferenciales RDS-2 y CSK sin desenrollar y desenrollados que se han utilizado para modelizar las intrusiones magmáticas ocurridas en la isla de El Hierro entre 2012 y 2014 (sección 3.3).

➤ Series temporales InSAR

Series temporales de interferogramas diferenciales desenrollados obtenidos utilizando las imágenes RDS-2 y CSK disponibles (Tabla 2). Se han aplicado los enfoques PS y SB por separado, se han combinando los resultados y se ha eliminado la fase interferométrica correlacionada linealmente con la topografía (secciones 2.1.1 y 3.1).

En todas las series temporales, los valores positivos de los desplazamientos indican movimiento del terreno en la línea de vista del radar hacia el satélite mientras que los valores negativos muestran desplazamientos del terreno alejándose del satélite en la dirección LOS. El vuelo del satélite y la dirección de vista del radar se muestran en el primer interferograma con una flecha negra y otra azul, respectivamente.

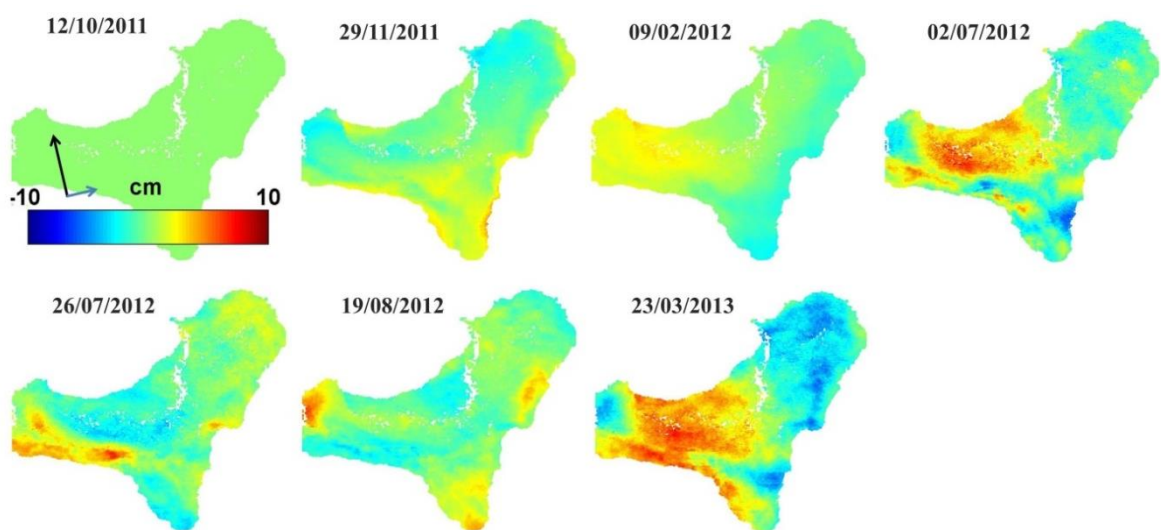


Figura I.1. Serie temporal de desplazamientos LOS obtenida a partir de las imágenes RDS-2 S7. (Benito-Saz et al., 2017).

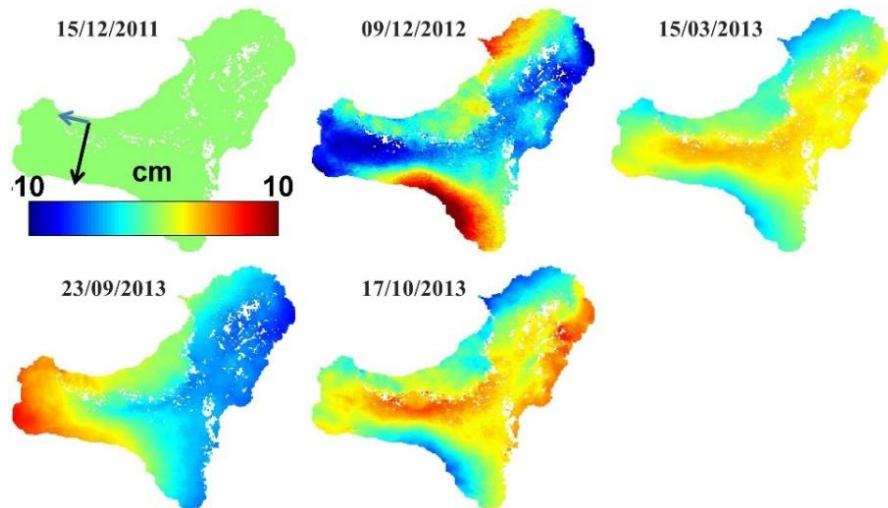


Figura I.2. Serie temporal de desplazamientos LOS obtenida a partir de las imágenes RDS-2 F2. (Benito-Saz et al., 2017).

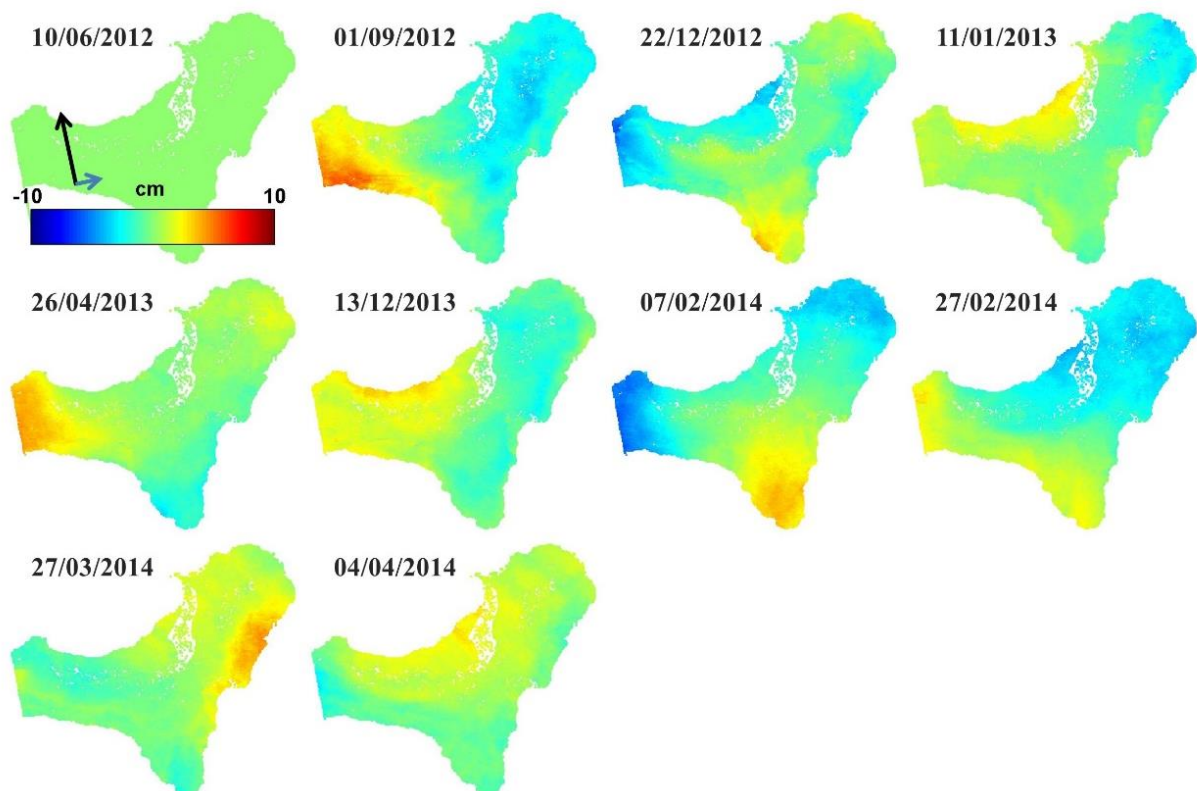


Figura I.3. Serie temporal de desplazamientos LOS obtenida a partir de las imágenes ascendentes CSK. (Benito-Saz et al., 2017).

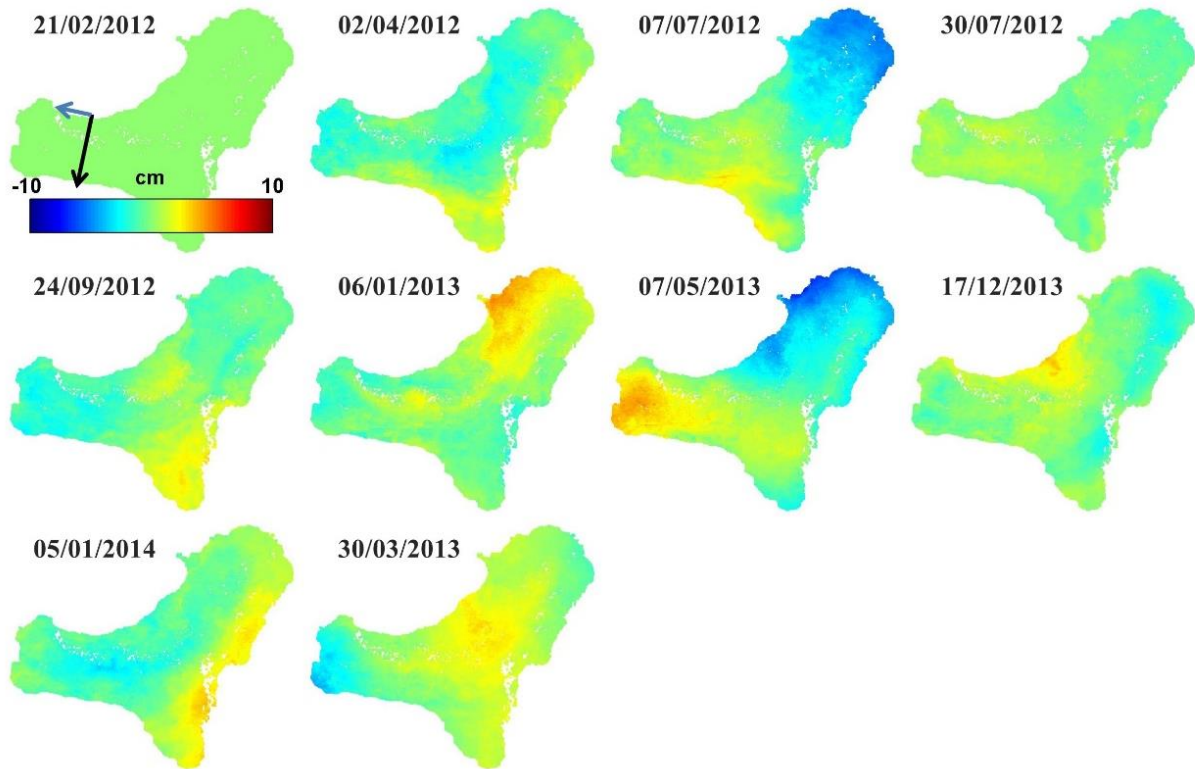


Figura I.4. Serie temporal de desplazamientos LOS obtenida a partir de las imágenes descendentes CSK. (Benito-Saz et al., 2017).

➤ Interferogramas diferenciales enrollados y desenrollados

Interferogramas diferenciales RDS-2 y CSK enrollados y desenrollados que se han utilizado en la modelización de las intrusiones post-eruptivas ocurridas en El Hierro entre 2012 y 2014 (sección 3.3).

En los interferogramas CSK un ciclo de color representa una deformación LOS del terreno (en la línea de vista del radar) de 16 mm mientras que en los interferogramas RDS-2 un ciclo de color indica una deformación del terreno en la dirección LOS de 28 mm. En las figuras de la izquierda se muestran los interferogramas sin desenrollar y en las figuras de la derecha se muestran los interferogramas desenrollados.

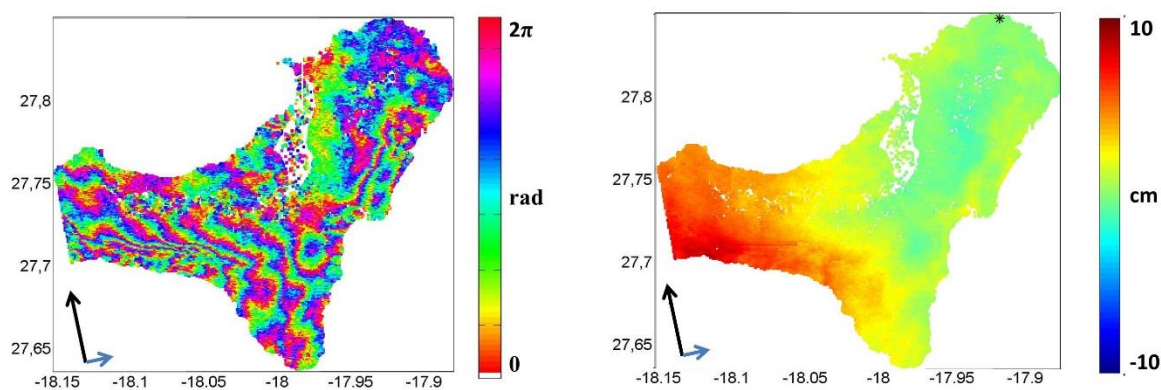


Figura I.5. Interferograma diferencial CSK ascendente entre el 10 de junio y el 1 de septiembre de 2012 que cubre el episodio intrusivo de junio-julio de 2012.

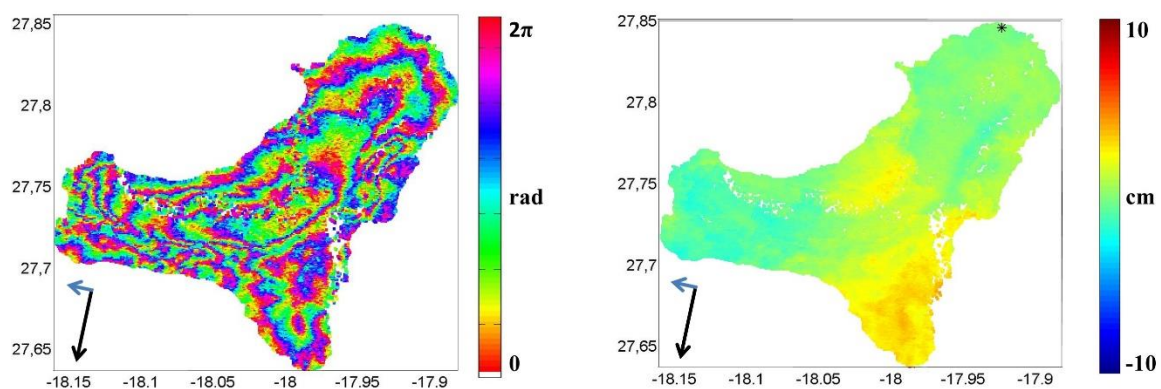


Figura I.6. Interferograma diferencial CSK descendente entre el 30 de julio y el 24 de septiembre de 2012 que cubre el episodio intrusivo de septiembre de 2012.

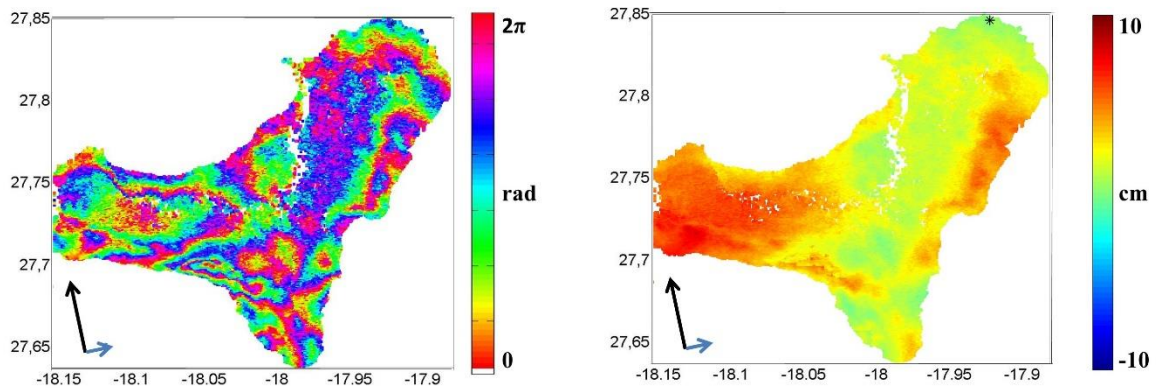


Figura I.7. Interferograma diferencial RDS-2 S7 descendente entre el 9 de febrero y el 19 de agosto de 2012 que cubre el episodio intrusivo de junio-julio de 2012.

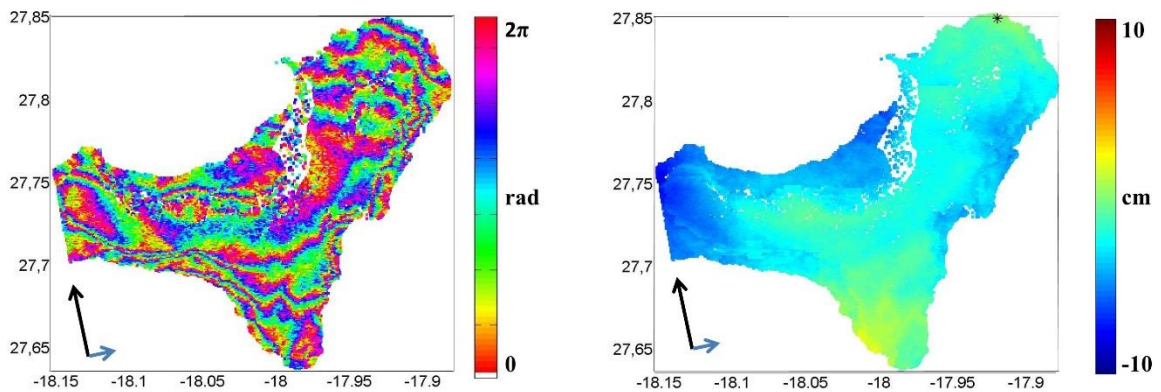


Figura I.8. Interferograma diferencial CSK ascendente entre el 1 de septiembre y el 22 de diciembre de 2012 que cubre el episodio intrusivo de septiembre de 2012.

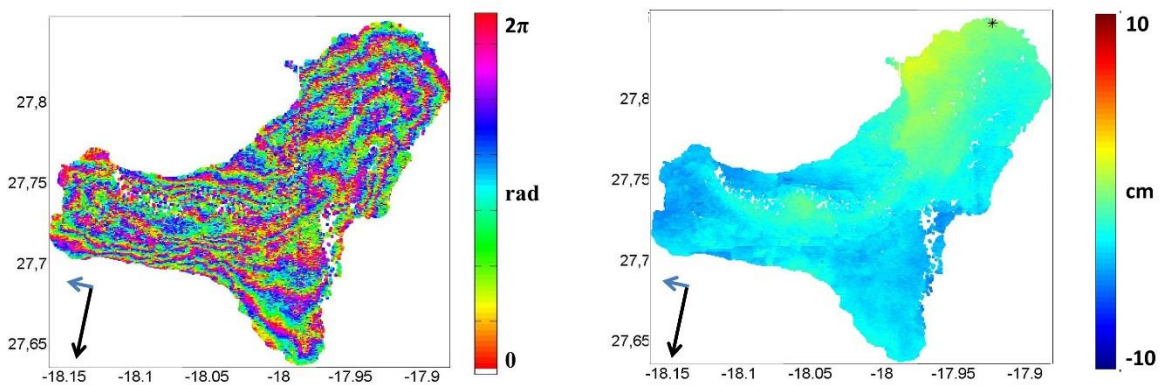


Figura I.9. Interferograma diferencial CSK descendente entre el 24 de septiembre y el 6 de enero de 2013 que cubre el episodio intrusivo de enero de 2013.

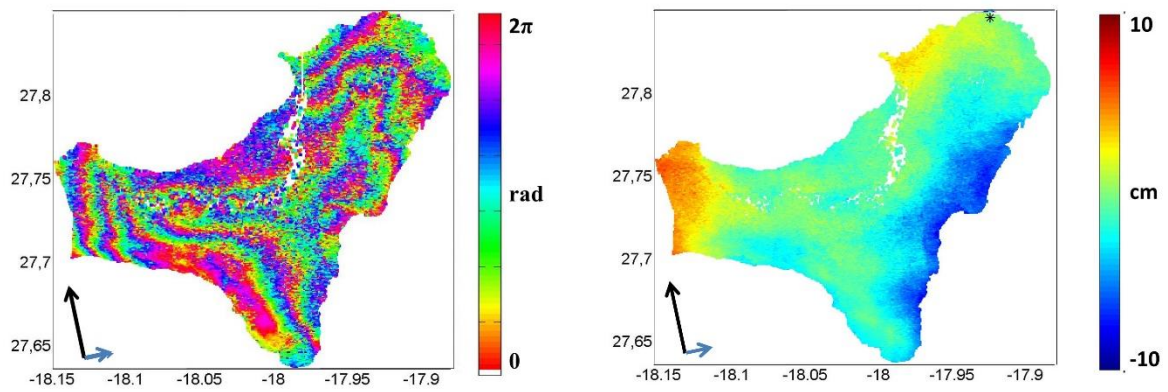


Figura I.10. Interferograma diferencial RDS-2 descendente entre el 6 de marzo y el 23 de abril de 2013 que cubre el episodio intrusivo de marzo-abril de 2013.

Anexo II. Series temporales GNSS

En este anexo se muestran las series temporales de las coordenadas diarias GPS obtenidas en las estaciones GNSS instaladas de modo continuo en la isla (Figura 35) y que se han utilizado en la modelización de las intrusiones ocurridas en El Hierro entre 2012 y 2014 (sección 3.3).

En todas las figuras se utilizan las siguientes bandas de colores para mostrar los periodos de tiempo que cubren los episodios intrusivos estudiados:

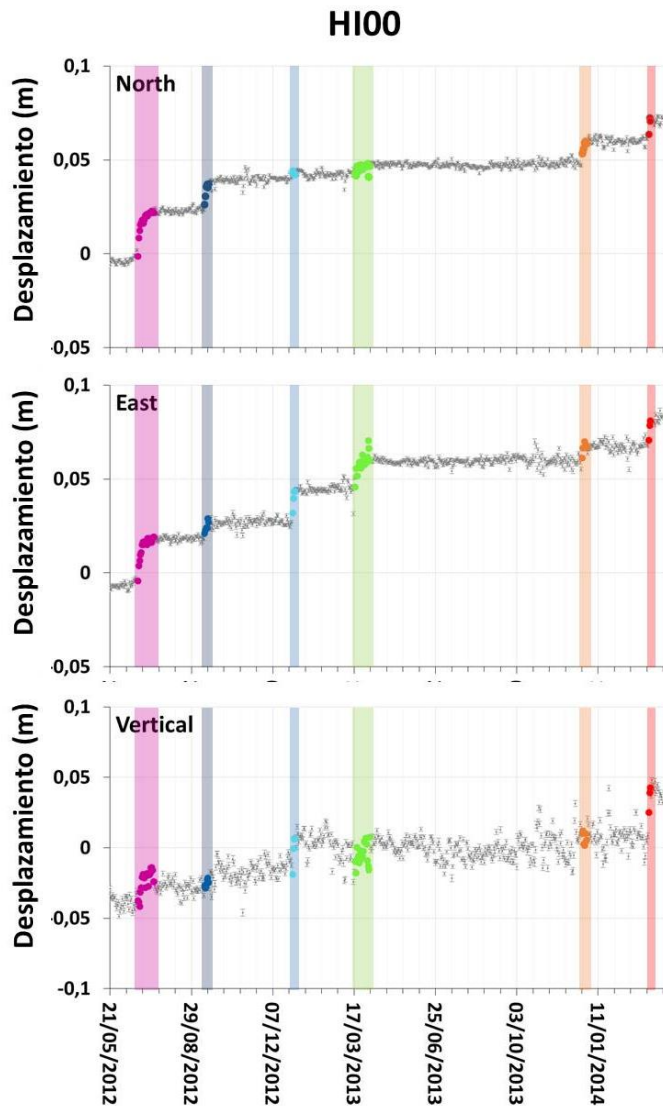
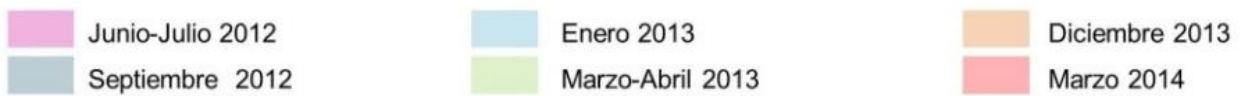


Figura II.1. Datos GPS de la estación HI00 localizada en el noreste de la isla.

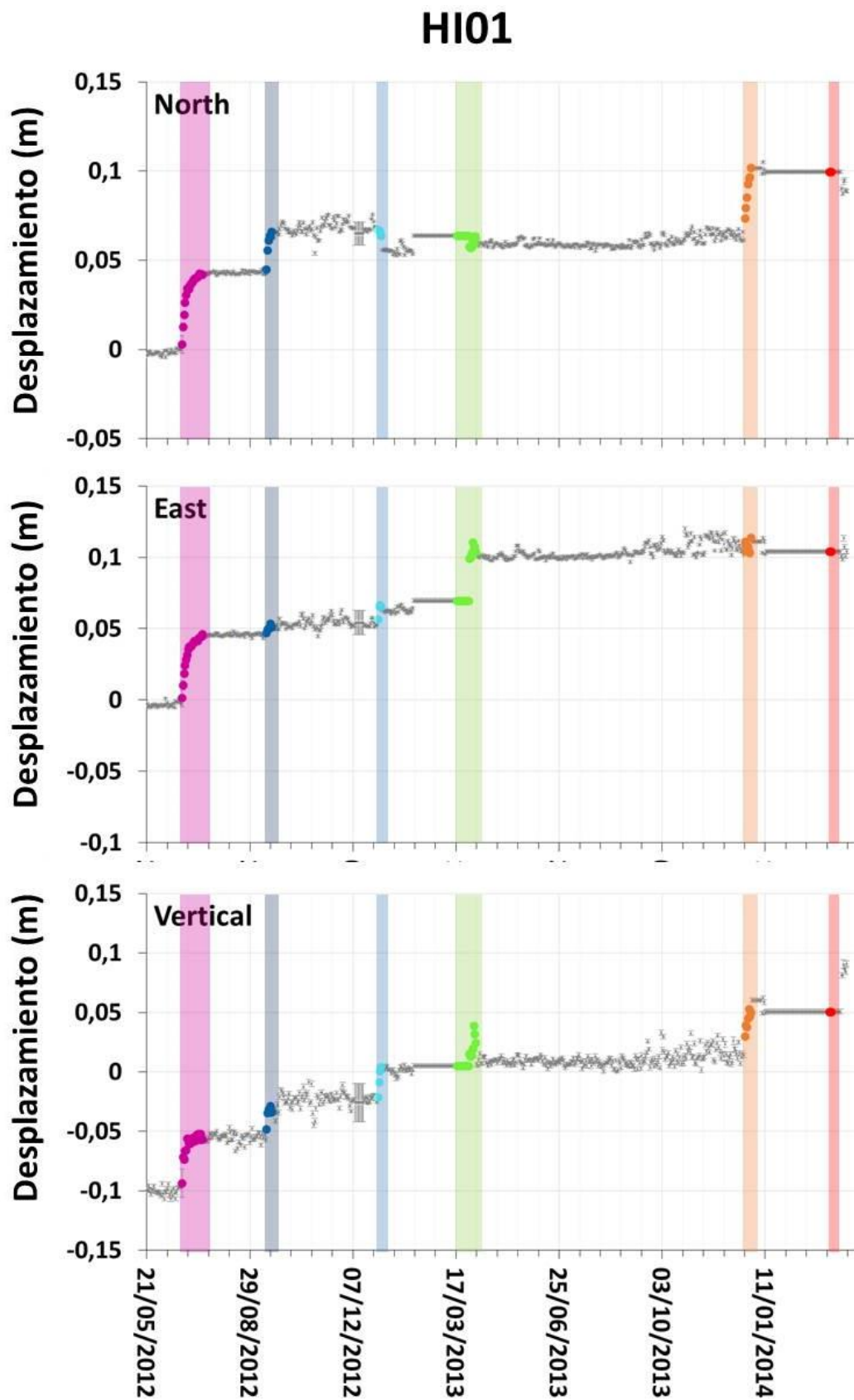


Figura II.2. Datos GPS de la estación HI01 localizada en el centro de la isla.

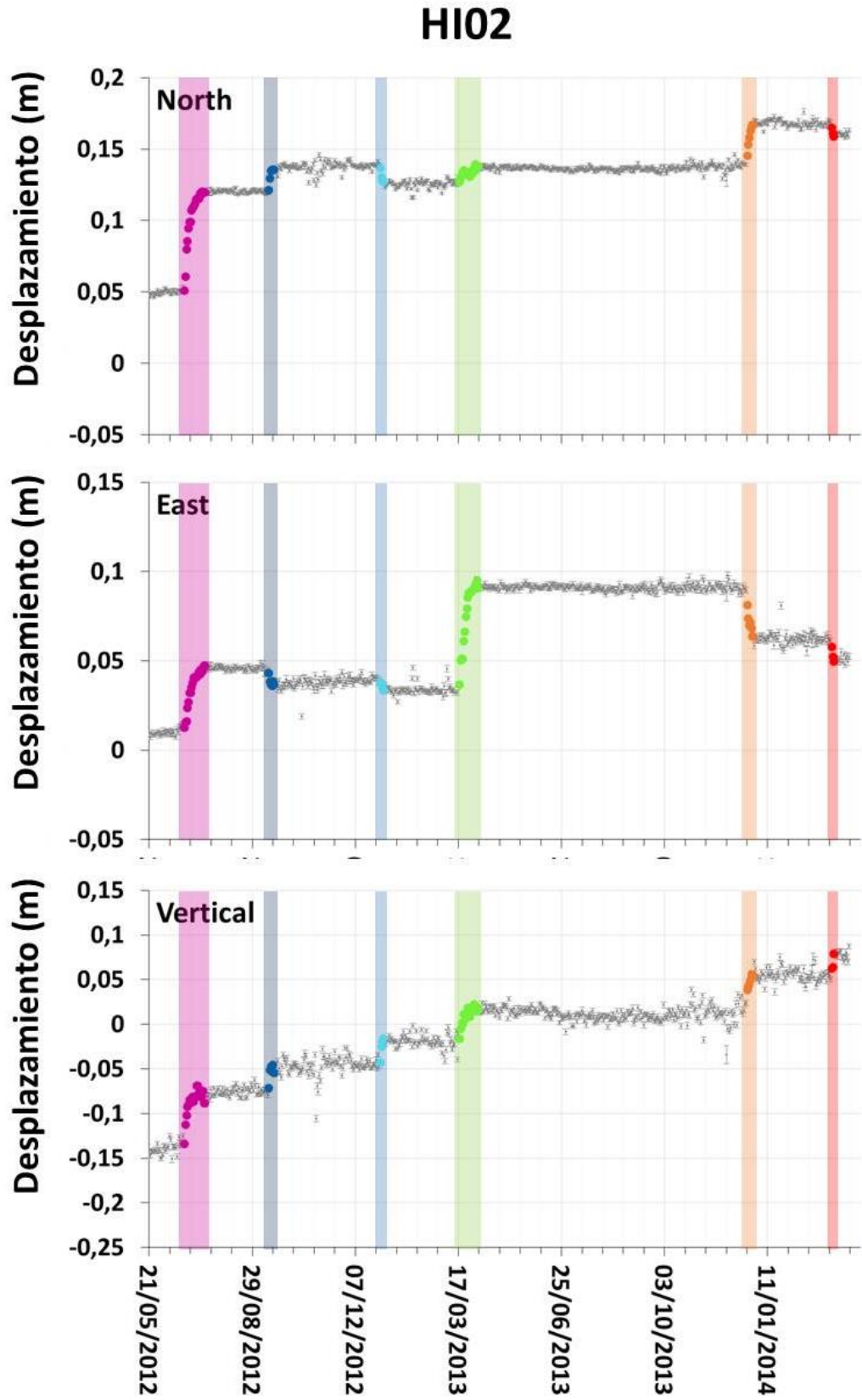


Figura II.3. Datos GPS de la estación HI02 localizada en el norte, en el valle de El Golfo de la isla.

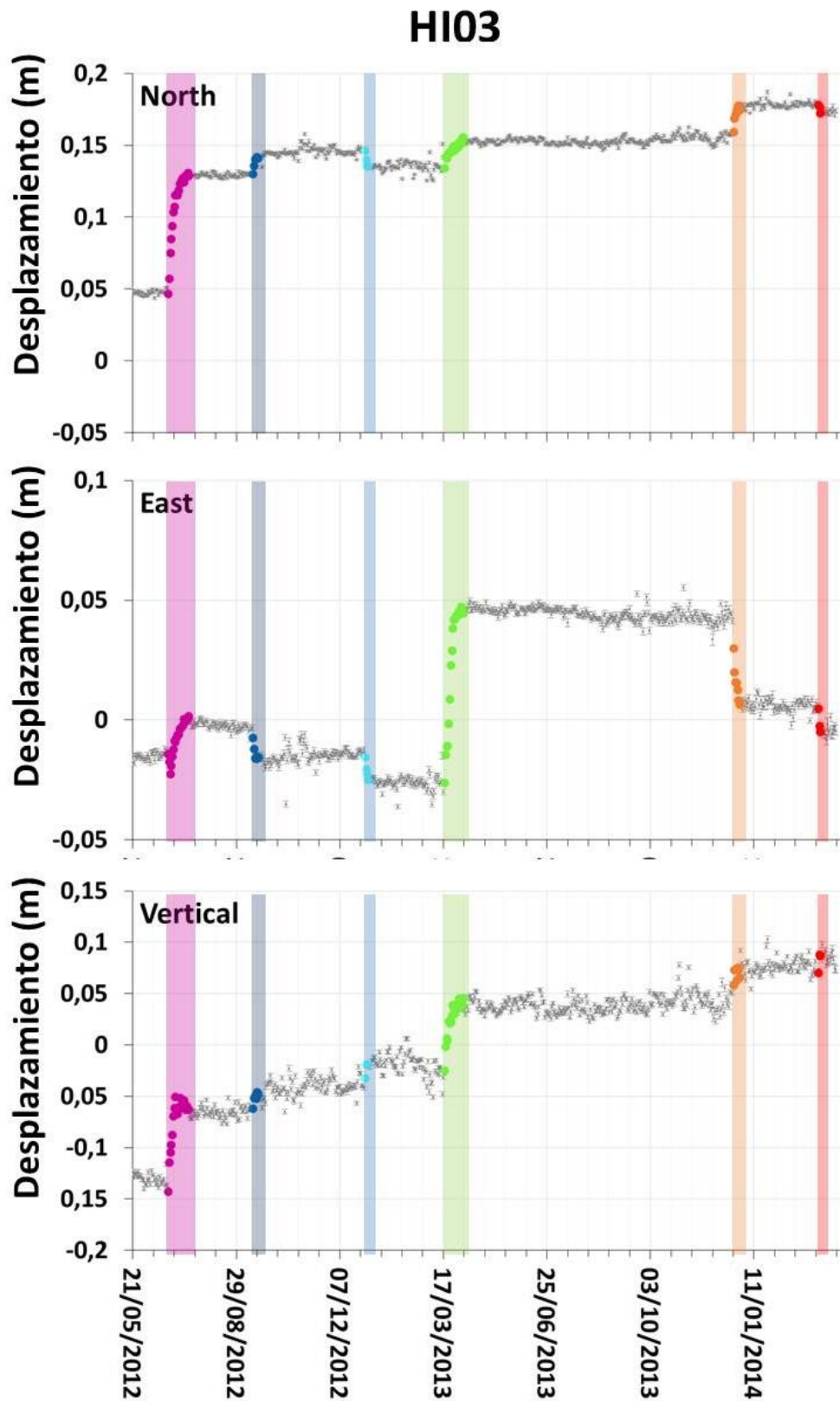


Figura II.4. Datos GPS de la estación HI03 localizada en el noroeste, en el valle de El Golfo de la isla.

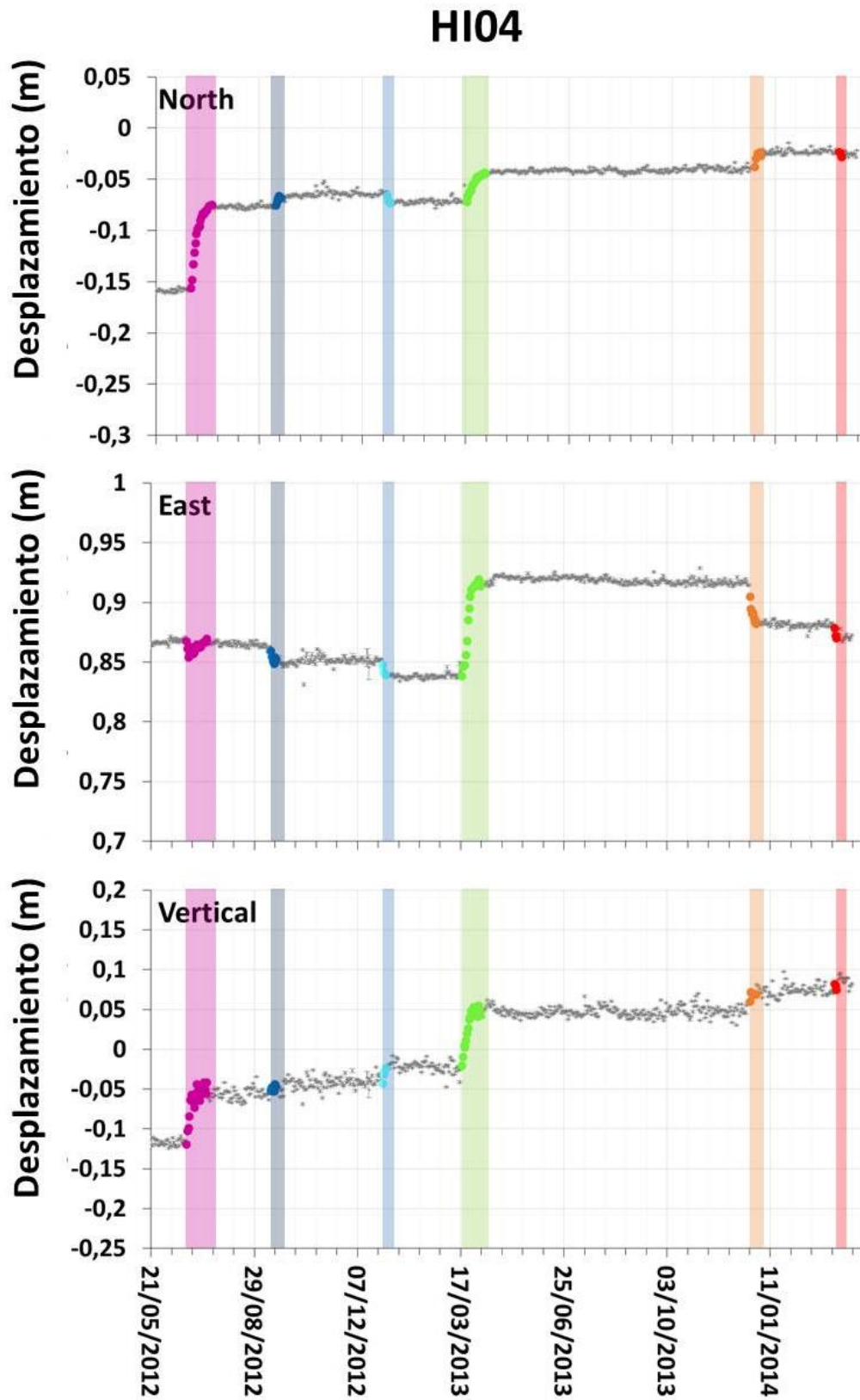


Figura II.5. Datos GPS de la estación HI04 localizada en el noroeste de la isla, en el valle de El Golfo.

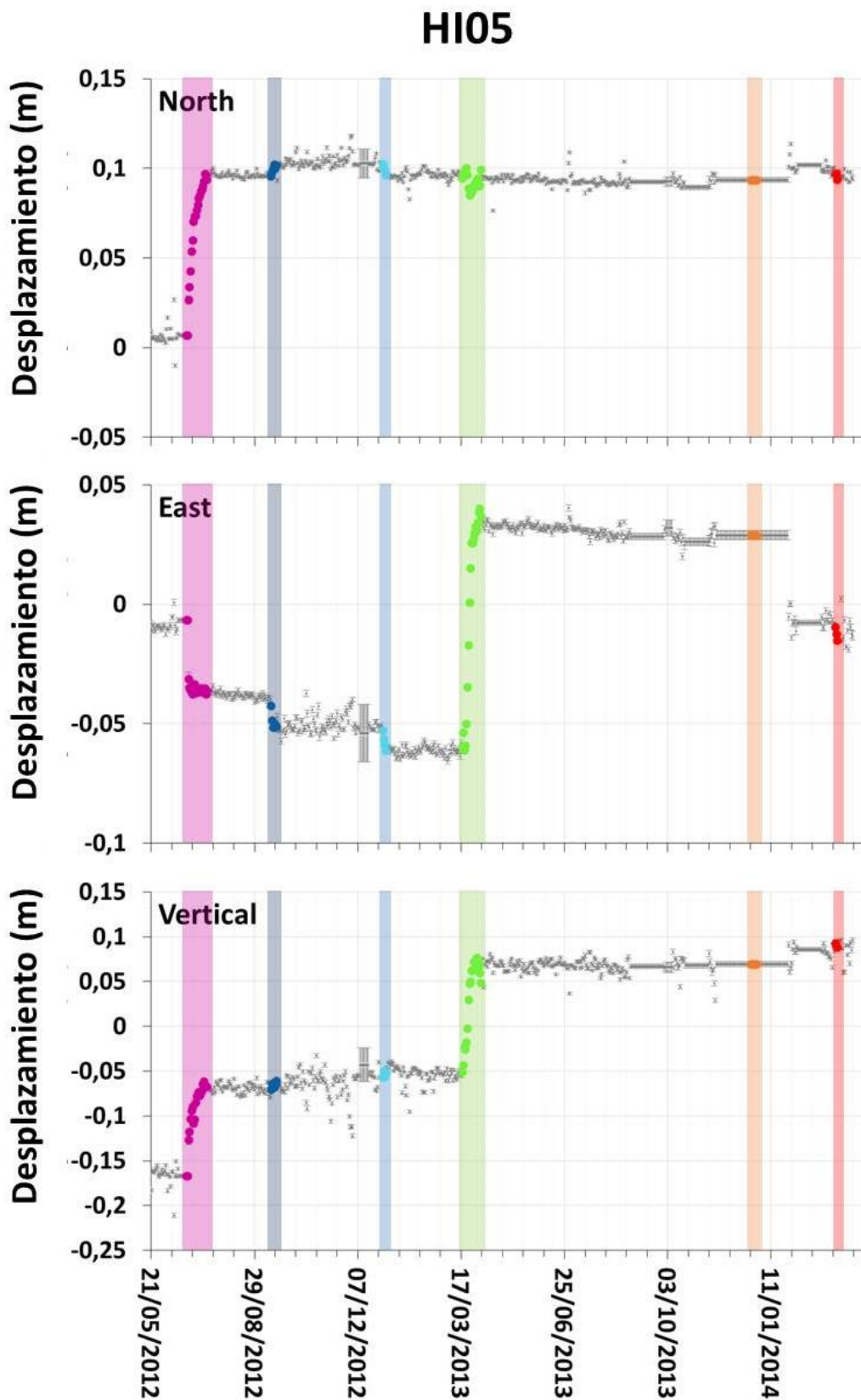


Figura II.6. Datos GPS de la estación HI05 localizada en el noroeste de la isla.

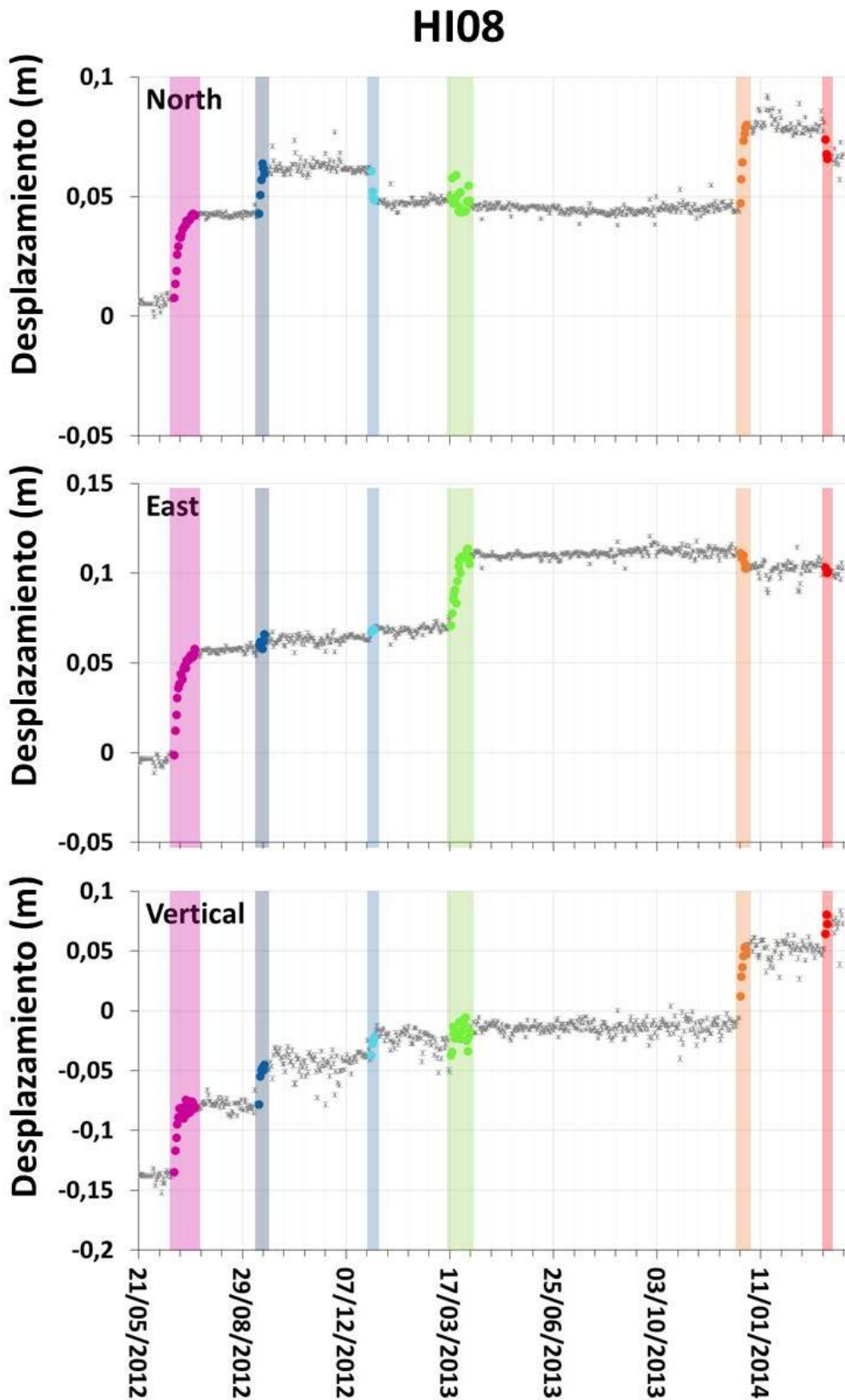


Figura II.7. Datos GPS de la estación HI08 localizada en el centro de la isla.

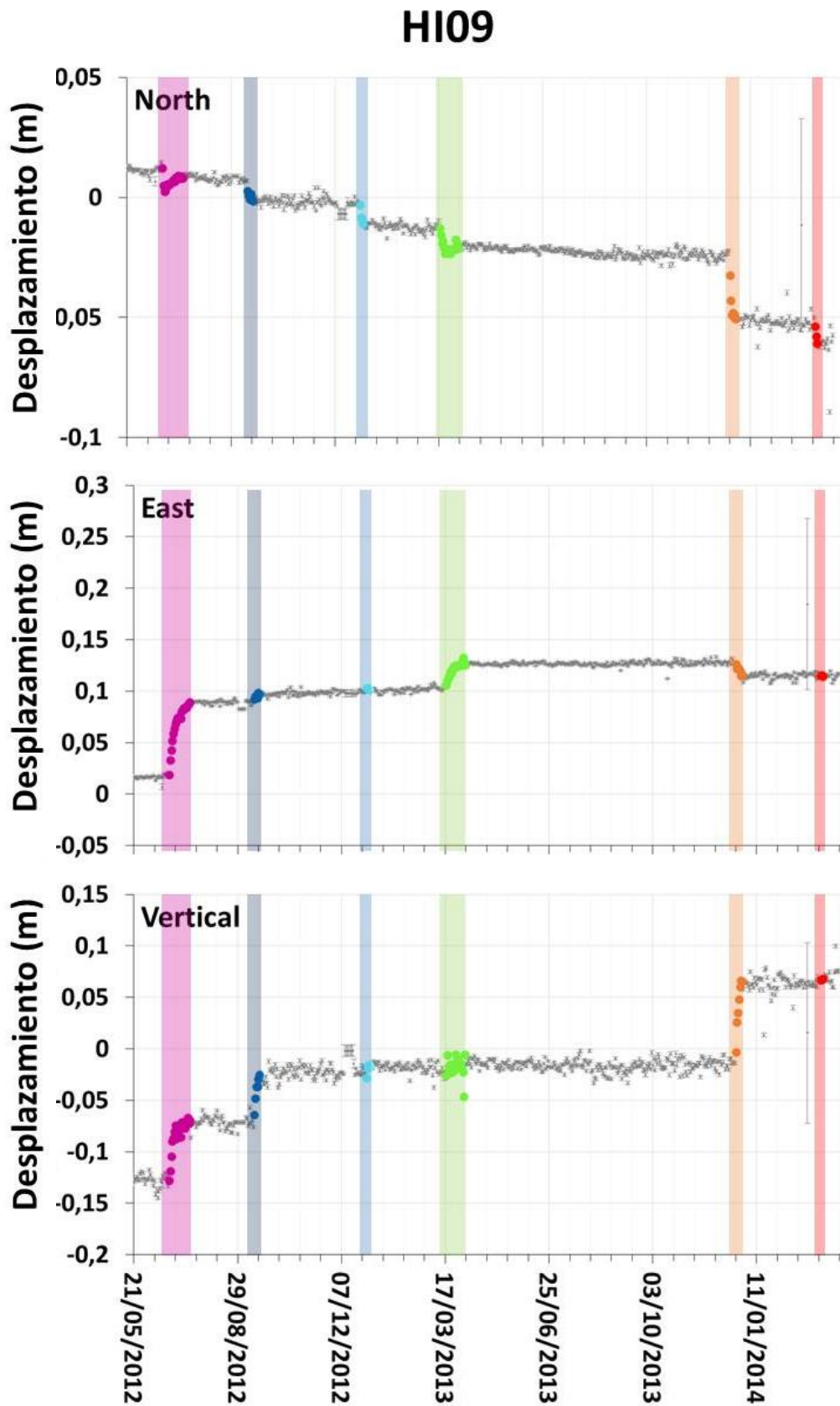


Figura II.8. Datos GPS de la estación HI09 localizada en el sur de la isla.

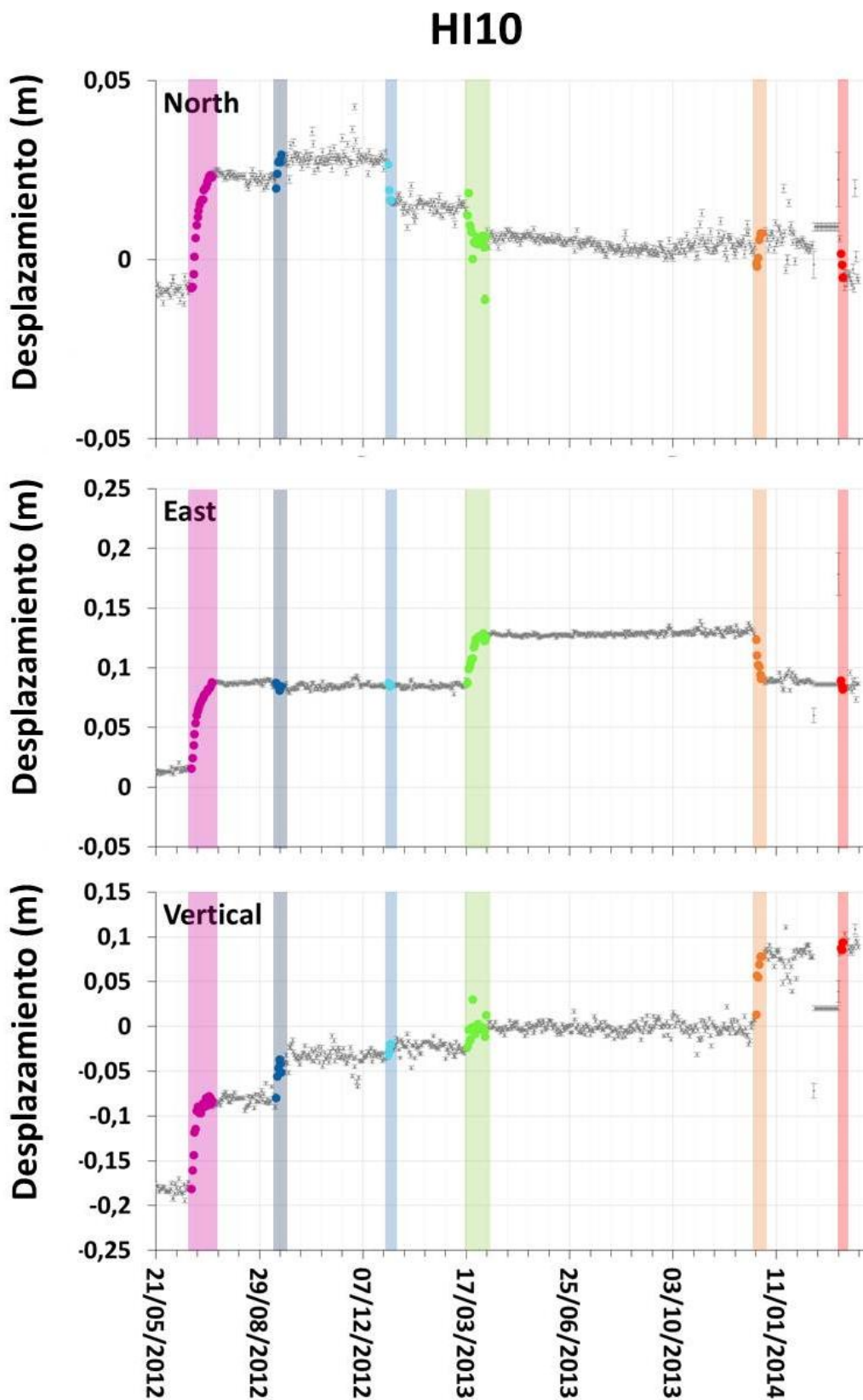


Figura II.9. Datos GPS de la estación HI10 localizada en el suroeste de la isla.

Anexo III. Datos utilizados en el proceso de inversión

En este anexo se muestran los interferogramas diferenciales desenrollados que cubren por completo, y únicamente, cada episodio intrusivo post-eruptivo ocurrido en El Hierro entre 2012 y 2014, junto con los interferogramas remuestreados que se han utilizado en la modelización de dichas intrusiones (sección 3.3). Asimismo, se muestra la aplicación del algoritmo de muestreo *quadtree* empleando diferentes valores de varianza como umbral para la subdivisión de los polígonos y diferentes números máximos de subdivisiones permitidas. También se muestran varios interferogramas remuestreados mostrando los polígonos utilizados y los puntos InSAR finales correspondientes utilizados en la modelización. Finalmente se exponen las pruebas realizadas en la modelización de la intrusión ocurrida en El Hierro en junio-julio de 2012 utilizando los conjuntos de datos geodésicos InSAR y GNSS por separado y conjuntamente y aplicando distintos pesos a las observaciones en el proceso de inversión.

➤ Interferogramas remuestreados

Interferogramas diferenciales que cubren por completo los episodios post-eruptivos de 2012-2014 ocurrido en El Hierro. Se muestran los interferogramas diferenciales desenrollados referenciados a un punto en el norte de la isla (arriba) y sus correspondientes interferogramas remuestreados (abajo). La escala de colores entre -10 y 10 cm es la misma que la utilizada en las figuras del Anexo I.

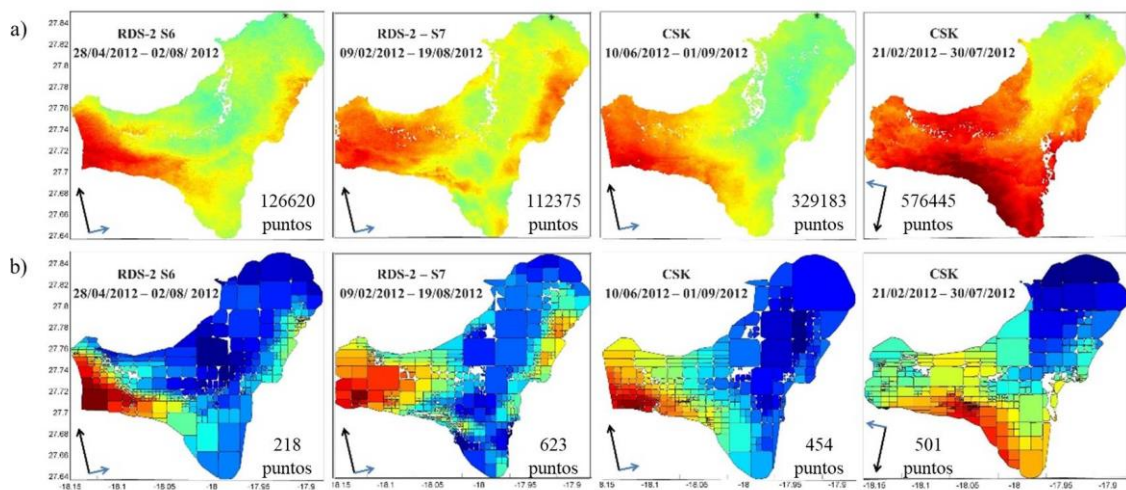


Figura III.1. Mapas de deformación LOS que cubren el episodio intrusivo de junio-julio 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

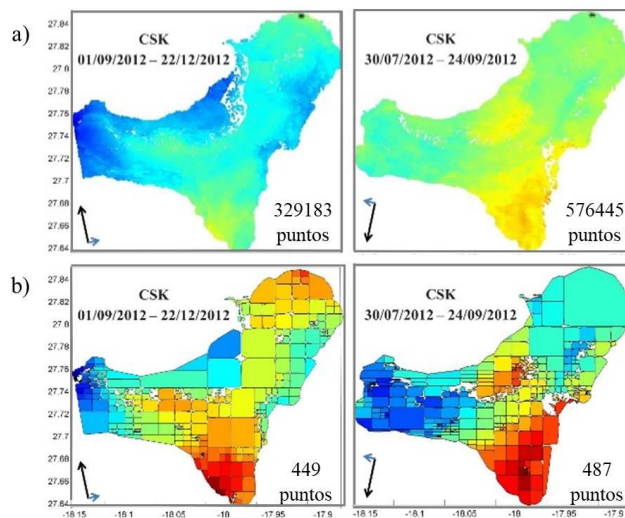


Figura III.2. Mapas de deformación LOS que cubren el episodio intrusivo de septiembre 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

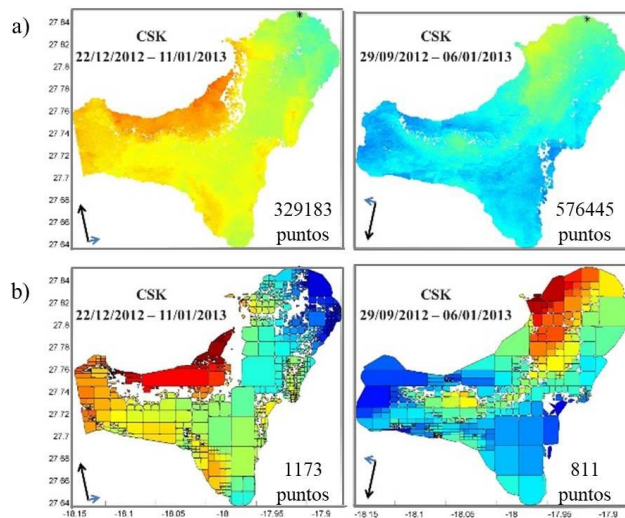


Figura III.3. Mapas de deformación LOS que cubren el episodio intrusivo de enero 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

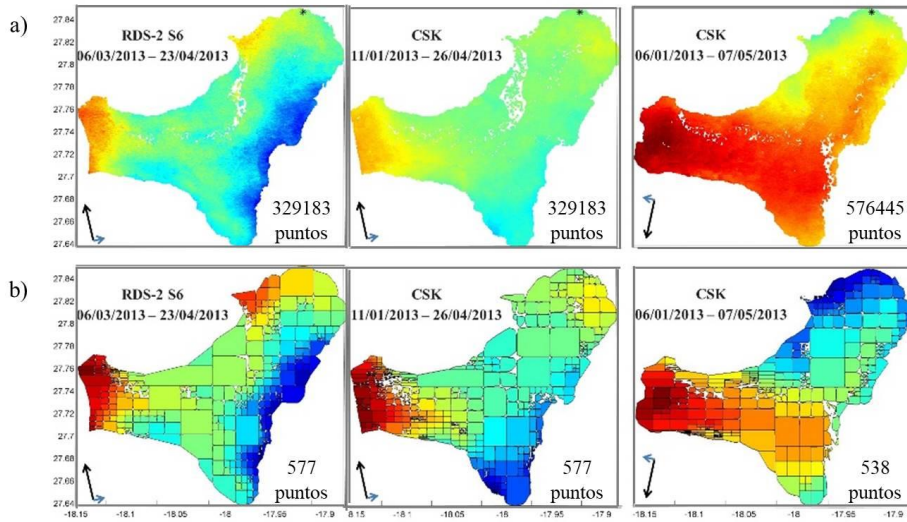


Figura III.4. Mapas de deformación LOS que cubren el episodio intrusivo de marzo-abril 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

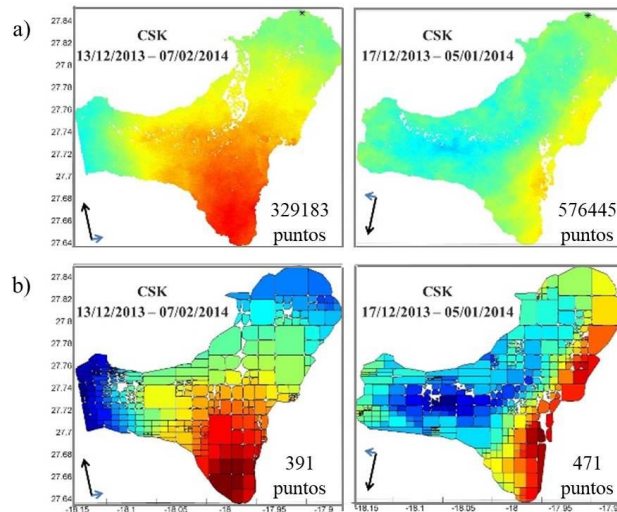


Figura III.5. Mapas de deformación LOS que cubren el episodio intrusivo de diciembre 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

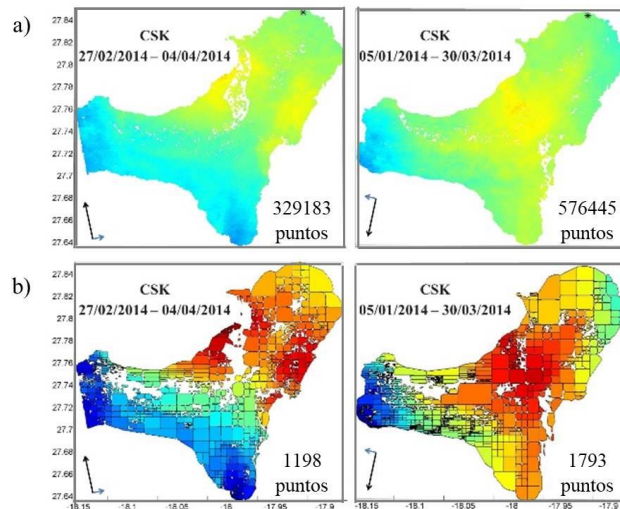


Figura III.6. Mapas de deformación LOS que cubren el episodio intrusivo de marzo 2014. (Benito-Saz et al., 2017).

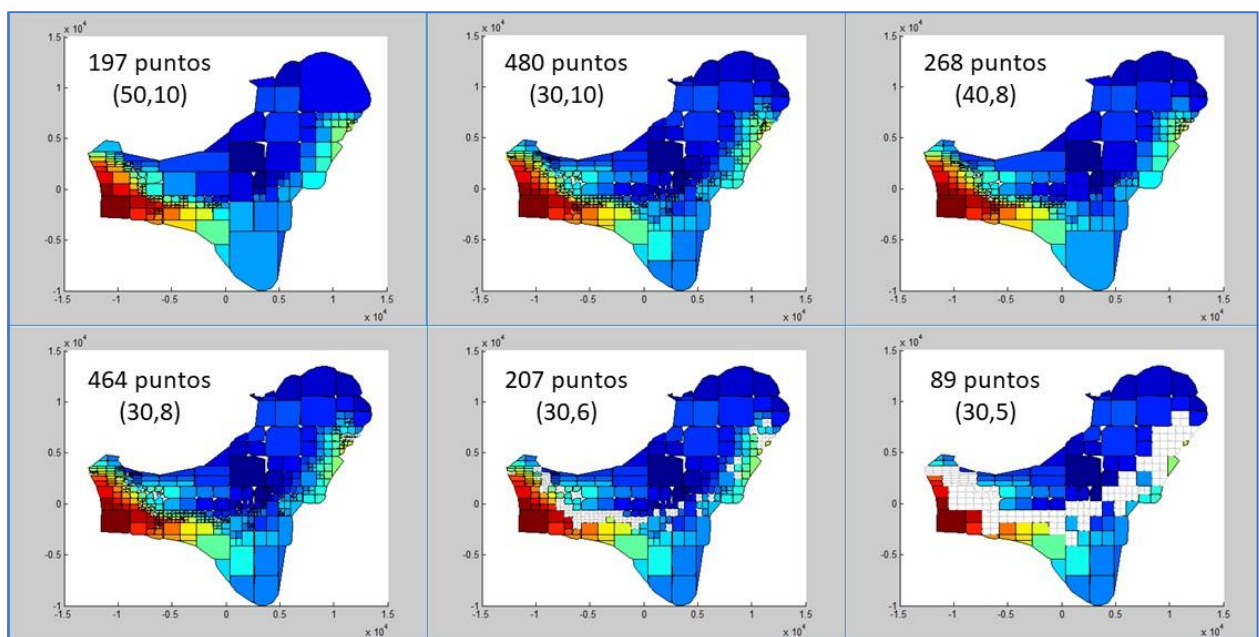


Figura III.7. Interferograma RDS-2 S6 remuestreado entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012 aplicando diferentes umbrales y subdivisiones. En cada interferograma se muestra el número de puntos InSAR y, entre paréntesis, el valor de la varianza aplicada como umbral para la subdivisión de polígonos y el número máximo de subdivisiones permitidas.

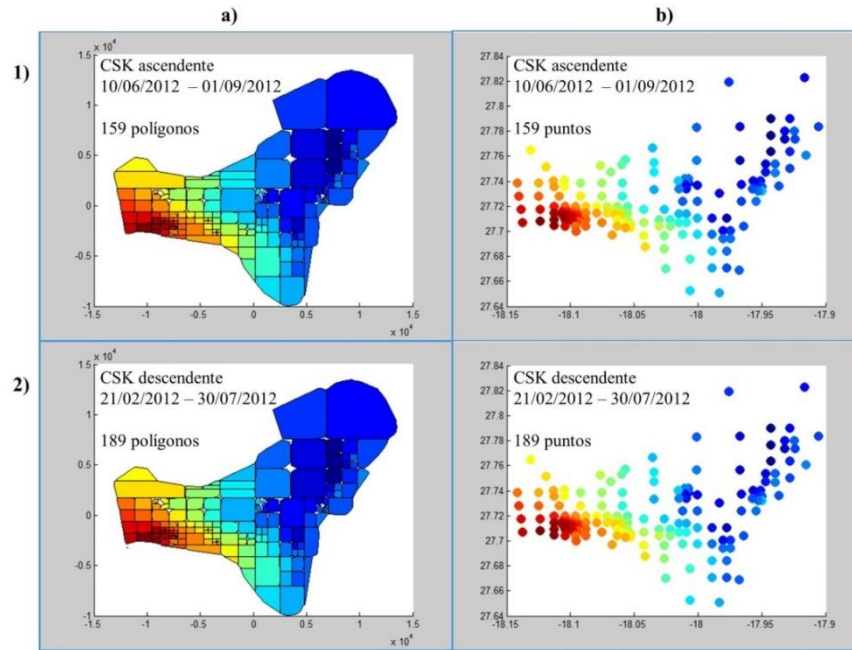


Figura III.8. Interferogramas CSK remuestreados que cubren el episodio intrusivo de junio-julio de 2012. (a) Interferogramas remuestreados. (b) Puntos InSAR utilizados en la modelización del episodio intrusivo.

➤ **Utilización de diferentes conjuntos de datos InSAR - GNSS**

Se exponen a continuación los conjuntos de datos geodésicos InSAR y GNSS que cubren el episodio intrusivo ocurrido en El Hierro en junio-julio de 2012 y que se han utilizado en la modelización de dicha intrusión aplicando un modelo de fuente de presión puntual (Mogi 1958) (Tabla III.1, Figura III.9):

- 1) Interferograma RDS-2 S6 ascendente entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012.
- 2) Interferograma RDS-2 S7 ascendente entre el 9 de febrero y el 19 de agosto de 2012.
- 3) Interferograma CSK ascendente entre el 10 de junio y el 1 de agosto de 2012.
- 4) Interferograma CSK descendente entre el 21 de febrero y el 30 de julio de 2012.
- 5) Los cuatro interferogramas anteriores (1, 2, 3, 4).
- 6) Datos GNSS de deformación acumulada entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012.
- 7) Datos GNSS (6) y los cuatro interferogramas (1, 2, 3, 4).
- 8) Datos GNSS (6) y los cuatro interferogramas (1, 2, 3, 4) y los datos de la matriz inversa varianza-covarianza de las observaciones GNSS se reduce en un factor de 10 para disminuir su influencia en el modelado.
- 9) Datos GNSS (6) y los cuatro interferogramas (1, 2, 3, 4) y los datos de la matriz inversa varianza-covarianza de las observaciones GNSS se reduce en un factor de 100 para disminuir su influencia en el modelado.
- 10) Datos GNSS (6) y los cuatro interferogramas (1, 2, 3, 4) y los datos de la matriz inversa varianza-covarianza de las observaciones GNSS se reduce en un factor de 1000 para disminuir su influencia en el modelado.

Tabla III.1. Parámetros óptimos del modelo de fuente de presión puntual calculados utilizando los diferentes conjuntos de datos geodésicos arriba indicados. Los errores muestran intervalos de credibilidad del 95%. (Benito-Saz et al., 2019).

	Datos	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRS S
1	RDS-2 S6	-18.11 ± 0.06	27.71 ± 0.09	6.4 ± 4.4	13 ± 526	0.4
2	RDS-2 S7	-18.12 ± 0.07	27.72 ± 0.13	9.1 ± 4.8	19 ± 448	0.5
3	CSK-asc	-18.11 ± 0.08	27.69 ± 0.07	11.6 ± 8.3	46 ± 520	1.5
4	CSK-desc	-18.12 ± 0.03	27.64 ± 0.04	22.6 ± 4.5	351 ± 197	3.1
5	InSAR all	-18.11 ± 0.04	27.67 ± 0.06	12.8 ± 5.2	59 ± 265	1.3
6	GNSS only	-18.11 ± 0.00	27.64 ± 0.00	10.8 ± 0.4	118 ± 7	1.7
7	InSAR+GNSS	-18.11 ± 0.02	27.64 ± 0.03	11.1 ± 0.8	121 ± 21	1.6
8	InSAR+GNSS/10	-18.13 ± 0.01	27.62 ± 0.01	13.1 ± 0.5	155 ± 10	1.4
9	InSAR+GNSS/100	-18.15 ± 0.01	27.59 ± 0.01	17.2 ± 1.7	240 ± 45	1.3
10	InSAR+GNSS/1000	-18.17 ± 0.02	27.58 ± 0.03	19.6 ± 3.3	297 ± 139	1.3

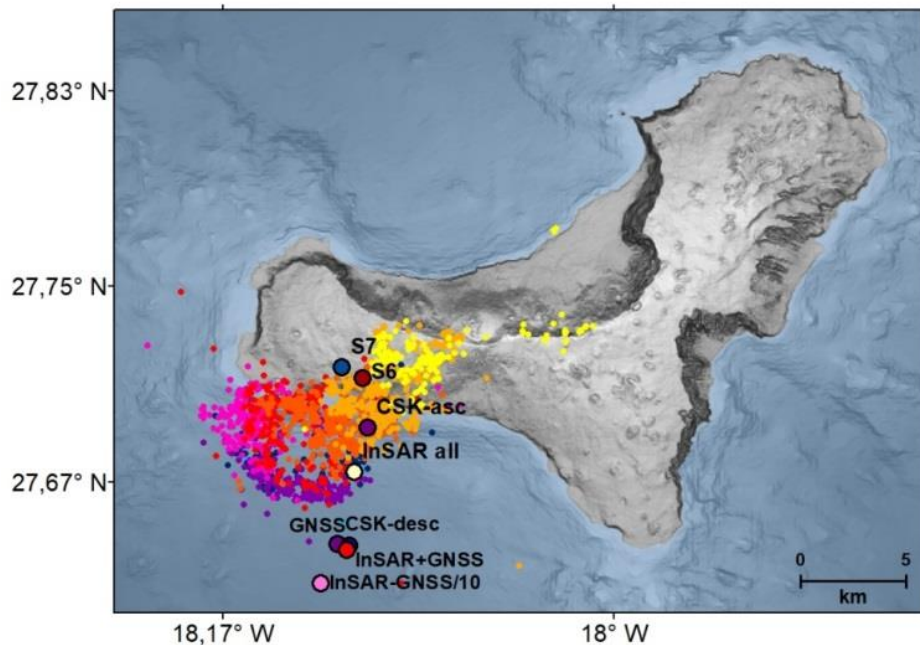


Figura III.9. Proyección en superficie de los terremotos relocalizados (puntos pequeños) y los modelos de fuente puntual presentados en la Tabla III.1 (círculos). Las fuentes 9 y 10 en las que se ha disminuido el peso de las observaciones GNSS no aparecen en la figura al situarse más alejadas del cuadro de observación, al suroeste de la isla. (Benito-Saz et al., 2019).

Anexo IV. Modelos de las intrusiones post-eruptivas

En este anexo se muestran las características de los modelos obtenidos de cada una de las intrusiones post-eruptivas ocurridas en la isla de El Hierro entre junio de 2012 y marzo de 2014.

Los errores de los valores de los parámetros de las tablas que se muestran en las tablas corresponden a los intervalos de credibilidad del 95%. En las funciones de densidad de probabilidad a posteriori de los parámetros de los modelos, los histogramas muestran las distribuciones de los parámetros individuales. Las líneas rojas representan la solución de máxima probabilidad. Los diagramas de dispersión muestran distribuciones para cada par de parámetros, contorneados según la frecuencia (colores fríos para bajas frecuencias, colores cálidos para altas frecuencias).

IV.I. INTRUSIÓN JUNIO-JULIO 2012

Para la modelización de la fuente de deformación se ha considerado los desplazamientos del terreno acumulados desde el 24 de junio de 2012 utilizando los datos GNSS, excepto para los siguientes periodos de tiempo en los que se han utilizado no sólo los datos GNSS sino también los interferogramas disponibles:

- 24/06/2012 - 07/07/2012: datos GNSS y el interferograma CSK descendente entre el 2 de abril y el 7 de julio de 2012.
- 24/06/2012 - 09/07/2012: datos GNSS y el interferograma RDS-2 ascendente entre el 28 de abril y el 9 de julio de 2012
- 24/06/2012 - 14/07/2012: datos GNSS y los siguientes cuatro interferogramas:
 - o Interferograma CSK ascendente entre el 10 de junio y el 1 de agosto de 2012.
 - o Interferograma CSK descendente entre el 21 de febrero y el 30 de julio de 2012.
 - o Interferograma RDS-2 ascendente entre el 28 de abril y el 2 de agosto de 2012.
 - o Interferograma RDS-2 ascendente entre el 9 de febrero y el 19 de agosto de 2012.

➤ **Datos InSAR - GNSS**

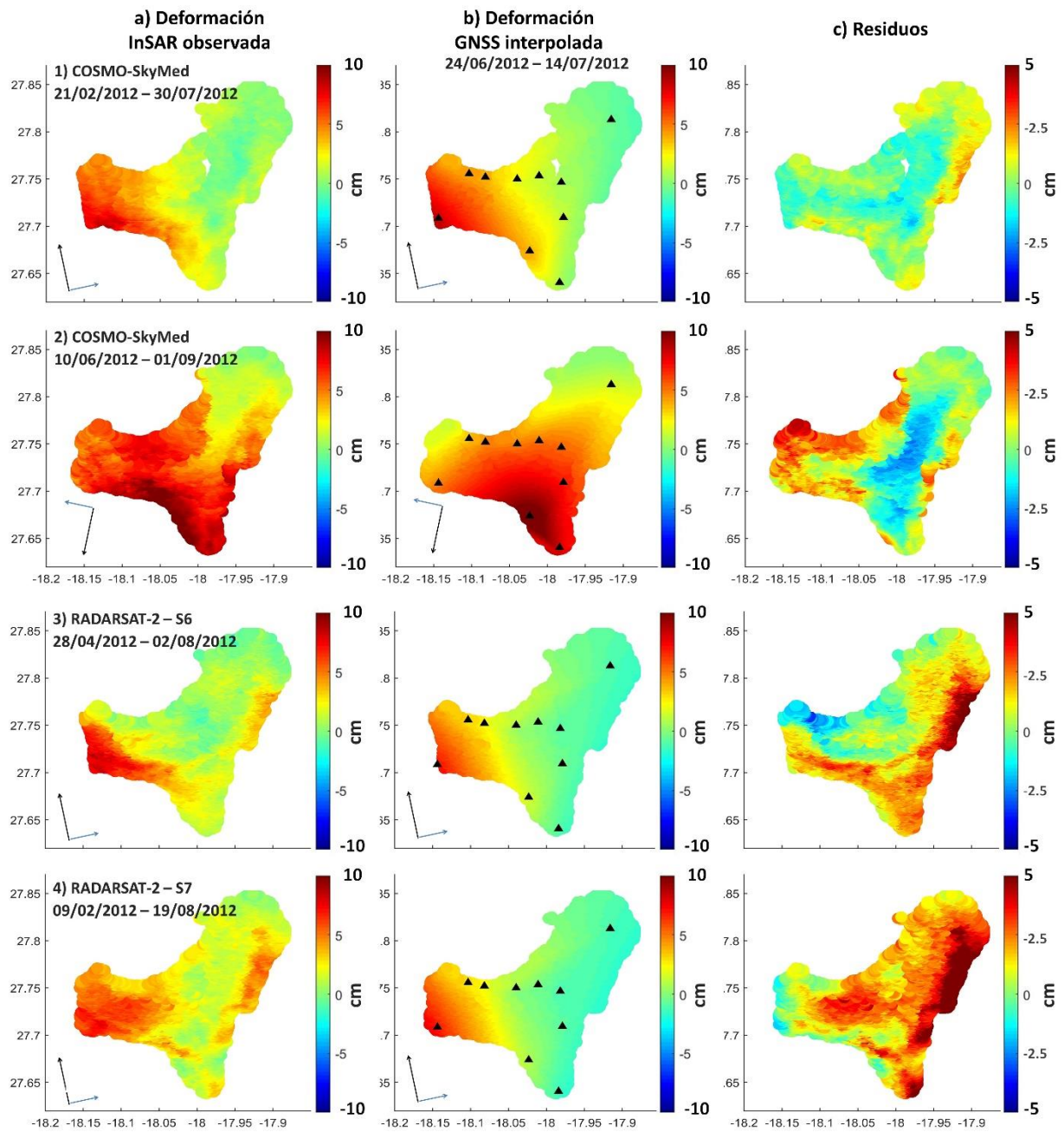


Figura IV.I.1. (a) Mapas InSAR que cubren completamente el episodio intrusivo. (b) Datos GNSS interpolados para toda la isla considerando la dirección LOS del interferograma correspondiente en (a). (c) Residuos entre los datos LOS (a) y los datos GNSS proyectados a la dirección LOS (b). (Benito-Saz et al., 2019).

➤ **Modelo de fuente puntual**

Tabla IV.I.1. Evolución diaria de los parámetros de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de junio de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRSS
25/06/2012	-18.09 \pm 0.01	27.67 \pm 0.01	11.0 \pm 1.1	19 \pm 6	5
26/06/2012	-18.07 \pm 0.00	27.67 \pm 0.00	12.0 \pm 0.5	40 \pm 5	4
27/06/2012	-18.08 \pm 0.00	27.66 \pm 0.00	12.1 \pm 0.4	61 \pm 4	4
28/06/2012	-18.09 \pm 0.00	27.65 \pm 0.00	12.4 \pm 0.3	76 \pm 3	4
29/06/2012	-18.09 \pm 0.00	27.65 \pm 0.01	12.5 \pm 0.3	90 \pm 3	5
30/06/2012	-18.10 \pm 0.01	27.65 \pm 0.01	12.2 \pm 0.3	95 \pm 3	8
01/07/2012	-18.10 \pm 0.01	27.65 \pm 0.01	11.7 \pm 0.3	95 \pm 4	11
02/07/2012	-18.10 \pm 0.00	27.65 \pm 0.01	11.3 \pm 0.3	95 \pm 4	12
03/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.5 \pm 0.3	102 \pm 5	10
04/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.65 \pm 0.01	11.6 \pm 0.3	107 \pm 4	10
05/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.7 \pm 0.3	113 \pm 6	11
06/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.5 \pm 0.3	112 \pm 6	12
07/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.6 \pm 0.5	117 \pm 12	3
08/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.4 \pm 0.4	116 \pm 9	12
09/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.02	11.6 \pm 0.7	122 \pm 17	1
10/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.5 \pm 0.4	123 \pm 9	11
11/07/2012	-18.11 \pm 0.00	27.64 \pm 0.01	11.5 \pm 0.3	126 \pm 6	11
12/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.2 \pm 0.4	123 \pm 10	11
13/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	11.1 \pm 0.4	122 \pm 10	10
14/07/2012	-18.11 \pm 0.03	27.64 \pm 0.03	11.1 \pm 0.8	121 \pm 21	2

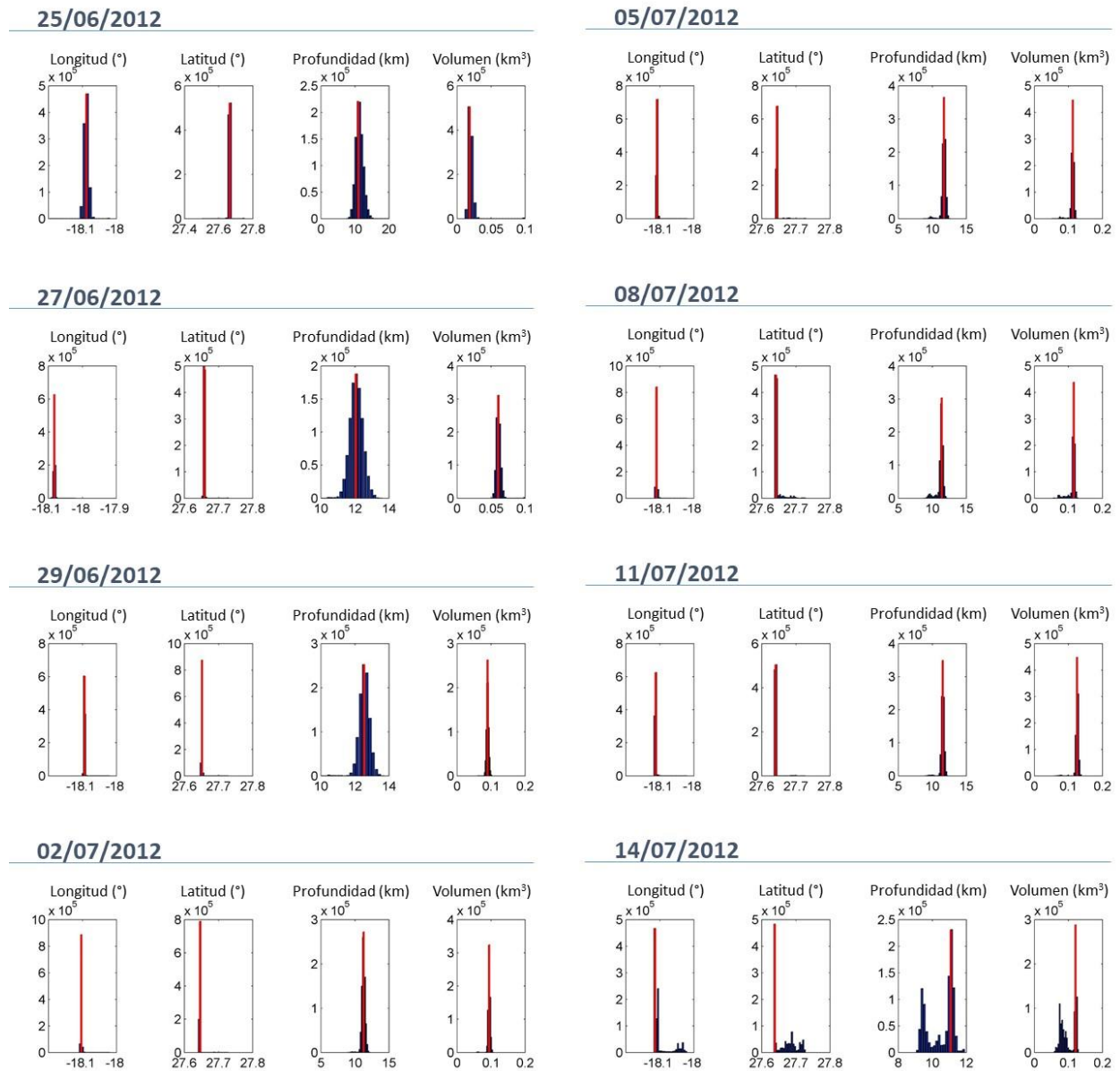


Figura IV.I.2. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fuente puntual (Tabla IV.I.1). (Benito-Saz et al., 2019).

➤ **Modelo de esferoide prolato**

Tabla IV.I.2. Parámetros de la fuente de deformación esferoidal prolata (Yang et al., 1988) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. El aspecto del esferoide se define como la relación entre el semieje-menor y el semieje-mayor del mismo. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	A (aspecto)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	WRSS
-18.11 ± 0.00	27.64 ± 0.00	9.9 ± 0.2	92 ± 6	0.3 ± 0.1	75 ± 4	360 ± 3	2

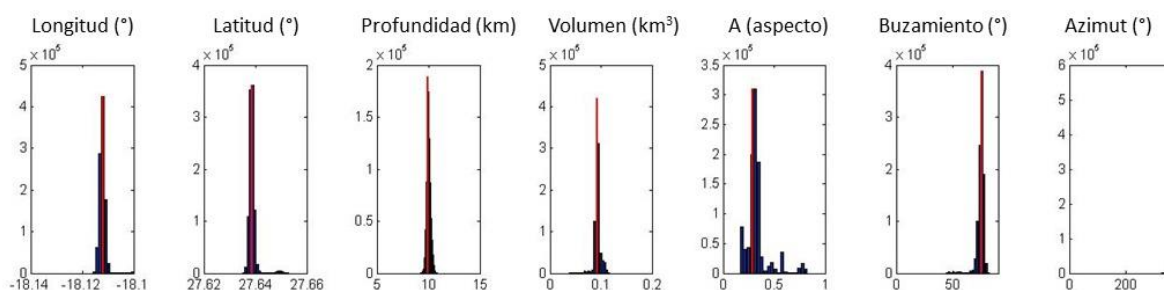


Figura IV.I.3. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de esferoide prolato (Tabla IV.I.2). (Benito-Saz et al., 2017).

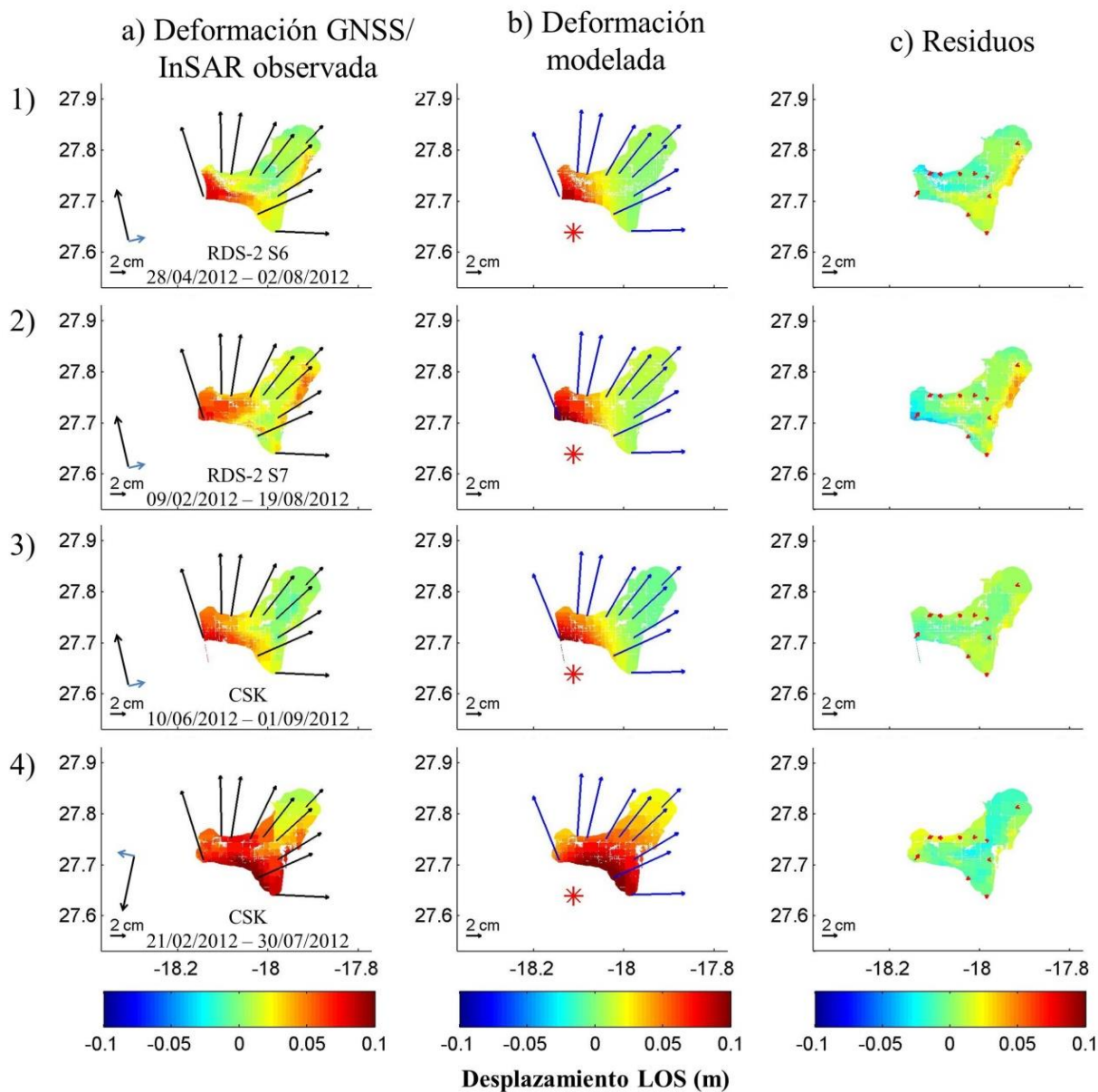


Figura IV.I.4. (a) Deformación del terreno registrada mediante observaciones GNSS horizontales entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012 (flechas negras) y los interferogramas InSAR disponibles. (b) Desplazamientos del terreno modelados por el modelo de esferoide prolato (Tabla IV.I.2). (c) Residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo. (Benito-Saz et al., 2017).

➤ **Modelo de fractura circular horizontal**

Tabla IV.I.3. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de julio de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
25/06/2012	-18.09 \pm 0.01	27.66 \pm 0.00	13.5 \pm 1.2	20 \pm 2	3.0 \pm 0.7	7
26/06/2012	-18.07 \pm 0.00	27.67 \pm 0.00	14.8 \pm 0.7	40 \pm 3	4.1 \pm 0.4	11
27/06/2012	-18.09 \pm 0.00	27.66 \pm 0.00	15.0 \pm 0.7	64 \pm 5	4.4 \pm 0.3	15
28/06/2012	-18.09 \pm 0.01	27.65 \pm 0.00	15.3 \pm 1.1	79 \pm 9	4.7 \pm 0.3	20
29/06/2012	-18.10 \pm 0.01	27.65 \pm 0.01	15.4 \pm 1.2	96 \pm 11	5.1 \pm 0.2	24
30/06/2012	-18.10 \pm 0.01	27.65 \pm 0.01	15.2 \pm 1.2	105 \pm 12	5.2 \pm 0.3	32
01/07/2012	-18.10 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	14.9 \pm 1.3	109 \pm 14	5.3 \pm 0.4	39
02/07/2012	-18.10 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	14.6 \pm 1.1	113 \pm 14	5.3 \pm 0.3	39
03/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.0 \pm 1.1	122 \pm 14	5.5 \pm 0.3	46
04/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.0 \pm 1.3	128 \pm 17	5.6 \pm 0.4	46
05/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.2 \pm 1.7	136 \pm 22	5.7 \pm 0.5	47
06/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.0 \pm 1.5	138 \pm 21	5.7 \pm 0.5	49
07/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.4 \pm 2.3	146 \pm 34	5.8 \pm 0.7	4
08/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.0 \pm 1.5	145 \pm 22	5.8 \pm 0.5	86
09/07/2012	-18.11 \pm 0.02	27.64 \pm 0.01	15.3 \pm 2.5	151 \pm 37	6.1 \pm 0.7	6
10/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.64 \pm 0.01	15.2 \pm 1.5	153 \pm 23	5.9 \pm 0.5	58
11/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.63 \pm 0.01	15.2 \pm 1.5	158 \pm 24	6.0 \pm 0.5	52
12/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.63 \pm 0.01	14.9 \pm 1.6	157 \pm 25	6.0 \pm 0.5	53
13/07/2012	-18.11 \pm 0.01	27.63 \pm 0.01	14.9 \pm 1.4	158 \pm 23	6.0 \pm 0.5	56
14/07/2012	-18.12 \pm 0.03	27.63 \pm 0.02	15.5 \pm 4.0	167 \pm 65	6.1 \pm 1.2	1

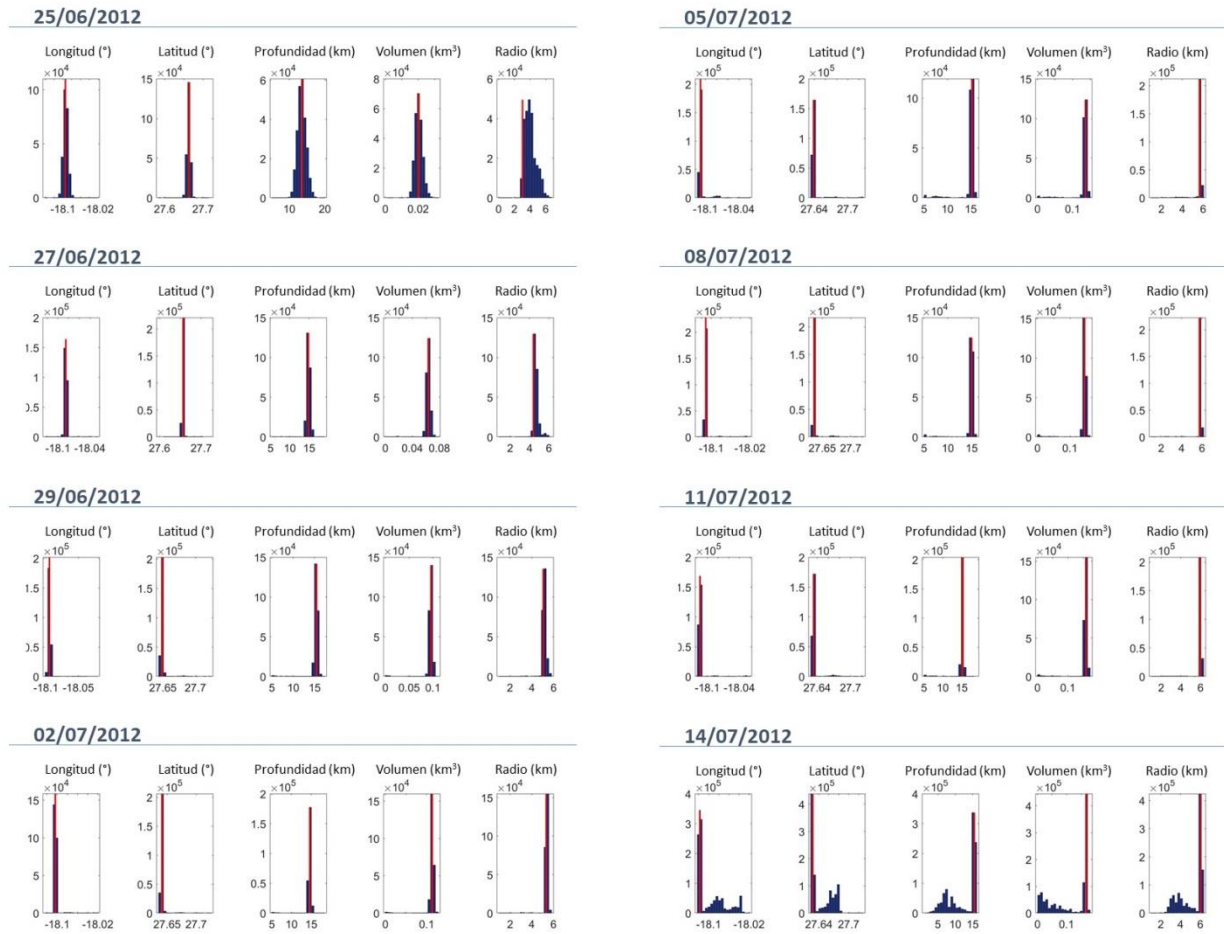


Figura IV.I.5. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fractura horizontal circular (Tabla IV.I.3). (Benito-Saz et al., 2019).

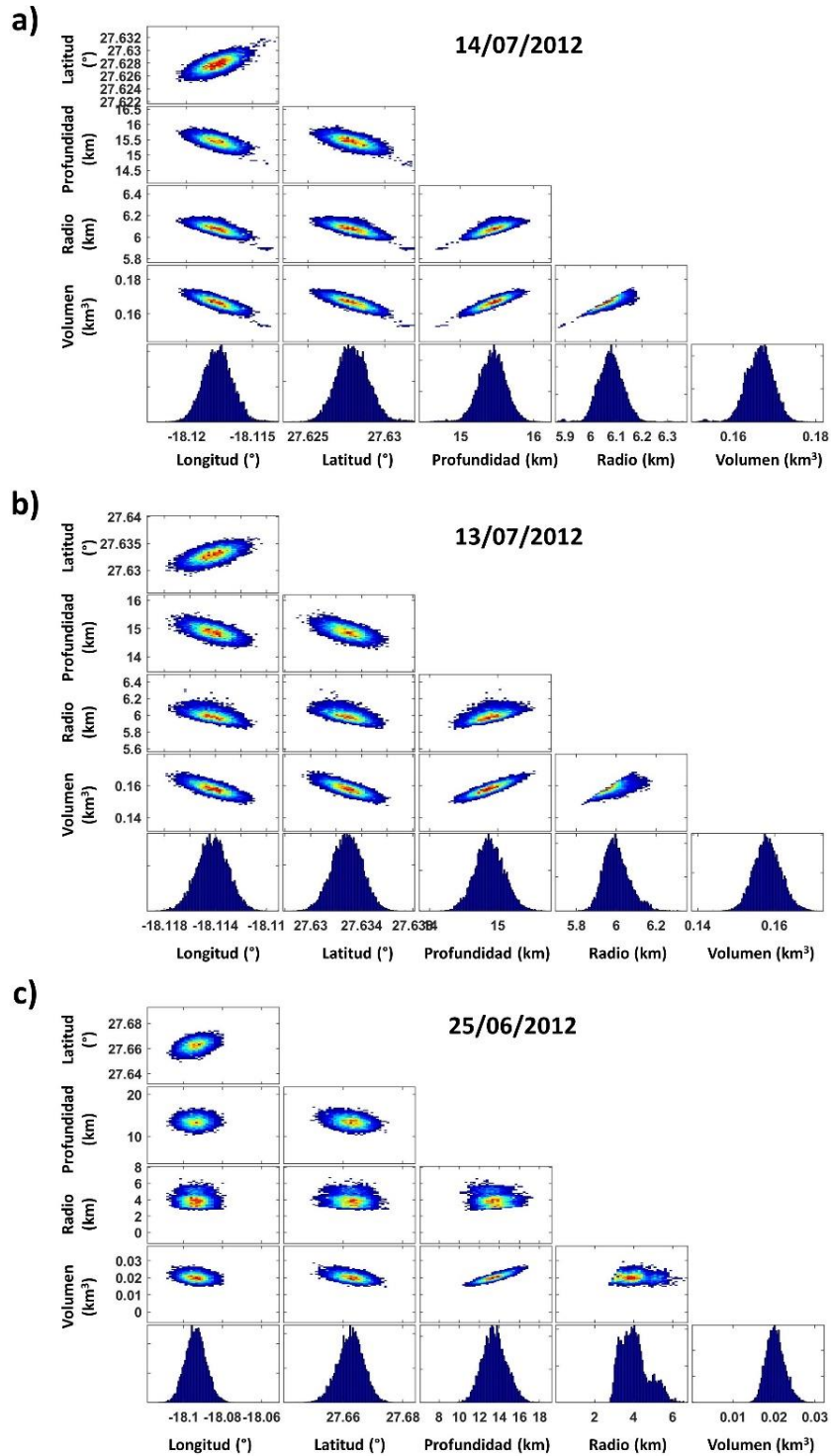


Figura IV.I.6. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fractura circular horizontal considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de junio y el (a) 14 de julio de 2012 utilizando para ello los datos GNSS e InSAR disponibles; (b) el 13 de julio de 2012 utilizando únicamente datos GNSS; (c) el 25 de junio de 2012 utilizando datos GNSS (Tabla IV.I.3). (Benito-Saz et al., 2019).

➤ **Modelo de dislocación**

Tabla IV.I.4. Parámetros de la fuente de deformación en forma de dislocación (Okada, 1985) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6$ m ³)	Largo (km)	Ancho (km)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	Abertura (m)	WRS
-18.21 ± 0.05	27.52 ± 0.06	2.4 ± 1.5	124 ± 525	1.0 ± 3.6	28.0 ± 10.7	-153 ± 30	-54 ± 22	4.4 ± 1.3	2

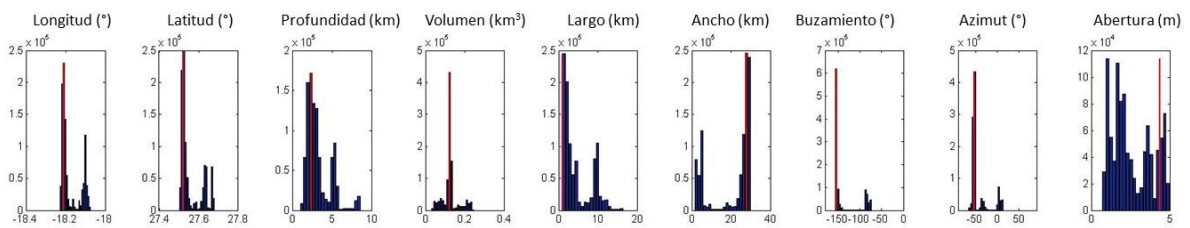


Figura IV.I.7. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de una dislocación (Tabla IV.I.4). (Benito-Saz et al., 2017).

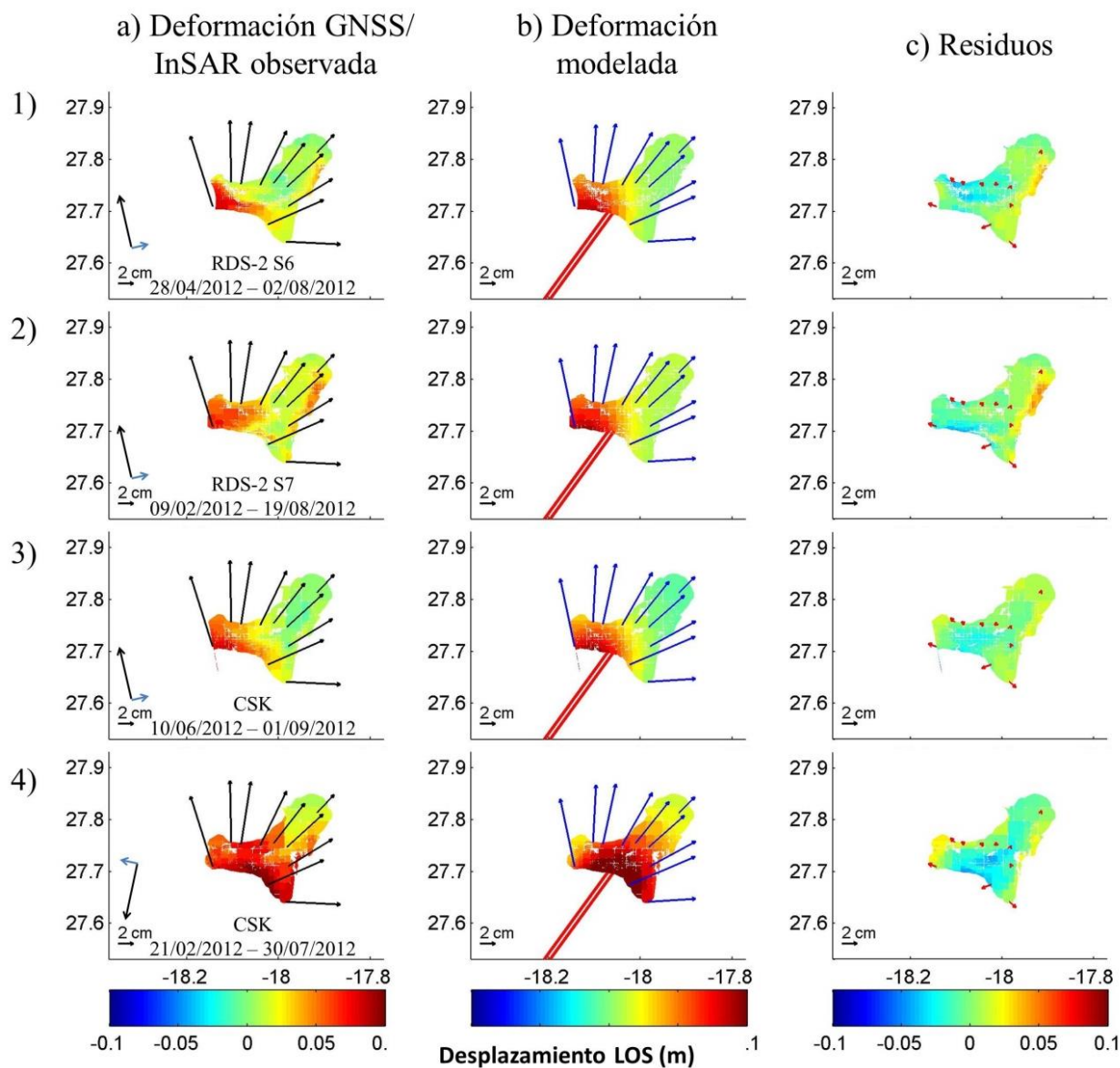


Figura IV.I.8. (a) Deformación del terreno registrada mediante observaciones GNSS horizontales entre el 24 de junio y el 14 de julio de 2012 (flechas negras) y los interferogramas InSAR disponibles. (b) Desplazamientos del terreno modelados por el modelo de esferoide prolato (Tabla IV.I.4). (c) Residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo. (Benito-Saz et al., 2017).

➤ **Modelo de dislocación horizontal dividida en parches**

Tabla IV.I.5. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de dislocación horizontal dividida en parches (Hooper et al., 2011; Okada, 1992), considerando la deformación del terreno acumulada desde el 24 de junio de 2012 y la profundidad del modelo en 15.9 km. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Sobrepresión (MPa)	WRSS
25/06/2012	21 \pm 2	4.7 \pm 1.7	-8
26/06/2012	48 \pm 3	6.9 \pm 1.3	-13
27/06/2012	58 \pm 8	10.1 \pm 1.4	-29
28/06/2012	76 \pm 4	9.0 \pm 2.5	-33
29/06/2012	94 \pm 5	8.3 \pm 1.3	-42
30/06/2012	101 \pm 16	9.0 \pm 0.9	-58
01/07/2012	101 \pm 5	10.3 \pm 0.3	-78
02/07/2012	101 \pm 6	9.5 \pm 0.3	-98
03/07/2012	109 \pm 28	9.8 \pm 2.8	-107
04/07/2012	112 \pm 7	10.2 \pm 3.1	-105
05/07/2012	119 \pm 8	13.1 \pm 0.7	-119
06/07/2012	122 \pm 6	10.7 \pm 0.8	-135
07/07/2012	124 \pm 7	10.8 \pm 0.3	-12
08/07/2012	129 \pm 8	12.1 \pm 0.4	-156
09/07/2012	136 \pm 9	15.3 \pm 0.6	-17
10/07/2012	130 \pm 7	14.1 \pm 0.7	-152
11/07/2012	138 \pm 16	9.7 \pm 1.1	-139
12/07/2012	136 \pm 12	9.8 \pm 0.7	-148
13/07/2012	139 \pm 11	9.8 \pm 0.6	-157
14/07/2012	124 \pm 7	12.9 \pm 0.5	-433

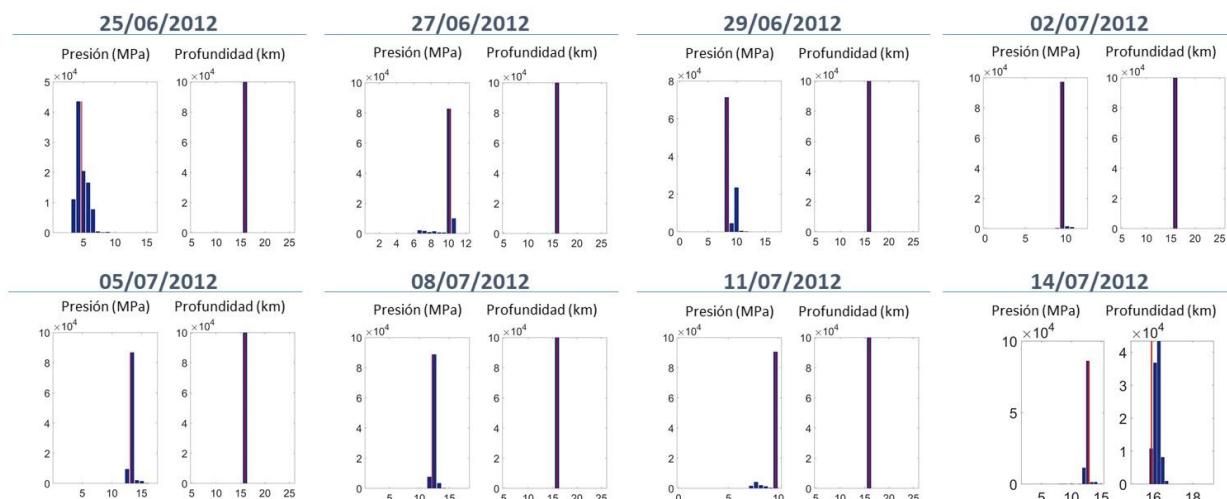


Figura IV.I.9. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de dislocación horizontal dividida en parches (Tabla IV.I.5). (Benito-Saz et al., 2019).

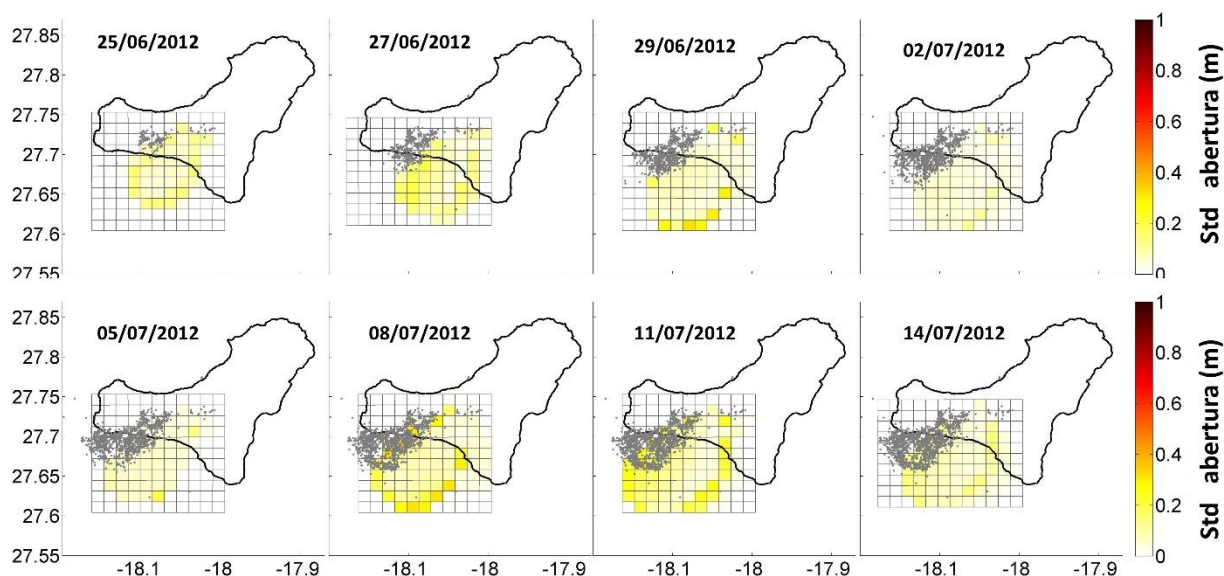


Figura IV.I.10. Proyección en superficie de la desviación estándar de la abertura de los parches del modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.I.5). Los epicentros de los terremotos relocalizados se muestran con puntos grises. (Benito-Saz et al., 2019).

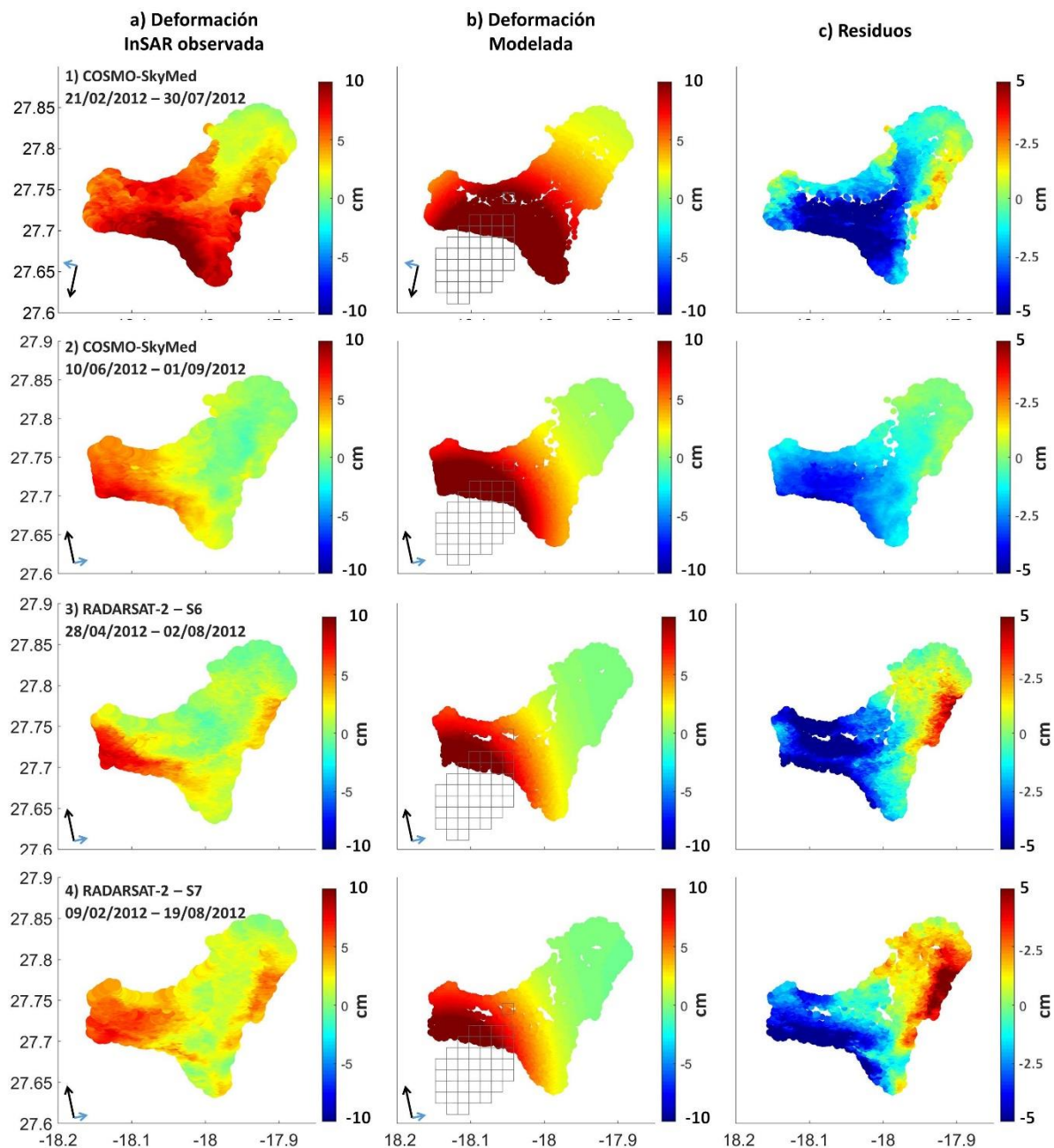


Figura IV.I.11. Deformación LOS del terreno. (a) Desplazamientos observados. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.I.5). (c) Residuos entre las deformaciones LOS observadas y modeladas. Los cuadrados grises representan la proyección en superficie de la fuente. (Benito-Saz et al., 2019).

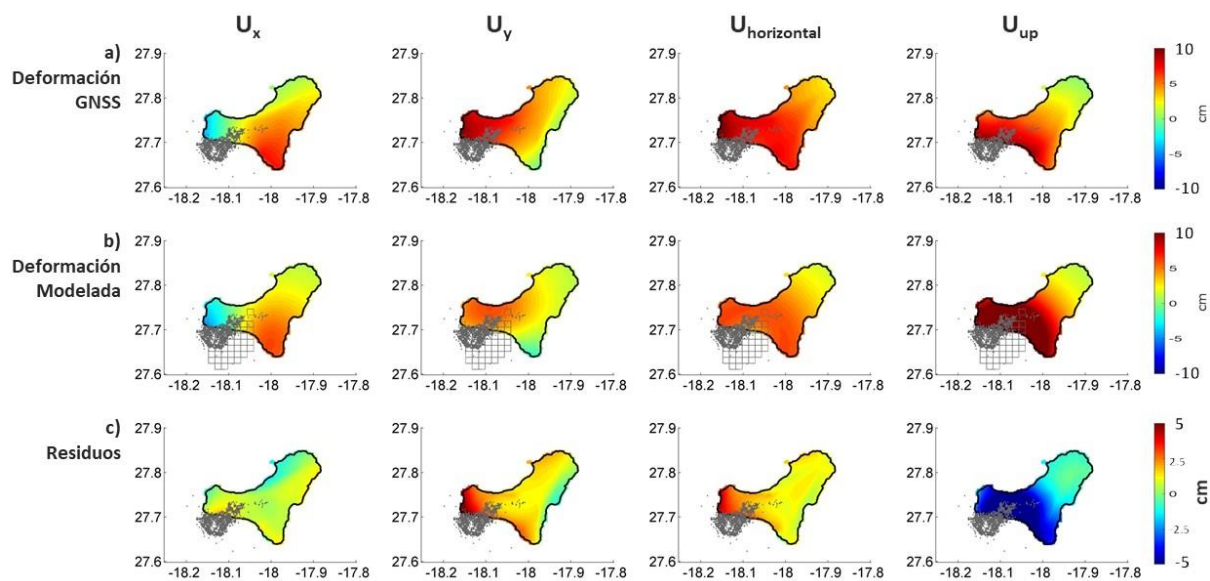


Figura IV.I.12. Deformación GNSS del terreno en la componente norte (U_x), este (U_y), horizontal ($U_{horizontal}$) y vertical (U_{up}) entre el 24 de junio al 14 de julio de 2012. (a) Desplazamientos observados e interpolados para toda la isla. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.I.5). (c) Residuos entre las deformaciones observadas y modeladas. Los puntos grises representan los terremotos relocalizados durante el mismo período de tiempo. Los cuadrados grises representan la proyección en superficie de la fuente. (Benito-Saz et al., 2019).

IV.II. INTRUSIÓN SEPTIEMBRE 2012

Para la modelización de la fuente de deformación se ha considerado los desplazamientos del terreno acumulados desde el 14 de septiembre de 2012 utilizando los datos GNSS, excepto para el periodo de tiempo 14/09/2012-19/09/2012 en el cual se han utilizado tanto los datos GNSS como los interferogramas CSK ascendente entre el 1 de septiembre y el 22 de diciembre de 2012 y CSK descendente entre el 30 de julio y el 24 de septiembre de 2012.

➤ Modelo de fuente puntual

Tabla IV.II.6. Evolución diaria de los parámetros de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRSS
15/09/2012	-18.01 ± 0.02	27.67 ± 0.01	12.5 ± 2.2	16 ± 10	1
16/09/2012	-18.00 ± 0.02	27.66 ± 0.01	12.5 ± 1.4	25 ± 9	1
17/09/2012	-18.00 ± 0.01	27.66 ± 0.01	12.1 ± 1.2	27 ± 8	1
18/09/2012	-18.00 ± 0.01	27.66 ± 0.01	11.8 ± 1.3	28 ± 8	1
19/09/2012	-18.00 ± 0.03	27.66 ± 0.01	11.5 ± 1.0	27 ± 14	1

➤ Modelo de esferoide prolato

Tabla IV.II.7. Parámetros de la fuente de deformación esferoidal prolata (Yang et al., 1988) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 14 y el 19 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	A (aspecto)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	WRSS
-18.00 ± 0.00	27.66 ± 0.00	11.6 ± 0.6	27 ± 2	0.5 ± 0.1	-57 ± 11	107 ± 16	1

➤ **Modelo de fractura circular horizontal**

Tabla IV.II.8. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
15/09/2012	-18.01 ± 0.01	27.67 ± 0.01	16.2 ± 1.4	16 ± 2	2.9 ± 0.8	1
16/09/2012	-18.00 ± 0.00	27.66 ± 0.00	16.8 ± 1.2	26 ± 3	3.3 ± 0.9	3
17/09/2012	-18.00 ± 0.00	27.66 ± 0.00	16.6 ± 1.1	31 ± 3	3.5 ± 0.7	4
18/09/2012	-18.00 ± 0.01	27.66 ± 0.01	16.4 ± 0.9	31 ± 3	3.5 ± 0.7	4
19/09/2012	-18.00 ± 0.00	27.66 ± 0.01	15.8 ± 1.6	30 ± 4	3.4 ± 0.8	2

➤ **Modelo de dislocación**

Tabla IV.II.9. Parámetros de la fuente de deformación en forma de dislocación (Okada, 1985) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 14 y el 19 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Largo (km)	Ancho (km)	Buzamiento (°)	Azimuth (°)	Abertura (m)	WRSS
-18.02 ± 0.01	27.73 ± 0.01	13.5 ± 2.0	22 ± 68	3.0 ± 2.9	1.3 ± 1.9	-156 ± 15	-74 ± 18	6.0 ± 3.6	2

➤ **Modelo de dislocación horizontal dividida en parches**

Tabla IV.II.10. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de dislocación horizontal dividida en parches (Hooper et al., 2011; Okada, 1992) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Sobrepresión (MPa)	WRSS
15/09/2012	16.2 ± 2.3	16 ± 4	10.9 ± 6.9	-1
16/09/2012	16.3 ± 1.5	21 ± 4	15.9 ± 4.6	-3
17/09/2012	16.7 ± 1.7	28 ± 6	14.4 ± 5.0	-4
18/09/2012	16.3 ± 1.4	29 ± 5	8.9 ± 4.3	-4
19/09/2012	15.6 ± 1.1	29 ± 4	12.7 ± 3.8	-2

IV.III. INTRUSIÓN ENERO 2013

Para la modelización de la fuente de deformación se ha considerado los desplazamientos del terreno acumulados desde el 31 de diciembre de 2012 utilizando los datos GNSS, excepto para el periodo de tiempo 31/12/2012-03/01/2013 en el cual se han utilizado tanto los datos GNSS como los interferogramas CSK ascendente entre el 22 de diciembre de 2012 y el 11 de enero de 2013 y CSK descendente entre el 24 de septiembre de 2012 y el 6 de enero de 2013.

➤ Modelo de fuente puntual

Tabla IV.III.11. Evolución diaria de los parámetros de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 31 de diciembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRSS
01/01/2013	-18.03 ± 0.02	27.78 ± 0.01	9.1 ± 2.3	8 ± 10	1
02/01/2013	-18.03 ± 0.02	27.79 ± 0.01	10.9 ± 1.8	16 ± 10	2
03/01/2013	-18.02 ± 0.04	27.80 ± 0.02	11.8 ± 1.4	23 ± 17	1

➤ Modelo de esferoide prolato

Tabla IV.III.12. Parámetros de la fuente de deformación esferoidal prolata (Yang et al., 1988) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 31 de diciembre de 2012 y el 3 de enero de 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	A (aspecto)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	WRSS
-18.02 ± 0.00	27.80 ± 0.00	12.1 ± 0.7	25 ± 2	0.8 ± 0.1	9 ± 29	5 ± 120	1

➤ **Modelo de fractura circular horizontal**

Tabla IV.III.13. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 31 de diciembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
01/01/2013	-18.03 ± 0.01	27.79 ± 0.01	13.0 ± 1.5	10 ± 2	2.5 ± 1.4	2
02/01/2013	-18.03 ± 0.00	27.80 ± 0.01	14.8 ± 1.3	19 ± 3	3.2 ± 1.1	3
03/01/2013	-18.02 ± 0.00	27.81 ± 0.01	16.1 ± 1.5	28 ± 4	3.4 ± 0.7	1

➤ **Modelo de dislocación**

Tabla IV.III.14. Parámetros de los modelos de dislocación (Okada, 1985) calculado a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 31 de diciembre de 2012 y el 3 de enero de 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Largo (km)	Ancho (km)	Buzamiento (°)	Azimuth (°)	Abertura (m)	WRSS
-18.02 ± 0.02	27.73 ± 0.04	13.3 ± 3.8	26 ± 171	2.1 ± 2.6	16.8 ± 7.1	-173 ± 34	69 ± 26	0.8 ± 3.6	1

➤ **Modelo de dislocación horizontal dividida en parches**

Tabla IV.III.15. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de dislocación horizontal dividida en parches (Hooper et al., 2011; Okada, 1992) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 31 de diciembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Sobrepresión (MPa)	WRSS
01/01/2013	13.1 ± 1.8	11 ± 2	5.7 ± 4.5	-2
02/01/2013	14.6 ± 1.7	18 ± 4	8.0 ± 6.0	-3
03/01/2013	15.2 ± 1.7	28 ± 6	7.2 ± 2.3	-1

IV.IV. INTRUSIÓN MARZO-ABRIL 2013

Para la modelización de la fuente de deformación se ha considerado los desplazamientos del terreno acumulados desde el 18 de marzo de 2013 utilizando los datos GNSS, excepto para los siguientes periodos de tiempo en los que se han utilizado no sólo los datos GNSS sino también los interferogramas disponibles:

- 18/03/2013 - 30/03/2013: datos GNSS y el interferograma CSK descendente entre el 6 y el 30 de marzo de 2013.
- 18/03/2013 - 05/04/2013: datos GNSS y los siguientes tres interferogramas:
 - o Interferograma CSK ascendente entre el 11 enero y el 13 de diciembre de 2013.
 - o Interferograma CSK descendente entre el 6 de enero y el 7 de mayo de 2013.
 - o Interferograma RDS-2 ascendente entre el 6 de marzo y el 23 de abril de 2013.

➤ Datos InSAR - GNSS

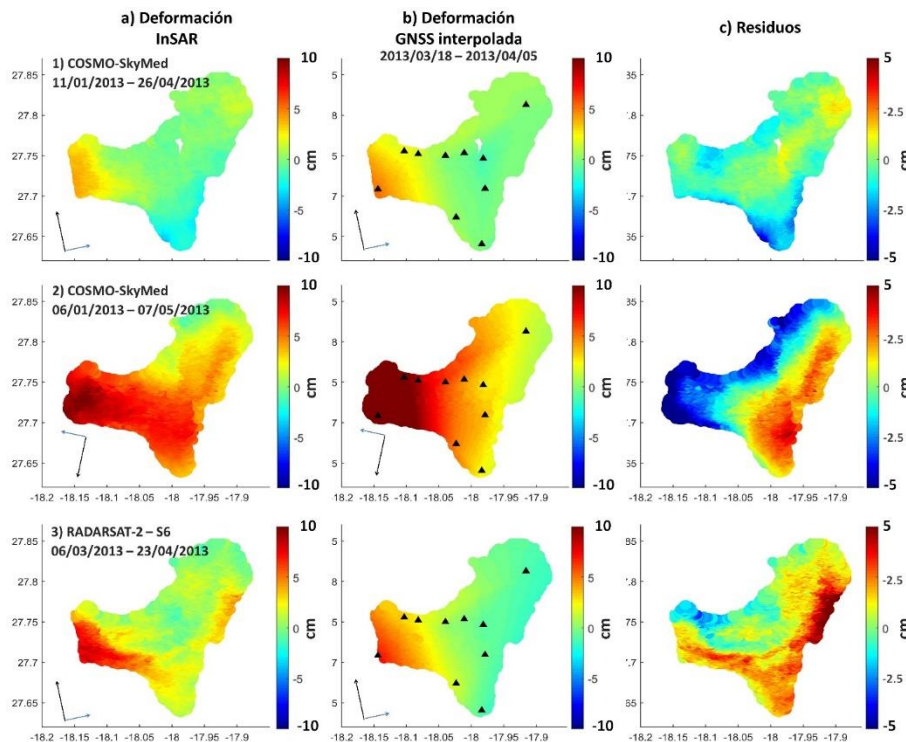


Figura IV.IV.13. (a) Mapas InSAR que cubren completamente el episodio intrusivo. (b) Datos GNSS interpolados para toda la isla considerando la dirección LOS del interferograma correspondiente en (a). (c) Residuos entre los datos LOS (a) y los datos GNSS proyectados a la dirección LOS (b). (Benito-Saz et al., 2019).

➤ **Modelo de fuente puntual**

Tabla IV.IV.16. Evolución diaria de los parámetros de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 18 de marzo de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRSS
19/03/2013	-18.17 \pm 0.05	27.72 \pm 0.02	20.0 \pm 6.3	42 \pm 29	5
20/03/2013	-18.17 \pm 0.03	27.71 \pm 0.01	17.9 \pm 3.3	50 \pm 18	4
21/03/2013	-18.17 \pm 0.02	27.71 \pm 0.01	17.2 \pm 2.3	56 \pm 14	4
22/03/2013	-18.19 \pm 0.03	27.71 \pm 0.01	17.4 \pm 2.3	71 \pm 15	4
23/03/2013	-18.21 \pm 0.04	27.72 \pm 0.01	15.4 \pm 1.7	87 \pm 15	4
24/03/2013	-18.21 \pm 0.02	27.72 \pm 0.00	12.6 \pm 0.9	85 \pm 10	3
25/03/2013	-18.22 \pm 0.06	27.72 \pm 0.01	11.8 \pm 0.9	96 \pm 16	3
26/03/2013	-18.22 \pm 0.05	27.72 \pm 0.01	11.1 \pm 1.0	100 \pm 22	3
27/03/2013	-18.23 \pm 0.04	27.72 \pm 0.01	10.9 \pm 0.8	108 \pm 18	4
28/03/2013	-18.22 \pm 0.02	27.72 \pm 0.00	10.5 \pm 0.5	106 \pm 10	5
29/03/2013	-18.22 \pm 0.05	27.72 \pm 0.01	10.6 \pm 0.9	108 \pm 20	7
30/03/2013	-18.22 \pm 0.08	27.72 \pm 0.01	10.5 \pm 1.7	107 \pm 32	1
31/03/2013	-18.22 \pm 0.05	27.72 \pm 0.01	10.8 \pm 1.0	116 \pm 31	7
01/04/2013	-18.23 \pm 0.06	27.72 \pm 0.01	10.9 \pm 0.9	120 \pm 26	6
02/04/2013	-18.23 \pm 0.05	27.72 \pm 0.01	11.0 \pm 1.1	125 \pm 29	5
03/04/2013	-18.23 \pm 0.02	27.72 \pm 0.00	10.9 \pm 0.6	128 \pm 14	6
04/04/2013	-18.24 \pm 0.05	27.71 \pm 0.01	10.9 \pm 1.0	131 \pm 29	5
05/04/2013	-18.23 \pm 0.04	27.71 \pm 0.01	11.0 \pm 0.5	125 \pm 15	1

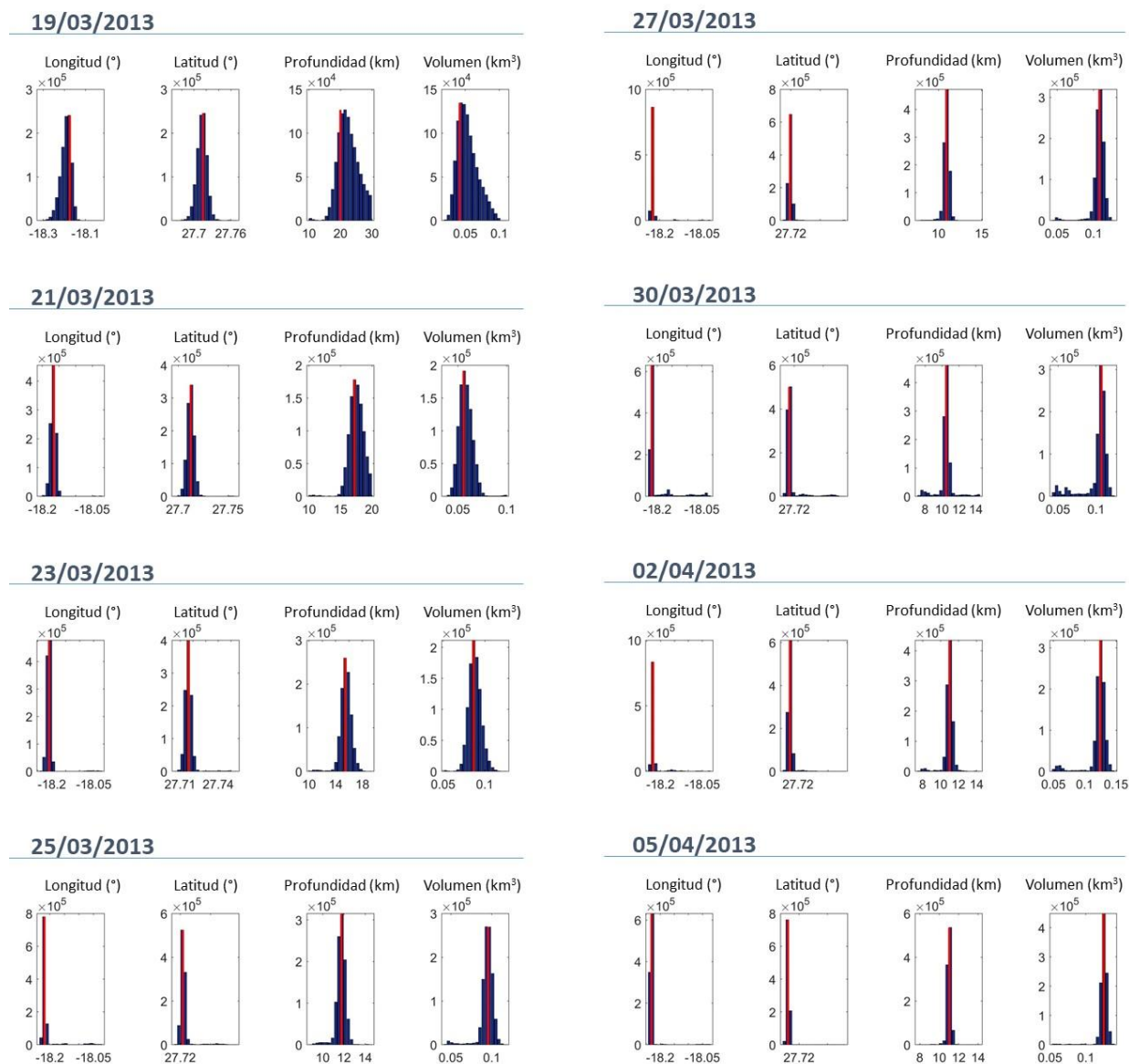


Figura IV.IV.14. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fuente puntual (Tabla IV.IV.16). (Benito-Saz et al., 2019).

➤ **Modelo de esferoide prolato**

Tabla IV.IV.17. Parámetros de la fuente de deformación esferoidal prolata (Yang et al., 1988) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	A (aspecto)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	WRSS
-18.24 ± 0.01	27.71 ± 0.00	11.1 ± 0.5	133 ± 14	0.8 ± 0.0	-28 ± 41	224 ± 65	1

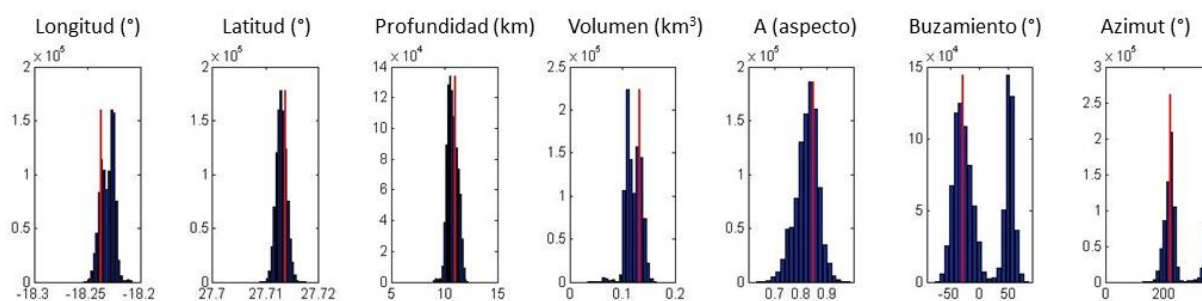


Figura IV.IV.15. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de esferoide prolato (Tabla IV.IV.17). (Benito-Saz et al., 2017).

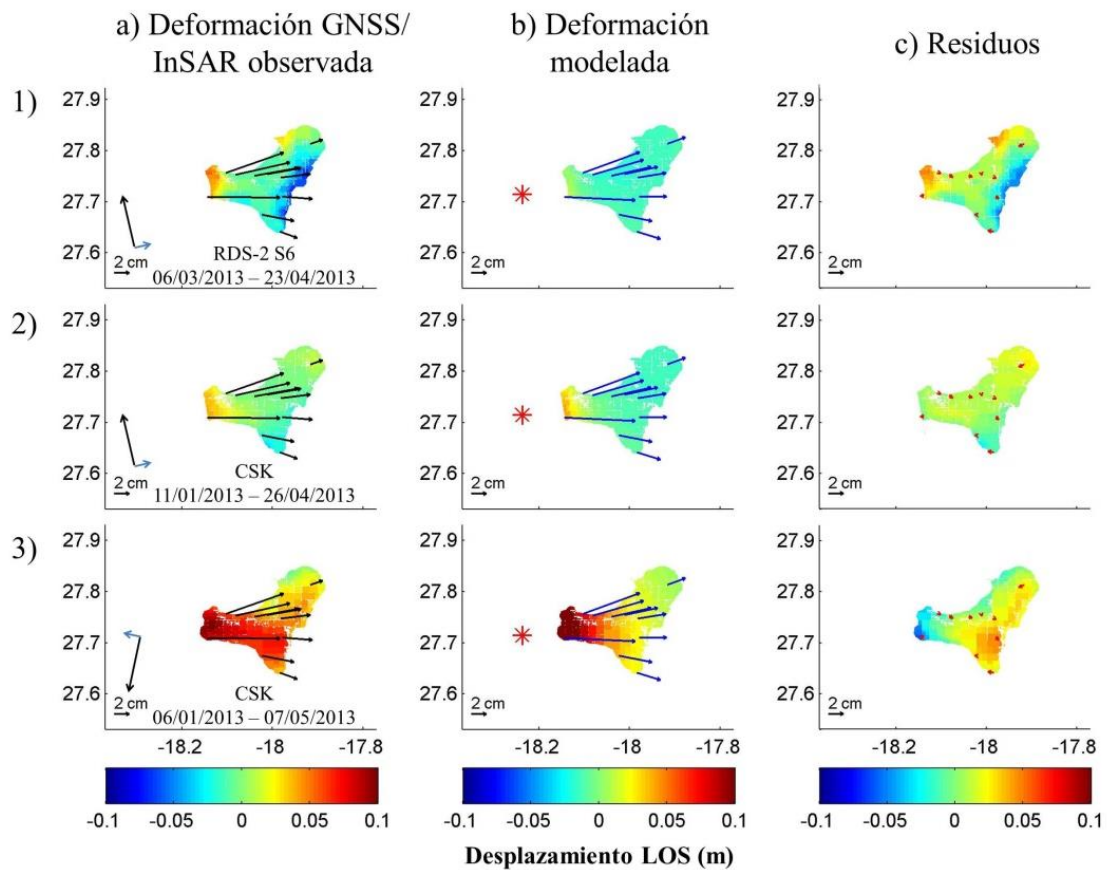


Figura IV.IV.16. (a) Deformación del terreno registrada mediante observaciones GNSS horizontales entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013 (flechas negras) y los interferogramas InSAR disponibles. (b) Desplazamientos del terreno modelados por el modelo de esferoide prolato (Tabla IV.IV.17). (c) Residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo. (Benito-Saz et al., 2017).

➤ **Modelo de fractura circular horizontal**

Tabla IV.IV.18. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 18 de marzo de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
19/03/2013	-18.23 \pm 0.03	27.71 \pm 0.01	27.0 \pm 2.5	57 \pm 10	16.9 \pm 3.9	6
20/03/2013	-18.19 \pm 0.02	27.71 \pm 0.01	26.8 \pm 2.5	66 \pm 11	4.7 \pm 3.4	6
21/03/2013	-18.19 \pm 0.02	27.71 \pm 0.01	26.2 \pm 2.2	76 \pm 12	4.7 \pm 3.3	7
22/03/2013	-18.24 \pm 0.02	27.71 \pm 0.01	25.5 \pm 2.0	112 \pm 15	13.0 \pm 3.6	7
23/03/2013	-18.28 \pm 0.02	27.71 \pm 0.00	25.8 \pm 1.8	189 \pm 24	12.2 \pm 2.1	7
24/03/2013	-18.29 \pm 0.03	27.72 \pm 0.00	23.4 \pm 2.5	227 \pm 38	6.9 \pm 1.8	5
25/03/2013	-18.30 \pm 0.02	27.73 \pm 0.00	22.4 \pm 2.0	282 \pm 37	7.3 \pm 2.2	6
26/03/2013	-18.30 \pm 0.03	27.72 \pm 0.00	21.5 \pm 1.6	317 \pm 45	7.7 \pm 1.5	5
27/03/2013	-18.32 \pm 0.03	27.72 \pm 0.00	21.3 \pm 1.5	372 \pm 48	8.1 \pm 0.9	5
28/03/2013	-18.31 \pm 0.02	27.72 \pm 0.00	20.6 \pm 1.9	361 \pm 49	7.9 \pm 1.4	4
29/03/2013	-18.31 \pm 0.02	27.72 \pm 0.00	20.8 \pm 1.4	368 \pm 42	7.9 \pm 1.0	6
30/03/2013	-18.31 \pm 0.04	27.72 \pm 0.00	20.1 \pm 3.8	357 \pm 88	9.4 \pm 4.1	1
31/03/2013	-18.31 \pm 0.03	27.72 \pm 0.00	21.2 \pm 1.7	401 \pm 59	8.2 \pm 1.4	6
01/04/2013	-18.32 \pm 0.03	27.71 \pm 0.00	21.3 \pm 2.8	429 \pm 81	9.2 \pm 3.0	6
02/04/2013	-18.33 \pm 0.02	27.71 \pm 0.00	21.4 \pm 2.5	457 \pm 70	10.9 \pm 1.9	6
03/04/2013	-18.34 \pm 0.03	27.71 \pm 0.00	21.8 \pm 1.5	511 \pm 67	9.0 \pm 2.7	8
04/04/2013	-18.35 \pm 0.03	27.71 \pm 0.00	22.0 \pm 2.2	525 \pm 80	9.1 \pm 1.7	7
05/04/2013	-18.34 \pm 0.08	27.71 \pm 0.00	22.1 \pm 5.9	489 \pm 203	9.3 \pm 2.7	1

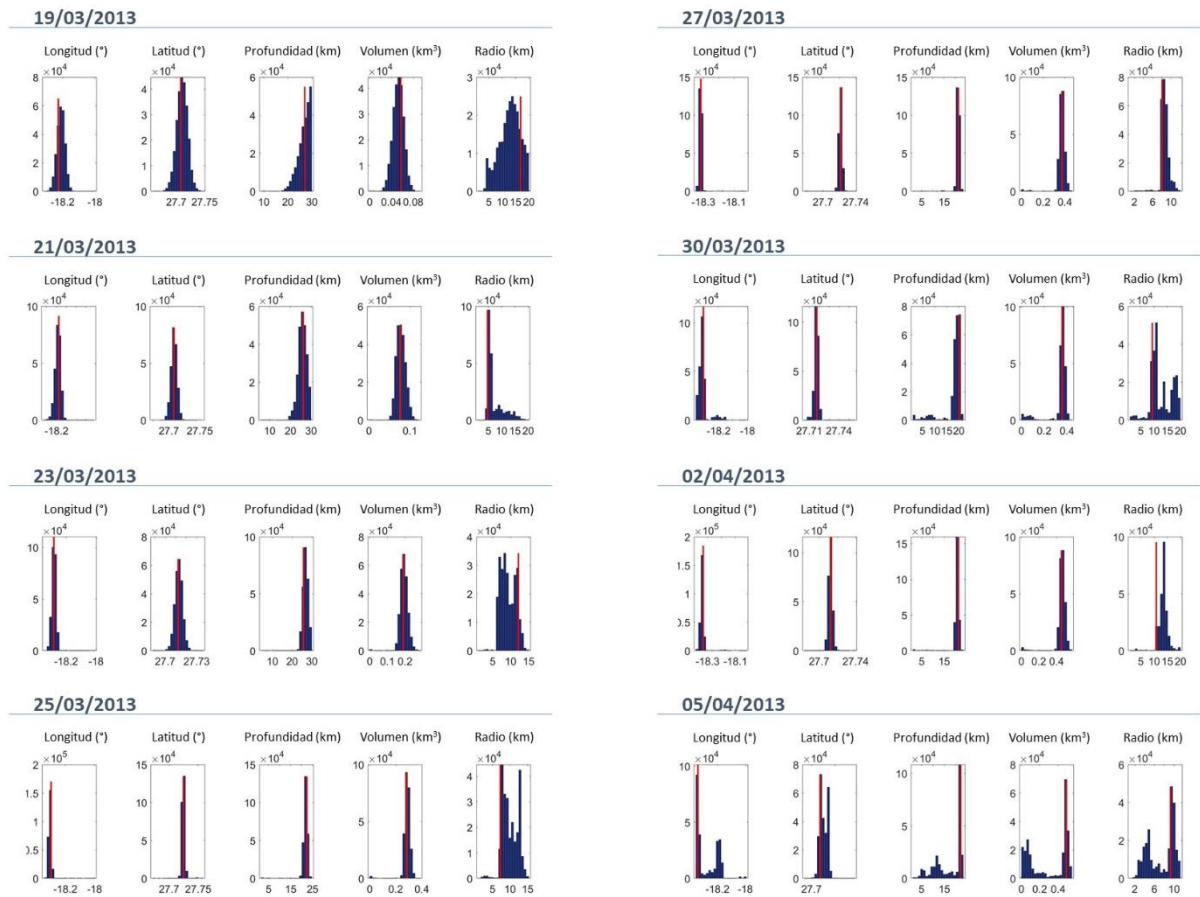


Figura IV.IV.17. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fractura horizontal circular (Tabla IV.IV.18). (Benito-Saz et al., 2019).

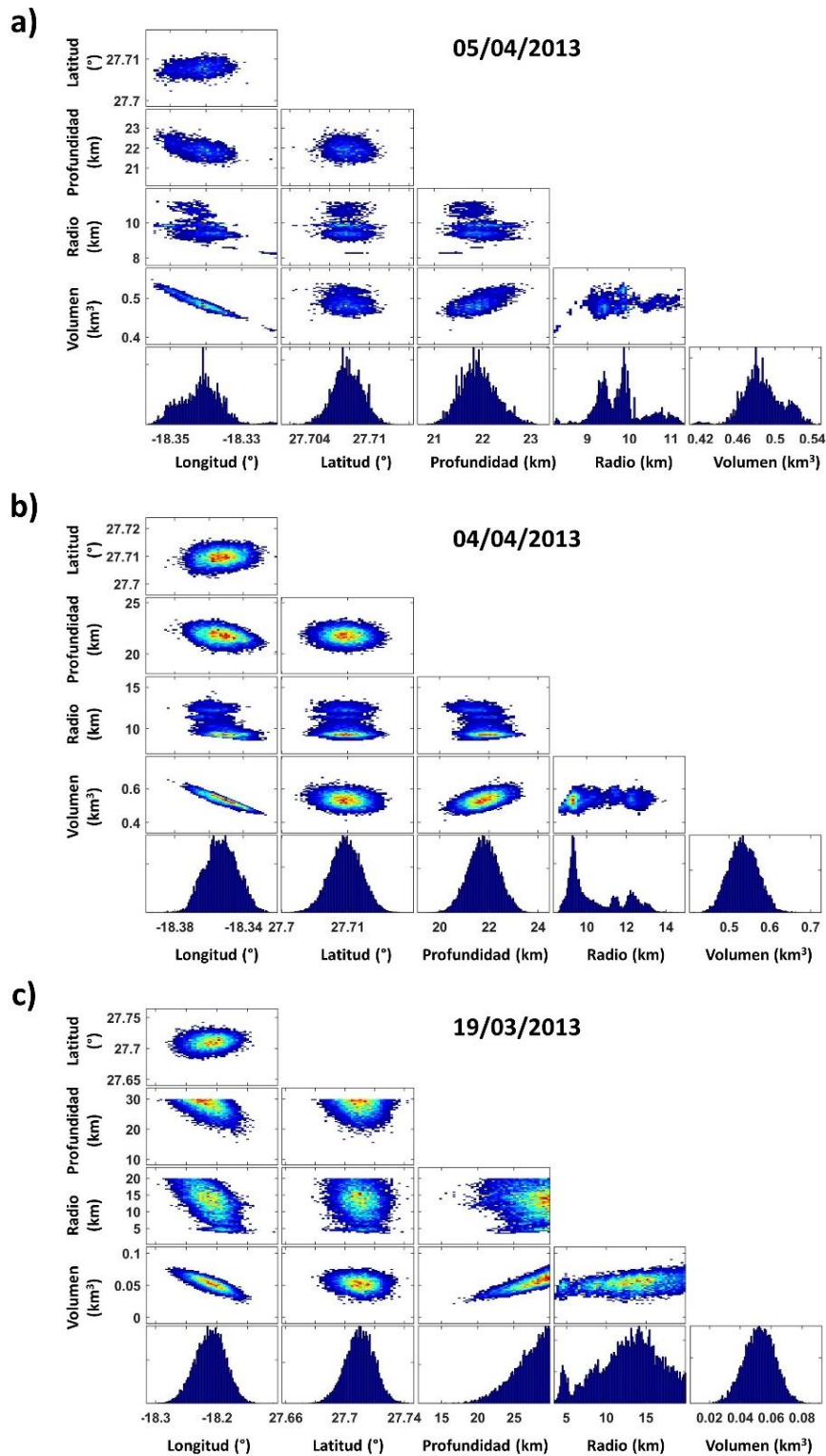


Figura IV.IV.18. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de fuente puntual considerando la deformación del terreno acumulada desde el 18 de marzo y: (a) el 5 de abril de 2013 utilizando datos GNSS e InSAR; (b) el 4 de abril de 2013 utilizando únicamente datos GNSS; (c) el 19 de marzo 2013 utilizando datos GNSS (Tabla IV.IV.18). (Benito-Saz et al., 2019).

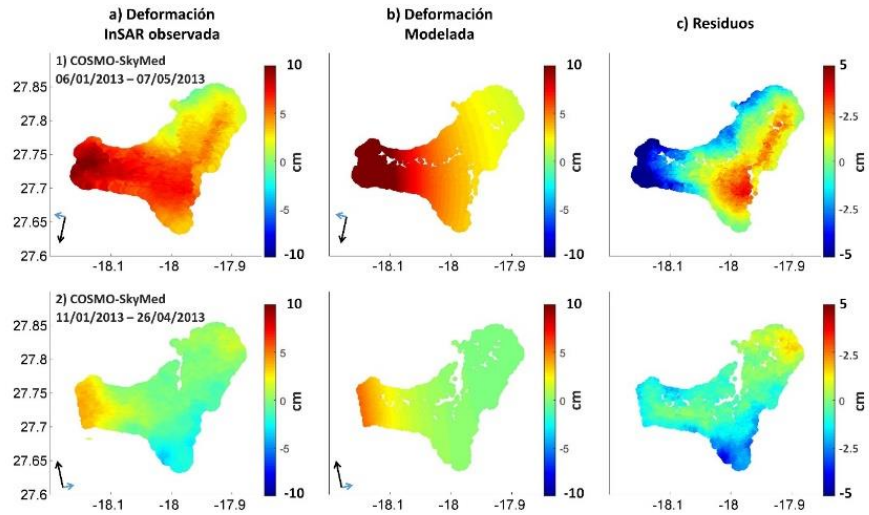


Figura IV.IV.19. Deformación LOS del terreno. (a) Desplazamientos observados. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de fractura horizontal circular (Tabla IV.IV.18). (c) Residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo. (Benito-Saz et al., 2019).

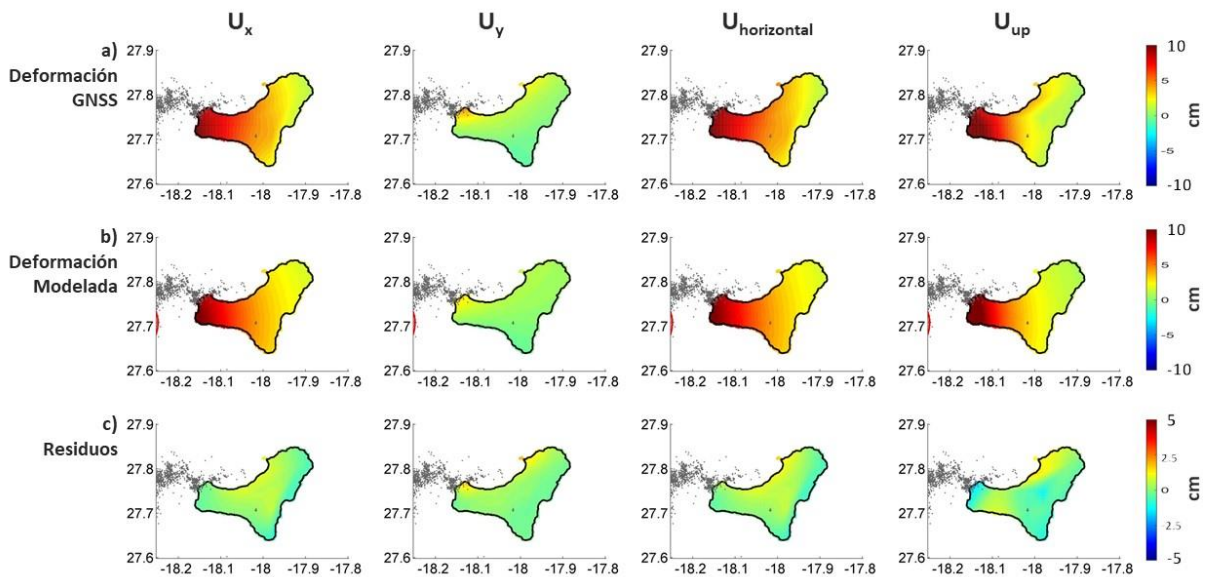


Figura IV.IV.20. (a) Deformación del terreno registrada mediante observaciones GNSS horizontales entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013 interpolados para toda la isla en las componentes norte (U_x), este (U_y), horizontal ($U_{horizontal}$) y vertical (U_{up}). (b) Deformación modelada por el modelo de fractura circular horizontal considerando el mismo período de tiempo y las mismas componentes que en (a). (c) Residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo. Los epicentros de los terremotos relocados durante el mismo período de tiempo se muestran con puntos grises. (Benito-Saz et al., 2019).

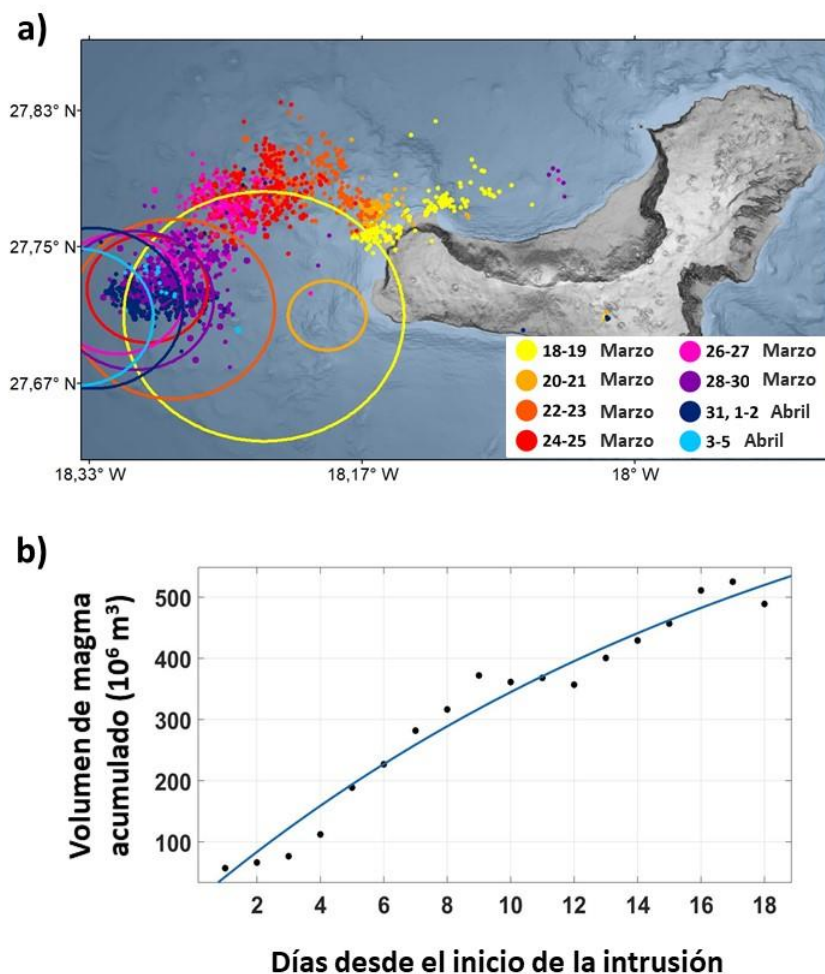


Figura IV.IV.21. Epicentros relocalizados (círculos pequeños) y localización horizontal de la fuente puntual (círculos delineados en negro en a) entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (b) Incremento de volumen acumulado de la fuente, ajustado a una ecuación exponencial (Ecuación 8, línea azul). El volumen acumulado de magma se ajusta a una ecuación exponencial con un caudal de magma inicial inferido de $507 \pm 84 \text{ m}^3/\text{s}$ y un tiempo de relajación de 20 ± 11 días (límite de credibilidad del 95%, $R^2 = 0.97$). (Benito-Saz et al., 2019).

➤ Modelo de dislocación

Tabla IV.IV.19. Parámetros de la fuente de deformación en forma de dislocación (Okada, 1985) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Largo (km)	Ancho (km)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	Abertura (m)	WRS
-18.02 ± 0.06	27.73 ± 0.02	1.7 ± 3.1	113 ± 285	6.1 ± 3.0	27.6 ± 10.7	-148 ± 20	-14 ± 9	0.7 ± 1.1	1

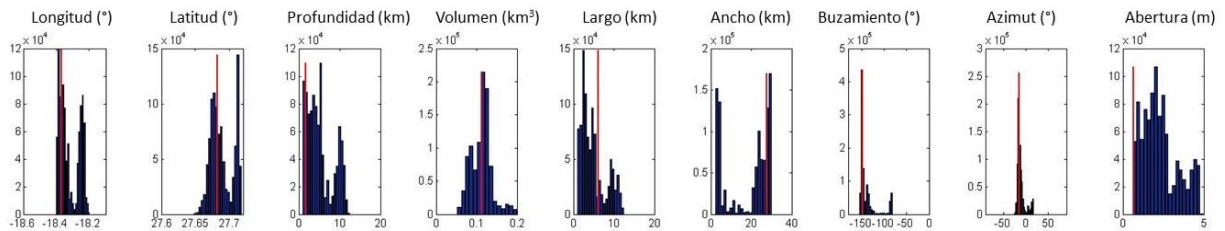


Figura IV.IV.22. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de dislocación (Tabla IV.IV.19). (Benito-Saz et al., 2017).

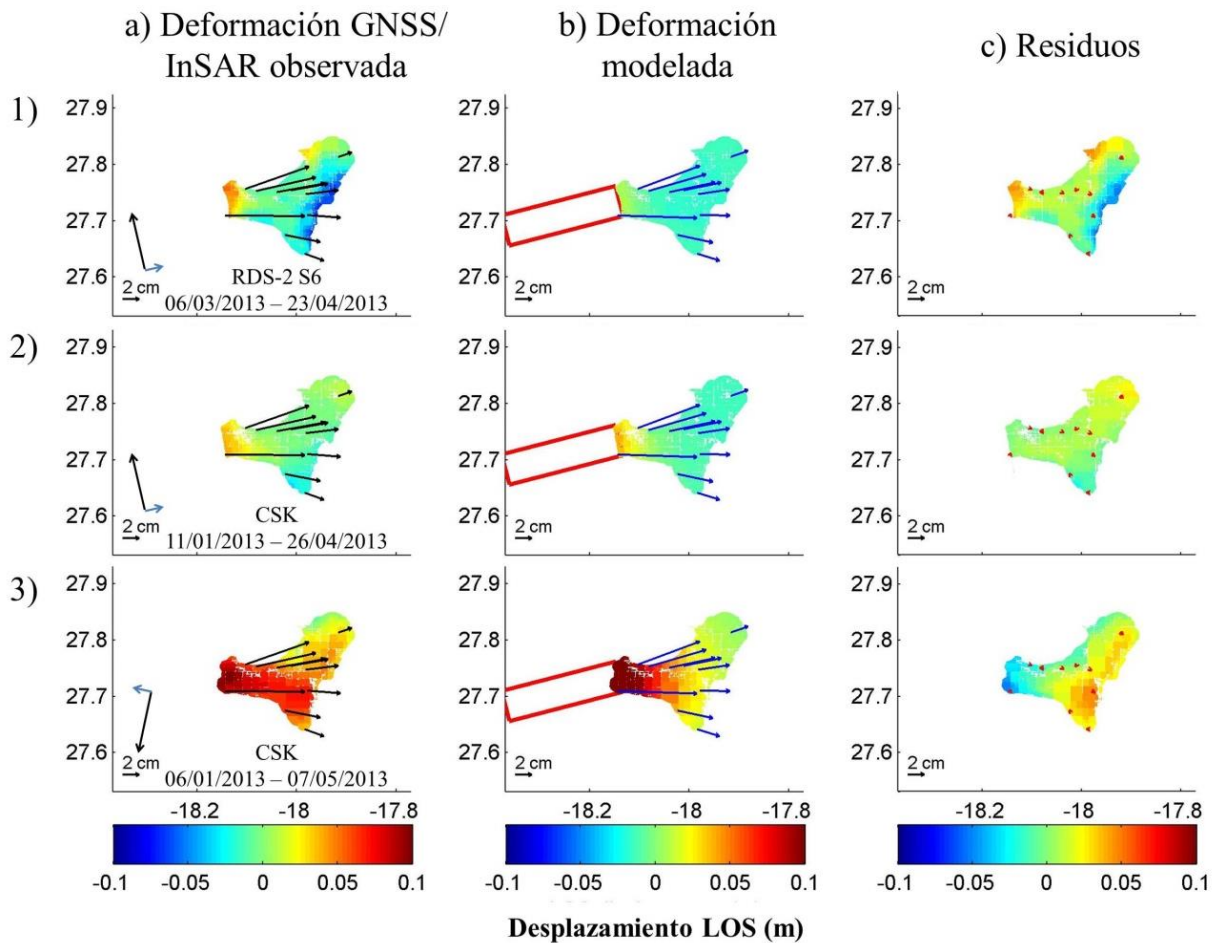


Figura IV.IV.23. (a) Deformación del terreno registrada mediante observaciones GNSS horizontales entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013 (flechas negras) y los interferogramas InSAR disponibles. (b) Desplazamientos del terreno modelados por el modelo de una dislocación (Tabla IV.IV.19). (c) Residuos entre las observaciones y las predicciones del modelo. (Benito-Saz et al., 2017).

➤ **Dislocación horizontal dividida en parches**

Tabla IV.IV.20. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de dislocación horizontal dividida en parches (Hooper et al., 2011; Okada, 1992) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 18 de marzo de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Sobrepresión (MPa)	WRSS
19/03/2013	25.6 \pm 5.0	26 \pm 12	5.9 \pm 7.2	-7
20/03/2013	25.2 \pm 2.5	40 \pm 9	6.2 \pm 4.6	-7
21/03/2013	23.4 \pm 2.2	47 \pm 10	6.6 \pm 4.7	-7
22/03/2013	22.4 \pm 1.8	60 \pm 11	7.1 \pm 2.3	-9
23/03/2013	19.1 \pm 1.1	79 \pm 7	7.5 \pm 2.0	-13
24/03/2013	16.1 \pm 0.9	82 \pm 6	10.0 \pm 1.1	-25
25/03/2013	15.1 \pm 3.0	83 \pm 18	8.4 \pm 2.0	-40
26/03/2013	14.6 \pm 2.9	88 \pm 20	8.6 \pm 3.0	-49
27/03/2013	14.3 \pm 3.8	88 \pm 27	9.2 \pm 2.7	-62
28/03/2013	14.1 \pm 0.7	93 \pm 8	9.0 \pm 2.0	-65
29/03/2013	14.1 \pm 0.6	97 \pm 9	9.2 \pm 0.7	-72
30/03/2013	14.0 \pm 5.1	93 \pm 38	9.5 \pm 3.6	-5
31/03/2013	14.3 \pm 4.4	102 \pm 31	10.2 \pm 3.6	-79
01/04/2013	14.5 \pm 3.5	101 \pm 28	10.2 \pm 3.0	-75
02/04/2013	14.6 \pm 1.0	105 \pm 11	10.6 \pm 1.7	-68
03/04/2013	14.4 \pm 3.0	103 \pm 24	10.5 \pm 2.5	-65
04/04/2013	14.7 \pm 2.9	101 \pm 19	10.4 \pm 1.9	-64
05/04/2013	14.8 \pm 0.7	120 \pm 9	9.3 \pm 0.7	-2

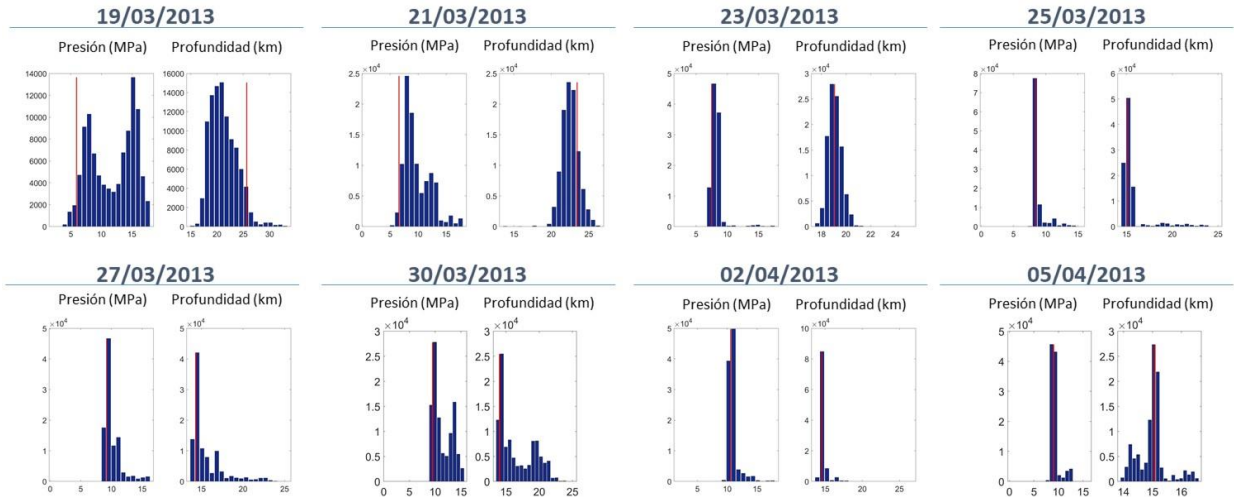


Figura IV.IV.24. Funciones de densidad de probabilidad *a posteriori* de los parámetros del modelo de dislocación horizontal dividida en parches (Tabla IV.IV.20). (Benito-Saz et al., 2019).

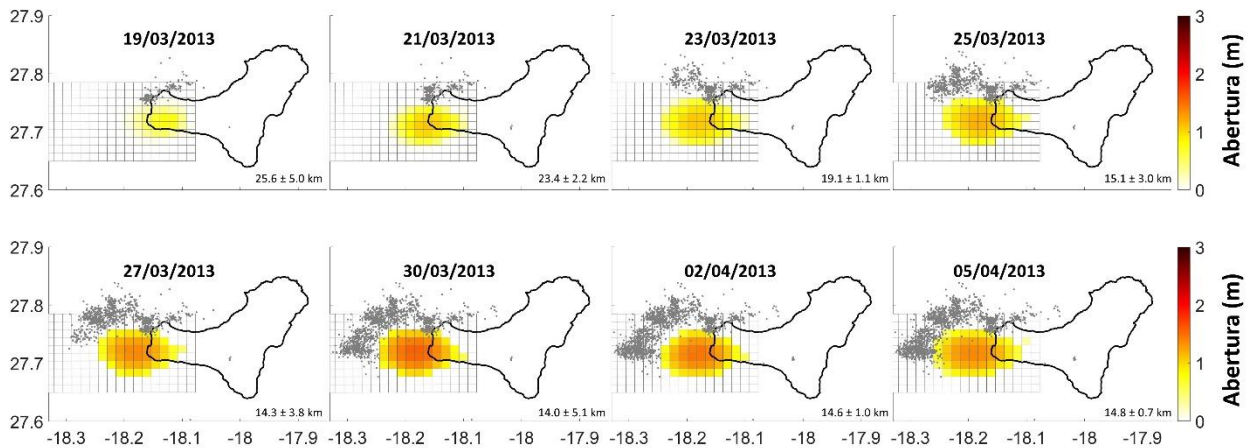


Figura IV.IV.25. Proyección en la superficie de la abertura media de los parches del modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.IV.20). Los epicentros de terremotos relocalizados se muestran con puntos grises. (Benito-Saz et al., 2019).

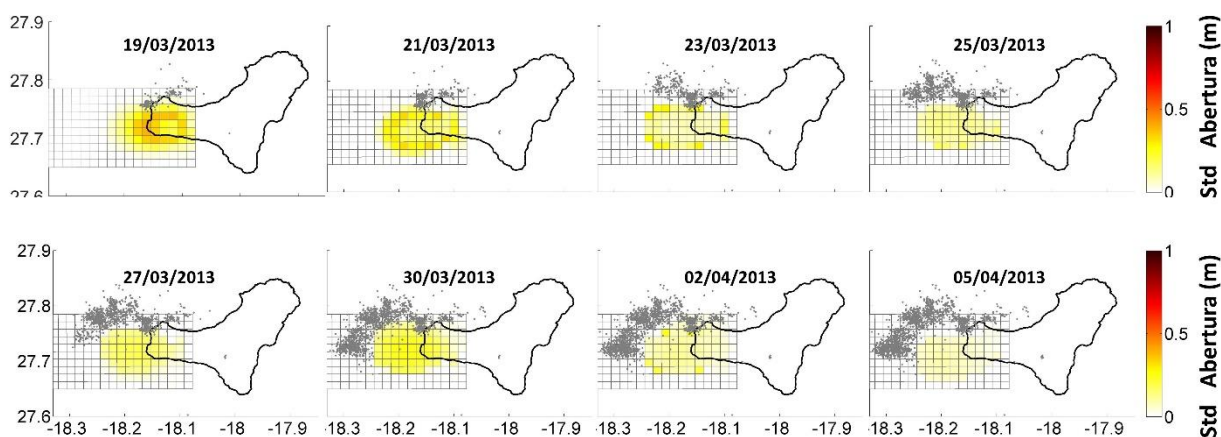


Figura IV.IV.26. Proyección en la superficie de la desviación estándar de la abertura de los parches del modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.IV.20). Los epicentros de terremotos relocalizados se muestran con puntos grises. (Benito-Saz et al., 2019).

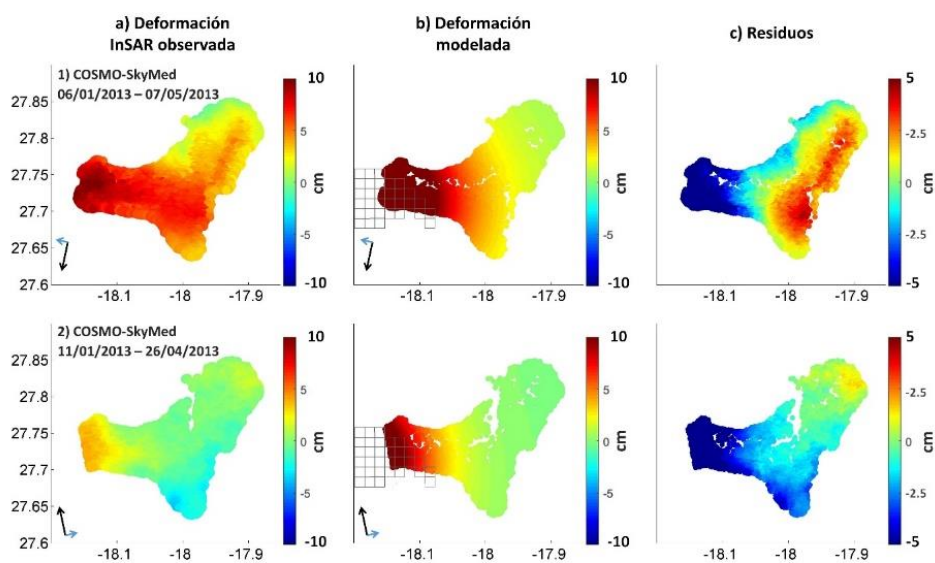


Figura IV.IV.27. Deformación LOS del terreno. (a) Desplazamientos observados. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.IV.20). (c) Residuos entre las deformaciones LOS observadas y modeladas. Los cuadrados grises representan la proyección en superficie de la fuente. (Benito-Saz et al., 2019).

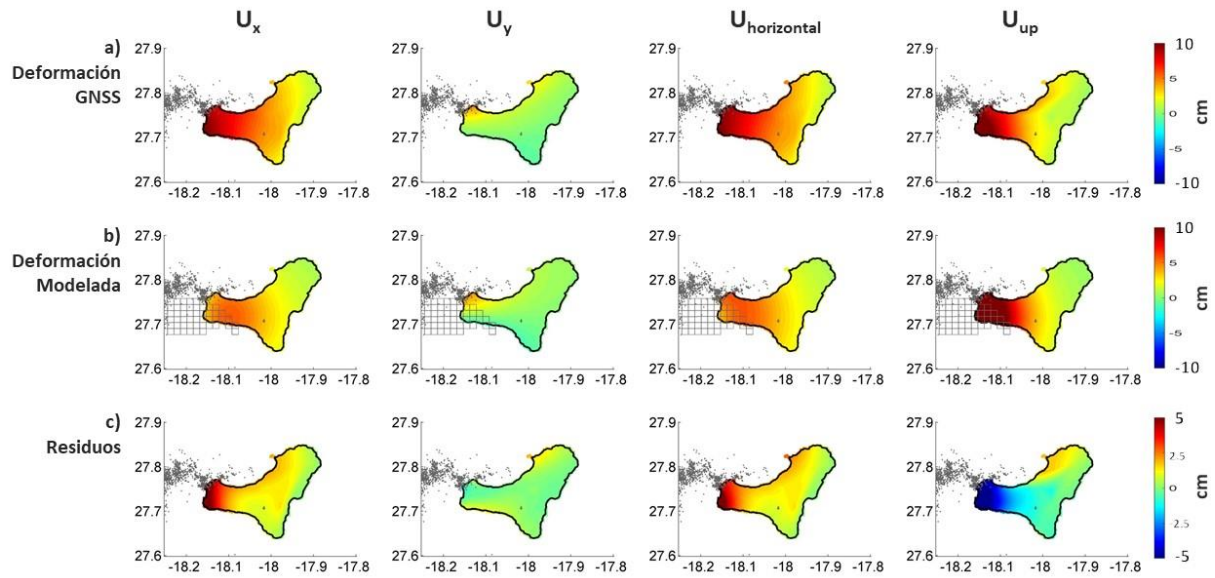


Figura IV.IV.28. Deformación GNSS del terreno en la componente norte (U_x), este (U_y), horizontal ($U_{horizontal}$) y vertical (U_{up}) entre el 18 de marzo y el 5 de abril de 2013. (a) Desplazamientos observados e interpolados para toda la isla. (b) Desplazamientos modelados por el modelo de dislocación dividida en parches (Tabla IV.IV.20). (c) Residuos entre las deformaciones observadas y modeladas. Los puntos grises representan los terremotos relocalizados durante el mismo período de tiempo. Los cuadrados grises representan la proyección en superficie de la fuente. (Benito-Saz et al., 2019).

IV.V. INTRUSIÓN DICIEMBRE 2013

Para la modelización de la fuente de deformación se ha considerado los desplazamientos del terreno acumulados desde el 22 de diciembre de 2013 utilizando los datos GNSS, excepto para el periodo de tiempo 22/12/2013-28/12/2013 en el cual se han utilizado tanto los datos GNSS como los interferogramas CSK ascendente entre el 13 de diciembre de 2013 y el 7 de febrero de 2014 y CSK descendente entre el 17 de diciembre de 2013 y el 5 de enero de 2014.

➤ Modelo de fuente puntual

Tabla IV.V.21. Evolución diaria de los parámetros de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 22 de diciembre de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRSS
23/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.68 ± 0.01	10.6 ± 1.1	21 ± 8	5
24/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.68 ± 0.01	9.8 ± 0.7	26 ± 8	6
25/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.67 ± 0.01	9.6 ± 0.6	30 ± 7	5
26/12/2013	-17.98 ± 0.00	27.67 ± 0.01	9.7 ± 0.5	35 ± 7	6
27/12/2013	-17.97 ± 0.00	27.67 ± 0.01	9.6 ± 0.5	37 ± 6	7
28/12/2013	-17.97 ± 0.01	27.67 ± 0.01	9.7 ± 0.5	39 ± 11	1

➤ Modelo de esferoide prolato

Tabla IV.V.22. Parámetros de la fuente de deformación esferoidal prolata (Yang et al., 1988) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 22 y el 28 de diciembre de 2013. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	A (aspecto)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	WRSS
-17.97 ± 0.00	27.67 ± 0.00	11.2 ± 0.5	41 ± 5	0.2 ± 0.1	2 ± 5	345 ± 7	1

➤ **Modelo de fractura circular horizontal**

Tabla IV.V.23. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 22 de diciembre de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
23/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.68 ± 0.01	14.3 ± 1.5	22 ± 4	0.6 ± 1.4	8
24/12/2013	-17.98 ± 0.01	27.68 ± 0.01	13.5 ± 1.0	28 ± 4	0.7 ± 1.3	11
25/12/2013	-17.98 ± 0.00	27.67 ± 0.01	13.2 ± 0.8	33 ± 4	0.7 ± 0.6	13
26/12/2013	-17.97 ± 0.00	27.67 ± 0.01	13.5 ± 0.9	40 ± 4	0.7 ± 0.5	16
27/12/2013	-17.97 ± 0.00	27.67 ± 0.01	13.5 ± 0.9	42 ± 4	0.8 ± 0.4	18
28/12/2013	-17.97 ± 0.01	27.67 ± 0.02	13.6 ± 1.2	44 ± 5	0.8 ± 1.0	2

➤ **Modelo de una dislocación**

Tabla IV.V.24. Parámetros de la fuente de deformación en forma de dislocación (Okada, 1985) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 14 y el 19 de septiembre de 2012. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Largo (km)	Ancho (km)	Buzamiento (°)	Azimuth (°)	Abertura (m)	WRS
-18.02 ± 0.01	27.73 ± 0.00	7.6 ± 0.6	34 ± 55	1.2 ± 1.4	11.5 ± 2.1	-33 ± 11	24 ± 6	2.5 ± 0.6	1

➤ **Modelo de dislocación horizontal dividida en parches**

Tabla IV.V.25. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de dislocación horizontal dividida en parches (Hooper et al., 2011; Okada, 1992) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 22 de diciembre de 2013. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Sobrepresión (MPa)	WRSS
23/12/2013	14.0 ± 1.8	23 ± 5	15.2 ± 4.1	-8
24/12/2013	12.5 ± 0.9	28 ± 3	13.5 ± 3.9	-12
25/12/2013	12.4 ± 1.0	34 ± 3	16.6 ± 5.6	-14
26/12/2013	12.8 ± 0.7	34 ± 4	15.8 ± 4.1	-17
27/12/2013	12.7 ± 1.0	41 ± 5	13.6 ± 2.4	-20
28/12/2013	13.0 ± 1.0	47 ± 6	9.7 ± 1.5	-3

IV.VI. INTRUSIÓN MARZO 2014

Para la modelización de la fuente de deformación se ha considerado los desplazamientos del terreno acumulados desde el 14 de marzo de 2014 utilizando los datos GNSS, excepto para el periodo de tiempo 14/03/2014-16/03/2014 en el cual se han utilizado tanto los datos GNSS como los interferogramas CSK ascendente entre el 27 de febrero y el 4 de abril de 2014 y CSK descendente entre el 5 de enero y el 30 de marzo de 2014.

➤ Modelo de fuente puntual

Tabla IV.VI.26. Evolución diaria de los parámetros de la fuente de deformación puntual (Mogi, 1958) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	WRSS
15/03/2014	-17.95 ± 0.02	27.79 ± 0.01	11.3 ± 2.2	16 ± 9	1
16/03/2014	-17.96 ± 0.04	27.79 ± 0.01	12.2 ± 1.6	23 ± 13	6

➤ Modelo de esferoide prolato

Tabla IV.VI.27. Parámetros de la fuente de deformación esferoidal prolata (Yang et al., 1988) calculados a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 14 y el 16 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	A (aspecto)	Buzamiento (°)	Azimut (°)	WRSS
-17.96 ± 0.00	27.79 ± 0.00	12.7 ± 0.7	28 ± 3	0.7 ± 0.1	-40 ± 9	130 ± 13	1

➤ Modelo de fractura circular horizontal

Tabla IV.VI.28. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de fractura circular horizontal (Fialko et al., 2001a) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Radio (km)	WRSS
15/03/2014	-17.95 ± 0.01	27.79 ± 0.01	15.1 ± 1.4	18 ± 3	2.9 ± 1.0	1
16/03/2014	-17.96 ± 0.01	27.79 ± 0.00	15.6 ± 1.4	24 ± 3	3.6 ± 1.1	1

➤ **Modelo de dislocación**

Tabla IV.VI.29. Parámetros de los modelos de dislocación (Okada, 1985) calculado a partir de la deformación del terreno acumulada entre el 14 y el 16 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2017).

Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Largo (km)	Ancho (km)	Buzamiento (°)	Azimuth (°)	Abertura (m)	WRSS
-18.02 ± 0.03	27.73 ± 0.02	14.8 ± 2.5	26 ± 81	2.3 ± 2.8	17.0 ± 5.7	-179 ± 21	22 ± 13	0.7 ± 1.0	1

➤ **Modelo de dislocación horizontal dividida en parches**

Tabla IV.VI.30. Evolución diaria de los parámetros de la fuente en forma de dislocación horizontal dividida en parches (Hooper et al., 2011; Okada, 1992) considerando la deformación del terreno acumulada desde el 14 de marzo de 2014. (Benito-Saz et al., 2019).

Fecha (día/mes/año)	Profundidad (km)	Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	Sobrepresión (MPa)	WRSS
15/03/2014	14.8 ± 1.6	18 ± 3	9.8 ± 4.9	-1
16/03/2014	15.6 ± 1.5	26 ± 4	11.4 ± 4.8	-1

Anexo V. Contribuciones Científicas

Publicaciones científicas y contribuciones a congresos surgidas del trabajo de esta tesis:

Publicaciones científicas:

- **Benito-Saz, M.A.**, Parks, M.M., Sigmundsson, F., Hooper, A. and Garcia-Canada, L., 2017. Repeated magmatic intrusions at El Hierro Island following the 2011-2012 submarine eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 79-91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.020>
- **Benito-Saz, M.A.**, Sigmundsson, F., Charco, M., Hooper, A. and Parks, M., 2019. Magma flow rates and temporal evolution of the 2012-2014 post-eruptive intrusions at El Hierro, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2019JB018219>
- Meletlidis, S., Di Roberto, A., Cerdana, I.D., Pompilio, M., Garcia-Canada, L., Bertagnini, A., **Benito-Saz, M.A.**, Del Carlo, P. and Aparicio, S.S.M., 2015. New insight into the 2011-2012 unrest and eruption of El Hierro Island (Canary Islands) based on integrated geophysical, geodetical and petrological data. *Annals of Geophysics*, 58(5): 20. <https://doi.org/10.4401/ag-6754>
- López, C., **Benito-Saz, M.A.**, Martí, J., del-Fresno, C., García-Canada, L., Albert, H. and Lamolda, H., 2017. Driving magma to the surface: The 2011-2012 El Hierro Volcanic Eruption. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 18(8): 3165-3184. <https://doi.org/10.1002/2017GC007023>
- Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., **Benito-Saz, M.A.**, del Fresno, C., Lamolda, H., Pereda de Pablo, J. and Sánchez Sanz, C., 2018. On the relation between ground surface deformation and seismicity during the 2012–2014 successive magmatic intrusions at El Hierro Island. *Tectonophysics*, 744: 422-437. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.019>

- *En Revisión:* Domínguez Cerdeña, I., Charco, M., González-Alonso, E., del Fresno, C., **Benito-Saz, M.A.**, García-Cañada, L. 2021. Magma storage and migration in El Hierro during the period 2011-2014. In: González, P.J. (ed). El Hierro. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin, Heidelberg.
- *En Revisión:* López, C., Luengo-Oroz, N., Felpeto, A., Torres-González, P.A., Meletlidis, S., García-Cañada, L., Sainz-Maza, S, Del Fresno, C., **Benito-Saz M.A.** Blanco, M.J. 2021. Geophysical, Geodetic and Geochemical evidence for Precursory Activity: The 2011-2012 Tagoro submarine eruption. In: González, P.J. (ed). El Hierro. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin, Heidelberg.

Contribuciones a congresos:

- **Benito-Saz, M.A.**, Sigmundsson, F., Charco, M., Parks, M.M., Hooper, A. Poster Presentation. ID 973. Temporal evolution of the two longest post-eruptive intrusions in 2012-2013 at El Hierro, Canary Islands. Cities on Volcanoes 10. Nápoles (Italia). 2-7 septiembre 2018. Presentación Póster.
- **Benito-Saz, M.A.**, Parks, M.M., Sigmundsson, F., Hooper, A., García-Cañada, L., Charco, M., López, C. El Hierro Island: an example of volcano island growth by deep magmatic intrusions. IAVCEI 2017. Portland (EE. UU.). 14-18 agosto 2017. Presentación Oral.
- González-Alonso, E., Ligüérezana, S., García-Cañada, L., Monserrat, O., Barra, A., López, C., Fernández-García, A., **Benito-Saz, M.A.** SAFETY as a hazard assesment tool to monitor volcanic deformation. Cities on Volcanoes 10. Nápoles (Italia). 2-7 septiembre 2018. Presentación Póster.
- Monserrat, O., Herrera, G., Bianchini, S., González-Alonso, E., Onori, R., Reichenbach, P., Carralero, I.P., Barra, A., Mateos, R.M., Solari, L., Ligüérezana, S., Pagliara, P., Ardizzone, F., Sarro, R., Crosetto, M., Béjar-Pizarro, M., Moretti, S., López, C., Garcia-Cañada, L., **Benito-Saz, M.A.** “The Safety project: updating geohazars activity maps with Sentinel-1 data”. FRINGE2017. Helsinki (Finlandia). 5-9 junio 2017. Presentación Póster.
- Domínguez Cerdeña, I., García-Cañada, L., **Benito-Saz, M.A.**, del Fresno, C. On the relation between crustal deformation and seismicity during the 2012-2014 magmatic intrusions in El Hierro island. EGU2017. Viena (Austria). 23-28 abril 2017. Presentación Oral.

- Monserrat, O., Herrera, G., Bianchini, S., González-Alonso, E., Onori, R., Reichenbach, P., Carralero, I.P., Barra, A., Mateos, R.M., Solari, L., Ligüérezana, S., Pagliara, P., Ardizzone, F., Sarro, R., Crosetto, M., Béjar-Pizarro, M., Moretti, S., López, C., Garcia-Cañada, L., **Benito-Saz, M.A.** The Safety project: Sentinel-1 for Civil Protection geohazards management. EGU2017. Viena (Austria). 23-28 abril 2017. Presentación Oral.
- **Benito-Saz, M.A.** 5 años de la erupción de El Hierro. XVI Semana de la Ciencia. 7-20 noviembre 2016. Madrid. Presentación Oral.
- **Benito-Saz, M.A.** Sistema de vigilancia y alerta volcánica del IGN. La erupción submarina de El Hierro. Asociación de Ingenieros Geógrafos. Jornada Técnica. 10 octubre 2016. Presentación Oral.
- **Benito-Saz, M.A.**, Sigmundsson, F., Parks, M.M., Charco, M., García-Cañada, L., Negro, A.M. Intrusiones magmáticas en la isla de El Hierro entre los años 2012 y 2014. 9ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Universidad Complutense de Madrid. 28-30 junio 2016. Presentación Oral.
- Valverde, Á., Charco, M., Negro, A.M., Villaseñor, A., Fullea, J., **Benito-Saz, M.A.**, González, P.J. Modelización de deformaciones volcánicas: efecto de la topografía y heterogeneidades mecánicas del medio. Aplicación a la erupción de El Hierro (2011-2012). 9ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Universidad Complutense de Madrid. 28-30 junio 2016. Presentación Póster.
- **Benito-Saz, M.A.**, Sigmundsson, F., Parks, M.M., García-Cañada, L., Domínguez Cerdeña, I. Magmatic sill intrusions beneath El Hierro Island following the 2011-2012 submarine eruption. EGU2016. Viena (Austria). 17-22 abril 2016. Presentación Oral.
- Meletlidis, S., Di Roberto, A., Domínguez Cerdeña, I., Pompilio, M., García-Cañada, L., Bertagnini, A., **Benito-Saz, M.A.**, Del Carlo, P., Sainz-Maza, S., Lopez-Moreno, C., Moure García, D. A new approach to the unrest and subsequent eruption at El Hierro Island (2011) based on petrological, seismological, geodetical and gravimetric data. EGU2014. Viena (Austria). 27 abril – 2 mayo 2014. Presentación Póster.

