UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

TESIS DOCTORAL

COMPLEMENTARIEDAD DE LA INTERFEROMETRÍA RADAR DE SATÉLITE Y LA OBSERVACIÓN GNSS. APLICACIONES EN INGENIERÍA, PELIGROS NATURALES Y ANTRÓPICOS, Y ESTUDIO DE LA ERUPCIÓN DE LA PALMA EN 2021.

Study of the satellite radar interferometry and GNSS complementarity. Application to engineering, natural and anthropic hazards, and study of the 2021 La Palma eruption.

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR:

Joaquín Escayo Menéndez

DIRECTOR

José Fernández Torres

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA

TESIS DOCTORAL

COMPLEMENTARIEDAD DE LA INTERFEROMETRÍA RADAR DE SATÉLITE Y LA OBSERVACIÓN GNSS. APLICACIONES EN INGENIERÍA, PELIGROS NATURALES Y ANTRÓPICOS, Y ESTUDIO DE LA ERUPCIÓN DE LA PALMA EN 2021.

Study of the satellite radar interferometry and GNSS complementarity. Application to engineering, natural and anthropic hazards, and study of the 2021 La Palma eruption.

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR:

Joaquín Escayo Menéndez

DIRECTOR

José Fernández Torres

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE MADRID

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR

D./Dña. JOAQUIN ESCAYO MENÉNDEZ,
estudiante en el Programa de Doctorado DOCTORADO EN CIENCIAS FÍSICAS,
de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y titulada:

COMPLEMENTARIEDAD DE LA INTERFEROMETRÍA RADAR DE SATÉLITE Y LA OBSERVACIÓN GNSS.
APLICACIONES EN INGENIERÍA, PELIGROS NATURALES Y ANTRÓPICOS, Y ESTUDIO DE LA ERUPCIÓN DE LA PALMA EN 2021.

y dirigida por: JOSÉ FERNÁNDEZ TORRES

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a 6 de febrero de 2023

Joaquin EM

Fdo.: _____

ESCAYO MENENDEZ JOAQUIN - DNI 71887432N

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

Firmado digitalmente por ESCAYO MENENDEZ JOAQUIN - DNI 71887432N
Nombre de reconocimiento (DN): c=ES, o=CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS, ou=CERTIFICADO ELECTRONICO DE EMPLEADO PUBLICO, ou=INSTITUTO DE GEOCIENCIAS, ou=71887432N, serialNumber=IDCES-71887432N, sn=ESCAYO MENENDEZ, givenName=JOAQUIN, cn=ESCAYO MENENDEZ JOAQUIN - DNI 71887432N
Fecha: 2023.02.16 13:49:54 +01'00'

Este trabajo ha sido desarrollado en el Instituto de Geociencias (IGEO) y ha sido financiado fundamentalmente por los proyectos "Estudio del sistema de alimentación magmático profundo usando nuevos métodos geodésicos y geofísicos. (DEEP-MAPS)" (RTI2018-093874-B-100) de la convocatoria "Retos Investigación 2018" de la Agencia Estatal de Investigación; y "Nuevos enfoques Geodésicos y Geofísicos para el estudio de puntos calientes (G2HOTSPOTS)" (PID2021-122142OB-I00) de la convocatoria "Proyectos de Generación de Conocimiento 2021" de la Agencia Estatal de Investigación.

Durante el desarrollo de esta tesis doctoral se realizaron dos estancias en la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) con una duración total de 2 meses. Estas estancias fueron financiadas por el proyecto "Observación radar multisatélite y multifrecuencia para vigilancia de infraestructuras hidráulicas críticas. (mufSARem)" (RTC-2014-1922-5) de la convocatoria "Retos Colaboración 2014" del Ministerio de Economía y Competitividad.

Se realizaron también dos estancias en un centro de investigación internacional, el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) en Roma, Italia, con una duración total de 3.5 meses. Estas estancias fueron financiadas por el proyecto europeo "EPOS Implementation Phase (EPOS IP)" (676564-EPOS IP).

El clúster de cálculo numérico del Laboratorio de Teledetección del IGEO, utilizado para el procesado interferométrico de datos SAR durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral, fue financiado por el proyecto "Clúster de cálculo y servicio en remoto del nodo español de EPOS Espacio." (UCMA15-EE-3294) de la convocatoria "Infraestructura Científico-Tecnológica 2015" del Ministerio de Economía y Competitividad.

Las imágenes del satélite TerraSAR-X usadas para el desarrollo de esta tesis doctoral fueron proporcionadas por la Agencia Espacial Alemana (DLR) mediante los proyectos GEO3155 y HYD3259. La adquisición de estas imágenes se financió a partir de los proyectos "Estudio de Riesgos Geológico-Geotécnicos por Explotación de Acuíferos Mediante Técnicas Espaciales y Terrestres. (AQUARISK)" (ESP2013-47780-C2-1,2-R) y "Observación radar multisatélite y multifrecuencia para vigilancia de infraestructuras hidráulicas críticas. (mufSARem)" (RTC-2014-1922-5).

Agradecimientos

Esta tesis ha supuesto un largo camino que yo jamás habría podido recorrer solo. Sois muchos los que de una manera u otra me habéis ayudado a conseguirlo, y por ello me gustaría daros a todos las gracias.

José Fernández. Fue quien me dio la primera oportunidad para poder introducirme en el mundo de la investigación y descubrir el apasionante campo de la teledetección. Juntos, a lo largo de estos años, hemos compartido muchos trabajos, reuniones, viajes, proyectos y conversaciones de café que jamás olvidaré. Nunca ha dejado de sorprenderme su gran intuición a la hora de plantear nuevos retos científicos. Él me ha enseñado a moverme por el mundo científico y a escribir artículos. Sin ti la idea de escribir una Tesis Doctoral no hubiese sido más que un sueño, y sin embargo, aquí estamos. Muchas gracias por todo Pepe.

Miguel Herráiz. Miguel fue quien me animó a hacer el máster de Geofísica ofreciéndome un tema de investigación tan apasionante como las tormentas geomagnéticas que hizo que me plantease mi futuro como investigador. Además, siempre ejerció como tutor y se aseguró que nunca se me pasaba ningún plazo. ¡Gracias Michel!

Juan José Ledo. Por ofrecerse a aceptar el relevo de Miguel como tutor sabiendo que iba a tener que afrontar toda la burocracia que supone un final de tesis. Muchas gracias, Juanjo.

Ana. Mi compañera de viaje, que ha estado ahí apoyándome siempre y creyendo más en mí que yo mismo. Hemos podido vivir increíbles experiencias juntos, visto como conseguíamos nuestros objetivos y espero que este sea sólo uno más de una larga lista que está por venir. Nos faltan muchos volcanes que visitar. Te quiero muchísimo.

Isabel. A mi madre, mi fan número uno. Tú conseguiste que no abandonase la carrera investigadora hace muchos años y siempre has estado para todo lo que he necesitado. Has celebrado cada uno de mis éxitos científicos con gran entusiasmo lo que siempre me ha animado a seguir. Me encanta como tu pasión por la ciencia te ha convertido en una gran periodista científica. ¡Muchas gracias Nina!

Alba y Jara. La creatividad de mi hermana no dejará de sorprenderme nunca, está claro quién es la artista de la familia. En estos años he tenido la enorme suerte de convertirme en tío de la mejor sobrina del mundo, que además es la principal beneficiada de que termine esta tesis pues así tendremos más tiempo para jugar juntos. ¡Gracias chicas!

Y a mi padre, que allá donde esté, él fue quien me enseñó a ver un mineral de una simple piedra compartiendo su pasión por la geología conmigo.

Juan F. Prieto. Él me ha enseñado todo lo que sé sobre GNSS, siempre dispuesto a resolverme cualquier duda. Juntos hemos diseñado campañas, nos hemos peleado con innumerables figuras de GMT, resulto errores de Linux o "chapuceado" receptores GNSS.

Jordi J. Mallorquí. Fue quien me acogió en Barcelona y con él aprendí a hacer un procesado InSAR. Nunca se cansó de resolverme dudas y de corregir esos "bugs" en el software que sólo me ocurrían a mí. Gracias Jordi.

Marco Polcari. Marco me acogió durante las dos estancias que hice en Roma e hizo que me sintiese como en casa. Echo mucho de menos esas conversaciones en la cantina junto a un buen café italiano. Espero que nos podamos ver pronto y terminar los trabajos que tenemos a medias. Grazie!

Ignacio Marzán. Una idea de última hora para un proyecto europeo cruzó nuestros caminos cuando yo estaba empezando mi investigación. Siempre es un placer trabajar contigo pues haces fácil las cosas difíciles. Muchas gracias, Ignacio.

Iván, Andrés e Israel. Por su apoyo a lo largo de todo el largo proceso que ha sido esta tesis, siempre dispuestos a proponerme nuevos retos técnicos y otras aventuras. Hemos compartido muchos cafés de mañana y nos hemos reído mucho. Muchas gracias, chicos.

David. A David tengo que agradecerle el haber estado siempre pendiente de mi progreso, felicitándome con cada una de mis publicaciones y atento a que nunca se nos pasase ningún plazo administrativo. Siempre me alegraré de haber coincidido contigo en el máster.

Rubén. Aunque tu paso por el IGEO fue muy breve sirvió para tener la suerte de conocernos. Juntos hemos disfrutado de apasionantes conversaciones tecnológicas (o "*frikis*" como dirían muchos) y de muchos días arreglando cosas, dos de mis cosas favoritas. Gracias, Rubén.

胡忠波 Gracias a Zhongbo he podido descubrir la fascinante cultura asiática y estoy seguro de que algún día será capaz de enseñarme algo de chino aunque sea un alumno desastroso. 谢谢朋友

Marta y Rebe. Las mejores compañeras para hacer un viaje por Europa, y para improvisar un plan de fin de semana jugando interminables partidas de "*conti*" (pero ese comodín era mío y lo sabéis). Gracias por todos esos momentos.

Chema, Jon, Esther, Jordi y Eli. Por todas las tardes que hemos pasado juntos riñéndonos, de cañas o hablando por internet. Siempre deseando que llegue el próximo viaje a Valencia. Muchas gracias chic@s.

Guillermo, Natalia, Liam y Maia. ¡Sois maravillosos! Espero que podamos compartir muchas tardes de juegos y paseos por la sierra ahora que la tesis llega a su fin. Siempre dispuestos a resolver todas esas dudas lingüísticas a horas intempestivas. Muchas gracias por estar siempre ahí.

Y por último agradecer a todo el IGEO el que siempre me hayan acogido en la pequeña familia que es el instituto haciéndome sentir siempre como uno más.

A todos los que de una manera u otra habéis estado ahí todos estos años, muchas gracias.

Índice

Índice I

Lista de acrónimos III

Resumen V

Summary IX

Introducción 1

Capítulo 1 - Estudio tridimensional de la subsidencia del Alto Guadalentín como consecuencia de la sobreexplotación de acuíferos a partir de interferometría radar de apertura sintética y datos GNSS. 13

Capítulo 2 - Fusión de datos GNSS e InSAR a escala local y regional: aplicación para el estudio del Canal de Genil-Cabra y el Alto Guadalentín. 35

2.1 Introducción a las técnicas de fusión de datos 35

2.2 Aplicación en el Canal de Genil-Cabra 36

2.3 Aplicación de la fusión de datos en la cuenca del Alto Guadalentín 42

Capítulo 3 - Interferometría radar de apertura sintética como herramienta de monitorización en entornos mineros mediante el uso de la constelación Sentinel-1. Aplicación en la Mina de Riotinto. 47

Capítulo 4 - Interferometría radar a gran escala (Wide Area Processing) 71

4.1 Aspectos técnicos de los procesados a gran escala 73

4.2 Resultados para la Península Ibérica 79

Capítulo 5 - Estudio de la deformación en la isla de la Palma entre los años 2006 y 2010 a partir de diferentes técnicas geodésicas. 85

Capítulo 6 - Detección del proceso de reactivación volcánica en la isla de La Palma. Evolución e implicaciones. 115

Capítulo 7 - Evolución de la intrusión magmática en La Palma en la erupción del volcán Tajogaite. 139

Discusión 167

Conclusiones 175

Conclusions 183

Referencias 191

Anexo 1 - Interferometría radar de apertura sintética (InSAR) y Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS). 203

1.1 Interferometría radar de apertura sintética de satélite (InSAR) 203

1.2 Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS).....224

Anexo 2 - Material suplementario del artículo "Modeling the two and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications". 231

Anexo 3 - Disponibilidad de datos Sentinel-1 para la Península Ibérica e Islas Canarias y Baleares.....257

Anexo 4 - Material Suplementario de "Geodetic Study of the 2006-2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results".....261

Anexo 5 - Material suplementario de "Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications".....287

Anexo 6 - Detección del inicio de reactivación volcánica en la isla de La Palma, Islas Canarias, y estudio de su evolución temporal.....305

Anexo 7 - Material suplementario de "Shallow magmatic intrusion evolution below La Palma before and during the 2021 eruption".....315

Lista de acrónimos

A-DInSAR	Advanced Differential Interferometric synthetic aperture radar
CHG	Confederación Hidrográfica del Guadalquivir
CSA	Canadian Space Agency
DEM	Digital Elevation Model
DInSAR	Differential Interferometric synthetic aperture radar
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
ERS	European Remote Sensing Satellite
ESA	European Space Agency
EW	Extra Wide
GRAFCAN	Agencia Cartográfica de Canarias
GNSS	Global Navigation Satellite System
IGN	Instituto Geográfico Nacional
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
INVOLCAN	Instituto Volcanológico de Canarias
ISRO	Indian Space Research Organization
IW	Interferometric Wide
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LOS	Line Of Sight
MAI	Multiple Aperture Interferometry
MDT	Modelo Digital del Terreno
MIT	Massachusetts Institute of Technology
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NESD	Network-Based Enhanced Spectral Diversity
PEVOLCA	Plan Especial de Protección Civil y Atención a Emergencias por Riesgo Volcánico
POT	Pixel Offset Tracking
PS	Persistent Scatterers
SAR	Synthetic Aperture Radar
SBAS	Small BASeline
SLC	Single Look Complex
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
ST	Staring Spotlight
SVD	Single Value Decomposition
TEC	Total Electron Content
TOPS	Observation with Progressive Scan

Resumen

La deformación del terreno es un fenómeno físico que se origina como consecuencia de diferentes procesos, tanto de origen natural (p.e., erupciones volcánicas, terremotos o deslizamientos de ladera) como de origen antrópico (p.e., la inyección o extracción de fluidos o como resultado de explotación minera). El rápido crecimiento de la población mundial, así como su mayor demanda de recursos naturales provoca que, inevitablemente, la sociedad sea más vulnerable ante estos peligros.

Una correcta detección y monitorización de estos fenómenos de deformación resulta esencial para poder comprender y caracterizar su origen permitiendo así estudiar su evolución temporal con detalle. Esto hace posible planificar una gestión sostenible de los recursos naturales y ayuda en la toma de decisiones en situaciones de crisis.

Actualmente existen dos técnicas geodésicas ampliamente utilizadas para el control de deformación superficial: los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) y las técnicas de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR). Las técnicas GNSS permiten un posicionamiento preciso sobre la superficie terrestre proporcionando información de las tres componentes del desplazamiento (x, y, z) con una gran resolución temporal, pero normalmente, una baja cobertura espacial. Las técnicas InSAR, permiten obtener el desplazamiento de la superficie en un vector unidimensional, conocido como Línea de Visión (abreviado LOS en inglés), con una alta precisión y resolución espacial, pero menor resolución temporal.

Considerando estos aspectos, el **objetivo** de esta Tesis Doctoral es hacer un estudio sistemático de la complementariedad de ambas técnicas geodésicas, desde los puntos de vista observacional y de su uso en la interpretación de resultados, particularizando en su uso en el estudio de peligros naturales y antrópicos. Este estudio se realiza mediante la comparación del uso de ambas técnicas en el estudio y vigilancia de ambos tipos de peligros en casos particulares.

En el **Capítulo 1** se estudia la deformación del Alto Guadalentín en el entorno de Lorca, Murcia, producida como consecuencia de la extracción de agua subterránea. Para ello se utilizará una densa red de estaciones GNSS desplegada en la zona y

técnicas InSAR para poder estudiar la complementariedad de ambas técnicas a escala local y el efecto en la interpretación de los resultados al considerar la deformación únicamente en la componente vertical.

En el **Capítulo 2** se aplicarán técnicas de fusión de datos GNSS e InSAR a dos entornos muy diferentes entre sí: el canal de Genil-Cabra y el Alto Guadalentín. En el canal de Genil-Cabra se estudia una ladera inestable mediante el uso de técnicas GNSS e InSAR a partir de imágenes de alta resolución del satélite TerraSAR-X. Para el Alto Guadalentín se aplican estas técnicas complementando la información GNSS con datos SAR con dos longitudes de onda diferentes (banda C y banda X). El uso conjunto de ambas técnicas permite la obtención de un mapa de velocidades 3D con una cobertura y resolución espacial que individualmente ninguna de las dos técnicas permite obtener.

En el **Capítulo 3** se estudia la mina de Riotinto, en Huelva, a partir del uso de técnicas InSAR. Se comprueba la aplicabilidad de estas técnicas en la monitorización de entornos mineros activos y se validan los resultados mediante observaciones GPS. El desarrollo de una metodología para la representación de los datos de diferentes órbitas (ascendente y descendente) en una geometría común se aborda en este capítulo, siendo de gran utilidad para su uso en estudios geotécnicos.

La posibilidad de realizar estudios InSAR a gran escala a partir de datos de la misión Sentinel-1 se discute en el **Capítulo 4**, detallando los principales requerimientos técnicos necesarios para poder llevarlo a cabo. Las posibles aplicaciones de estos procesados, su valor científico y geotécnico, así como la importancia de disponer datos GNSS en procesados a gran escala son estudiados en este capítulo.

Los **Capítulos 5** a **7** están dedicados al estudio detallado, a partir de diferentes técnicas geodésicas, de la reactivación volcánica en la isla de La Palma, así como de la reciente erupción volcánica que empezó en septiembre de 2021.

En el **Capítulo 5** se presenta un estudio, utilizando tres técnicas geodésicas (InSAR, GNSS y microgravimetría) de la isla de La Palma para el periodo 2006-2010. Mientras que a partir de los resultados obtenidos mediante GNSS y microgravimetría no se detecta ningún indicio de reactivación volcánica, los resultados InSAR mostraban resultados anómalos en varias zonas, siendo la más relevante la encontrada en el Valle de Aridane. Esto motivó la realización de un estudio con mayor detalle presentado en el siguiente capítulo.

La detección por primera vez, mediante el uso de técnicas geodésicas, de la fase inicial de una reactivación volcánica en las islas Canarias, en la Isla de La Palma, se describe en el **Capítulo 6**. Esto fue posible mediante la utilización de técnicas InSAR para el estudio de la deformación superficial, validando los resultados comparando con datos de estaciones GNSS disponibles en la isla, y usando estas también para

definir los puntos de referencia para el InSAR. Los desplazamientos medidos se invirtieron usando métodos desarrollados por el grupo de investigación.

En el **Capítulo 7** se presenta un estudio de la evolución temporal de la intrusión magmática somera en la isla de La Palma durante el año 2021 considerando los periodos preeruptivo, coeruptivo y poseruptivo a partir de datos SAR del satélite Sentinel-1 y validando estos a partir de los datos GNSS disponibles. Este estudio permite detectar una intrusión magmática somera unos 3.5 meses antes de la erupción. Se estudió como se pueden complementar ambas técnicas de observación en estas tres fases de actividad, obteniendo resultados de gran relevancia para la vigilancia de fenómenos de reactivación volcánica futuros en la isla, en Canarias y de posible aplicación global.

Finalmente se exponen las **conclusiones** que se han obtenido fruto de esta Tesis Doctoral desde los puntos de vista observacional y de su uso en la interpretación de resultados.

Summary

Surface deformation can be the consequence of different processes, both of natural origin (e.g. volcanic eruptions, earthquakes, or landslides) and of anthropogenic (e.g. injection or extraction of fluids or as a result of mining). The rapid growth of the world's population, as well as its increased demand for natural resources, inevitably makes society more vulnerable to these hazards.

The correct detection and monitoring of these surface deformation phenomena are essential to understand and characterize the mechanisms that cause them allowing to study their time evolution. It helps decision making during crisis as also to improve the sustainable management of natural resources

There are currently two widely used geodetic techniques for surface deformation monitoring: Global Navigation Satellite Systems (GNSS) and Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) techniques. GNSS techniques enable precise positioning on the earth's surface, providing information on the three components of displacement (x, y, z) with high temporal resolution but typically limited spatial coverage. InSAR techniques allow obtaining the surface displacement in a one-dimensional vector, known as Line of Sight (LOS), with high precision and spatial coverage but lower temporal resolution.

Considering the above, the **objective** of this PhD Thesis is to study the complementarity of both geodetic techniques, from the observational and the interpretation points of view, focused on the application to natural and anthropogenic hazards. This study is carried out comparing both techniques in the monitoring and study of particular cases of both types of hazards.

Chapter 1 studies the deformation of the Alto Guadalentín in the surroundings of Lorca, Murcia, produced as a direct consequence of groundwater extraction. To do this, we use a dense network of GNSS stations deployed in the area and InSAR techniques in order to study the complementarity of both kinds of observations at local scale and the effect on the interpretation of the results when considering that the deformation only occurs in the vertical component.

In **Chapter 2**, the GNSS and InSAR data fusion techniques will be applied to two very different environments: the Genil-Cabra channel and the Alto Guadalentín. In the Genil-Cabra channel, we studied an unstable slope combining GNSS and InSAR techniques with data from periodic GNSS campaigns and the high-resolution X-Band TerraSAR-X satellite. For Alto Guadalentín, we use these techniques complementing the GNSS information with SAR data, obtained using two different wavelengths, C-band and X-band. The joint use of both techniques allows us to obtain a 3D velocity map with spatial coverage and resolution that individually neither of the two techniques can provide.

In **Chapter 3**, the ground stability in a mining area, Riotinto mine in Huelva, is studied. The applicability of InSAR techniques for monitoring mining areas is verified and the results are validated by means of GPS observations. The development of a methodology for the representation of data from different orbits (ascending and descending) in a common geometry is addressed in this chapter, being very useful for use in geotechnical studies.

The possibility of performing large-scale InSAR studies using Sentinel-1 data is discussed in **Chapter 4**, detailing the main technical requirements needed to carry it out. The possible applications of this processing, its scientific and geotechnical added value, as well as the importance of having GNSS data available in large-scale processing is studied in this chapter.

Below we introduce **Chapters 5** to **7** dedicated to the detailed study of the volcanic reactivation on the island of La Palma using different geodetic techniques, as well as the recent volcanic eruption that started in September 2021.

Chapter 5 presents a study that uses three geodetic techniques (InSAR, GNSS, and microgravimetry) for La Palma Island during the period 2006-2010. While in the results obtained by using GNSS and microgravimetry there is no clear indication of volcanic reactivation, the InSAR results showed anomalous results in several areas, the most relevant being the detected one found in the Aridane Valley. These results motivated the more detailed study presented in the next chapter.

Chapter 6 describes the detection of the initial phase of a volcanic reactivation in the Canary Islands for the first time, on the Island of La Palma, using geodetic techniques. This was possible thanks to use InSAR techniques for the study of surface deformation, validating the results by comparing them with data from GNSS stations available on the island, and using the last values also to define the reference points for InSAR. The measured displacements were inverted using methods developed by our research group.

Chapter 7 presents a study of the time evolution of the shallow magmatic intrusion on the island of La Palma during the year 2021. The pre-eruptive, co-eruptive, and

post-eruptive periods are described from Sentinel-1 SAR data that is validated with available GNSS data. This study allowed to detect a shallow magmatic intrusion starting about 3.5 months before the eruption in September 19, 2021. A study on the complementarity of both techniques for monitoring surface displacements during the different stages of the volcanic unrest is carried out, allowing to obtain very relevant results for volcano monitoring during future volcanic reactivations on the island, in the Canary Islands, and globally.

Finally, the **conclusions** obtained from the results of this Ph.D. Thesis from the observational and interpretation points of view are described.

Introducción

El rápido crecimiento de la población mundial sobre todo la concentrada en grandes ciudades, y especialmente en aquellas que se encuentran en la línea de costa, aumenta considerablemente la vulnerabilidad de estas poblaciones frente a peligros tanto naturales como antrópicos[1–13].

Muchos de estos peligros geológicos (p.e., deslizamientos, terremotos, volcanes) y antrópicos (p.e., inyección y extracción de fluidos o gases, extracción mineral, obra civil) producen deformación del terreno como efectos previos a, durante o tras posibles desastres, afectando a un número creciente de zonas en todo el mundo.

En este contexto, la interpretación de los desplazamientos de superficie nos permite inferir propiedades de las fuentes ubicadas bajo superficie[12,14,15]. Es por esto que tanto la estimación precisa (con alta cobertura y resolución espacial) de esta deformación del terreno, y el uso de técnicas de interpretación potentes son dos herramientas fundamentales a la hora de estudiar estos peligros naturales y antrópicos, ayudando a la toma de decisiones en situaciones de crisis.

Actualmente existen dos técnicas geodésicas ampliamente utilizadas para el control de deformación superficial: los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) y las técnicas de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR).

Durante las últimas décadas la interferometría radar de apertura sintética (InSAR) se ha convertido en una herramienta de teledetección muy útil para medir con precisión la evolución de la deformación espacio-temporal de la superficie terrestre a escala global, sin embargo, presenta algunas limitaciones importantes en relación con su geometría de adquisición, así como a su resolución temporal.

Los métodos de posicionamiento a partir del Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) se utilizan para el estudio de diferentes fenómenos físicos ya que permiten determinar las tres componentes (x, y, z) del desplazamiento de manera precisa y continua en el tiempo. Los desplazamientos tridimensionales son obtenidos a partir de múltiples observaciones generalmente usando estaciones permanentes o mediante la realización de campañas periódicas. Estas metodologías

de observación GNSS, sin embargo, sufren de limitaciones en cuanto a cobertura espacial y disponibilidad de datos, ambos asociadas a su alto coste operacional.

Una descripción detallada de ambas técnicas puede consultarse en el Anexo 1, aunque a continuación, se resumen algunas características de ambas técnicas que serán consideradas en esta tesis:

Resolución espacial

La resolución espacial de las técnicas de interferometría radar de apertura sintética (InSAR) depende del sensor radar utilizado y del algoritmo de procesado utilizado para la obtención de interferogramas. Mientras que los criterios de selección de píxeles por dispersión de amplitud de la señal permiten mantener la resolución original de la imagen radar (técnicas conocidas como Point Scatterers o PS), las técnicas de selección de píxeles por coherencia (técnicas Small BASeline o SBAS) implican el promediado de píxeles cercanos disminuyendo, por tanto, la resolución original de la imagen con la consecuente disminución de la resolución espacial. Las técnicas PS permiten obtener buenos resultados en entornos con buena reflectividad de la señal y estables en el tiempo donde la dispersión de amplitud es baja (p.e., en entornos urbanos), mientras las técnicas SBAS permiten obtener mejores resultados en zonas con cobertura natural, donde la dispersión de amplitud es mayor (p.e, zonas volcánicas). Valores habituales de resolución espacial de mapas de deformación obtenidos a partir de técnicas SBAS son píxeles de un tamaño 60x60 metros o 100x100 para promediados (*multilooks*) de 3x15 o 5x25 píxeles (azimuth x rango) para la constelación Sentinel-1. La resolución espacial del sensor viene determinada por la longitud de onda de la señal empleada, pudiendo aumentar la resolución disminuyendo la longitud de onda. Actualmente los sensores orbitales de mayor resolución son los de banda X (TerraSAR-X, COSMO-SkyMed, PAZ) que tienen resoluciones típicas de 1m x 1m. En la Tabla I.1 se pueden consultar las resoluciones más habituales de las principales constelaciones de satélites SAR.

La resolución espacial de las redes GNSS viene determinada por la distribución espacial de las estaciones o puntos de medida que la conformen. Algunas redes GNSS cuentan con una gran resolución espacial como por ejemplo la red GEONET, que fue diseñada para el estudio geodésico del archipiélago japonés y cuenta con más de 1.300 receptores alcanzando una resolución de aproximadamente 20 km[16]. Sin embargo, el alto coste de instalación y mantenimiento hace que este tipo de redes de alta resolución se encuentren en lugares muy concretos y que, por tanto, no se disponga de un número tan elevado de estaciones ni de una distribución homogénea de las mismas a nivel global.

En el caso de la Península Ibérica se pueden usar las diferentes redes GNSS privadas y autonómicas instaladas para proveer servicios de posicionamiento en tiempo real, así como la red nacional del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y la red RENEP portuguesa para realizar estudios geodésicos[17]. El mayor problema que se observa es la distribución espacial de los receptores que la forman no es homogénea (Figura I.1) encontrándose extensas zonas de terreno donde no hay ningún receptor, como ocurre en Castilla La Mancha, donde hay una zona de más de 2 millones de hectáreas (20.000 km^2) sin ningún receptor GNSS. Se ha calculado una media para la distancia entre estaciones de 31 kilómetros, pero este valor no tiene en cuenta la distribución espacial.

Tabla I.1 - Comparación entre los principales sensores SAR orbitales disponibles para el análisis científico. Las constelaciones con un mayor número de satélites habitualmente consiguen un tiempo de revisita menor. Para la resolución espacial se han tomado los valores de los modos más habituales de adquisición para cada satélite

BANDA	SATÉLITE/ CONSTELACIÓN	AGENCIA/ EMPRESA	NÚMERO DE SATÉLITES	PERIODO DE ACTIVIDAD	LONGITUD DE ONDA (CM)	TIEMPO DE REVISITA MÍNIMO (DÍAS)	RESOLUCIÓN TÍPICA (M) (AZIMUTH X RANGO)
X	COSMO-SkyMed	ASI	4	2007 – Presente	3.1	4	1 x 1
	TerraSAR-X	DLR	2	2007 – Presente	3.1	11	1 x 1
	PAZ	Hisdesat	1	2018 - Presente	3.1	11	1 x 1
C	ERS	ESA	2	1991 – 2000	5.6	35	4 x 20
	Radarsat-1	CSA	1	1995 - 2013	5.6	24	25 x 25
	ENVISAT	ESA	1	2002 - 2011	5.6	35	4 x 20
	Radarsat-2	CSA	3	2007 – Presente	5.6	4	5 x 12
	Sentinel-1	ESA	2	2014 – Presente	5.5	6	20 x 5
S	NISAR	ISRO	1	2023 -	9	12	6 x 6
L	ALOS-PALSAR 1	JAXA	1	2005 – 2011	23.6	46	10 x 10
	ALOS-PALSAR 2	JAXA	1	2014 – Presente	22.9	14	6 x 6
	NISAR	NASA	1	2023 -	24	12	7 x 6

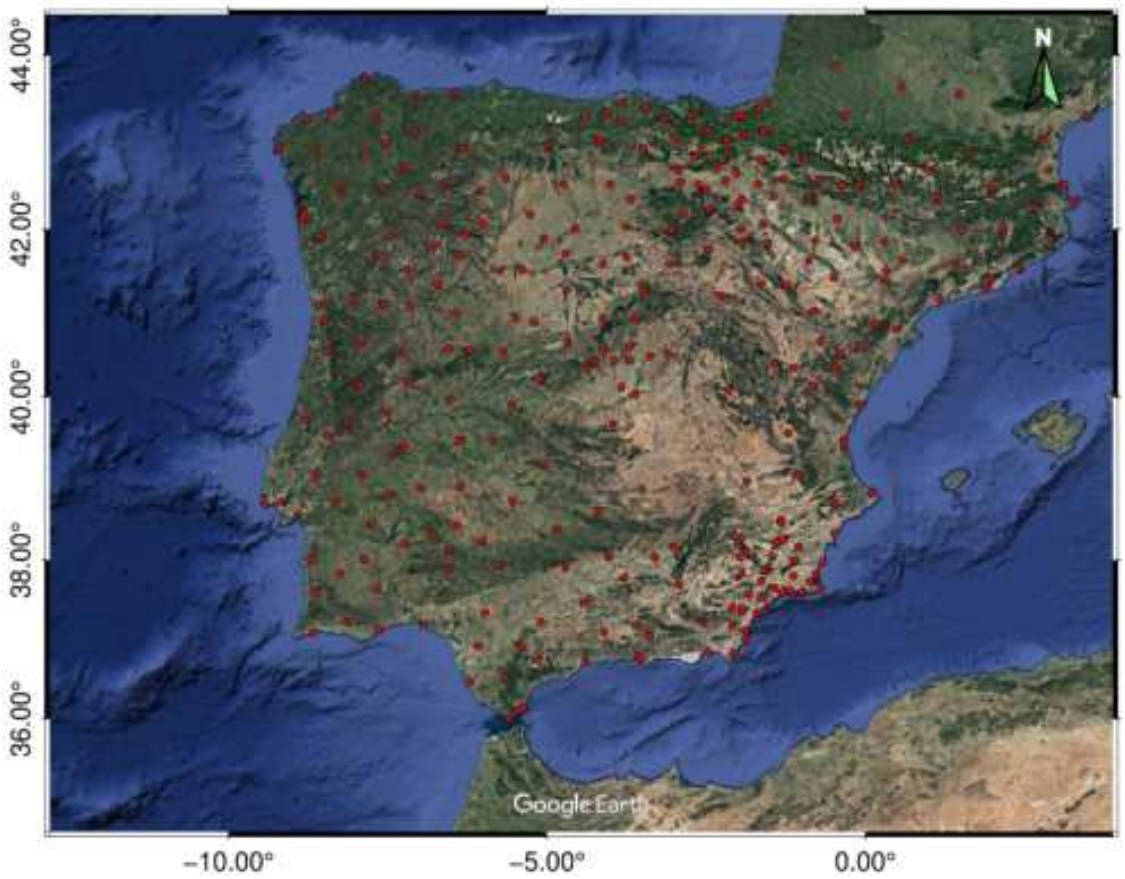


Figura I.1 - Distribución espacial de las estaciones GNSS disponibles en la Península Ibérica con datos RINEX disponibles para su uso científico. Estas estaciones son operadas por las diferentes autonomías, así como el IGN. Las aquí consideradas suman un total de 294 estaciones. Fuente: datos de las estaciones modificado de Palano et al.[17]

Resolución temporal

Para las técnicas InSAR la resolución temporal de los datos de desplazamiento depende de los tiempos de revisita del satélite para una misma zona, que determina la disponibilidad de datos para esa zona. Estas técnicas requieren utilizar la misma geometría de adquisición (órbita relativa) que aseguren unos ángulos de incidencia similares y unas líneas de base perpendiculares inferiores a 1 kilómetro. A menor tiempo de revisita se consigue una mayor resolución temporal en los resultados interferométricos, permitiendo también una mejor estimación de las contribuciones no lineales o estacionales del desplazamiento. El disponer de una constelación con múltiples satélites puede reducir drásticamente la resolución temporal, como en el caso de COSMO-SkyMed, que sus cuatro satélites permiten un tiempo de revisita de 4 días con la misma geometría de adquisición y de menos de un día con diferentes ángulos de incidencia[18].

La amplia disponibilidad de datos radar de diferentes misiones radar de apertura sintética hace que sea posible la realización de estudios históricos desde el año 1992,

a partir de los datos de la constelación ERS (European Remote Sensing satellite), de la ESA, hasta nuestros días. La existencia de técnicas de procesado multitemporales, como MSBAS[19], permite a su vez la obtención de series temporales continúas combinando datos de diferentes constelaciones, siendo esta una información de gran valor para su uso en estudios científicos y geotécnicos. En la Tabla I.1 se recogen los tiempos de revisita mínimos con la misma geometría de adquisición, que delimitan la resolución temporal de la constelación, para los principales satélites y constelaciones con sensores SAR.

Las técnicas GNSS permiten la obtención de datos de manera continua en el tiempo. Receptores de última generación permiten la adquisición y procesado de datos con frecuencias superiores a los 10Hz[20], pudiendo obtener resultados para la posición en tiempo real, aunque para un posicionamiento preciso se requiere de un procesado más intensivo requiriéndose habitualmente minutos para su obtención[21]. Además, existe un gran número de estaciones permanentes mantenidas por diferentes instituciones que permiten acceso tanto a los datos generados por el receptor (RINEX) como a resultados del procesado sistemático de estos a través de diferentes servicios, como por ejemplo el portal MAGNET[22] del Laboratorio Geodésico de Nevada. La disponibilidad de estos datos se limita únicamente a los periodos operacionales de estas estaciones, y en caso de producirse un fenómeno físico de interés (p.e., una erupción volcánica) se requiere muchas veces de la instalación de nuevas estaciones para aumentar su densidad en la zona de estudio de forma que permita su estudio en detalle. Tampoco podemos olvidar que en esta técnica solo se dispone de datos observacionales a partir del instante de instalación de los receptores, y durante el periodo en que estos estén operativos.

Coste operacional de ambas técnicas

Diseñar, construir y poner en órbita un satélite radar de apertura sintética conlleva un coste muy elevado, en el caso de los satélites Sentinel-1 se estima alrededor de 200 millones de euros por satélite[23], a lo que hay que sumar los gastos operacionales de mantener el servicio y el segmento de tierra necesario para la descarga de datos del satélite. El presupuesto para el programa Sentinel (que incluye 6 constelaciones de satélites) de la Unión Europea es de 4.800 millones de euros para el periodo 2021-2027[24]. Sin embargo, al igual que en la mayoría de los satélites destinados a usos científicos, estos elevados costes son asumidos por las instituciones responsables del satélite, por lo que su uso, tanto en ámbito científico como comercial, resulta gratuito debido a que se considera un bien de interés público[25].

En el caso de satélites comerciales, como TerraSAR-X o el primer satélite español SAR PAZ, habitualmente son operados por compañías privadas como Airbus[26] en el caso de TerraSAR-X o Hisdesat[27] para el satélite PAZ, pero una parte del programa recae sobre una agencia espacial o una entidad pública proporcionando

infraestructura del segmento de tierra o validación científica de los instrumentos y datos. Estos acuerdos con entidades públicas permiten la posibilidad de solicitar proyectos de investigación a través de los que se pueden obtener imágenes para uso científico de manera gratuita o con un precio reducido[28]. Este tipo de programas ha permitido la obtención de imágenes de alta resolución para el estudio del canal de Genil-Cabra y la cuenca del Alto Guadalentín presentados en el Capítulo 2 de esta Tesis Doctoral.

Las técnicas InSAR, como veremos con más detalle en el Capítulo 4, requieren de una gran capacidad de cálculo y almacenamiento, escalando exponencialmente en función del tamaño de la zona a estudiar y el número de adquisiciones utilizadas. Si bien se pueden utilizar ordenadores personales que pueden servir para análisis puntuales de zonas de estudio de pequeñas dimensiones (30 x 30 km y 40 adquisiciones) para estudios de mayor cobertura espacial es muy recomendable, y necesario, el uso de servidores de cálculo, cuyo coste depende de las características técnicas elegidas. Podemos estimar el coste mínimo de un servidor capaz de realizar análisis multitemporales con más de 100 adquisiciones y de una zona de tamaño medio (300 x 300 kilómetros) en unos 15.000€.

La existencia de diferentes programas informáticos de código abierto, como ISCE[29] y MintPy[30], hace posible la realización de estudios multitemporales de alta precisión incluyendo las últimas técnicas desarrolladas como la estimación del retraso atmosférico a partir de modelos climáticos como ERA5[31] o la corrección por mareas terrestres[32]. La principal alternativa a estos programas de código abierto, el software comercial Gamma, ofrece una gran optimización en el cálculo interferométrico, así como un gran soporte al usuario, pero los módulos necesarios para realizar un análisis multitemporal a partir de imágenes SLC supera los 100.000€ (unos 50.000€ para su uso en entornos académicos y de investigación) por lo que resulta difícil justificar su necesidad para poder obtener financiación pública.

Existen empresas especializadas en este tipo de servicios, como por ejemplo Dares Tech[33] o TRE-Altamira[34] que ofrecen servicios de monitorización de deformación superficial a partir de técnicas InSAR, que a veces son de desarrollo propio como SqueeSAR[35].

La monitorización mediante el uso de técnicas GNSS requiere de una planificación previa para determinar el tipo de observación, el número de puntos de observación y su distribución espacial. Estos parámetros determinan en gran medida los costes de una monitorización de la deformación superficial utilizando esta técnica.

Un receptor GNSS de última generación junto con una antena geodésica precisa tiene un coste que oscila entre 20.000 y 30.000€[36] , lo que determina en gran medida el precio final del estudio. En el caso de requerir un estudio continuo, como puede ser en el caso de los periodos de reactivación volcánica (con fases preeruptiva,

coeruptiva y poseruptiva) se debe de tener en cuenta la necesidad de transmitir los datos de manera telemática para su análisis, así como proporcionar una fuente de alimentación que, en entornos hostiles como una ladera volcánica, puede resultar complicado y costoso.

En el caso de no necesitar una resolución temporal que justifique el uso de estaciones permanentes, se puede realizar la observación a partir de campañas periódicas minimizando el número de receptores y antenas necesarios. Sin embargo, este tipo de observaciones requiere de operadores que se desplacen hasta el lugar de estudio, pudiendo ser estas zonas inaccesibles o de difícil acceso dificultando así su estudio.

Las técnicas GNSS requieren de una menor capacidad de cálculo para su procesado, pudiendo ejecutarse en ordenadores personales de gama media-alta. En cuanto al software, al igual que con las técnicas InSAR, existen programas de código abierto capaces de realizar procesados GNSS de alta precisión, como es el caso de GAMIT/GLOBK[37] un software desarrollado por el Instituto Tecnológico de Massachusetts (MIT)[38] que permite el procesado de datos de todas las constelaciones GNSS actuales.

Por tanto, ambas técnicas de medida de la deformación del terreno son, o al menos lo parecen a simple vista, complementarias, y se han utilizado de forma conjunta ampliamente en investigación y monitorización (ver p.e., Del Soldato et al.,[39]). En Tomás et al.,[40] se presenta un estudio entre ambas técnicas atendiendo a diferentes factores, pero limitándose a su aplicación para el estudio de subsidencia y considerando únicamente la componente vertical. Por tanto, pese al extenso uso de ambas técnicas no existe un estudio sistemático actualizado de la complementariedad entre ambas técnicas, desde los puntos de vista observacional y de interpretación.

Considerando estos aspectos, **el objetivo de esta Tesis Doctoral** es hacer un estudio sistemático de la complementariedad de ambas técnicas geodésicas, desde los puntos de vista observacional y de su uso en la interpretación de resultados, particularizando en su uso en el estudio de peligros naturales y antrópicos. Esto se realiza mediante la comparación del uso de ambas técnicas en el estudio y vigilancia de ambos tipos de peligros en casos particulares, incluyendo un estudio temporal detallado de la actividad volcánica reciente en la isla de La Palma.

Para alcanzar este objetivo esta Tesis Doctoral, presentada como suma de artículos, se organiza de la siguiente forma:

En esta **Introducción** se describe el objetivo fundamental de la tesis, la motivación y estructura.

En el **Capítulo 1** se estudia la deformación del Alto Guadalentín, en particular en el entorno de Lorca, Murcia, producida por la extracción de agua subterránea mediante el uso de una red GNSS que permite la determinación precisa de las componentes tridimensionales de la deformación, y de técnicas InSAR utilizando datos del satélite Sentinel-1A. En este capítulo de estudia la complementariedad de ambas técnicas en un estudio a escala local y durante un periodo temporal de varios años. Se obtienen conclusiones de importancia sobre cómo ha de realizarse la observación de la deformación del terreno de manera eficiente, describiendo el uso adecuado en función del rendimiento operativo/coste de ambas técnicas de observación, de forma que permita evitar una incorrecta interpretación de la deformación medida, como ocurre de forma frecuente al estudiar subsidencias en acuíferos.

No existe actualmente ninguna técnica geodésica que por sí sola sea capaz de determinar desplazamientos 3D con alta precisión, alta resolución y gran cobertura espacial. La única forma de obtener esto es mediante la fusión de datos de diferentes técnicas (p.e., GNSS, InSAR, observación óptica), siendo lo más habitual la fusión de datos GNSS e InSAR[3,39]. Las técnicas de fusión de datos GNSS e InSAR son estudiadas en el **Capítulo 2**, aplicándolo en dos entornos diferentes a diferentes escalas: una escala muy local en el canal de Genil-Cabra y una escala regional en el Alto Guadalentín. La fusión de estos datos se realiza usando la constelación de satélites de alta resolución TerraSAR-X, y de resolución media Sentinel-1, en el caso del Alto Guadalentín. La combinación de ambas técnicas permite la obtención de mapas de velocidades tridimensionales con gran precisión y de gran utilidad para su posterior uso en estudios científicos, geotécnicos y de divulgación y promoción de resultados a nivel de sociedad, administración y empresas.

El **Capítulo 3** describe los resultados obtenidos de realizar un estudio de la mina de Riotinto en Huelva, España, mediante el uso de InSAR con datos de satélite Sentinel-1 y su posible repercusión para la monitorización de este tipo de entornos mineros. En este trabajo se desarrolla una metodología para la representación conjunta de datos de diferentes órbitas sobre un mismo sistema de referencia con el fin de facilitar su interpretación y uso en ámbitos geotécnicos. En este caso los datos GNSS se utilizan para validar los resultados interferométricos.

La aplicación del uso de la interferometría radar para un estudio a gran escala, como puede ser de todo el territorio nacional o de la Península Ibérica, se describe en el **Capítulo 4**. Un estudio así supone un reto a nivel científico y técnico requiriendo una planificación detallada de los recursos computacionales, así como el desarrollo de diversas herramientas para la gestión y catálogo de datos para su posterior presentado. En este caso se han procesado los datos de la Península Ibérica para una órbita de la constelación Sentinel-1. Se describe aquí como se complementan ambas técnicas, GNSS e InSAR, en estos estudios a gran escala.

En el **Capítulo 5** se presenta un estudio, utilizando tres técnicas geodésicas (InSAR, GNSS y microgravimetría) de la isla de La Palma para el periodo 2006-2010. A partir de los datos recogidos en diferentes campañas de adquisición y el archivo histórico del satélite ENVISAT utilizando el GNSS como validación y para definir puntos de referencia en zonas estables. Mientras que los resultados obtenidos a partir de GNSS y microgravimetría no mostraban valores anómalos que pudiesen ir ligados al desarrollo de actividad volcánica bajo superficie, los resultados InSAR, y en particular los encontrados en el Valle de Aridane, anómalos con respectos a estudios previos motivaron la realización de un estudio más actualizado y de mayor detalle, que permitió detectar una fase de reactivación volcánica en la isla. Se estudia en este capítulo la complementariedad de la observación de ambas técnicas de observación en diferentes fases de actividad volcánica.

En el **Capítulo 6** se describe la detección por primera vez, mediante el uso de técnicas geodésicas, de la fase inicial de una reactivación volcánica en las islas Canarias, en la isla de La Palma. Esto fue posible gracias a utilizar observación radar de satélite de última generación con una cobertura espacial, resolución y precisión que permitió detectar de forma significativa desplazamientos superficiales centimétricos en zonas no monitorizadas mediante estaciones GNSS. Este trabajo se publicó tan sólo ocho meses antes de la erupción del volcán Tajogaite en septiembre de 2021 y, tras el inicio de la erupción tuvo una gran repercusión científica y mediática. Se estudian de nuevo aquí las características de la observación con ambas técnicas y su complementariedad, en fases entre erupciones y de inicio de reactivación volcánica.

En el **Capítulo 7** se presenta un estudio de la evolución temporal de la intrusión magmática somera en la isla de La Palma durante el año 2021 considerando los periodos preeruptivo, coeruptivo y poseruptivo. La disponibilidad de datos de la constelación Sentinel-1 (una imagen radar de la isla cada seis días) permitió el estudio de deformaciones superficiales a partir de técnicas InSAR en los meses previos a la erupción, detectando la formación de un reservorio magmático somero unos 3.5 meses antes de la erupción en una zona de debilidad estructural en la isla, próxima a erupciones históricas recientes. Se estudió como se pueden complementar ambas técnicas de observación en estas tres fases de actividad, obteniendo resultados de gran relevancia para la vigilancia de fenómenos de reactivación volcánica futuros en la isla, en Canarias y de posible aplicación global.

Finalmente se presentan las **Conclusiones** obtenidas, así como las líneas de investigación futuras que esta Tesis Doctoral plantea, y se listan la **Referencias** citadas.

En el **Anexo 1** se repasan los conceptos básicos de la interferometría radar de apertura sintética, InSAR, y de la observación GNSS.

En los **Anexos 2-7** se puede encontrar el material suplementario de los diferentes artículos que conforman esta Tesis Doctoral, así como información gráfica suplementaria a la descrita en el Capítulo 4 sobre la disponibilidad de datos Sentinel-1 para la Península Ibérica e Islas Canarias, y un artículo no JCR.

Publicaciones que conforman esta Tesis Doctoral presentada como compendio de publicaciones:

Fernández, J.; Prieto, J.F.; **Escayo, J.**; Camacho, A.G.; Luzón, F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Abajo, T.; Pérez, E.; Velasco, J.; et al. Modeling the Two- and Three-Dimensional Displacement Field in Lorca, Spain, Subsidence and the Global Implications. *Sci Rep* **2018**, *8*, 14782, doi:10.1038/s41598-018-33128-0.

Escayo, J.; Marzan, I.; Martí, D.; Tornos, F.; Farci, A.; Schimmel, M.; Carbonell, R.; Fernández, J. Radar Interferometry as a Monitoring Tool for an Active Mining Area Using Sentinel-1 C-Band Data, Case Study of Riotinto Mine. *Remote Sens (Basel)* **2022**, *14*, 3061, doi:10.3390/rs14133061.

Escayo, J.; Fernández, J.; Prieto, J.F.; Camacho, A.G.; Palano, M.; Aparicio, A.; Rodríguez-Velasco, G.; Ancochea, E. Geodetic Study of the 2006–2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 2566. doi:10.3390/rs12162566.

Fernández, J.; **Escayo, J.**; Hu, Z.; Camacho, A.G.; Samsonov, S. v.; Prieto, J.F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Mallorquí, J.J.; Ancochea, E. Detection of Volcanic Unrest Onset in La Palma, Canary Islands, Evolution and Implications. *Sci Rep* **2021**, *11*, 2540, doi:10.1038/s41598-021-82292-3.

Fernández, J.; **Escayo, J.**; Camacho, A.G.; Palano, M.; Prieto, J.F.; Hu, Z.; Samsonov, S. V.; Tiampo, K.F.; Ancochea, E. Shallow Magmatic Intrusion Evolution below La Palma before and during the 2021 Eruption. *Sci Rep* **2022**, 12, 20257. doi:10.1038/s41598-022-23998-w.

Publicaciones no JCR:

Escayo, J.; Fernández, J.; Hu, Z.; Camacho, A.G.; Samsonov, S. v.; Prieto, J.F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Mallorquí, J.J. Detección del inicio de reactivación volcánica en la isla de La Palma, Islas Canarias, y estudio de su evolución temporal. In Proceedings of the 3rd Congress in Geomatics Engineering - CIGeo; Universitat Politècnica de València: Valencia, July 7 2021.

Otras publicaciones no directamente relacionadas con esta Tesis Doctoral:

Bru, G.; **Escayo, J.**; Fernández, J.; Mallorqui, J.J.; Iglesias, R.; Sansosti, E.; Abajo, T.; Morales, A. Suitability Assessment of X-Band Satellite SAR Data for Geotechnical Monitoring of Site Scale Slow Moving Landslides. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 936. doi:10.3390/rs10060936.

Capítulo 1

Estudio tridimensional de la subsidencia del Alto Guadalentín como consecuencia de la sobreexplotación de acuíferos a partir de interferometría radar de apertura sintética y datos GNSS.

La subsidencia del terreno asociado con la sobreexplotación de acuíferos es un peligro que afecta a grandes áreas en todo el mundo. La zona de Lorca, en la provincia de Murcia, tiene una de las mayores tasas de subsidencia de toda Europa[41] como consecuencia directa de la sobreexplotación del acuífero subyacente que se lleva produciendo durante décadas. Otro ejemplo de este tipo de fenómenos se da en California, donde el Valle de San Joaquín ha registrado subsidencias por sobreexplotación de acuíferos con tasas máximas de hasta 30 centímetros anuales [42].

La zona de Lorca ha sido ampliamente estudiada en el pasado y cobró un especial interés científico tras el terremoto de magnitud M_w 5.1 que ocurrió en marzo de 2011[43] y cuyo epicentro se localizó a unos 3 kilómetros del centro urbano de Lorca. Pese a su, relativamente, baja magnitud este terremoto causó 9 víctimas mortales, así como graves daños materiales en la zona urbana de Lorca y una deformación importante en superficie[43]. Estos trabajos previos de la zona han incluido estudios utilizando una gran variedad de técnicas geodésicas tales como estaciones GNSS, interferometría radar, inclinómetros, nivelación, etc. Sin embargo, en todos los trabajos previos con InSAR los autores se habían limitado a considerar que la deformación era únicamente vertical (asumiéndola como componente predominante) e ignorando la componente horizontal.

El objetivo de este estudio es obtener un campo de deformación tridimensional y evaluar el impacto que tiene el considerar que se produzca únicamente desplazamiento vertical en la estimación, a partir de modelos, del volumen de agua

extraído del acuífero. Para ello se utilizaron dos técnicas de observación: una red de receptores GNSS e interferometría radar de apertura sintética (InSAR) con datos del satélite de banda C Sentinel-1A de la Agencia Espacial Europea y que forman parte del programa Copernicus.

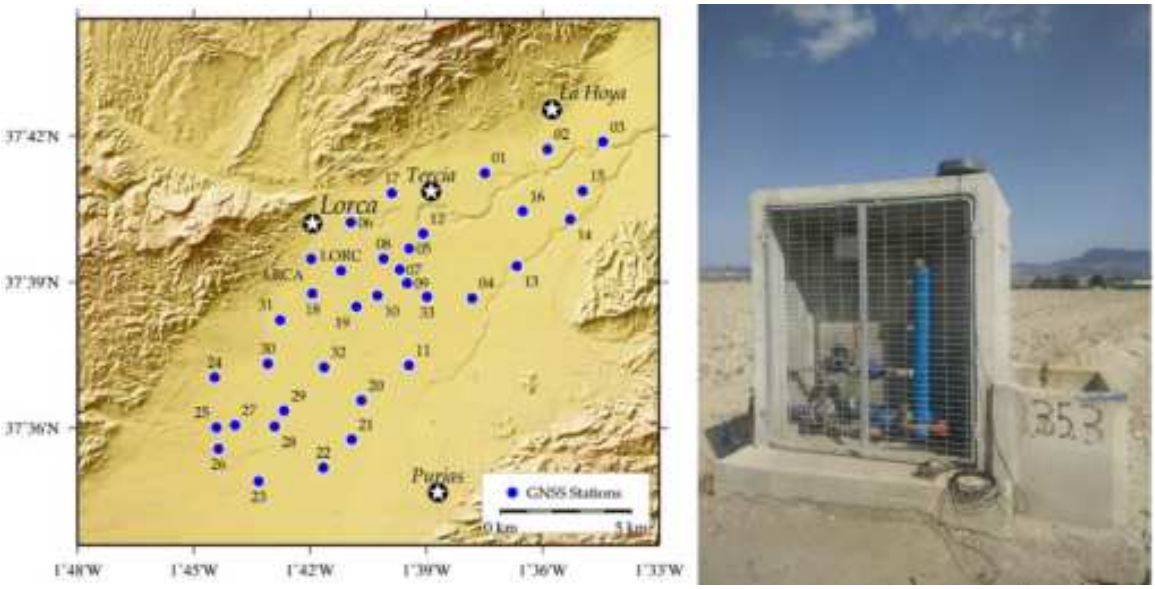


Figura 1.1 - Izquierda: Ubicación de los 33 puntos de la red GNSS desplegada en campo. Nótese la densificación de puntos alrededor del punto 07, la zona que presenta mayor deformación. Derecha: Configuración de un receptor sobre el punto 23. En este caso se coloca la antena sobre un contador de regadío, cuya estructura es de hormigón, y el receptor en la parte inferior, esta es la configuración más repetida entre los puntos de medida. Fotografía tomada por el autor de esta tesis durante la campaña de 2016.

Para la red GNSS se definió una red de puntos de medida con 33 puntos que cubría la zona de máxima deformación de la cuenca del Alto Guadalentín (aproximadamente 70 km^2) (Figura 1.1). Para planificar la localización de estos puntos se utilizó como referencia los resultados previos obtenidos por González et al.[44] y se densificó la zona de máxima deformación distribuyendo las estaciones en un patrón con forma de cruz. Todos los puntos se midieron con receptores GNSS equipados con doble frecuencia (GPS+GLONASS) y antenas geodésicas con una pantalla de anillos o "*choke-ring*". Se realizaron tres campañas para la medida de estas estaciones en noviembre de 2015, Junio/Julio de 2016 y en febrero de 2017, adquiriendo datos para cada punto en modo estático durante sesiones de cuatro horas. Se realizaron dos repeticiones por punto para la campaña de 2015, mientras que en las siguientes se realizaron tres repeticiones por punto. Posteriormente se llevaron a cabo tres campañas más, que no forman parte de este estudio, que permiten alargar la serie temporal hasta 2019. Hasta la fecha no se habían realizado en esta zona campañas con un número tan elevado de estaciones GNSS de medida ni con tantas horas de observación.

En el caso de la interferometría radar de apertura sintética se utilizaron datos del satélite de banda C Sentinel-1A. Debido a las características del terreno, con una gran abundancia de zonas de cultivo, la elección más adecuada hubiese sido un sensor con una mayor longitud de onda, como por ejemplo el ALOS-PALSAR de banda L (1270 MHz, 23.6 cm), que hubiese tenido mayor capacidad de penetración en la vegetación, pero no existían datos disponibles suficientes para un análisis radar en la zona ya que este satélite no adquiere de manera sistemática como es el caso de Sentinel-1. También se barajó el uso de satélites de alta resolución de banda X (COSMO-SkyMed), pero se descartó ya que pese a disponer de datos de catálogo para la zona las características de la señal hacían que sufriese una pérdida de coherencia muy importante causada por decorrelación temporal.

Para poder obtener una deformación bidimensional a partir de los resultados InSAR necesitamos un mínimo de dos geometrías (ascendente y descendente) y considerar la componente Norte-Sur como nula, lo cual es una aproximación bastante razonable dado a que los satélites Sentinel-1 describen órbitas casi polares (con una diferencia de aproximadamente 10°). Por ello, se descargaron y procesaron todas las imágenes disponibles en el archivo de ESA para la zona, usando las órbitas relativas 103 para la geometría ascendente y la 8 para la descendente, resultando en 42 imágenes Single Look Complex (SLC) en modo Interferometric Wide IW (22 para la geometría ascendente y 20 para la descendente).

El procesado de datos se realizó usando el software Subsidence-GUI que se basa en la técnica Coherent Pixel Technique (CPT)[45] desarrollado por la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). En este caso se optó por un procesado de tipo SBAS aplicando un multiloook de 15 x 3 muestras (rango x azimuth). Este multilook permite obtener mejores resultados en zonas de baja coherencia a cambio de una reducción en la resolución final (este multilook produce píxeles de 60 x 60 metros de resolución en tierra). Para ubicar las zonas estables usadas como referencia por el procesador interferométrico se usaron zonas urbanas que no se encuentran afectadas por el fenómeno de subsidencia. Finalmente, para sustraer la contribución topográfica se generó una fase sintética a partir de un modelo de elevaciones generado usando los datos del MDT-05 proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional[46].

Una vez obtenidos los resultados de ambos procesados se realizó una descomposición en dos dimensiones (Este-Oeste y Vertical)[47] a partir de la Ecuación 1.1.[47]

$$\begin{bmatrix} u_z \\ u_{ew} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(\theta_{asc}) & \sin(\theta_{asc})\cos(\alpha_{asc}) \\ -\cos(\theta_{dsc}) & \sin(\theta_{dsc})\cos(\alpha_{dsc}) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u_{los}^{asc} \\ u_{los}^{dsc} \end{bmatrix} \qquad (1.1)$$

Donde u_z, u_{ew} son las componentes verticales y Este-Oeste respectivamente, α_{asc} y α_{dsc} son los ángulos azimuth de las órbitas y θ_{asc} y θ_{dsc} son los ángulos de incidencia sobre la zona.

Al realizar este tipo de descomposición hay que tener en cuenta que se realizan una serie de aproximaciones. La más importantes a considerar son las siguientes:

- La geometría ascendente y descendente no tienen una referencia común, por lo que los píxeles no tienen una coincidencia total sobre el terreno. Por ello, este caso se eligió la geometría con mayor número de píxeles (ascendente) y se hizo coincidir cada uno con el más cercano del descendente limitando a un radio de búsqueda de 500 metros.
- Mientras que las técnicas GNSS ofrecen una medida puntual con una alta precisión, las técnicas InSAR ofrecen un valor promedio para un píxel de, en este caso 60 metros x 60 metros de tamaño. Este promedio corresponde al backscatering de la señal, pudiendo estar dominado por zonas coherentes sin desplazamiento, y haber otras de menor coherencia, donde puede estar sucediendo un fenómeno muy local.

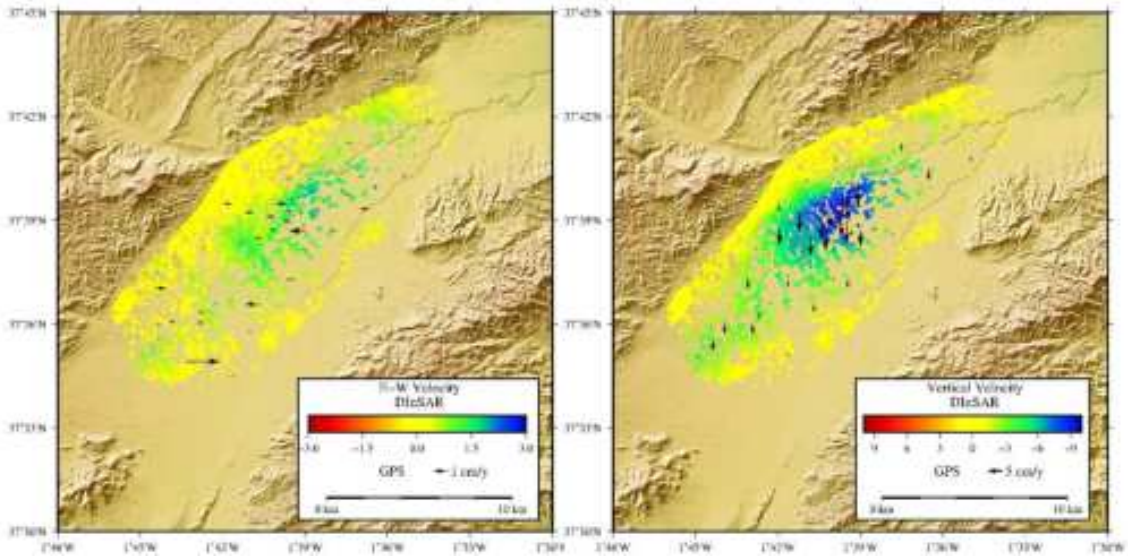


Figura 1.2 - Comparación entre la descomposición bidimensional de los resultados InSAR frente a los del procesado GNSS. Pese a la diferencia de escala, los resultados de la componente horizontal suponen entre un 10 y un 15% del total del desplazamiento. Izquierda: componente Este-Oeste, derecha: componente vertical.

Se representaron los valores obtenidos realizando la descomposición junto a los valores de la deformación este-oeste y vertical para la red de puntos GNSS y se comprobó, salvo en algún caso especial como los puntos 23 y 28 que presentaban roturas en la base del monumento (ver Figura S3 disponible en el Anexo 2), existía una buena relación entre ambas técnicas presentando un error de ≈ 0.7cm para la componente vertical y ≈1 cm para la horizontal (Figura 1.2).

A partir de estos datos se utilizó el programa de inversión PAF desarrollado por Camacho et al[48,49], para poder modelar las fuentes de la deformación y así hacer una estimación del volumen de agua extraído. Para ello se determinaron cuatro posibles casos:

a) Se invierten los datos de la geometría descendente asumiendo que la deformación es únicamente vertical.
b) Se usan los datos de la geometría descendente para la inversión, pero sin realizar descomposiciones del vector LOS, usando en el modelo los datos geométricos de la órbita.
c) Uso simultáneo de las geometrías ascendente y descendente en geometría LOS (de igual manera que en el caso b).
d) Uso conjunto de vectores LOS de ambas órbitas y los datos tridimensionales obtenidos a partir de las campañas GNSS.

Nótese que mientras únicamente el primer caso estamos usando datos en una dimensión, puesto que en el resto de los casos tenemos vectores LOS que nos permiten indirectamente considerar la componente este-oeste de la vertical y en el último caso añadimos además los datos tridimensionales de la red de estaciones GNSS.

En la inversión se limitaron algunos parámetros, tales como la profundidad máxima de las fuentes limitada a un kilómetro (para limitarse a las fuentes causadas por el acuífero), y a partir de esta se obtuvieron los cambios de presión y volumen en la cuenca. En los resultados se comprueba que la estimación del cambio de volumen en el primer caso (datos en una dimensión) sufre una sobreestimación de un ≈24% respecto al resto de casos (13.7 km^3 frente a 11 km^3).

Este resultado es importante porque demuestra que considerar la componente horizontal tiene una fuerte influencia a la hora de estimar el volumen de agua extraído del acuífero, siendo aconsejable introducir ambas geometrías de la adquisición en el modelado para no sobreestimar el volumen de agua extraído. Dados los retos a los que se enfrenta la sociedad actual en materia de gestión de recursos naturales, este tipo de información resulta vital para ayudar a planificar, gestionar y hacer un uso responsable y sostenible de los recursos hidrológicos en zonas de cultivo.

Mi contribución personal en este trabajo comenzó con la participación en la planificación de las campañas de campo GNSS, consultando los trabajos previos realizados a partir de técnicas InSAR para determinar la zona de máxima deformación. Participé también en las campañas periódicas realizadas para la obtención de datos GNSS y en la descarga y procesado de los datos GNSS. Colaboré en el planteamiento inicial del estudio y realicé el procesado de datos del satélite Sentinel-1 mediante técnicas InSAR, su postproceso y la comparación de estos con

los resultados GNSS. Realicé la descomposición de los datos InSAR en dos dimensiones (EW/UP) y colaboré en la inversión de los datos a partir del programa PAF así como en la redacción del artículo junto el resto de los autores.

Este artículo se publicó en la revista de acceso abierto *Scientific Reports* del grupo editorial *Nature* el 10 de agosto de 2018. La cita del trabajo es la siguiente:

Fernández, J.; Prieto, J.F.; **Escayo, J.**; Camacho, A.G.; Luzón, F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Abajo, T.; Pérez, E.; Velasco, J.; et al. Modeling the Two- and Three-Dimensional Displacement Field in Lorca, Spain, Subsidence and the Global Implications. *Sci Rep* **2018**, *8*, 14782, doi:10.1038/s41598-018-33128-0.

Esta revista tuvo en 2018 un CiteScore de 6.4 estando en el primer cuartil (Q1) en *Scopus*, y un factor de impacto de 4.011 estando también en Q1 en JCR.

El material suplementario de este artículo se puede consultar en el Anexo 2 de esta Tesis Doctoral.

A fecha de 1 de noviembre de 2022 cuenta con 36 citas (*Google Scholar*) y 3837 visualizaciones del texto. Este artículo está en el percentil 85 (siendo el 43,346) de los 298,055 artículos publicados en la misma fecha en todas las revistas científicas, y en el 99 (siendo el primero) de los 3 artículos publicados en fecha similar en *Scientific Reports*.

Resultados derivados de este trabajo fueron presentados en los siguientes congresos nacionales e internacionales:

Prieto, J.F.; Fernández, J.; Palano, M.; Abajo, T.; Pérez, E.; **Escayo, J.**; Velasco, J.; Herrero, T.; Camacho, A.G.; Bru, G.; et al. GNSS 3D Displacement Field Determination in Lorca (Murcia, Spain) Subsidence Area. In Proceedings of the American Geophysical Union, Fall Meeting 2016; San Francisco, 2016; Vol. 2016, pp. H43K-1636.

Abajo, T.; Fernández, J.; **Escayo, J.**; Luzón, F.; González, P.J. Surface Displacement Due to Groundwater Exploitation in Lorca (Murcia, Spain) Region. In Proceedings of the 18th International Symposium on Geodynamics and Earth Tides (2016); Trieste, Italia, 2016.

Fernández, J.; Prieto, J.F.; Palano, M.; Abajo, T.; Pérez, E.; **Escayo, J.**; Velasco, J.; Herrero, T.; Camacho, A.G.; Bru, G.; et al. Study of the 3D Displacement Field in Lorca (Murcia, Spain) Subsidence Area. In Proceedings of the EGU General Assembly; Viena, 2017; Vol. 19, pp. 2017–9076.

Fernández, J.; **Escayo, J.**; Palano, M.; Abajo, T.; Perez, E.; Velasco, J.; Herrero, T.; Camacho, A.G.; Bru, G; et al. 3D Displacement Field Determination in the Lorca Subsidence Area (Murcia, Spain): Results and Implications. In Proceedings of the LASER: Workshop on land subsidence induced by fluid extraction; Instituto Geológico y Minero de España, Ed.; Madrid, 2017.

SCIENTIFIC REPORTS

OPEN

Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications

Received: 29 June 2018
Accepted: 24 September 2018
Published online: 03 October 2018

Jose Fernandez[1], Juan F. Prieto[2], Joaquin Escayo[1], Antonio G. Camacho[1], Francisco Luzón[3], Kristy F. Tiampo[4], Mimmo Palano[5], Tamara Abajo[1], Enrique Pérez[6], Jesus Velasco[2], Tomas Herrero[6], Guadalupe Bru[1], Iñigo Molina[2], Juan López[6], Gema Rodríguez-Velasco[7], Israel Gómez[1] & Jordi J. Mallorquí[8]

Land subsidence associated with overexploitation of aquifers is a hazard that commonly affects large areas worldwide. The Lorca area, located in southeast Spain, has undergone one of the highest subsidence rates in Europe as a direct consequence of long-term aquifer exploitation. Previous studies carried out on the region assumed that the ground deformation retrieved from satellite radar interferometry corresponds only to vertical displacement. Here we report, for the first time, the two- and three-dimensional displacement field over the study area using synthetic aperture radar (SAR) data from Sentinel-1A images and Global Navigation Satellite System (GNSS) observations. By modeling this displacement, we provide new insights on the spatial and temporal evolution of the subsidence processes and on the main governing mechanisms. Additionally, we also demonstrate the importance of knowing both the vertical and horizontal components of the displacement to properly characterize similar hazards. Based on these results, we propose some general guidelines for the sustainable management and monitoring of land subsidence related to anthropogenic activities.

Land subsidence, ranging from local collapse to the broad regional lowering of Earth's surface, represents the main geomechanical effect related to the removal of subsurface support. Subsidence can occur as a result of (i) natural factors (e.g., tectonic activity, self-consolidation of recent sedimentary deposits, oxidation and shrinkage of organic soils)[1,2] and (ii) anthropogenic processes (e.g., groundwater pumping[3–6], urban development[7], hydrocarbon or mining exploitation[8,9]).

In this study, we focus on land subsidence related to groundwater pumping because it represents a hazard commonly affecting large areas worldwide, usually associated with the increasing demand upon groundwater resources due to expanding metropolitan and agricultural areas in semiarid and arid regions[4]. The surface ground deformation thus constitutes a signature of the processes in the reservoir and can provide information about those subsurface processes[10]. A number of recent studies have focused on this topic[3–5,11–22].

Frequently, land settlement goes unnoticed, only to be discovered later, after severe damage has occurred or in the framework of broader scientific or technical studies[4,7,12]. Recently, awareness on the damage threat posed

[1]Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Calle del Doctor Severo Ochoa, no 7, Facultad de Medicina (Edificio Entrepabellones 7 y 8, 4a planta), Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, Spain. [2]ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Ctra. Valencia km 7, 28031, Madrid, Spain. [3]Dpto de Química y Física, Universidad de Almería, Edificio CITE-IIA, Cañada de San Urbano s/n, 04120, Almería, Spain. [4]Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO, 80309, USA. [5]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo, 95125, Catania, Italy. [6]Dpto. Ingeniería Agroforestal, ETSI Agronómica, Alimentaria y de Biosistemas, Universidad Politécnica de Madrid, Avda. Puerta de Hierro, no 2 – 4, 28040, Madrid, Spain. [7]Dpto. Física de la Tierra y Astrofísica, Unidad Departamental Astronomía y Geodesia, Universidad Complutense de Madrid, Fac. C. Matemáticas, Plaza de Ciencias, 3, 28040, Madrid, Spain. [8]CommSensLab, Dep. Signal Theory and Communications, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), D3-Campus Nord-UPC, C. Jordi Girona 1-3, 08034, Barcelona, Spain. Correspondence and requests for materials should be addressed to J.F. (email: jft@mat.ucm.es)

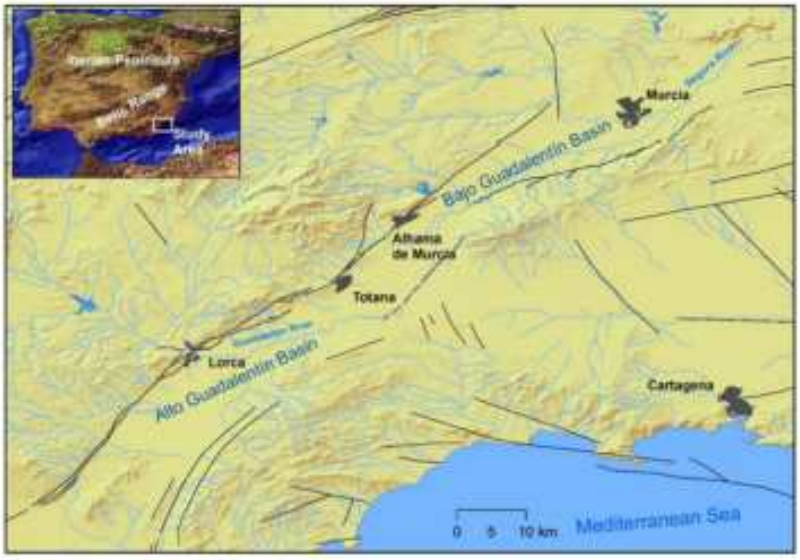


Figure 1. Geographical location of the study area. Location of the Alto Guadalentín Basin, the Bajo Guadalentín Basin and the Guadalentín River that formed the two basins. Black lines depict main faults in the area. The locations and names of the main cities in the area are shown. The topography has been obtained from MDT05 2015 CC-BY 4.0 digital elevation model[74]. This figure was generated using Arc Map 10.3 (http://desktop.argis.com/es/arcmap/).

by anthropogenic subsidence has increased significantly at both the political and public levels, thus contributing to lowering of the alarm threshold[12]. As a result, recent plans for subsurface resource management, including the study of the related environmental impact, have incorporated numerical predictions of the anticipated subsidence in the specific area of interest. Also in this context, the issue of anthropogenic land subsidence was included as one of the most urgent threats to sustainable development in the UNESCO International Hydrological Program VIII (2014–2020)[12,23].

The modelling of surface deformation patterns can provide significant insights into the temporal changes of pore pressure as well as the 3D geometry of a reservoir in response to its exploitation over the time[16,21]. A number of different techniques have been developed in recent decades to estimate the surface deformation pattern related to volume changes in elastic and poroelastic media[6,21,24–29]. Inverse modeling is required to achieve success in such an endeavor[10,30]. A proper understanding of the subsidence mechanism is essential to calibrate protocols and best practices for monitoring natural and anthropogenic phenomena, with the aim to reduce vulnerability and risk for infrastructures, economies, natural environments and human life.

Given the limitations on the type and/or number of observation data, and on the geophysical and geological information for the study area, analytical models are used to estimate the amplitude and pattern of surface deformation based on assumptions about the media and perturbation source (e.g., using elastic or poroelastic theory)[29,31,32]. They provide a relatively simple method to model surface deformation for reservoirs of any geometric shape. Furthermore, given that these techniques assume that most of the surface deformation is explained by the poroelastic expansion or contraction of the reservoir, less in situ geological data is required than that needed for numerical models[29].

One method of computing surface deformation is Geerstma's nucleus of strain model in a half space[24,25], in which pressure change occurs within many small prisms in the reservoir. Surface deformation can be computed by adding the influence of these depleting prisms. Given that Geertsma's models are linear and the entire subsurface is assumed to be isotropic, superposition is allowable. Using this assumption, these linear equations permit the computation of surface deformation based on the superposition of many prismatic blocks within a compacting reservoir of any geometric shape[24]. See the Methods section for more details on the forward model and on the inversion technique[30,32,33] used in this work.

The Lorca region, located in the Alto Guadalentín Basin of southeastern Spain (Fig. 1), is affected by subsidence rates of up to 10 cm/yr as a direct consequence of long-term aquifer exploitation[4,5] (Fig. 2). This region is characterized by semi-arid climate conditions, with average precipitation rates of 150 mm/yr and an average annual temperature[34] of ~18 °C. The basin is infilled with Quaternary alluvial fan systems overlapping Tertiary sediments transported by the Guadalentín River along the depression located in the eastern part of the Betic Mountain Range (an ENE-WSW oriented alpine orogenic belt resulting from the Nubia-Iberia ongoing convergence[35–37]).

The Guadalentín Basin aquifer is composed of two contiguous sub-basins: Alto and Bajo Guadalentín (Fig. 1). From a hydrogeological point of view, the basement beneath the aquifer is composed of several relatively impermeable Paleozoic metamorphic complexes overlain by permeable Miocene conglomerate and/or calcarenite series. The top of the succession comprises Pliocene-Quaternary, low-permeability, compressible conglomerates, sand, silt, and clays[4,38]. The Alto Guadalentín aquifer covers an area of approximately 277 km^2. Historically,

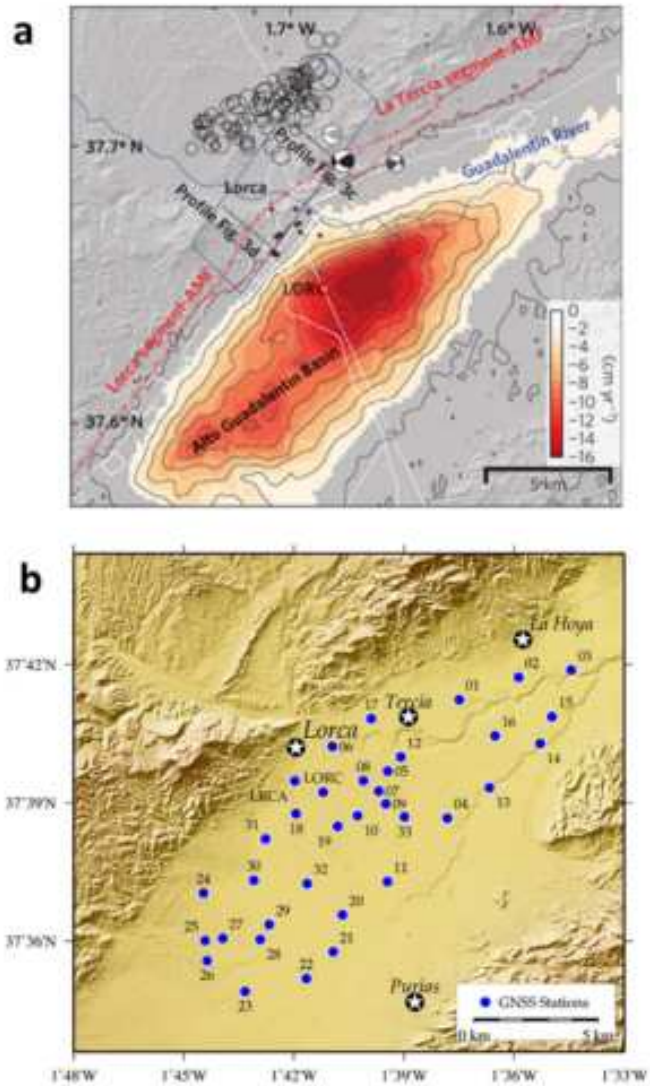


Figure 2. Subsidence area and location of the GNSS stations. (**a**) Subsidence area detected in previous studies[31] by means of InSAR techniques along the Alto Guadalentín Basin. Subsidence rates have a maximum of 16 cm/yr for the period 2006–2011 located ~4 km south-west the city of Lorca. The black stars are damage locations due to the M = 5.1 May 2008 Lorca earthquake. Red lines are main faults (AMF, Alhama de Murcia Fault). The contour lines indicate 2 cm/yr InSAR subsidence due to groundwater pumping. (**b**) Location of the monitoring GNSS control stations deployed in the area of Alto Guadalentín. The network consists of 33 monitoring stations (blue circles show their location) and covers an area of about 70 km^2. The network is designed to allow high accuracy GNSS surveys and also includes two existing continuous GNSS stations. Main population centers are depicted with white stars. GMT software was used to create this figure[75].

piezometric levels were located closely to the land surface, allowing the development of a number of artesian wells and permanent lagoons[38]. Since the 1960s–1970s, the Guadalentín Basin aquifer has reflected gradually increased overdraft and contamination (e.g., high electrical conductivity, CO_2 positive thermal anomaly), and was legally declared provisionally overexploited[39] in 1987. Pumping has occurred in ~1000 wells at rates of 24 (in 1973), 69 (in 1987), and 86 hm^3/yr (in 2006)[38,39], which led to a spatially variable continuous piezometric level decrease (at rates within the 0.5–10 m/yr range). Available piezometric information consists of water-level time series for a few points, from the 1970s to present. A long drought period from 1990 to 1995 (also in 1999–2000 and 2005–2007) reduced natural recharge and increased pumping in the Guadalentín Basin, which led to an increased resources deficit. All this information indicates a long-term trend in the consumption of groundwater resources.

Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) studies, while detecting the high subsidence rates affecting the Alto Guadalentín Basin, also identified a delayed transient of nonlinear compaction of the Alto Guadalentín aquifer due to the 1990–1995 drought period[4]. This suggested a relationship between local crustal unloading and stress change on active faults bordering the basin[31]. Later work[5] extended those studies using advanced differential InSAR (A-DInSAR) techniques to process ALOS PALSAR (2007–2010) and COSMO-SkyMed (2011–2012) radar images. The combination of multi-sensor SAR images with different resolutions allowed for a longer monitoring time span of 20 years (1992–2012) over the Alto Guadalentín Basin. Additionally, the satellite measurements

provided locally comparable results with measurements acquired by two continuous GNSS stations located in the study area. Furthermore, the work presented a new soft soil thickness map and collected historical piezometric data, in order to assess aquifer system compressibility and groundwater level changes in the past 50 years. From the analysis of these data with A-DInSAR displacement measurements, the authors concluded that the governing mechanism of the Alto Guadalentín aquifer system is an inelastic, unrecoverable and delayed compaction process between water level depletion and ground surface displacement, related to the presence of very thick (>100 m) unconsolidated sediments (clay and silts).

Despite the aforementioned achievements, the previous studies focusing on the deformation in the area are based on InSAR analysis using ascending and/or descending acquisitions, without any combination of the datasets to estimate both vertical and horizontal (E-W) components[4,5]. Therefore, only the line-of-sight (LOS) displacement field is known in the Alto Guadalentín area at a regional level and it was assumed to correspond completely to vertical displacement. Although this is a common procedure in subsidence studies using InSAR measurements[41–46], the main consequences are i) the neglecting of possible horizontal displacement components and ii) the likely overestimation of vertical displacement.

Here, while we afforded the problem on the decomposition of LOS measurements in the E-W and vertical components over the investigated area, we can provide additional constraints on the spatial and temporal evolution of the subsidence process as well as on the main governing mechanisms (e.g. temporal changes of pore pressure, geometry of the reservoir). With this primary aim, we established a GNSS network consisting of 33 stations in 2015, which densely covers the Alto Guadalentín basin (Fig. 2). This network has been observed in survey, or campaign, mode. Here we analyzed the measurements carried out in November 2015, June-July 2016 and February 2017. GNSS raw data have been processed by adopting standard processing strategies for this type of network and referred to a local reference frame in order to estimate the 3D deformation field (see Methods Section and Supplementary Information). Despite the limited time interval covered by the surveys, we estimated, for the first time, a significant 3D deformation field which is primarily related to the local exploitation of the aquifer. SAR data from the Sentinel-1 Copernicus constellation, acquired in ascending and descending orbits for the same time period, also were processed to obtain the respective LOS displacements. Using the GNSS and SAR-based deformation fields, we estimated both the vertical and horizontal components of the displacement over the entire area. In the following sections, the main results are described, compared and interpreted using the forward model and inversion technique previously mentioned and described in the Methods section.

Results

Global Navigation Satellite System (GNSS) results. Three geodetic campaigns have been carried out in November 2015, June-July 2016 and February 2017. These surveys were conducted using 10 dual frequency Topcon GPS + GLONASS receivers and choke ring antennas on a four hour session basis (see Supplementary Information for details about the monuments and antennae setting characteristics). All stations were measured at least twice during the 2015 campaign and at least three times in the 2016 and 2017 campaigns with a 1 Hz sampling interval data recording (see Methods section for the description of the GNSS data processing). The 3D velocity field results are shown in Fig. 3 for both the vertical and horizontal components determined by comparing the coordinates obtained for the time spans of the three surveys. Time series for selected stations are shown in Supplementary Fig. S2.

The maximum vertical subsidence rate (9.0 ± 0.5 cm/yr) is of the same order of magnitude as that previously detected by earlier InSAR studies[4,5]. The maximum horizontal displacement rate detected is 2.5 ± 0.3 cm/yr (about 28% of the vertical displacement rate), a non-negligible amplitude. In the area showing the highest subsidence rate, again previously detected by InSAR techniques, a characteristic pattern of horizontal deformation appears (Fig. 3). These deformations, as theoretically expected, show a centripetal pattern towards the zone of maximum subsidence, located in the central part of the monitored area.

Also in the southern area, where there is a relative maximum in the LOS displacement detected by InSAR, significant horizontal motions are detected (see Fig. 3b) associated with GNSS stations 23 and 28. After comparison with A-DInSAR results and field inspection, we conclude that these are produced by very local movements related to monument instabilities (see Supplementary Fig. S3).

Advanced Differential Satellite Synthetic Aperture Radar (A-DInSAR) results. The low revisit time (12 days per satellite, 6 days as a constellation) of the Sentinel-1 satellites, the total coverage of the European Plate, and the free availability of these products, make them an optimal choice for this study. We used the Interferometric Wide Swath (IW) mode to perform A-DInSAR processing of the Lorca area Sentinel-1A images (see Methods section for a description of the advanced processing of the satellite radar images).

Both orbits, ascending and descending (tracks 103 and 8 respectively) from Sentinel-1A, were used to decompose the measured LOS movement/mean velocities into horizontal (E-W) and vertical components[47–49] over the studied area.

Our A-DInSAR study covers the same time interval spanned by the GNSS campaigns (November 2015 – February 2017). Radar data were processed using the Coherent Pixel Technique (CPT)[50] (see Methods Section). The total area covered by the GNSS network is approximately 70 km^2. For the A-DInSAR we processed an extended region with a total area of 170 km^2. In both geometries, ascending and descending, the study area is covered by three bursts of the same swath. We have used a total of 42 Interferometric Wide Swath (IW) SLC images from the Sentinel-1A satellite, which results in 185 interferograms (22 images and 137 interferograms for ascending data, 20 and 48 respectively for descending; see Supplementary Tables S2 to S4). The results are shown in Fig. 4, while some selected time series are shown in the Supplementary Fig. S5 for descending LOS. This is the first InSAR study of the Alto Guadalentín Basin using two different geometries for the same time period.

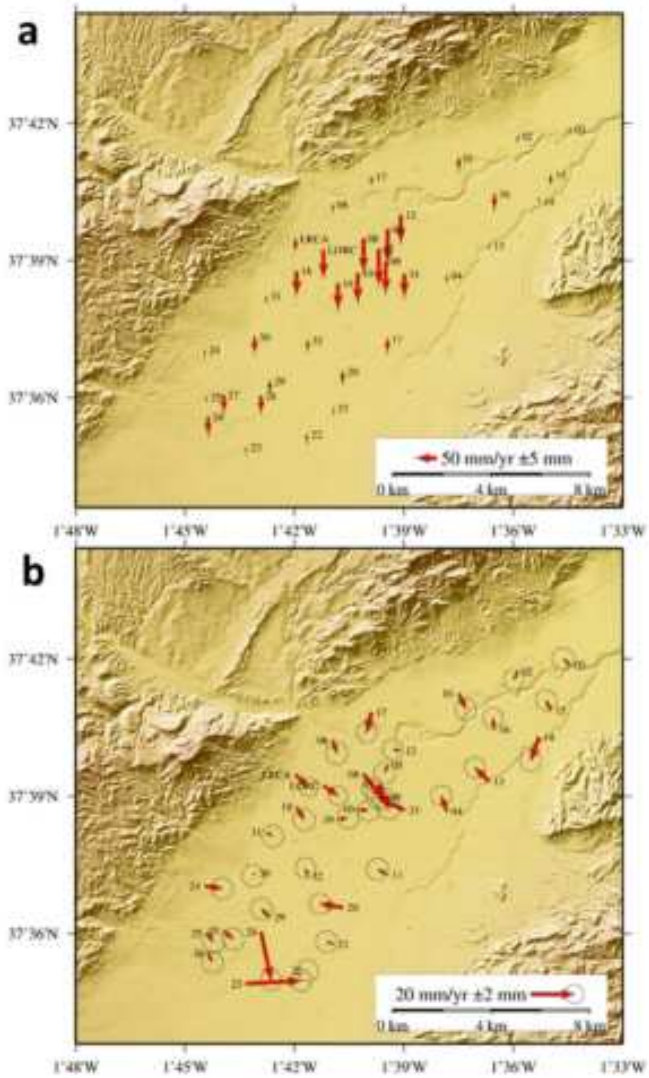


Figure 3. Displacement rates determined from GNSS observations. Results corresponding to the period November 2015–February 2017. (**a**) Annual vertical displacement rates, subsidence, measured with standard confidence bars. (**b**) Average annual horizontal displacements with standard confidence regions. Additional results are shown in the Supplementary Information. This figure was generated using GMT software[75].

Because SAR is sensitive in the perpendicular direction to its azimuth and describes an almost polar orbit, it is assumed that the detected displacement is caused by vertical and E-W motion, and the N-S motion is neglected. To obtain the vertical and E-W components of the displacement from the ascending and descending LOS motions, the following equation system must be solved[10,51].

$$\begin{bmatrix} u_z \\ u_{ew} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(\theta_{asc}) & \sin(\theta_{asc})\cos(\alpha_{asc}) \\ -\cos(\theta_{dsc}) & \sin(\theta_{dsc})\cos(\alpha_{dsc}) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u_{los}^{asc} \\ u_{los}^{dsc} \end{bmatrix}, \tag{1}$$

where u_{los} is the displacement detected for each geometry (considered positive when it is away from the satellite and negative when it is towards the satellite), α_{asc} and α_{dsc} are the heading angles of the satellite and θ_{asc} and θ_{dsc} are the incidence angle of the SAR beam which are determined for each pixel. An additional minor correction due to the squint angle of the SAR beam can be made[51]. However, in order to apply this last correction, the coordinates of each pixel over the original SAR image are necessary and SUBSIDENCE-GUI (the software implementation of CPT) currently is unable to produce this information, so we were unable to apply this correction to our results.

The decomposition into vertical and E-W displacements also introduces the need for interpolation[52–54] because the pixels identified for ascending and descending satellite orbits are not identical in most cases. Such a decomposition is allowable only when the deformation signal is sufficiently smooth and well-sampled. Interpolation can be avoided by using the LOS data directly in the parameter estimation procedure[10,55,56]. E-W and vertical components of the displacement fields in the area obtained using ascending and descending LOS results are shown in Fig. 5.

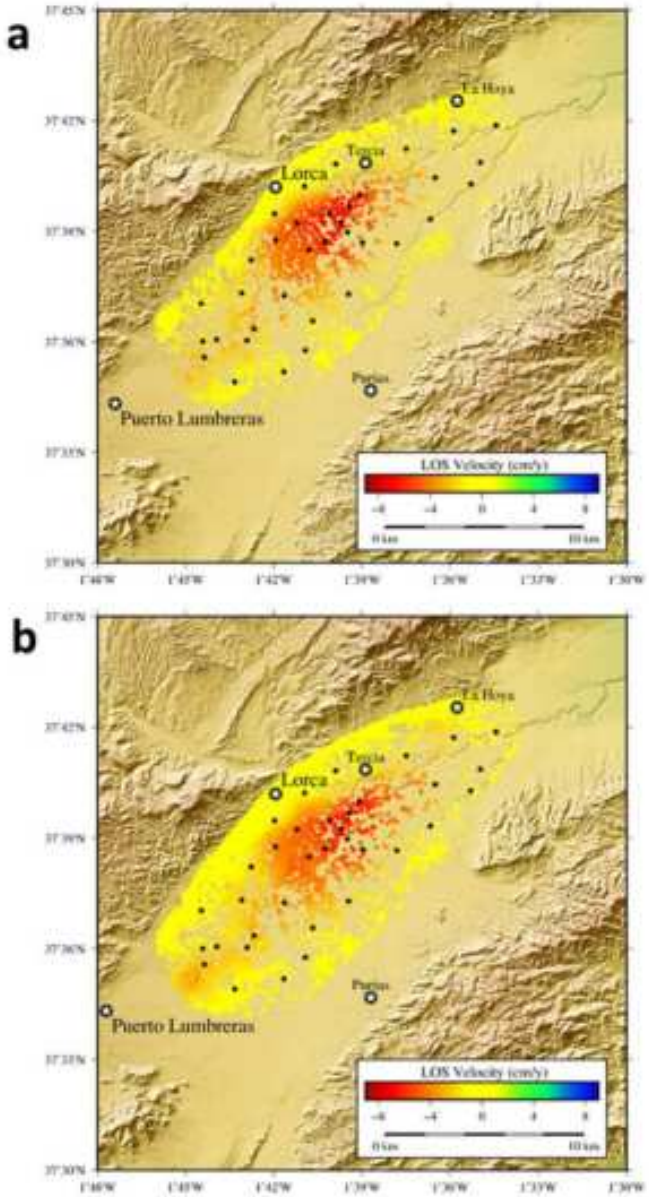


Figure 4. Results obtained from the A-DInSAR processing using CPT technique. Both geometries, ascending and descending, have been processed using a multilook window of 3 × 13 pixels (azimuth × range) which generates a square pixel of about 60 × 60 meters in ground resolution. Coherence method has been used for pixel selection coherence method. Results are shown for the period November 2015–February 2017. (**a**) Line of Sight (LOS) velocity values obtained for the ascending orbit. (**b**) LOS velocity values for the descending orbit. Black dots locate the GNSS stations. GMT software was used to create this figure[75].

For this case, the decomposition above does not produce particularly good results due to the previously mentioned methodological aspects and to the fact that the magnitude of the E-W motion is at sub-centimeter levels in many of the coherent pixels, i.e., the same order of the A-DInSAR uncertainty. In Supplementary Table S5 we compare GNSS and A-DInSAR results for those stations which have coherent pixels from the ascending and descending time series within 100 meters. The comparison allows us to estimate the error of the A-DInSAR processing, relative to GNSS, as ~0.7 cm in the vertical velocity component (good agreement comparable to the GNSS precision in this component) and ~1.0 cm for the E-W velocity component (worse agreement but consistent with the previously described limitations). If we project the three components of the measured displacement rates from the GNSS into the LOS (see Supplementary Table S6) and compare with the measured LOS (A-DInSAR), we obtain better results: ~0.7 cm for both ascending and descending orbits.

Other methodologies that can be used to obtain the North-South component of the displacement, such as Pixel Offset Tracking or Multiple Aperture Interferometry, were considered but discarded since the magnitude of the displacement in this component is not enough to obtain a reliable result with those or other techniques[57–61]. Multi-platform and multi-angle InSAR-driven combination methods, such as Multidimensional Small Baseline

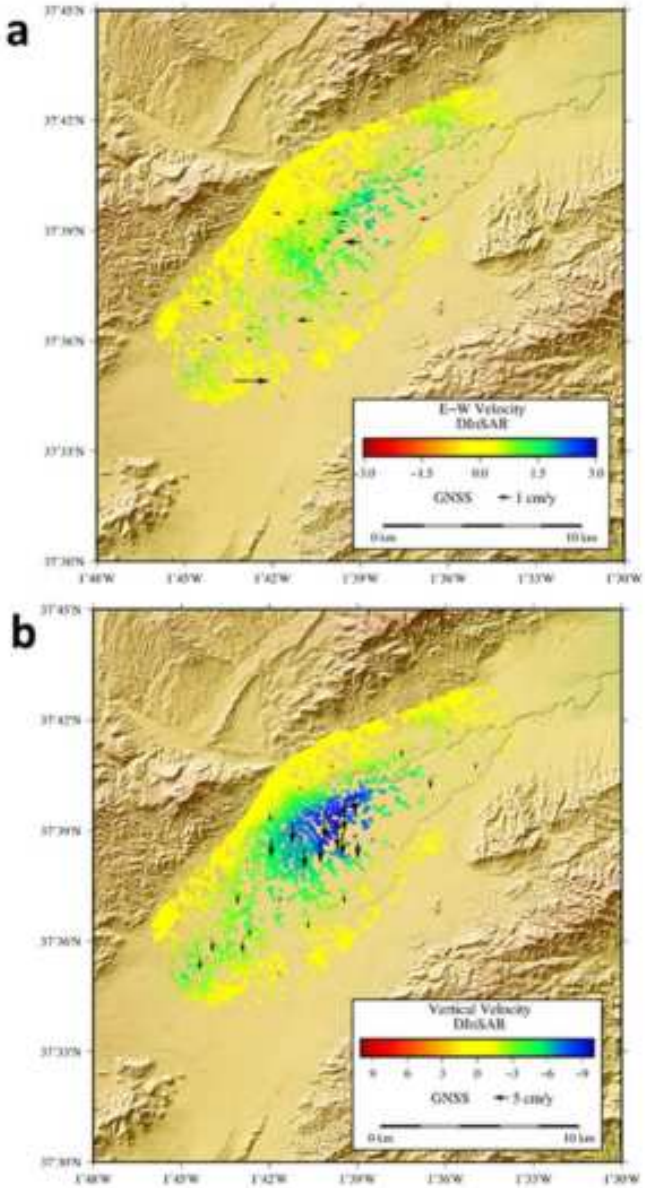


Figure 5. East-West and Vertical displacements obtained by A-DInSAR. (**a**) Horizontal (East-West) and (**b**) vertical (Up-Down) displacement rates estimations obtained by decomposition of the LOS detected velocity using ascending and descending orbits. GNSS displacements are also plotted with arrows to compare. Results are shown for the period November 2015 - February 2017. GMT software was used to create this figure[73].

Subset (MSBAS)[62], could increase the temporal span in the InSAR time-series but there are no GNSS data available for comparison during those time periods.

Discussion

As previously noted, the establishment and observation (spanning November 2015 - February 2017) of a local GNSS network allows, for the first time, for measurement of the 3D displacement field in the Alto Guadaletin area, associated with exploitation of the local aquifer. Also, for the first time, A-DInSAR results have been obtained using both ascending and descending radar images from the Sentinel-1A Copernicus radar satellite, allowing estimation of both vertical and horizontal (E-W) displacement components, a 2D displacement field, at higher spatial resolution than GNSS. See Figs 3 to 5.

Our results highlight how the ad hoc establishment of survey mode GNSS networks improves the spatio-temporal monitoring of the 3D displacement field of areas subjected to extensive groundwater extraction, therefore representing a valuable monitoring technique. Moreover, GNSS observation provides complementary information to A-DInSAR results, allowing for their validation and scaling. In addition, at a local level, it is observed that the GNSS network does not completely cover the current displacement area, in particular along the SW region (see Figs 4 and 5), because the network was defined based on displacements obtained prior to 2012

CASE	Intensity (MPa × Km³)	Misfit (cm)	Mean Model Intensity (MPa × Km³)	Pres. (MPa)	Vol. (Km³)	Displacement components considered	Number of data used
A	−41	0.36	−41	−3	13.7	1D	1505
B	−32	0.30	−33	−3	11	2D	1505
C	−33	0.32					2708
D	−34	0.43				2D + 3D	2816

Table 1. Numerical summary of the inversion results obtained for selected cases.

(see Fig. 1). But our Sentinel-1 A-DInSAR results show that the deformation has extended in the SW direction, which today is the region of the most significant water extraction[63]. Therefore, the GNSS network needs to be extended over that region with additional GNSS stations.

Our results for the studied area highlight that: (i) simultaneous GNSS and A-DInSAR results are consistent with each other (Fig. 5 and Supplementary Tables S5 and S6); (ii) the results obtained for rates and pattern of the displacement are consistent with previous DInSAR results[4,5]; however, (iii) the horizontal displacement rate has a maximum amplitude of 2–3 cm/year (Figs 3 and 4) and it is a significant component of the observed deformation field. Therefore, the horizontal displacement cannot be neglected, as in the discussion and interpretation sections of previous studies[4,5].

Because the results here demonstrate that the horizontal displacements represent a significant component of the deformation field of the studied area, we also performed sensitivity tests by neglecting/including this horizontal motion in order to assess the variability (or bias percentage) on the determination of the aquifer characteristics and their temporal evolution using deformation modeling. To do this, we employed our GNSS and A-DInSAR results. Also, taking into account the linear time behavior of the displacement field (see Supplementary Figs S2 and S5), we considered displacement rates in our study.

We employed four different data sets (Cases) of surface displacement covering the period November 2015 to February 2017, and we carried out the inversion using the described forward model and inversion methodology (see introduction and Methods section). In the Supplementary Information (pages 13–17) we describe a complementary study carried out considering ten Cases, which have been obtained by combining the available and different data sets. Here it is clearer to show only the most representative ones, to demonstrate the main consequences of neglecting horizontal displacements on the resulting interpretation. Subsequently we evaluate the consequences and implications for operative monitoring at a global scale (see the Supplementary Information study for additional details).

The cases described here are the following:

(A) LOS A-DInSAR results obtained for descending orbit images, assuming 100% as vertical displacement.
(B) Purely LOS A-DInSAR results obtained for descending orbit images.
(C) Purely LOS A-DInSAR results obtained for ascending and descending orbit images.
(D) Purely LOS A-DInSAR results obtained for ascending and descending orbit images together with the 3D displacements determined using the GNSS surveys results.

Case **A** is one-dimensional (1D), **B** and **C** are 2D (indirectly by combining Up-Down and E-W in the measured LOS), and **D** is a combination of 2D and 3D data (2D + 3D data).

We invert each case and estimate the volume changes of the water table (volume and geometry) assuming a given pressure change value. Moreover, based on hydrogeological observations, we impose the criteria that sources are shallower than one kilometer. A summary of the results is provided in Table 1 and Fig. 6. In Fig. 6, the blue colors indicate negative pressure values, while white colors indicate positive pressure change cells. The former are related to the loss of pore pressure due to aquifer overdrawing, the latter are related to modelling of measurement errors and/or effects related to other deformation sources (e.g., of tectonic origin). Noting this, it is interesting to observe how the cells with positive pressure changes tend to accumulate along directions of faults existing in the area[36] (see Figs 1 and 6). This potentially indicates some relation with the thickness of the compacting material across the fault. While this is outside the scope of this study, these results suggest that additional research in these aspects should be carried out in the future, and that next models of the observed deformation should introduce additional sources.

Inversion results include the volume and geometry of the active part of the aquifer which has produced the measured displacements. Here this is quantified by the intensity, which is equal to the product of volume by pressure change; it is impossible to determine both quantities separately. If we increase pressure, we decrease volume and vice versa. Here, in order to determine a general geometry, we have constrained the value of the pressure change[30–32]. We consider a pressure value of −3 MPa, after a trial analysis, selecting the value that gives us a source geometry most consistent with the characteristics of the aquifer.

Note that the inversion results obtained from these data sets can be organized into two subsets: (i) Case **A** (1D, vertical displacement) and (ii) Cases **B**–**D** (2D and 2D + 3D). Results for group (ii) are internally very consistent, with scattering on the order of 3% (Table 1).

The results of (i), 1D results, are ~24% greater in intensity/volume than those of (ii) (2D and 2D + 3D results), indicating that using only one component of the displacement field and assuming that displacements are only vertical significantly overestimates the volume of water extracted during the study period (on the order of tens of hm^3). This can have an important effect in predictions of future volume variations and surface displacements.

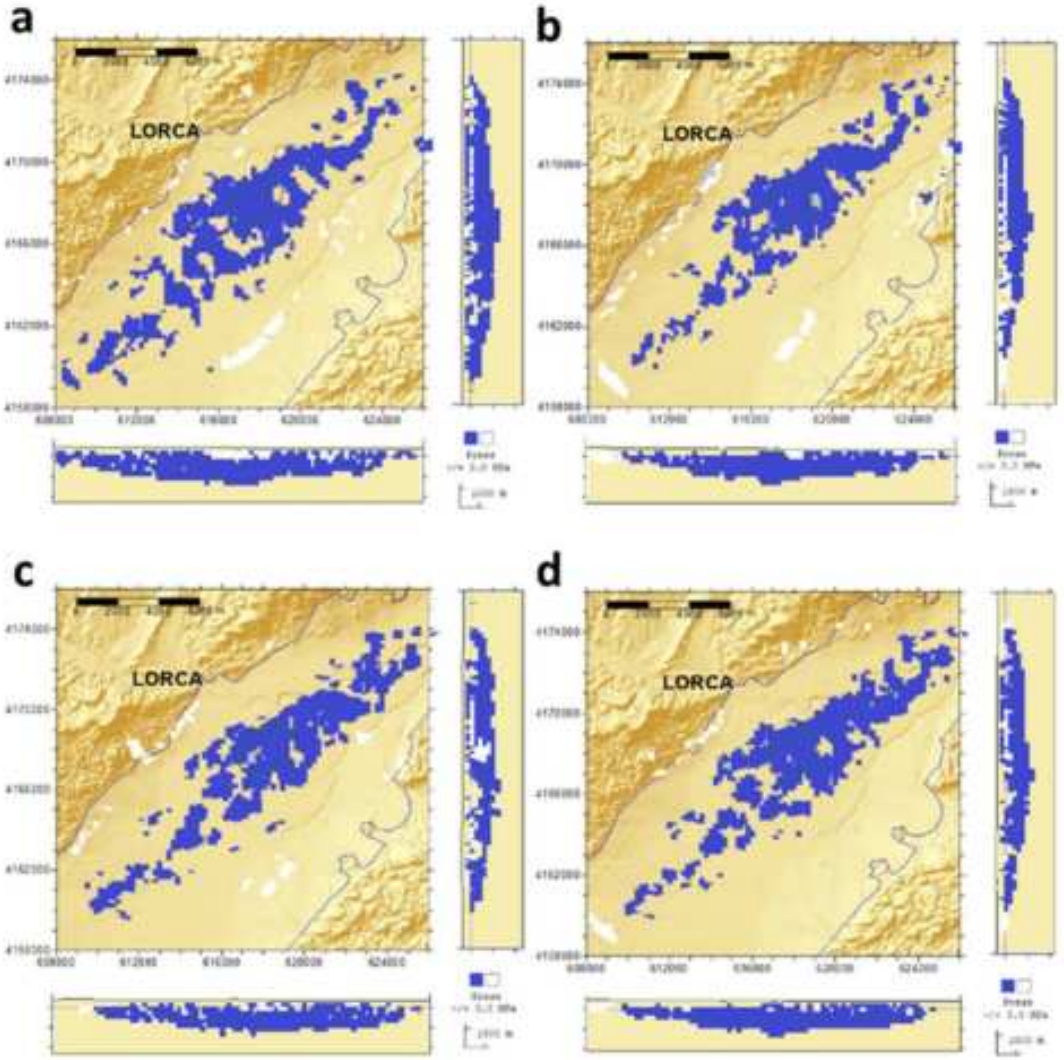


Figure 6. Representation of the inversion results obtained for the 1D, 2D and 2D + 3D considered data sets. (**a**) Obtained source for Case **A**; (**b**) for Case **B**; (**c**) for Case **C**; and (**d**) for Case **D**. Blue color indicates negative pressure value cells, produced by water extraction. White color indicates positive pressure change cells. These positive pressure sources adjust the errors and the effects of other deformation sources, different from water extraction (e.g., of tectonic origin). This figure was created using Surfer 8.02 Surface Mapping System (www.goldensoftware.com/products/surfer) and Paint, Microsoft Windows 10.

Another important result is that we do not observe significant differences (3–4%, at the level of error or lower, see Table 1 and Supplementary Information) between using just one LOS (ascending or descending), both LOS (ascending and descending) displacement data sets together, or both combined with the GNSS results. The estimation of source characteristics is very similar for all cases, just slightly changing the misfit of the minimum values for Cases **B–D**.

In summary, contrary to previous studies in the Lorca area, the measurement and use of the horizontal and vertical displacements at the surface is important for the prediction of future volume variations and surface displacements. These differences can have important effects on the design of monitoring systems, help in the decision-making process related to the sustainable management of the aquifer resources, and improve the assessment of potential hazards related to the aquifer exploitation.

Our main conclusions, summarized above, do not include any local assumptions which could condition our interpretation methodology, but they have general applicability worldwide. The Lorca case can be considered an extreme case, taking into account that it has significant E-W horizontal deformation, but only in geographically limited areas of maximum deformation. In other regions, where significant horizontal E-W deformation may be more scattered and cover more extended areas (see the synthetic test case in the Supplementary Information, text, Figs S8 and S9, and Table S8) the effect of considering vertical deformation alone could be even more dramatic.

We have shown, using inversion results from different data sets, that the operational monitoring of the aquifer can be done using A-DInSAR with ascending and/or descending satellite radar images. Considering the inversion results described previously and in the Supplementary Information, the most effective method is to carry out a

joint inversion of LOS measurements determined using ascending and descending radar images. GNSS, using continuous or survey observation mode, can be used for validation and scaling purposes. GNSS stations should be installed in those locations that will best constrain the A-DInSAR results in areas of zero deformation for reference, maximum deformation areas for scaling and study of the time variation, or in low coherence areas so that both techniques complement each other. Continuous GNSS observations are preferable, if possible. The proposed methodology will potentially reduce the cost of the geodetic monitoring system in a very important way.

In addition, this effective A-DInSAR monitoring can be accomplished with the freely-available Copernicus Sentinel-1A and -1B satellite data, considering their global coverage and repeatability, ensuring their effective use for monitoring on a global scale.

Methods

Global Navigation Satellite System (GNSS). Raw GNSS observations collected on the episodic geodetic network were processed using GAMIT/GLOBK 10.6 software[64]. To improve the overall configuration of the network and tie the local measurements to a regional reference frame, data coming from more than 20 continuous stations belonging to regional (REGAM and MERISTEMUM), wide-scale (IGNE and EPN) networks were introduced in the processing (see Supplementary Information for additional details). In a first step, we used daily double-differenced GNSS phase observations, on a 30-sec sampling basis; the observations were weighted according to the elevation angle, for which a cut-off angle of 10° was chosen. In addition, we used the latest absolute receiver antenna models by the IGS and we adopted atmospheric zenith delay models[65], coupled with the Global Mapping Functions for the neutral atmosphere. The results of this processing step are daily estimates of loosely constrained station coordinates, and other parameters, along with the associated variance-covariance matrices. In a successive step, the loosely constrained daily solutions were used as quasi observations in a Kalman filter (GLOBK) in order to estimate a consistent set of daily coordinates (i.e. time series) for all sites involved. Each time series was analyzed for linear velocities and antenna jumps; in order to obtain clean time series, any position estimate whose uncertainty was greater than 20 mm or whose value differed by more than 10 mm from the best-fitting linear trend was removed. In a final step, all loosely constrained daily solutions and their full covariance matrices were combined to compute a set of coordinates and velocities related to ITRF2008 geodetic reference frame[66]. In this step, to account for correlated errors, we added a random walk component[62] of 1.5 and 2.5 mm $yr^{-0.5}$ to the assumed error in horizontal and vertical positions, respectively. To adequately show the crustal deformation pattern over the studied area, i.e. to isolate the local deformation field from the regional tectonic pattern, we rotated our estimated GNSS velocities to a local reference system defined by the minimization of the long-term velocities[67] of ALAC, ALBA and ALME continuous stations from EPN[68].

Advanced Differential Synthetics Aperture Radar Interferometry (A-DInSAR). The dataset used in this study is composed of 37 Sentinel-1A Single Look Complex (SLC) images (19 ascending from track 103 and 18 descending from track 8) that were processed using SUBSIDENCE-GUI interferometric software. Prior to the interferometric generation, all images for each orbit were registered to a common master image. The master image was selected to minimize perpendicular and temporal baselines across the dataset in order to avoid registration errors.

Interferogram pairs were generated by a double minimum criteria, avoiding those with high temporal and perpendicular baselines. This selection mode proved to generate better velocity estimation as well as a lower sensitivity to Digital Elevation Model (DEM) errors. A total of 185 interferograms (137 for ascending orbit and 48 for descending), have been generated (see Supplementary Table S3 for the entire list). To remove the topographic phase from the interferograms, an external high-resolution DEM have been used. Since there are missing acquisitions from some orbits, our study covers a temporal span from October 2015 to February 2017 which covers the period of the GNSS surveys.

To obtain the surface displacements we use SUBSIDENCE-GUI, the software implementation of the Coherent Pixel Technique algorithm, CPT[50]. This method works with distributed scatters at low-resolution over the multi-looked interferograms, similar to the wide-used Small Baselines Subset (SBAS)[69]. Because of the characteristics of the ground surface in Lorca (mostly agricultural and bare soil), this kind of analysis is more suitable than a full-resolution approach like Point Scatters (PS) method. For the two geometries (ascending and descending ones) the principal parameters of the processing have been preserved. A mean coherence map has been processed to establish a pixel selection by means of coherence, using a multilook window of fifteen samples in range and three lines in azimuth. This multilooking results in low resolution pixels obtained from an average of 45 pixels from the original interferogram, which correspond to a square pixel in a ground resolution of about 60 m × 60 m.

To select those pixels with enough phase quality to obtain surface deformation, a coherence criterion has been chosen. A threshold of a medium coherence of 0.4 corresponding to a phase standard deviation of 18° degrees has been used[70], this value provides good spatial coverage and enough phase quality to obtain a convergent solution. A Delaunay triangulation between pixels is used, and to reduce the atmospheric artifacts in the lineal processing a limit of 800 m among pixels is also used. To estimate the linear velocity CPT needs velocity and DEM error seeds, points with known velocity and known altitude for the entire studied period[50]. For velocity seeds, several points outside of the main deformation area have been selected and for DEM seeds, large human-made flat zones were used, such as roads or parking lots (see Supplementary Fig. S4).

For the non-linear velocity estimation, the atmospheric contribution to the phase must be calculated. To filter the atmospheric perturbations, two filters were applied: a spatial low pass filtering with a 1-km correlation window and a high pass temporal filtering with a window of 60 days and a minimum of 4 samples. After this processing, the non-linear displacement can be calculated[71].

Direct Modeling and Inverse Technique. Considering the linear theory of poroelasticity[72], the horizontal and vertical components (du, dv, dw) of the movements at a point (X, Y, Z) of the free surface, due to a differential nucleus, located at (x, y, z), with sides dx, dy, dz, corresponding to the reservoir with local overpressure Δp are[24]:

$$\begin{pmatrix} du \\ dv \\ dw \end{pmatrix} = \Delta p \frac{1-\nu}{\pi} c_m \begin{pmatrix} X-x \\ Y-y \\ Z-z \end{pmatrix} \frac{dxdydz}{((X-x)^2+(Y-y)^2+(Z-z)^2)^{3/2}} \tag{2}$$

where ν denotes Poisson's ratio ($\approx$0.25), c_m the uniaxial compaction coefficient. Assuming that displacements at the surface happen to be almost directly proportional to the thickness Δz of the reservoir, the volume integrations for a parallelepiped cell of sides Δx, Δy, Δz and overpressure Δp in equation (2) can be simplified to integration in the horizontal plane only given rise to[24]:

$$\begin{pmatrix} du \\ dv \\ dw \end{pmatrix} = \Delta p \frac{1-\nu}{\pi} c_m I \, \Delta z \tag{3}$$

where:

$$\begin{aligned} I \;=\; & I_i(X-(x+\Delta x/2),\, Y-(y+\Delta y/2),\, Z-z) \\ & -I_i(X-(x+\Delta x/2),\, Y-(y-\Delta y/2),\, Z-z) \\ & -I_i(X-(x-\Delta x/2),\, Y-(y+\Delta y/2),\, Z-z) \\ & +I_i(X-(x-\Delta x/2),\, Y-(y-\Delta y/2),\, Z-z) \end{aligned} \tag{4}$$

The integrals I_i for the displacements in the i-direction are:

$$I_z(p,q,r) = \frac{1}{2}\frac{p}{|p|}\left[arcsin\frac{p^2q^2-r^2(p^2+q^2+r^2)}{(p^2+r^2)(q^2+r^2)}+\frac{\pi}{2}\right] \tag{5}$$

$$I_x(p,q,r) = arcsinh\frac{p}{\sqrt{q^2+r^2}} \tag{6}$$

$$I_y(p,q,r) = arcsinh\frac{q}{\sqrt{p^2+r^2}} \tag{7}$$

This formulation provides the direct calculation of the surface effect of a single parallelepiped cell. The total effect of an anomalous structure described as aggregation of m small parallelepiped cells is obtained, according[24], as addition of the partial effects. This direct formulation can be used to carry out the inverse approach in order to determine the pressure 3D source structure responsible of the observed surface deformations.

Camacho[30] presented an original methodology for simultaneous inversion of three dimensional displacement data, *LOS*, or any combination of terrestrial and space displacement data, by means of 3D extended bodies with free geometry for anomalous pressure. The approach determines a general geometrical configuration of pressurized sources corresponding to prescribed values of anomalous pressure. These sources are described as a 3D aggregate of (thousands of) pressure elemental sources, and they fit the entire data set within some regularity conditions. The approach works in a step-by-step growth process that allows us to build very general geometrical configurations.

The observation equations are:

$$\boldsymbol{ds} = \boldsymbol{ds}^c + \boldsymbol{v} \tag{8}$$

where $\boldsymbol{ds}$, $\boldsymbol{ds}^c$ represent the vector of observed and calculated three component (3D) deformations, and $\boldsymbol{v}$ is the vector for residual values coming from inaccuracies in the observation process and also from insufficient model fit. In that methodology surface deformation, $\boldsymbol{ds}^c$, due to a buried over pressure structure is computed as the aggregated effect for several point sources, as due to the deformation effects from the incremental pressure p_k and expansion radius within the elastic semi space, originally formulated as a Mogi model[73]. In this work we substitute this source with the poroelastic expressions[24] for 3D reservoirs according the preceding formulation for parallelepiped cells.

The inversion equations (8) are solved by means of adding a regularization misfit conditions

$$\boldsymbol{v}^T\boldsymbol{Q}_D^{-1}\boldsymbol{v} + \lambda\,\boldsymbol{m}^T\boldsymbol{Q}_M^{-1}\boldsymbol{m} = \min\,. \tag{9}$$

where model vector $\boldsymbol{m}$ is constituted by the values of pressure $\times$ volume, $m_k = p_k\Delta x_k\Delta y_k\Delta z_k$, $k = 1, \ldots, m$, for the m cells of the model, $\boldsymbol{Q}_D$ is a covariance matrix for the data, $\boldsymbol{Q}_M$ is a suitable covariance matrix corresponding to the physical configuration and λ is a smoothing factor for selected balance between fitness and smoothness of the model. The inversion approach is a non-linear problem.

The anomalous source is determined as a free aggregation of a large number of small sources with anomalous pressure. We carry out a step-by-step process of growth of the 3D models, using an exploratory technique to find each new cell to be filled with anomalous pressure values and aggregated to the models.

Data Availability

Sentinel-1 data can be downloaded through the Copernicus Open Data Hub. The datasets generated during and analysed during the current study are available from the corresponding author on reasonable request.

References

1. Galloway, D., Jones, D. R. & Ingebritsen, S. *Land subsidence in the United States*. (US Geological Survey Circular, 1999).
2. Dokka, R. K. Modern-day tectonic subsidence in coastal Louisiana. *Geology* **34**, 281 (2006).
3. Amelung, F., Galloway, D. L., Bell, J. W., Zebker, H. A. & Laczniak, R. J. Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology* **27**, 483 (1999).
4. González, P. J. & Fernández, J. Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multitemporal satellite radar interferometry. *Geology* **39**, 551–554 (2011).
5. Boni, R. *et al.* Twenty-year advanced DInSAR analysis of severe land subsidence: The Alto Guadalentin Basin (Spain) case study. *Eng. Geol.* **198**, 40–52 (2015).
6. Samsonov, S. V., Tiampo, K. F. & Feng, W. Fast subsidence in downtown of Seattle observed with satellite radar. *Remote Sens. Appl. Soc. Environ.* **4**, 179–187 (2016).
7. Bru, G. *et al.* A-DInSAR Monitoring of Landslide and Subsidence Activity: A Case of Urban Damage in Arcos de la Frontera, Spain. *Remote Sens.* **9**, 787 (2017).
8. Gourmelen, N., Amelung, F., Casu, F., Manzo, M. & Lanari, R. Mining-related ground deformation in Crescent Valley, Nevada: Implications for sparse GPS networks. *Geophys. Res. Lett.* **34** (2007).
9. Ma, C. *et al.* Investigation on Mining Subsidence Based on Multi-Temporal InSAR and Time-Series Analysis of the Small Baseline Subset—Case Study of Working Faces 22201-1/2 in Bu'ertai Mine, Shendong Coalfield, China. *Remote Sens.* **8**, 951 (2016).
10. Fokker, P. A., Wassing, B. B. T., van Leijen, F. J., Hanssen, R. F. & Nieuwland, D. A. Application of an ensemble smoother with multiple data assimilation to the Bergermeer gas field, using PS-InSAR. *Geomech. Energy Environ.* **5**, 16–28 (2016).
11. Bakr, M. Influence of Groundwater Management on Land Subsidence in Deltas. *Water Resour. Manag.* **29**, 1541–1555 (2015).
12. Gambolati, G. & Teatini, P. Geomechanics of subsurface water withdrawal and injection. *Water Resour. Res.* **51**, 3922–3955 (2015).
13. Chen, M. *et al.* Imaging Land Subsidence Induced by Groundwater Extraction in Beijing (China) Using Satellite Radar Interferometry. *Remote Sens.* **8**, 468 (2016).
14. de Luna, R. M. R., Garnés, S. JdosA., Cabral, J. JdaS. P. & dos Santos, S. M. Groundwater overexploitation and soil subsidence monitoring on Recife plain (Brazil). *Nat. Hazards* **86**, 1363–1376 (2017).
15. Motagh, M. *et al.* Quantifying groundwater exploitation induced subsidence in the Rafsanjan plain, southeastern Iran, using InSAR time-series and in situ measurements. *Eng. Geol.* **218**, 134–151 (2017).
16. Vasco, D. W., Wicks, C., Karasaki, K. & Marques, O. Geodetic imaging: reservoir monitoring using satellite interferometry. *Geophys. J. Int.* **149**, 555–571 (2002).
17. Stramondo, S. *et al.* Surface movements in Bologna (Po Plain — Italy) detected by multitemporal DInSAR. *Remote Sens. Environ.* **110**, 304–316 (2007).
18. Motagh, M. *et al.* Land subsidence in Iran caused by widespread water reservoir overexploitation. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L16403 (2008).
19. Gutiérrez-Yurrita, P. J. Land subsidence, associated hazards and the role of natural resources development. In *Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development (Proceedings of EISOLS 2010)* 396–401 (2010).
20. Sahu, P. & Sikdar, P. K. Threat of land subsidence in and around Kolkata City and East Kolkata Wetlands, West Bengal, India. *J. Earth Syst. Sci.* **120**, 435–446 (2011).
21. Tiampo, K. F. *et al.* An Elliptical Model for Deformation Due to Groundwater Fluctuations. *Pure Appl. Geophys.* **169**, 1443–1456 (2012).
22. Tosi, L., Teatini, P. & Strozzi, T. Natural versus anthropogenic subsidence of Venice. *Sci. Rep.* **3**, 2710 (2013).
23. UNESCO. International Hydrological Program VIII (2014–2020). Available at: https://en.unesco.org/themes/water-security/hydrology (Accessed: 15th January 2018) (2017).
24. Geertsma, J. Land Subsidence Above Compacting Oil and Gas Reservoirs. *J. Pet. Technol.* **25**, 734–744 (1973).
25. Geertsma, J. & Van Opstal, G. A numerical technique for predicting subsidence above compacting reservoirs based on the nucleus of strain concept. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk* **28**, 63–78 (1975).
26. Segall, P. Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga Earthquake. *J. Geophys. Res.* **90**, 6801 (1985).
27. Vasco, D. W., Karasaki, K. & Doughty, C. Using surface deformation to image reservoir dynamics. *Geophysics* **65**, 132–147 (2000).
28. Walsh, J. B. Subsidence above a planar reservoir. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **107**, ETG 6-1–ETG 6-9 (2002).
29. Brown, N. J., Woods, A. W., Neufeld, J. A. & Richardson, C. *Constraining Surface Deformation Predictions Resulting from Coal Seam Gas Extraction*, https://doi.org/10.11636/Record.2014.044 (2014).
30. Camacho, A. G., González, P. J., Fernández, J. & Berrino, G. Simultaneous inversion of surface deformation and gravity changes by means of extended bodies with a free geometry: Application to deforming calderas. *J. Geophys. Res.* **116**, B10401 (2011).
31. González, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavó, F. & Fernández, J. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nat. Geosci.* **5**, 821–825 (2012).
32. Cannavó, F. *et al.* Real Time Tracking of Magmatic Intrusions by means of Ground Deformation Modeling during Volcanic Crises. *Sci. Rep.* **5**, 10970 (2015).
33. Camacho, A. G., Fernández, J. & Cannavó, F. PAF: A software tool to estimate free-geometry extended bodies of anomalous pressure from surface deformation data. *Comput. Geosci.* **111**, 235–243 (2018).
34. AEMET. Agencia Estatal de Meteorología. Available at: www.aemet.es/es/datos_abiertos/AEMET_OpenData (Accessed: 15th January 2018) (2017).
35. Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A. & Demnati, A. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Lett.* **12**, 117–122 (1992).
36. Martínez-Díaz, J. J. Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics* **356**, 291–305 (2002).
37. Palano, M., González, P. J. & Fernández, J. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. *Gondwana Res.* **23**, 1071–1088 (2013).
38. Cerón, J. C. & Pulido-Bosch, A. Groundwater problems resulting from CO 2 pollution and overexploitation in Alto Guadalentin aquifer (Murcia, Spain). *Environ. Geol.* **28**, 223–228 (1996).
39. Confederación Hidrográfica del Segura. Plan Especial de Actuación en Situaciones de Alerta y Eventual Sequía. *Tech. Rep.* 298 (2006).
40. Tomas, R. *et al.* Study of the land subsidence in Orihuela City (SE Spain) using PSI data: Distribution, evolution and correlation with conditioning and triggering factors. *Eng. Geol.* **115**, 105–121 (2010).
41. Herrera, G. *et al.* Analysis of subsidence using TerraSAR-X data: Murcia case study. *Eng. Geol.* **116**, 284–295 (2010).
42. Zhu, L. *et al.* Land subsidence due to groundwater withdrawal in the northern Beijing plain, China. *Eng. Geol.* **193**, 243–255 (2015).
43. Pacheco-Martínez, J. *et al.* Application of InSAR and Gravimetry for Land Subsidence Hazard Zoning in Aguascalientes, Mexico. *Remote Sens.* **7**, 17035–17050 (2015).

44. Solari, L., Ciampalini, A., Raspini, F., Bianchini, S. & Moretti, S. PSInSAR Analysis in the Pisa Urban Area (Italy): A Case Study of Subsidence Related to Stratigraphical Factors and Urbanization. *Remote Sens.* **8**, 120 (2016).
45. Chaussard, E. *et al.* Remote Sensing of Ground Deformation for Monitoring Groundwater Management Practices: Application to the Santa Clara Valley During the 2012–2015 California Drought. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **122**, 8566–8582 (2017).
46. Chen, G. *et al.* Detection of Land Subsidence Associated with Land Creation and Rapid Urbanization in the Chinese Loess Plateau Using Time Series InSAR: A Case Study of Lanzhou New District. *Remote Sens.* **10**, 270 (2018).
47. Hanssen, R. F. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*, https://doi.org/10.1007/0-306-47633-9 (2001).
48. Samieie-esfahany, S., Hanssen, R. F., Thienen-visser, K. Van, Muntendam-bos, A. & Systems, S. On the Effect of Horizontal Deformation on InSAR Subsidence Estimates. 2009 (2010).
49. Mora, O., Ordoqui, P., Iglesias, R. & Blanco, P. Earthquake Rapid Mapping Using Ascending and Descending Sentinel-1 TOPSAR Interferograms. *Procedia Comput. Sci.* **100**, 1135–1140 (2016).
50. Blanco-Sánchez, P., Mallorqui, J. J., Duque, S. & Monells, D. The Coherent Pixels Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring. *Pure Appl. Geophys.* **165**, 1167–1193 (2008).
51. González, P. J. *et al.* The 2014–2015 eruption of Fogo volcano: Geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophys. Res. Lett.* **42**, 9239–9246 (2015).
52. Rucci, A., Vasco, D. W. & Novali, F. Monitoring the geologic storage of carbon dioxide using multicomponent SAR interferometry. *Geophys. J. Int.* **193**, 197–208 (2013).
53. Klemm, H., Quseimi, I., Novali, F., Ferretti, A. & Tamburini, A. Monitoring horizontal and vertical surface deformation over a hydrocarbon reservoir by PSInSAR. *First Break* **28** (2010).
54. Janna, C., Castelletto, N., Ferronato, M., Gambolati, G. & Teatini, P. A geomechanical transversely isotropic model of the Po River basin using PSInSAR derived horizontal displacement. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* **51**, 105–118 (2012).
55. Jónsson, S., Zebker, H., Segall, P. & Amelung, F. Fault Slip Distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 1377–1389 (2002).
56. Anderssohn, J. *et al.* Surface deformation time series and source modeling for a volcanic complex system based on satellite wide swath and image mode interferometry: The Lazufre system, central Andes. *Remote Sens. Environ.* **113**, 2062–2075 (2009).
57. Jun, H., Wei, L. Z., Jun, Z. J., Chong, R. X. & XiaoLi, D. Inferring three-dimensional surface displacement field by combining SAR interferometric phase and amplitude information of ascending and descending orbits. *Sci. China Earth Sci.* **53**, 550–560 (2010).
58. Hu, J. *et al.* Kalman-filterbased approach for multisensor, multitrack, and multitemporal InSAR. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **51**, 4226–4239 (2013).
59. Shirzaei, M. A seamless multitrack multitemporal InSAR algorithm. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **16**, 1656–1669 (2015).
60. Casu, F. & Manconi, A. Four-dimensional surface evolution of active rifting from spaceborne SAR data. *Geosphere* **12**, 697–705 (2016).
61. Pepe, A., Solaro, G., Calò, F. & Dema, C. A Minimum Acceleration Approach for the Retrieval of Multi-Platform InSAR Deformation Time-Series. *IEEE J. Sel. Appl. Earth Obs.* **9**, 3883–3898 (2016).
62. Samsonov, S. & D'Oreye, N. Multidimensional time-series analysis of ground deformation from multiple InSAR data sets applied to Virunga Volcanic Province. *Geophys. J. Int.* **191**, 1095–1108 (2012).
63. Ezquerro, P. *et al.* Groundwater and Subsidence Modeling Combining Geological and Multi-Satellite SAR Data over the Alto Guadalentín Aquifer (SE Spain). *Geofluids* **2017**, 1–17 (2017).
64. Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. & McClusky, S. C. *GAMIT Reference Manual. GPS Analysis at MIT GLOBK, Release 10.6.* (Massachusetts Institute of Technology, 2015).
65. Saastamoinen, J. *Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging Satellites*, https://doi.org/10.1029/GM015p0247 (2013).
66. Altamimi, Z., Métivier, L. & Collilieux, X. ITRF2008 plate motion model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **117** (2012).
67. Palano, M., González, P. J. & Fernández, J. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **430**, 439–447 (2015).
68. Bruyninx, C. *et al.* Enhancement of the EUREF Permanent Network Services and Products. In 27–34, https://doi.org/10.1007/978-3-642-20338-1_4 (2012).
69. Lanari, R. *et al.* An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm: a DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis. *Pure Appl. Geophys.* **164**, 637–661 (2007).
70. Hanssen, R. F. *Radar Interferometry*, https://doi.org/10.1007/0-306-47633-9 (Springer Netherlands, 2001).
71. Mora, O., Mallorqui, J. J. & Broquetas, A. Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric sar images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens* **41**, 2243–2253 (2003).
72. Biot, M. A. General Theory of Three-Dimensional Consolidation. *J. Appl. Phys.* **12**, 155–164 (1941).
73. Mogi, K. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *B. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* **36**, 99–134 (1958).
74. IGN. Instituto Geográfico Nacional., Available at: http://www.ign.es/ (2018).
75. Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. & Wobbe, F. Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* **94**, 409–410 (2013).

Acknowledgements

The research has been supported by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness research projects ESP2013-47780-557 C2-1-R and TEC2017-85244-C2-2-P. It is a contribution to the Moncloa Campus of International Excellence. GMT (Wessel, 2013) was used for the production of cartographic charts. This work contains modified Copernicus Sentinel data from years 2015 to 2017, processed by ESA and downloaded through Copernicus Open Data Hub. Digital Elevation Model used in this work was from MDT25 data from Instituto Geográfico Nacional (IGN). We thank the support given by the Comunidad de Regantes of Lorca and the City Council of Lorca. We thank F. Tornos by comments in previous versions of this manuscript. CommSensLab is Unidad de Excelencia Maria de Maeztu MDM-2016-0600.

Author Contributions

J.F. conceived the study, coordinated the preparation of the manuscript and wrote it with the collaboration of all the coauthors. J.F.P. and J.F. designed the GNSS network and observation methodology. M.P. and J.F.P. carried out the GNSS data processing. J.F.P. coordinates the GNSS surveys. J.E., J.F. and J.J.M. designed the Sentinel-1 data download from ESA and their processing. J.E. carried out, with the support from J.J.M., the A-DInSAR processing. A.G.C. with F.L. and help from J.F. and K.F.T. developed the direct model and inversion software. A.G.C. carried out the inversion of the different data sets used in this study. J.F., J.F.P., J.E., A.G.C., T.A., E.P., J.V., T.H., G.B., I.M., J.C.L., G.R.-V. and I.G. carried out the GNSS observation. J.J.M. provided the A-DInSAR processing software used.

Additional Information

Supplementary information accompanies this paper at https://doi.org/10.1038/s41598-018-33128-0.

Competing Interests: The authors declare no competing interests.

Publisher's note: Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons license, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons license and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this license, visit http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

© The Author(s) 2018

Capítulo 2

Fusión de datos GNSS e InSAR a escala local y regional: aplicación para el estudio del Canal de Genil-Cabra y el Alto Guadalentín.

2.1 Introducción a las técnicas de fusión de datos

Los datos de desplazamiento en tres dimensiones han probado ser de extrema utilidad para el estudio de diferentes fenómenos geofísicos, como por ejemplo la determinación del plano de falla en terremotos[50], proporcionando información sobre la geometría de la fuente de la deformación[51] o suministrando información sobre las propiedades reológicas de la corteza inferior o el manto en el estudio de actividad sísmica o volcánica[52]. Desde un punto de vista geotécnico esta información resulta crítica para el monitoreo de infraestructuras asociados a diferentes riesgos, para detectar problemas de estabilidad e incluso para hacer estimaciones de coste de posibles futuras actuaciones.

Las técnicas GNSS permiten obtener medidas tridimensionales del desplazamiento con una gran precisión y resolución temporal, mientras que ofrecen una baja cobertura espacial puesto que la medida es puntual. Para aumentar la resolución espacial de una red GNSS es necesario aumentar el número de estaciones, lo que lleva asociado un alto coste económico. Incluso en redes como la presentada en el capítulo anterior en el Alto Guadalentín, donde existe un número alto de estaciones (33) para una extensión de tamaño medio (unas 9000 hectáreas), la densidad de estaciones puede no ser suficiente para estudiar determinados fenómenos físicos o fenómenos de ámbito muy local.

Las técnicas InSAR ofrecen medidas de desplazamiento entre dos adquisiciones tomadas en tiempos diferentes proyectados en la línea de visión del satélite. Esta técnica ofrece una gran densidad espacial, ya que es habitual obtener valores para

un número elevado de píxeles coherentes (decenas de miles), pero una resolución temporal media (6 días para la constelación Sentinel-1 con dos satélites operativos) y una precisión menor que las técnicas GNSS.

El objetivo de la fusión de datos GNSS e InSAR es la de obtener mapas de deformación tridimensionales de alta resolución explotando ambas técnicas utilizando para ello una aproximación estadística a partir de la teoría de inferencia de Bayes[53]. Para ello se construye una función de energía definida como:

$$U(b \mid a) = \sum_{i=1}^{N} \frac{(b_i - a_i)^2}{2\sigma_i^2} \qquad (3.1)$$

Donde $U(b \mid a)$ es la función energía de máxima verisimilitud, a es el parámetro que queremos estimar y b es el valor observado con su incertidumbre relativa σ. En esta función se incluyen las componentes a estimar de diferentes fuentes de observación, tales como GNSS, InSAR, nivelación, etc… y se busca su mínimo derivando parcialmente respecto a cada incógnita e igualando a cero cada término.

La ventaja de esta técnica es que se puede incluir con facilidad información de diferentes fuentes, así como múltiples geometrías de observación, y únicamente hay que construir la función de energía y minimizarla para obtener los parámetros que queremos estimar.

Estas técnicas se han utilizado en el pasado para estudiar fenómenos sobre grandes superficies como por ejemplo la deformación causada por la ruptura de un terremoto[50] o la subsidencia la zona sur de California[53]. Sin embargo, en este caso las aplicaremos en una zona de estudio de dimensiones muy reducidas, o de escala local, mediante el uso de imágenes de alta resolución, así como en un estudio utilizando dos longitudes de onda diferentes (banda X y banda C).

Para aplicar estas técnicas hemos elegido dos entornos diferentes: el Canal de Genil-Cabra y la cuenca del Alto Guadalentín. El canal de Genil-Cabra supone una aplicación para la detección a una escala muy local de la deformación de una ladera inestable que ha provocado que se tengan que producir diferentes actuaciones para su estabilización, mientras que en la cuenca del Alto Guadalentín nos permite obtener un modelo de deformación tridimensional a un nivel regional.

2.2 Aplicación en el Canal de Genil-Cabra

El canal de Genil-Cabra cubre una zona de regadío de aproximadamente 40.000 hectáreas entre las poblaciones de Puente Genil (Córdoba) y Écija (Sevilla), con una longitud total de 56 kilómetros. El agua de este canal proviene de una de las mayores reservas de Andalucía, la presa de Iznajar, y fue construido entre los años 1994 y 2003. En el año 2014 se detectaron fugas de agua que afectaban a la carretera CV-179 a su paso por el municipio de Puente Genil (coordenadas 37.3767, -4.7442), y

se realizó una actuación para aislar el canal y, desde entonces, no se han observado nuevas fugas. Sin embargo, cada 2-3 años es necesario realizar actuaciones sobre la carretera adyacente al canal debido a la aparición de grietas en la calzada, lo que indica que la ladera sigue sufriendo de problemas de estabilidad.

Figura 2.1 - Izquierda: Localización de la zona de estudio. Derecha: detalle de la zona que presenta problemas de estabilidad. Nótese los defectos presentes en la calzada.

Para este estudio se diseñó una red de monitorización GPS y estaciones de nivelación, realizándose campañas de observación aproximadamente cada 6 meses. Se materializaron un total de 27 puntos de observación (B01 a B27) en la zona de estudio, así como tres puntos de control (V-1 a V-3) en zonas libres de deformación. Se situaron puntos de observación en ambas orillas del canal, así como en la carretera adyacente, a fin de determinar el desplazamiento relativo entre estas zonas

Se realizaron un total de ocho campañas de observación GPS entre julio de 2016 y junio de 2018, midiendo en todas ellas un mínimo de 21 puntos usando GPS y nivelación, ver la Tabla 2.1 con las fechas de cada campaña y Figura 2.2 para la localización de los puntos.

Tabla 2.1 – Campañas GPS realizadas en el entorno del canal de Genil-Cabra. Los puntos B21-26 se añadieron a partir de la tercera campaña.

CAMPAÑA	FECHAS
1	20 de julio de 2016
2	19 de octubre de 2016
3	29 de enero de 2017
4	8 de mayo de 2017
5	16 de julio de 2017
6	22 de enero de 2018
7	20 de abril de 2018
8	24 de junio de 2018

Para la medición de los puntos se utilizaron receptores bifrecuencia Leica series 500 y Leica 1200, equipados con antenas geodésicas externas. Se realizaron sesiones en modo estático de 30 minutos de duración para cada punto situando la antena sobre un trípode nivelado.

Figura 2.2 - Localización de los puntos GPS en el Canal de Genil-Cabra. En rojo, los puntos de medida B01 a B27 y en azul los puntos de control.

Debido a la escala de la zona de estudio, así como la presencia de agua en el canal que provoca la decorrelación de la fase interferométrica, es necesario disponer de imágenes SAR de alta resolución para poder hacer un estudio de la zona. La única opción de obtener imágenes SLC con este tipo de resolución es mediante el uso de satélites de banda X. Pese al carácter comercial de estos satélites y el alto coste de las imágenes (alrededor de 7.000€ por adquisición[54]), se pueden adquirir con un precio reducido[28] para uso científico a través de un proyecto de investigación con la agencia espacial alemana, el Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR). Se presentó un proyecto para el estudio del canal que fue aprobado por el DLR y gracias al cual se pudieron adquirir imágenes en modo Staring Spotlight (ST), el modo de adquisición de máxima resolución del satélite (0.24 m x 0.6 m), de la zona de interés para ambas geometrías (ascendente y descendente).

Debido a que esta constelación de satélites no realiza adquisiciones de forma sistemática, como ocurre con Sentinel-1, no existía ninguna imagen en el archivo histórico de TerraSAR-X, teniendo que programar las nuevas adquisiciones bajo demanda. La zona de interés estaba cubierta por dos órbitas diferentes en cada geometría por lo que se realizó un estudio previo para comprobar que ángulo de

incidencia era más favorable para el estudio de la zona considerando la topografía presente, utilizando para ello el R-Index[55] como estimador. Se determinó que aquellas con ángulos de incidencia mayores producirían mejores resultados, eligiendo por tanto los recortes SPOT_055R para la geometría ascendente y SPOT_065R para la descendente (Figura 2.3)

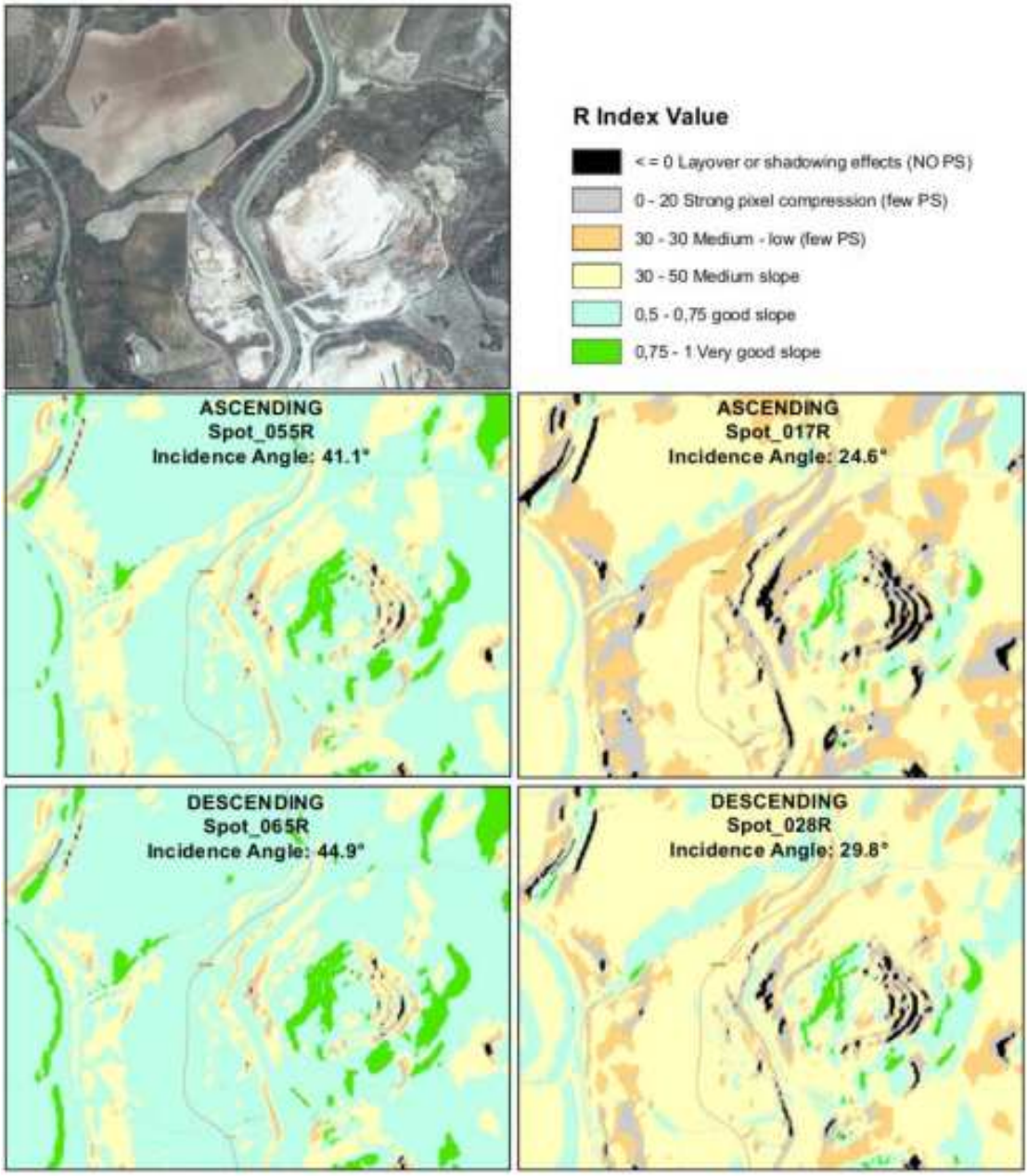


Figura 2.3 - Estudio del R-Index para la zona de interés. Nótese como las órbitas con mayores ángulos de incidencia tienen una geometría de adquisición más favorable para el análisis interferométrico.

Se planificaron las adquisiciones desde enero de 2017 pero debido a problemas de disponibilidad del satélite se sufrieron retrasos, obteniéndose finalmente 42 imágenes en total de zona (17 ascendentes y 25 descendentes) de las 60 originalmente planeadas entre agosto de 2016 y abril de 2018.

Figura 2.4 - Resultados radar del procesado interferométrico para las orbitas ascendentes y descendentes. Detalles de las zonas cercanas a la principal inestabilidad. Izquierda: órbita ascendente. Derecha: órbita descendente.

Para el procesado interferométrico se utilizó el software SUBSIDENCE-GUI, realizando un procesado con selección de píxeles por coherencia y aplicando un multilook a las imágenes de 12x3 píxeles (azimuth x rango) obteniendo una resolución final en superficie de tan sólo 2 metros x 2 metros. Para la eliminación de la contribución topográfica se utilizó un DEM de 5 metros creado a partir del modelo digital del terreno de 5 metros (MDT05) que ofrece el Instituto Geográfico Nacional (IGN)[56]. La Figura 2.4 muestra los resultados InSAR obtenidos.

Para aplicar la fusión de datos en este entorno disponemos únicamente de dos fuentes de información: los valores GPS y los resultados de dos geometrías InSAR. Por ello, partiendo de la Ecuación 3.1 la función de energía se expresa de la siguiente manera:

$$
\begin{aligned}
&U\left(d_{EW}, d_{NS}, d_{UP} \mid D_1, D_{2,} D_{EW-GPS}, D_{NS-GPS}, D_{UP-GPS}\right) = \\
&= \sum_{i=1}^{2}\sum_{i=1}^{2} \frac{1}{\sigma_j^2}\left[D_j - \left(-\, d_{(EW_i)} \cos(\alpha_j) \sin(\theta_j) + d_{UP_i} \cos(\theta_j)\right]^2 + \\
&+ \frac{1}{2\sigma_{EW-GPS}^2}\left[D_{EW-GPS} - d_{EW_i}\right]^2 + \frac{1}{2\sigma_{NS-GPS}^2}\left[D_{NS-GPS} - d_{NS_i}\right]^2 + \qquad (3.2) \\
&+ \frac{1}{2\sigma_{UP-GPS}^2}\left[D_{UP-GPS} - d_{UP_i}\right]^2
\end{aligned}
$$

Donde d_{EW}, d_{NS}, d_{UP} son las tres componentes de desplazamiento a estimar, D_1, D_2 son las velocidades LOS de cada geometría (ascendente y descendente) y $D_{EW-GPS}, D_{NS-GPS}, D_{UP-GPS}$ son las tres componentes del desplazamiento obtenido mediante GPS. Debido a que las órbitas descritas por los satélites TerraSAR-X son órbitas casi polares (diferencia respecto al norte de 10°) se considera que esta componente es cero para los datos radar, ya que las técnicas InSAR no tienen sensibilidad en la dirección azimuth del satélite. Para poder calcular desplazamientos en la dirección azimuth a partir de datos radar de apertura sintética se pueden

emplear otras técnicas como la Interferometría de Apertura Múltiple (MAI) o el cálculo de Offsets entre Píxeles (POT), pero su precisión es menor que las técnicas InSAR y únicamente son efectivas en desplazamientos del orden de metros, no siendo aplicables en este estudio. Otra posibilidad es usar múltiples geometrías de diferentes satélites, pero en este caso hubiese supuesto contar con más adquisiciones de otras constelaciones de banda X lo que dificulta el estudio debido a su disponibilidad y precio, y en este caso no se justificaba la necesidad.

Para calcular las componentes del movimiento debemos minimizar la función energía y para lo que calculamos las derivadas parciales en función de cada componente e igualamos a cero:

$$\frac{\partial U}{\partial d_{EW}} = 0, \frac{\partial U}{\partial d_{NS}} = 0, \frac{\partial U}{\partial d_{UP}} = 0$$

Este sistema de ecuaciones se debe resolver para cada punto, para lo cual se desarrolló un programa en IDL que resuelve el sistema de ecuaciones aplicando un método de factorización LU[57] y obteniendo una solución única para cada punto[58]. Se crearon además capas ráster para cada una de las componentes $D_1, D_2, D_{EW-GPS}, D_{NS-GPS}, D_{UP-GPS}$ para facilitar el cálculo.

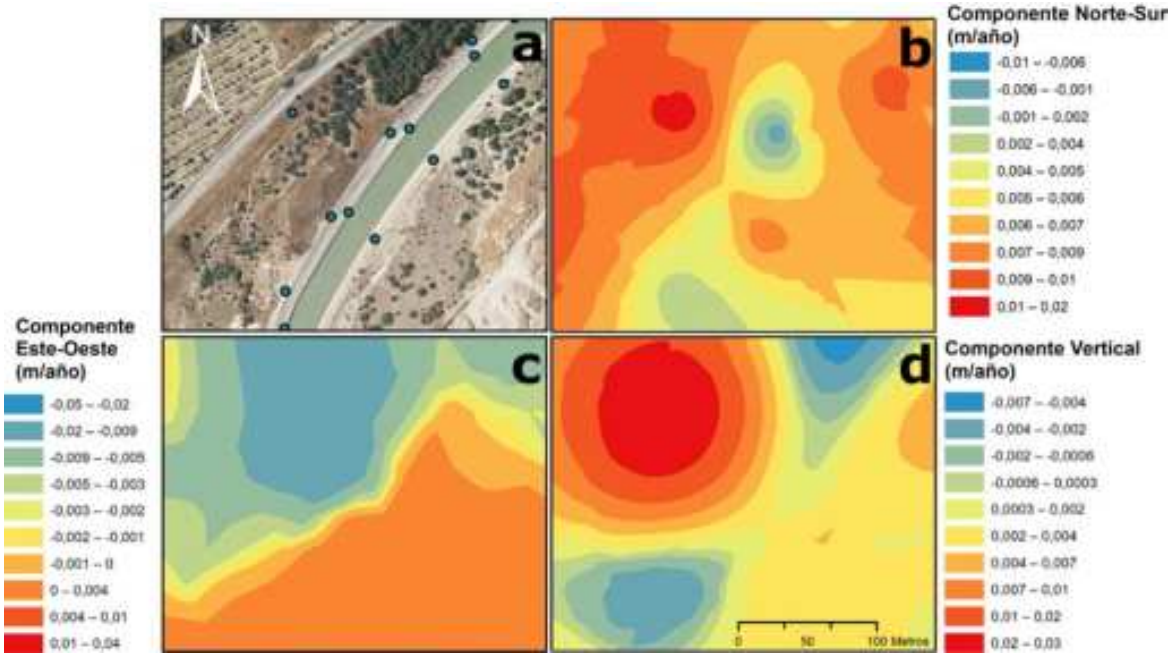


Figura 2.5 - Resultados preliminares de la fusión de datos para las tres componentes de la velocidad en metros/año. a) Ortofoto de la zona de estudio que presenta problemas de estabilidad, b) Componente Norte-Sur, c) Componente Este-Oeste y d) Componente Vertical.

Los resultados obtenidos de la fusión de datos se muestran en la Figura 2.5. Para la componente Norte-Sur se ha considerado únicamente la componente obtenida mediante el GPS, mientras que para la componente Este-Oeste y elevación se han considerado ambas técnicas. Este resultado posee las ventajas de ambas técnicas:

información sobre las tres componentes de la velocidad, así como una alta densidad de datos.

Estos resultados son de gran interés geotécnico, ya que resultan fácilmente interpretables por las agencias responsables del mantenimiento de las infraestructuras hidráulicas, permitiéndoles planificar las posibles actuaciones sobre estas. Estos resultados serán comunicados y validados con los responsables del canal, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), quien ya ha expresado su interés en los mismos.

Los resultados obtenidos en este estudio permiten demostrar algo que en su día fue un poco quimera: la aplicabilidad de la interferometría radar de satélite en trabajos a escala topográfica (muy local), que, en estudios no comerciales o estratégicos puede llegar a ampliar enormemente la capacidad de obtener resultados y disminuir enormemente el coste.

2.3 Aplicación de la fusión de datos en la cuenca del Alto Guadalentín

Como se ha visto en el capítulo anterior ignorar la componente horizontal del desplazamiento en un entorno como el de la cuenca del Alto Guadalentín puede tener serias consecuencias en la estimación del estado del acuífero, sobreestimando el volumen de agua extraído si se considera la deformación únicamente vertical[6]. Por ello, un modelo de deformación tridimensional podría ser de utilidad para la gestión y planificación de los recursos hidrológicos de la zona.

En el capítulo anterior se presentaron los resultados para la observación de la subsidencia del Alto Guadalentín en tres campañas diferentes, sin embargo, gracias al proyecto AQUARISK[59] se realizaron seis campañas de las mismas características (Tabla 2.2), lo que nos ha permitido obtener series temporales de deformación para los 33 puntos de observación entre noviembre de 2015 y junio de 2018. Disponer de datos de una red GNSS con tanta densidad lo convierte en un candidato perfecto para aplicar las técnicas de fusión de datos.

Tabla 2.2 – Campañas GNSS realizadas para el estudio del Alto Guadalentín. En todas las campañas se observaron los 33 puntos de observación originales.

CAMPAÑA	FECHAS
1	16 – 21 noviembre de 2015
2	28 junio – 3 de julio de 2016
3	21 – 26 de febrero de 2017
4	17 – 22 de julio de 2017
5	15 – 19 de enero de 2018
6	14 – 18 de junio de 2018

En este caso se optó por combinar datos interferométricos de dos constelaciones diferentes: Sentinel-1 y TerraSAR-X. De esta manera, utilizando cuatro geometrías (dos ascendentes y dos descendentes) con ángulos de incidencia y azimuth diferentes, podemos recuperar un porcentaje de la componente norte-sur a partir del InSAR y complementar la información GNSS a la vez que realizamos un estudio multifrecuencia de la zona, utilizando sensores de banda C ($\lambda \approx 5.6\ cm$) y banda X ($\lambda \approx 3.1\ cm$).

Para obtener datos de la constelación TerraSAR-X, al igual que en el caso del Canal de Genil-Cabra, se solicitó un proyecto con la agencia espacial alemana, el DLR, para obtener imágenes de nueva adquisición a precio reducido para su uso científico. Debido a la extensión del área de interés se optó por utilizar adquisiciones Stripmap que permite obtener una resolución máxima de unos 3 x 3 metros[60] (Figura 2.6) cubriendo una zona de aproximadamente 30 x 30 kilómetros.

Figura 2.6 - Representación de la intensidad para las adquisiciones en modo Stripmap de TerraSAR-X en la zona del Alto Guadalentín. Los puntos rojos representan los puntos de observación GNSS observados en las campañas. Izquierda: órbita ascendente. Derecha: órbita descendente.

Se adquirieron un total de 77 imágenes TerraSAR-X, 35 ascendentes (track 162) y 42 descendentes (track 48), entre junio de 2016 y noviembre de 2018. La distribución temporal de las adquisiciones no es homogénea puesto que no se adquirieron todas las imágenes solicitadas debido a la existencia de conflictos en la programación con otras adquisiciones de mayor prioridad para la agencia espacial.

Para Sentinel-1 se optó por usar imágenes cada dos ciclos y considerando únicamente el satélite Sentinel-1A, con adquisiciones disponibles cada 24 días para cada geometría entre junio de 2016 y noviembre de 2018. Debido a la linealidad de la deformación se estimó que esta frecuencia de repetición era suficiente para un estudio de la zona. En total se descargaron y procesaron 74 imágenes para la órbita ascendente (track 1) y 80 de la órbita descendente (track 8).

A fin de tener homogeneidad temporal en los datos se procesaron los datos GNSS entre la segunda y la sexta campaña, calculándose la velocidad media en este periodo usando para ello el software GAMIT/GLOBK[61].

Para el procesado interferométrico se utilizó SUBSIDENCE-GUI, utilizando parámetros similares tanto para TerraSAR-X como para Sentinel-1, eligiendo un criterio de selección de píxeles por coherencia y aplicando un multilook sobre las imágenes para obtener resoluciones de 60 x 60 metros en el caso de Sentinel-1 y 20 x 20 metros para TerraSAR-X. Se observa que la coherencia media obtenida para los procesados de Sentinel-1 es mayor en la zona debido a que su mayor longitud de onda le confiere mayor capacidad de penetración la vegetación baja presente en el área de estudio.

Para una configuración con cuatro geometrías radar la función de energía a minimizar es la siguiente:

$$\begin{aligned} &U\left(d_{EW}, d_{NS}, d_{UP}/D_1, D_{2,}D_3, D_4, D_{EW-GNSS}, D_{NS-GNSS}, D_{UP-GNSS}\right) = \\ &= \sum_{i=1}^{4}\sum_{i=1}^{4}\frac{1}{\sigma_j^2}\left[D_j - (-\,d_{(EW_i)}\cos(\alpha_j)\sin(\theta_j) + d_{NS_i}\sin(\alpha_j)\sin(\theta_j) + d_{UP_i}\cos(\theta_j)\right]^2 \\ &+\frac{1}{2\sigma_{EW-GPS}^2}\left[D_{EW-GNSS} - d_{EW_i}\right]^2 + \frac{1}{2\sigma_{NS-GPS}^2}\left[D_{NS-GNSS} - d_{NS_i}\right]^2 + \qquad (3.3) \\ &+\frac{1}{2\sigma_{UP-GPS}^2}\left[D_{UP-GNSS} - d_{UP_i}\right]^2 \end{aligned}$$

Donde d_{EW}, d_{NS}, d_{UP} son las tres componentes de desplazamiento a estimar, D_1, D_2, D_3, D_4 son las velocidades LOS de cada geometría (ascendente y descendente) de cada constelación (TerraSAR-X y Sentinel-1) y $D_{EW-GNSS}, D_{NS-GNSS}, D_{UP-GNSS}$ son las tres componentes del desplazamiento obtenido mediante GNSS. En este caso se ha considerado la componente Norte-Sur obtenida a partir de interferometría, debido a que al contar con cuatro geometrías de adquisición se puede recuperar una mayor cantidad de información de la componente norte-sur (aproximadamente un 20% por geometría).

Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 2.7 y, al igual que en el caso del canal de Genil-Cabra, permiten obtener un mapa de velocidades tridimensional en la cuenca del Alto Guadalentín. Se observa que en la zona fuera de la red GNSS, donde se han extrapolado los valores GNSS y hay pocos puntos InSAR, los resultados no son válidos, mientras que en la zona de estudio se muestran resultados coherentes con las técnicas en una geometría fácil de interpretar, incluso para usuarios no expertos.

El siguiente paso es realizar un estudio multitemporal mediante la fusión de datos y comprobar, mediante modelos de inversión, la mejora de esta técnica respecto al

uso de los datos de ambas técnicas por separado, o conjuntamente al invertir, en este tipo de aplicaciones.

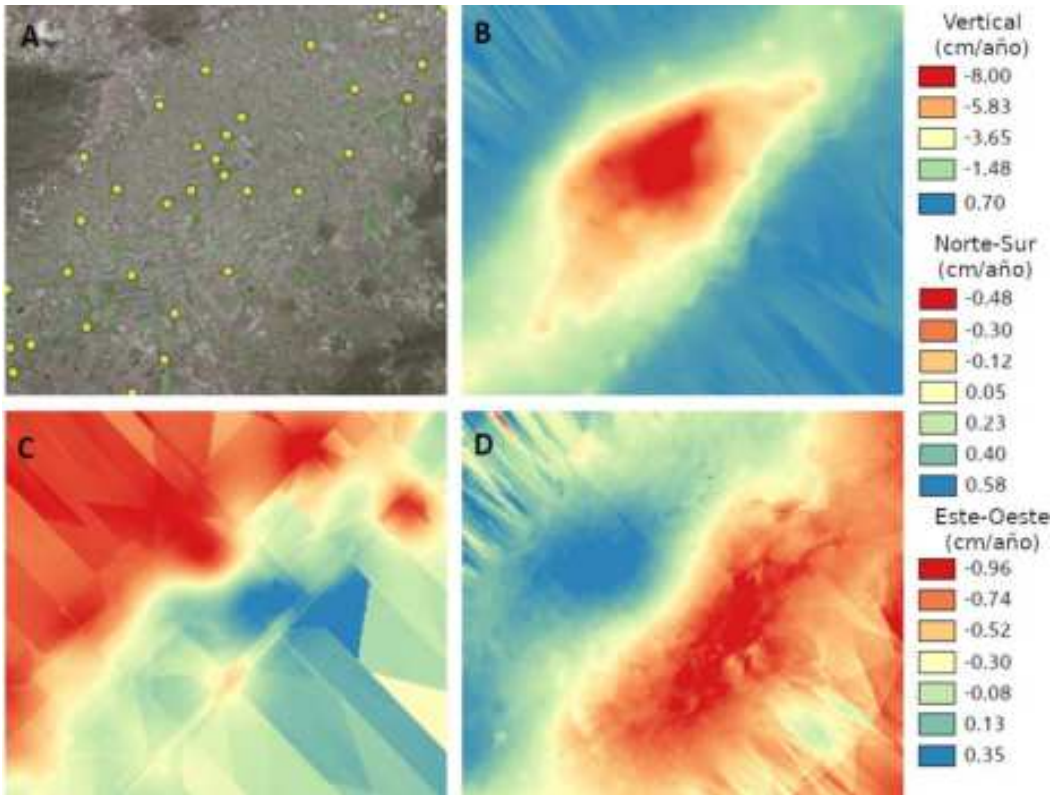


Figura 2.7 - Resultados preliminares de la velocidad (en cm/año) en la cuenca del Alto Guadalentín. A) Ortofoto de la zona con los 33 puntos de observación GNSS, B) Componente vertical C) Componente Norte-Sur, D) Componente Este-Oeste.

Ambos trabajos están en desarrollo y se espera su finalización y publicación a lo largo del año 2023.

Los satélites radar de apertura sintética de banda C, como la constelación Sentinel-1, tienen una resolución y capacidad de penetración media resultan idóneos para el estudio de fenómenos geofísicos tales como erupciones volcánicas o terremotos, pero resultan ineficaces cuando queremos estudiar estructuras de pequeño tamaño como el canal de Genil-Cabra. El uso de satélites SAR de alta resolución de banda X tiene un amplio rango de aplicación para la monitorización geotécnica de infraestructuras, sin embargo, el carácter comercial de éstos hace que realizar un estudio interferométrico usando adquisiciones de estos satélites habitualmente resulte muy costoso. Desde el punto de vista científico, pese a que los proyectos con las agencias espaciales permiten obtener imágenes a un coste muy reducido, la prioridad que se le asigna a este tipo de solicitudes es baja y frecuentemente la falta de disponibilidad del satélite impide que se realicen, lo que puede ser crítico en un estudio donde se requiera una alta frecuencia de repetición o estudiar un fenómeno en una fecha determinada.

Capítulo 3

Interferometría radar de apertura sintética como herramienta de monitorización en entornos mineros mediante el uso de la constelación Sentinel-1. Aplicación en la Mina de Riotinto.

La inevitable transición ecológica basada en nuevas tecnologías plantea el paradigma de conjugar una demanda mayor de recursos mineros, especialmente minerales críticos, con una obligada minimización de riesgos y de los posibles impactos ambientales que pueden ir asociados a su explotación. A lo largo de las últimas décadas, diferentes organismos internacionales, como las Naciones Unidas[62] o el Banco Mundial[63], han propuesto diversos principios y estrategias a seguir para promover la sostenibilidad del ciclo minero, minimizando su impacto, mejorando su transparencia y asegurando el suministro seguro y sostenible de los recursos mineros que la sociedad actual y futura necesita.

En lo que respecta a seguridad, uno de los mayores riesgos que afronta la minería es la inestabilidad del terreno[64–66]. Fallos en presas, derrumbes de escombreras, o colapsos en cortas o galerías mineras suceden regularmente en el mundo provocando un alto coste medioambiental, económico y de vidas humanas[67–69]. La teledetección mediante el uso de satélites radar de apertura sintética es una herramienta de vigilancia con capacidad para detectar deformaciones milimétricas del terreno con gran cobertura temporal y espacial, evidenciando la existencia de posibles zonas de inestabilidad y permitiendo anticipar riesgos con tiempo suficiente

para implementar las estrategias de remediación necesarias que faciliten evitar que se produzcan catástrofes.

En este marco, el presente capítulo se centra en el uso de la interferometría radar de apertura sintética para demostrar su capacidad de medir y monitorizar deformaciones del terreno espacial y temporalmente, en un entorno minero con gran historia como es la Mina de Riotinto[70] en Huelva, España. En él se describe el desarrollo de una metodología específica para combinar los resultados de diferentes geometrías de adquisición (en órbitas ascendente y descendente), facilitando obtener un mapa único de desplazamiento y velocidades de mayor resolución. Esto facilita su visualización, así como permite hacer análisis cuantitativos sobre los resultados sin tener en cuenta la geometría de adquisición.

En primer lugar, se realizó un estudio histórico del campo de deformación en la zona, usando para ello datos de los satélites radar de banda C ERS-1/2, ENVISAT y Sentinel-1A, procedentes del catálogo ESA, de acceso libre, y que permiten remontarse temporalmente hasta el año 1992. El estudio muestra cómo van mejorando la cobertura y la resolución con el avance de las constelaciones hasta la llegada del Sentinel-1 en 2014[71]. Esta constelación de satélites, Sentinel-1, ha supuesto un gran salto cualitativo, permitiendo utilizar sus imágenes para monitoreo a escala de mina (local), algo para lo que no estaba a priori diseñado. Sentinel-1 es una constelación de satélites de resolución media cuya misión principal es la vigilancia medioambiental continua a escala global. Las principales mejoras que aporta Sentinel-1 son unas líneas de base espaciotemporales pequeñas (tubo orbital de 50 metros de radio[72] y un tiempo de revisita mínimo de 6 días con dos satélites operativos[73]), mejorando de esta forma la coherencia de los interferogramas. Como resultado se identifican 4 zonas con deformaciones significativas en el entorno de la Mina de Riotinto, algo que la constelación ERS no pudo detectar y el satélite ENVISAT lo hizo solo parcialmente.

Los entornos mineros suponen un reto importante para estudios de deformación con InSAR debido a dos factores principales: las excavaciones transforman profunda y rápidamente la superficie del terreno, y las topografías resultantes son extremadamente abruptas. La transformación del paisaje minero induce cambios de reflectividad que afecta a la coherencia interferométrica impidiendo cuantificar desfases, que llamamos decorrelación de la señal, y extraer información de los pixeles afectados. Como consecuencia el monitoreo a partir de interferometría radar de apertura sintética se centra en la vigilancia de elementos mineros pasivos, como cortas y acopios abandonados (que no se encuentran en explotación) o presas de lodos, que deben permanecer estables durante largos periodos de tiempo (décadas) o de lo contrario pueden generar desastres ecológicos, como fue la rotura de la presa de Aznalcollar en 1998[74]. Por otro lado, debido a la adquisición oblicua de los sensores radar, las pendientes muy verticales de los elementos mineros pueden

producir zonas de sombra y de destellos que ciegan al sensor; como puede observarse en la Figura 3.1 de la corta Atalaya en Riotinto.

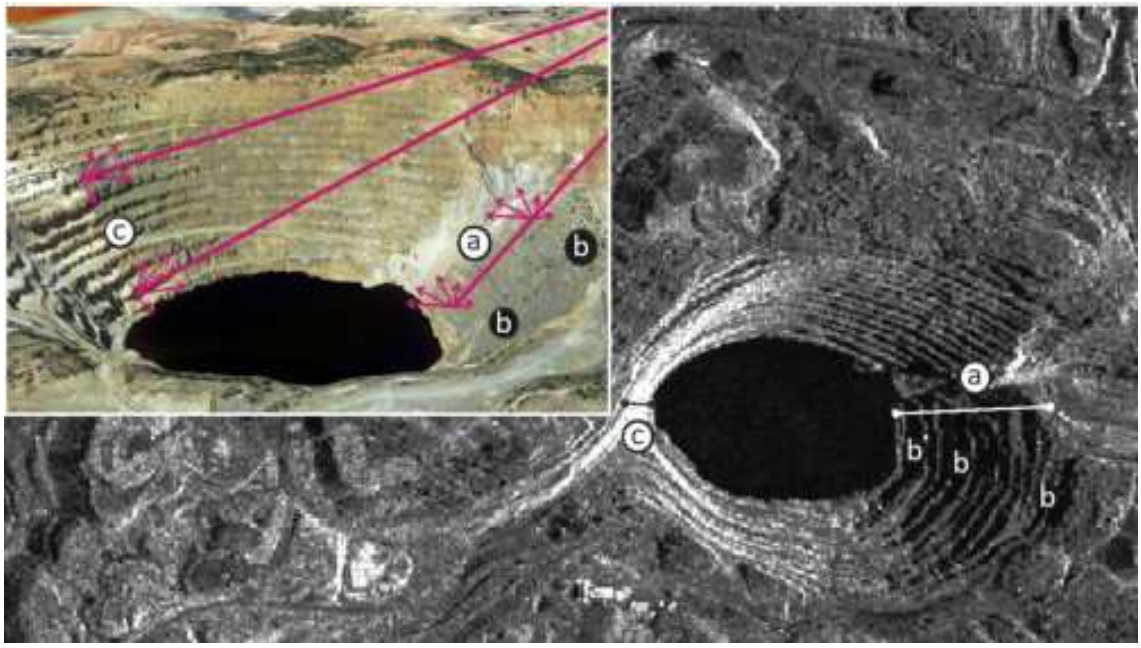


Figura 3.1 - Al fondo, en tonos grises, imagen radar de alta resolución (TerraSAR-X, descendente) de la corta Atalaya de Riotinto donde pueden observarse distorsiones por la geometría de adquisición. La imagen superpuesta de Google Earth escenifica la incidencia de la señal radar y su dispersión (scattering). La oblicuidad de los rayos incidentes produce en la imagen radar zonas de sombra en las contra huellas de las terrazas (b) y produce destello y acortamiento (foreshortening) en la pared opuesta al producirse una intensa reflexión de ecos simultáneos (c). En la huella de las terrazas de la pared cercana hay poca distorsión (a). Imagen TerraSAR-X adquirida bajo demanda por los autores.

Las adquisiciones ascendentes y descendentes se ven afectadas por distorsiones opuestas y, por lo tanto, resuelven pendientes opuestas. Ambas son geometrías complementarias y necesarias para estudiar en detalle entornos mineros. Sin embargo, los procesados ascendente y descendente son independientes y los desplazamientos y velocidades observados están proyectados en sistemas de referencia diferentes en la línea de visión del sensor (LOS). Esto impide una comparación directa de mapas de deformación ascendente y descendente. Para poder representar e interpretar cuantitativamente los resultados de manera conjunta, hemos desarrollado una metodología para proyectar los resultados a un sistema de referencia común. Proyectamos ambos vectores LOS en la dirección de la máxima pendiente del terreno, asimilándolo a un deslizamiento; pero, a diferencia de trabajos previos, buscamos una pendiente umbral por debajo de la cual la proyección se realizar en la vertical.

Para poder establecer el ángulo umbral asociado a esta pendiente, se representa la pendiente frente al velocidad del vector LOS, obteniendo que los grandes desplazamientos parecen ocurrir para pendientes con inclinaciones superiores a 13°, asumiendo este ángulo como corte entre deslizamiento y hundimiento. Otra

aportación significativa con respecto a trabajos previos es que no hacemos ningún tipo de filtrado de calidad a priori por incidencia local (relación entre el ángulo de incidencia de emisión y la pendiente de recepción), asumimos que todas las geometrías son igualmente válidas independientemente de si la topografía es desfavorable. El filtrado de calidad lo hacemos a posteriori, cuando los resultados ascendentes y descendentes han sido proyectados y agrupados en un sistema de referencia común. Para ello hacemos un análisis para identificar valores atípicos (*outliers*) y artefactos a partir de los ángulos de incidencia locales que provocan problemas geométricos y que eliminamos del conjunto de datos final. De esta forma, preservamos la densidad de puntos ascendente-descendente al máximo, algo crítico al trabajar con Sentinel-1 a esta escala y en un entorno minero donde, debido a la pronunciada topografía presente en estos entornos, muchas zonas son únicamente favorables a una de las dos geometrías. El resultado final es la obtención de un mapa de desplazamientos integrando ambas geometrías para la zona de interés, y por tanto con mayor densidad de datos que ambas geometrías por separado.

Para comprobar y validar los resultados se ha realizado un análisis de detalle en la zona de máxima deformación (Corta Atalaya). Esta zona está siendo monitorizada desde tierra mediante campañas GNSS por parte de la empresa Atalaya Riotinto Minera SLU, debido a que sobre esta recae la responsabilidad civil en caso de producirse cualquier evento que genere daños. Se obtiene una muy buena correlación entre ambas técnicas, que permite validar la capacidad de Sentinel-1 para monitorizar entornos mineros. Además, se manifiesta de nuevo, en este entorno minero, la capacidad de Sentinel-1 para muestrear de forma continua zonas extensas, especialmente algunas de difícil acceso, lo que hace de esta herramienta un excelente complemento para la monitorización continua de deformaciones en minas.

Mi contribución personal en este trabajo se inició con el planteamiento inicial del estudio tras consultar trabajos de otros autores, la planificación y elaboración del trabajo desarrollado mediante interfometría radar, incluyendo la obtención de las imágenes de los satélites ERS-1/2 y ENVISAT a través de un proyecto "Category 1" de la Agencia Espacial Europea, el procesado de los datos SAR utilizando diferentes técnicas interferométricas, participación en el reprocesado de datos GNSS, la comparación con las campañas previas de GNSS y la recopilación del resto de información disponible de diferentes técnicas geodésicas para la confección del artículo junto el resto de los autores.

Este artículo se publicó en la revista de acceso abierto *Remote Sensing* del grupo editorial *MDPI* el 25 de junio de 2022. La cita del trabajo es la siguiente:

Escayo, J.; Marzan, I.; Martí, D.; Tornos, F.; Farci, A.; Schimmel, M.; Carbonell, R.; Fernández, J. Radar Interferometry as a Monitoring Tool for an Active Mining Area

Using Sentinel-1 C-Band Data, Case Study of Riotinto Mine. *Remote Sens (Basel)* **2022**, *14*, 3061, doi:10.3390/rs14133061.

Esta revista tuvo en 2021 (las métricas de 2022 aún no están disponibles) un CiteScore de 7.4 estando en el primer cuartil (Q1) en *Scopus*, y un factor de impacto de 5.349 estando también en Q1 en JCR.

Debido a su reciente publicación, a fecha de 1 de diciembre de 2022 aún no cuenta con ninguna cita, pero de acuerdo con las estadísticas ofrecidas por la editorial, acumula 1044 visualizaciones del texto.

Resultados derivados de este trabajo fueron presentados en los siguientes congresos internacionales:

Marzán, I.; **Escayo, J.**; Martí, D.; Tornos, F.; Ruiz, M.; Andres, J.; Schimmel, M.; Luzón, F.; Carbonell, R.; Fernández, J.; et al. Integration of SAR and Passive Seismic Data for Monitoring Mining Activities (Minas Riotinto, SW Iberia). *EGUGA* **2018**, *20*, 15651.

Escayo, J.; Marzan, I.; Martí, D.; Tornos, F.; Farci, A.; Schimmel, M.; Carbonell, R.; Fernández, J. RADAR INTERFEROMETRY AS A MONITORING TOOL FOR THE RIOTINTO MINE (HUELVA, SPAIN). In Proceedings of the RAQRS VI; Valencia, September 21 2022.

Torné, M.; Fernández, J.; Schimmel, M.; **Escayo, J.**; Díaz, J.; Carbonell, R.; Martí, D.; Marzán, I.; Ruíz, M.; Hu, Z. Investigación En Métodos de Monitorización Geofísica 4-D En Estructuras Mineras. Proyecto "Minerva." In Proceedings of the Minning and Minerals Hall; Sevilla, October 19, 2022.

remote sensing

MDPI

Article

Radar Interferometry as a Monitoring Tool for an Active Mining Area Using Sentinel-1 C-Band Data, Case Study of Riotinto Mine

Joaquin Escayo [1], Ignacio Marzan [2,*], David Martí [3], Fernando Tornos [1], Angelo Farci [4], Martin Schimmel [2], Ramon Carbonell [2] and José Fernández [1]

1 Instituto de Geociencias (IGEO), CSIC-UCM, Doctor Severo Ochoa, 7, 28040 Madrid, Spain; jescayo@ucm.es (J.E.); f.tornos@csic.es (F.T.); jft@mat.ucm.es (J.F.)
2 Geosciences Barcelona, GEO3BCN-CSIC, LLuis Sole Sabaris s/n, 08028 Barcelona, Spain; mschimmel@geo3bcn.csic.es (M.S.); ramon.carbonell@csic.es (R.C.)
3 Lithica SCCL, Av. Farners 16, 17430 Sta Coloma de Farners, Spain; dmarti@lithica.net
4 Atalaya Mining, La Dehesa s/n, 21660 Minas de Riotinto, Spain; angelo.farci@atalayamining.com
* Correspondence: i.marzan@csic.es; Tel.: +34-917-287-233

Abstract: Soil instability is a major hazard facing the mining industry in its role of supplying the indispensable mineral resources that our societal challenges require. Aiming to demonstrate the monitoring potential of radar satellites in the mining sector, we analyze the deformation field in the Riotinto mine, Spain. We propose a new method for combining ascending and descending results into a common dataset that provides better resolution. We project the LOS measurements resulting from both geometries to a common reference system without applying any type of geometric restriction. As a projection system, we use the vertical direction in flat areas and the slope in steep topographies. We then identify and remove outliers and artifacts from the joint dataset to finally obtain a deformation map that combines the two acquisition perspectives. The results in the Atalaya pit are consistent with GNSS measurements. The movements observed in the rock dumps were unknown before this study. We demonstrate the great potential of the Sentinel-1 satellite as a complementary tool for monitoring systems in mining environments and we call for its use to be standardized to guarantee a safe and sustainable supply of mineral resources necessary for a just technological transition.

Keywords: InSAR; Sentinel-1; Coherent Pixel Technique; ground stability; mine monitoring; sustainable mining

check for updates

Citation: Escayo, J.; Marzan, I.; Martí, D.; Tornos, F.; Farci, A.; Schimmel, M.; Carbonell, R.; Fernández, J. Radar Interferometry as a Monitoring Tool for an Active Mining Area Using Sentinel-1 C-Band Data, Case Study of Riotinto Mine. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 3061. https://doi.org/10.3390/rs14133061

Academic Editors: Marco Polcari, Letizia Anderlini and Antonio Montuori

Received: 31 May 2022
Accepted: 23 June 2022
Published: 25 June 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

The change in the energy model and the growing technology and environmental awareness are, currently, the main challenges facing society, all of which impose the need for a safe and sustainable supply of mineral resources, especially critical metals. Over the last few decades, several principles and strategies to promote sustainability through the whole mining cycle have been proposed by organizations such as the United Nations, the World Bank, the International Council on Mining and Metals (ICMM), and notably the European Union [1–5]. These actions are intended to establish a commitment to resource development in a socially and environmentally responsible manner. In addition to this, the prominence of the Social License to Operate (SLO) for any mining project can determine its viability. In this context, the mining industry must minimize its impact, improve transparency, and work to ensure the safe and sustainable supply of mineral resources that social challenges require.

Ground motion is one of the major hazards that the mining industry confronts. Earthworks, digging, and pumping affect ground mechanical integrity that may cause subsidence, landslides, and collapses; disasters that often have serious consequences, economically,

environmentally, and in terms of human life. Typically, ground stability monitoring uses ground-based instruments such as inclinometers, extensometers, and Global Navigation Satellite System (GNSS) receivers, which are of very high accuracy but provide discreet measurements as full coverage with 1D sensors is not feasible. By contrast, satellites allow extensive monitoring with each acquisition, covering areas where other sensors do not reach: intermediate and peripheral zones of a terrestrial network, zones of limited or dangerous access, or zones that were considered of low priority for monitoring. Furthermore, satellites are reliable, autonomous, non-invasive, and provide high-quality unbiased data repeatedly at low cost, all of which are ideal characteristics for a monitoring system. For these reasons, we have been working in recent years to promote the use of radar satellites, especially Sentinel-1, as a complementary tool to improve the monitoring capacity of mining stakeholders.

In orbit since 2014, Sentinel-1 has shaken up the Synthetic Aperture Radar (SAR) world with a wide range of capabilities, especially long interferometric series (InSAR). The Sentinel mission belongs to the Copernicus program, which is the result of a collaboration between the European Commission and the European Space Agency. Sentinel aims to provide free access to Earth's global coverage at a medium resolution and high revisit time, up to 6 days with a constellation of two satellites (Sentinel-1A and Sentinel-1B). It is worth mentioning that since December 2021 a technical anomaly is affecting the Sentinel-1B SAR electronic subsystem that is causing the interruption of data acquisition. At the time of writing this article, it is unknown if the satellite will be able to resume its operation plan. For this reason, an effort is underway to advance the launch of Sentinel-1C to the first half of 2023. Sentinel-1 carries on board a C-band radar sensor that, although not designed for high-resolution studies, we will see that it is a precious tool for continuous ground motion monitoring at a mining scale. Several studies show the ability of Sentinel-1 to effectively measure surface deformation at an engineering scale [6–8]. However, this technology is not normalized as a continuous ground instability monitoring tool due to the complex processing and high computational demands required. Our project InTarsis aims to bridge this gap and improve the monitoring capacity of the mining sector by standardizing the use of Sentinel-1 as a monitoring tool. Our strategy is to devise an algorithm that automates the processing of Sentinel-1 data, providing to the end-user a regular update of the surface deformation in the mining area. In this work, we describe the initial step of the InTarsis project, which is the characterization of the deformation field as the baseline for the monitoring of the Riotinto mining, Spain.

This paper is structured in two main parts. We begin with a historical review of field deformation in the area using all available data from the ESA radar catalog. Next, we conduct a comprehensive analysis focusing on the unstable zones using ascending and descending Sentinel-1 images. We combine them in a new post-processing method in which we exploit the information provided by each velocity measurement to take advantage of the outstanding resolution capacity of Sentinel-1. Sentinel-1 constellation offers a 6-day revisit time for its pre-defined acquisition mode for land and coastal zones (Interferometric Wide swath IW) with a 5×20 m ground resolution [9]. Combined with the free and almost instant availability of the data, as its part of the Copernicus observation program, makes Sentinel-1 a good option for monitoring applications [10–12] and especially in mining environments [13–19].

The InTarsis project is part of the RawMatCop program, which aims to develop skills, expertise, demonstrations, and applications of Copernicus data to the raw materials sector. It is co-funded by the European Commission (DG for Internal Market, Industry, Entrepreneurship, and SMEs) and the EIT RawMaterials (RM Academy). The EU aims to facilitate the exchange of best practices among its member states to improve the sustainable and safe supply of raw materials to the EU economy and society [20].

2. Riotinto Mine Context

The Iberian Pyrite Belt (IPB) is a large Variscan metallogenic province around 250 km long and 20–70 km wide along Portugal and Spain, hosting the largest concentration of massive sulfide deposits worldwide [21,22]. The main mining interest is and has been precious metals (Au, Ag), base metals (Cu, Zn, Pb), and sulfuric acid. The major mineralization, as volcanogenic massive sulfides and related stockworks, was deposited in pull-apart intracontinental marine basins related to the closure of the Rheic Ocean due to the collision between the South Portuguese Zone, an allochthonous terrane, and the autochthonous Iberian terrane during the late Devonian-Visean [23–25].

The Riotinto mining district is the largest of the nine giant massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt (IPB) and one of the largest sulfur anomalies in the Earth's crust. The dimensions of the orebody and its intense (and sometimes turbulent) long history make it a mining emblem. Since 4000 BC, mining activity is documented by Tartessians, Phoenicians, Romans, Arabs, Spanish, British, and modern multinational companies [26]. Currently, the Atalaya Mining company owns the mine and focuses on copper production. The mine area covers ~36 km^2 divided into two zones, the Atalaya abandoned open pit, and the Cerro Colorado active pit (Figure 1). The geology of the area is quite complex and includes a thick volcanic unit, the Volcanosedimentary Complex [27] with basaltic flows and sills intruding shale overlain by several superimposed rhyodacite domes. These rocks are covered, through an out-of-sequence large thrust, by a synorogenic flysch-like sequence, the Culm Group. These volcanic rocks have been affected by the aforementioned Variscan orogeny causing widespread folding and thrusting structures, which were later reactivated during the Alpine orogeny [27]. This deformation has produced a complex network of fractures that nowadays controls the hydrology and the geotechnical behavior of the mined rocks.

Figure 1. Main mining elements in Riotinto mine. The mining site is divided into one active zone to the east and one passive zone to the west. The small map shows the localization of the Riotinto's mine (yellow square) and the Sentinel-1 footprints, ascending (red) and descending (blue), of the selected tracks to be used in Section 4. In this specific configuration, both incidence angles on Riotinto are close to 42°.

Before 1907, the mining activity was underground, as a result, countless galleries crosscut the site. Then, after major collapses, underground works were replaced by several open pits, being most of them nowadays infilled. At its peak, the Atalaya open pit was the largest in Europe, being finally abandoned in 1994. The dimensions and elliptical shape (1200 m long, 900 m wide, and 350 m deep) make it a reference in open mining. However, the interplay of the previous structures has produced the widespread collapse of

old underground works and the sliding of faces within the pit. Of special interest is the east side of the open pit where the conjunction of shale and a major fault weakens the wall, showing a continuous sliding process linked to the old mining activity. The concern caused by the deformation observed in this area is the main motivation behind this study, and it will be discussed in detail in Section 4. The Atalaya pit is surrounded by passive dumps, of around 3.5 km^2, which we will also analyze.

Nearby, to the east, the Cerro Colorado pit is currently the active part of the license. It is a complex mine with 3 pit faces, resulting in an irregular shape, with a maximum length of 2020 m, a maximum width of 850 m, and a maximum depth of 230 m. In 1964 began the digging works, but due to the low profit, the activity stopped in 2001. As a consequence of the improvement of the metal market, Atalaya Mining resumed its mining activity in 2015, and it is now at full capacity. According to the estimated reserves, it can extend to 17 or 25 more years.

The mining license is surrounded by 3 small towns, El Campillo, Nerva y Minas de Riotinto. Those are deeply connected to the mining history as noted for its Roman and pre-Roman archeological remains. After a 14-year halt, the mining activity has revitalized the commercial activity in the zone. Beyond this positive impact on the community, the mining company works to reduce any negative mining impact, especially regarding the environmental liabilities under its responsibility. This work focuses on the stability evaluation of the passive mining elements, which mainly are the Atalaya open-pit and the surrounding rock dumps.

3. InSAR Historical Review (ERS, ENVISAT, Sentinel-1)

The main objective of the InTarsis project is to devise a ground stability monitoring system based on InSAR to improve Atalaya Mining's control over its environmental liabilities. The first step consists of characterizing the deformation field in the target area to establish the monitoring baseline. Therefore, we have conducted a historical review of the SAR data in the ESA archives to identify the main deformation patterns. We downloaded all available data for the study area from the ERS (1991–2003), ENVISAT (2002–2012), and Sentinel-1 (2014—present) constellations. All three ESA constellations follow the same strategy for continuous monitoring of the planet with global coverage at medium resolution using C-band sensors suitable for global mapping and monitoring of areas with low to moderate penetration.

We analyzed 481 images from 1992 to 2017 with different acquisition geometries, ascending and descending, from all tracks and frames covering the area. Finally, for this review, and depending on availability and suitability, we have selected 3 datasets:

- 39 images from ERS1 and ERS2, descending track-366 from 1992 to 2001.
- 22 images from ENVISAT, descending track-366 from 2003 to 2010.
- 33 images from Sentinel-1, descending track-154 from 2015 to 2017.

The main reason for working with descending images at this step is that it is the most suitable geometry to study the affected zone in the Atalaya open-pit, which is the main target of this study. For processing these datasets, we applied the Advanced Differential Interferometric SAR technique (A-DInSAR) using the SUBSIDENCE-GUI interferometric software based on the Coherent Pixels Technique (CPT) (Figure 2) developed at the Polytechnic University of Catalonia (UPC) and DARES [10,28–30]. This software allows the user to perform the full interferometric chain by generating the interferograms starting from the SLC product and calculating the time series by applying different approaches based on multilooked images (coherence-based) and full-resolution techniques such as the recently developed Temporal Phase Coherence [31].

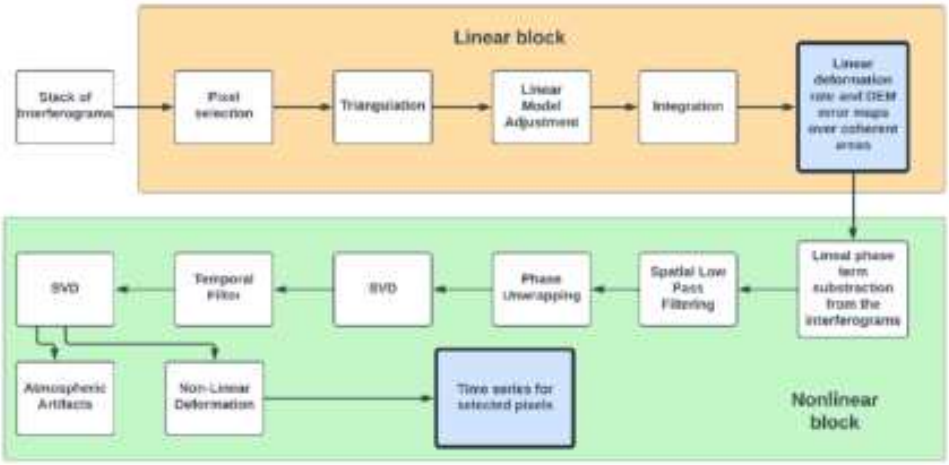


Figure 2. Workflow of the CPT algorithm for time series calculation. One of the main differences between the CPT technique with other coherence-based techniques is the initial estimation of the linear term of the displacement (Linear block).

We clipped a region of interest (ROI) of 10 × 11 km around the mining zone and we selected a multilooking window of 3 × 15 samples which results in a ground resolution of around 60 × 60 m for the three satellite constellations. The processing parameters generated a network of interferograms for each constellation that are worth comparing (Figure 3). The interferogram network of ERS satellites covers 5 years of images from mid-1995 to the end of 2000, images producing very low-quality interferograms are discarded. The resulting number of images available is not very high, around 4 images per year with high temporal baselines (temporal difference between acquisitions) which causes temporal decorrelation. Besides this, the spatial baseline (the spatial distance between the two sensor positions when the SAR pairs are acquired) is very large and this will affect the quality of the interferograms and the measurement coverage. The Envisat's network of interferograms shows less dispersion in the spatial baseline, but very important gaps in the temporal baseline, especially between 2007 and 2010, causing loss of coherence and therefore big zones without results, especially in areas where changes in the surface have been more important at that period. And finally, the Sentinel-1 cloud for the selected period, 2015–2017, shows a spectacular improvement in both temporal and spatial baselines, which will provide excellent interferogram quality and measurement coverage. The narrow Sentinel-1 orbital tube makes the spatial baselines very small, between ±100 m, which ultimately results in very consistent displacement measures [32]. This dataset Sentinel-1 compiles images every 24 days, which we think is a good comprise for this study, even though the revisit time is of 6 days since April 2016.

The processing results of the three constellations are shown in Figure 4. It is remarkable the spectacular improvement in coverage from ERS to Sentinel-1. Within the ROI, we could determine 3586 velocity values for the ERS constellation, 5507 values for ENVISAT, and 14,091 values for Sentinel-1. In the case of ERS and ENVISAT, the gap in data coverage could be explained by the large baselines. When the temporal or spatial baselines between two images are too far apart, signal decorrelation may be locally high, and the results from these areas are eliminated during the processing by low coherence filtering. The poor coverage of the ERS dataset is especially remarkable, preventing the identification of any deformation pattern in the scene. The ENVISAT dataset shows better coverage, and three zones of deformation in tailing zones can be identified. Finally, the Sentinel-1 dataset shows dense coverage along the scene providing information from almost all non-dense vegetated areas and water bodies. The very small Sentinel-1 baselines preserve the coherence between images and provide a spectacular improvement in measurement coverage. The deformation areas unveiled by ENVISAT are now well mapped in extension and value. Besides this, it

uncovered a new deformation zone, indeed, the most conspicuous deformation zone in the area of the east wall of the Atalaya pit (Zone 4). This area is being monitored by the mining company and will be discussed in detail in the following sections.

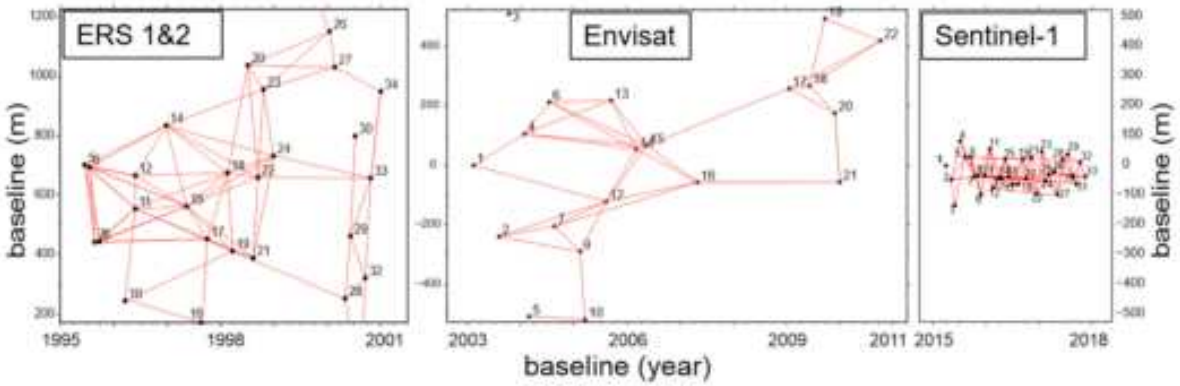


Figure 3. Interferometric cloud of the three constellations ERS, Envisat, Sentinel-1. The numbers in the graphs correspond to the radar images (numbered by its acquisition date) and the connection lines to the interferometric pair. The temporal and spatial baseline improvement provided by Sentinel-1 is remarkable.

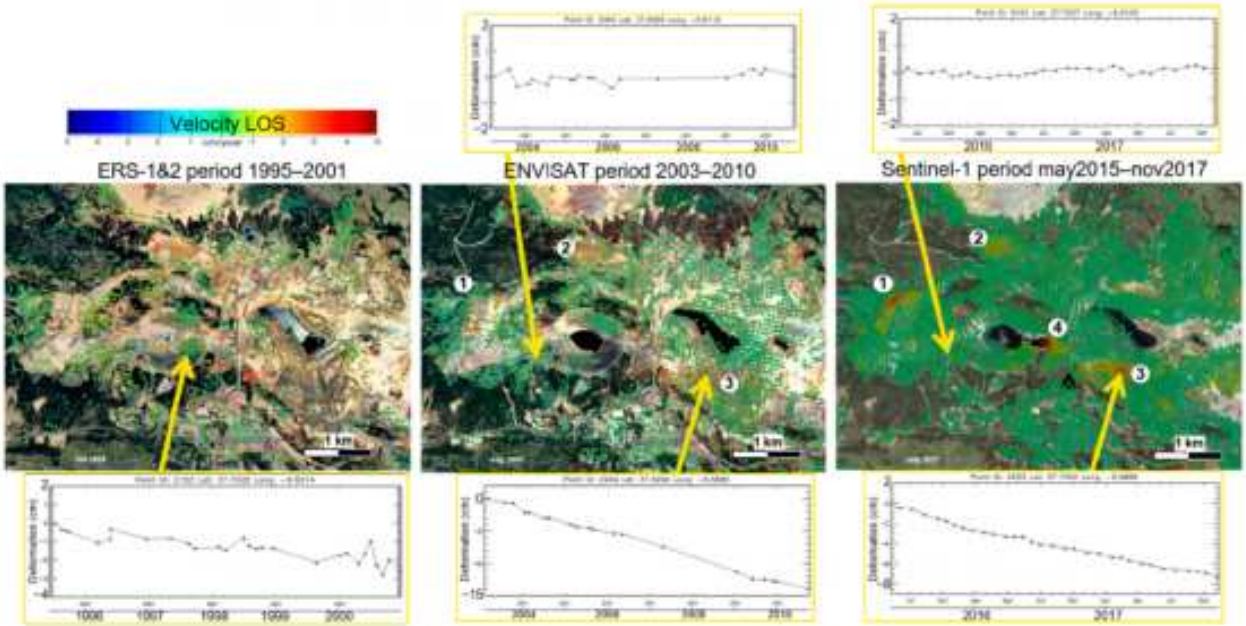


Figure 4. Historical review of Riotinto mine with 3 ESA satellites: ERS-1&2, ENVISAT, and Sentinel-1. Result for descending orbits. Dots represent mean velocity values (cm/y, in line of sight direction, LOS) of each cell. Green dots mean stable and reddish colors mean movement away from the satellite. The numbers on the maps show four areas under deformation discussed in the following sections. The graphics show accumulated deformation in stable and unstable points. It is worth noting the coverage improvement with Sentinel-1.

4. Combining Ascending and Descending Sentinel-1 Images to Analyze Unstable Areas

The 4 zones showing displacement (Figure 4) are located in the inactive part of the mine, the Atalaya pit, and its surroundings. We focus on these passive elements because, ideally, they should remain stable and, in case there is movement it should be under control

to prevent risks. We will focus the analysis on this area using both ascending and descending Sentinel-1 images for mapping and quantifying the displacements and the potential causes. We use the aforementioned results from the descending track 154 and, in parallel, we processed the ascending dataset corresponding to track 147, using the same software, the same period, and similar processing parameters (Figure 1). The challenge is now to combine both processing results, descending and ascending, to produce a comprehensive description of the deformation field. Due to their opposite perspective, both processing results identify the same anomalies but provide complementary information about the scene. Geometric distortions and shadows are complementary, ascending dataset performs better in characterizing eastern slopes, and the descending dataset western slopes (Figure 5). It is interesting to observe how ascending provides little information from Zone 4 (the eastern steep wall of Atalaya with western dip), but, on the contrary, it provides better resolution of Zone 3 which is bounded by slopes facing east. We assume that velocity values between −0.5 and +0.5 cm/y are below our resolution capacity so those are stable points.

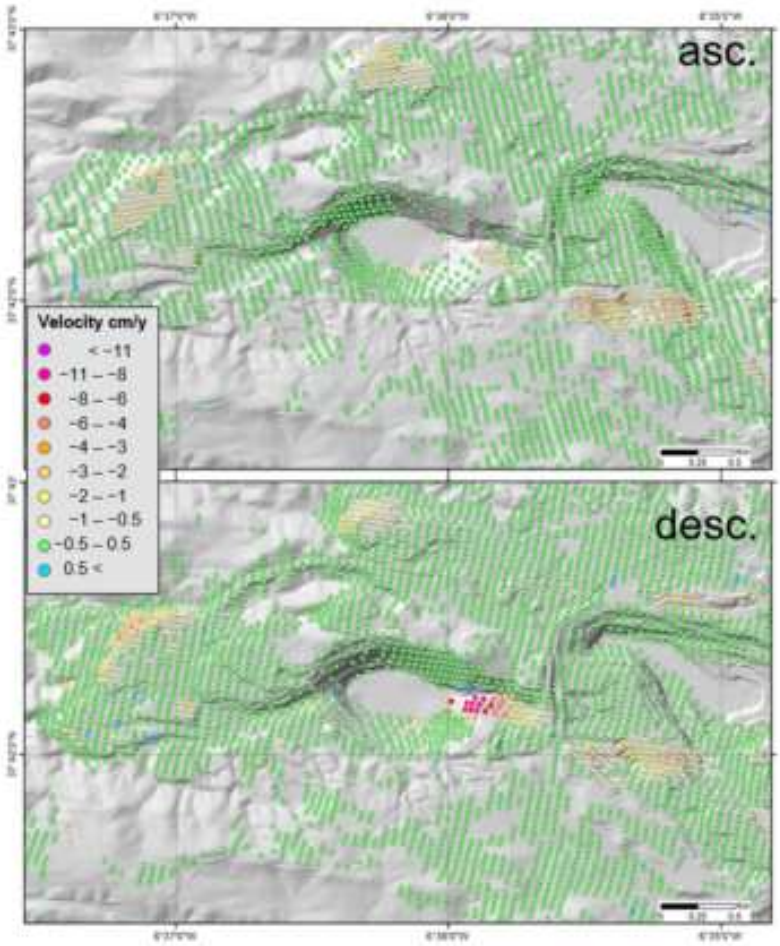


Figure 5. Map of displacement measured in LOS. Negative values mean moving away from the satellite. Ascending geometry up, descending geometry down.

Ascending and descending displacement results are in different projections; therefore, the integration requires a reprojection to a common reference system. The velocity vector of a surface displacement calculated from the InSAR processing is only its projection to the LOS direction (the satellite Line of Sight). As a consequence, we only observe if the target is moving towards the satellite (+LOS, positive by convention) or moving away from the satellite (-LOS). The velocity in the LOS component (Vlos) is a great tool for

mapping areas in motion and preliminary evaluation of the deformation field. However, for accurate quantification, Vlos needs to be projected into the georeferencing system. On the other hand, the decomposition of the Vlos into the geocoordinates xyz entails a problem inherent to the image acquisition: radar satellites have a low sensitivity for displacements in the track direction, ± 10° north in the case of Sentinel-1. A common strategy for Vlos decomposition is considering only cases where the north-south component of displacements can be neglected; then, Veast-west and Vz can be estimated wherever ascending and descending measurements are available [33–36]. Another projection strategy applied to the study of landslides assumes that the movement occurs mainly in the direction of the maximum slope [37–40]. In this work, we follow a similar strategy assuming Vlos is the slant-range component of Vslope (velocity along the maximum slope direction) in the steep topographies. With regard to flat topographies, we assume displacements are entirely in the vertical direction, so the Vlos in this case is the slant-range component of Vz (vertical subsidence). It is worth pointing out that these projections can have an amplification effect that can be very important, providing meaningless velocity values on some unfavorable topographies. That is why it is essential to collect any additional information about the target from the ground level: terrestrial velocity measurements, mechanical behavior of the terrain, type of sliding; as well as any detail that can help to interpret the results.

4.1. Projection to a Common Reference System

The target zone is located in a stable Paleozoic basement of gentle mountains that characterize a rounded shape landscape. In regard to the potential causes of ground motion, it is worth saying that there are no unconsolidated sand-gravel aquifers, there are no volcanoes, and the tectonic activity is irrelevant in this geological context [41]. Therefore, it is reasonable to assume that the observed displacements in the abandoned elements of the mine, pit, and dumps, are caused by the loss of mechanical integrity. As mentioned earlier, we assume that displacements are exclusively in two directions: (1) Vz (vertical displacement) in zones of a gentle slope, and (2) Vslope (along the slope) in steep zones. The threshold slope value between those two trends is deduced from the representation of slopes vs. Vlos (Figure 6). This graph shows that the largest displacements occur for slopes greater than 13°, as a consequence, we assume that 13° is the slope threshold between a Vz dominance and a Vslope dominance.

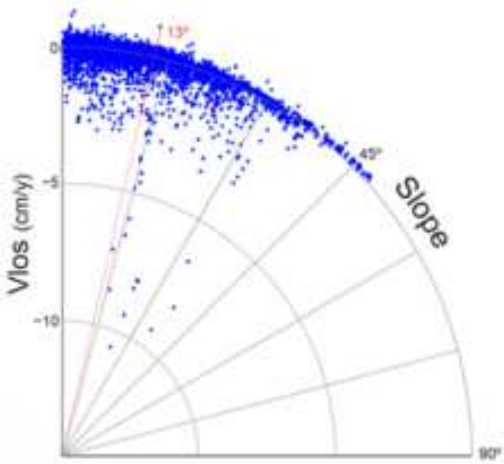


Figure 6. Cross plot of slopes vs. Vlos. The red line shows the 13° threshold from which the largest displacements begin.

The implementation of this strategy can be reduced to solve a simple problem of geometry where the projection of the velocity vector can be found by dividing Vlos by the cosine of the angle σ (cos σ) formed with the slope in every point. In the flat areas, we

project to the vertical, which is equivalent to assuming a 90° slope. Therefore, to get $\cos\sigma$ we define the unit vector uSLOPE in the slope direction, and aLOS (ascending) and dLOS (descending) in the LOS direction. The uSLOPE is defined by the angles S (slope) and A (aspect) (Figure 7a). The aLOS and dLOS are defined by the incidence angle of the beam, θ, and the azimuth angle of the LOS direction, α (Figure 7b). In our test-site of Riotinto, with the selected ascending and descending tracks, it turns out to have a very similar incidence angle on ascending and descending geometries, $\theta \approx 42°$ (Figure 1). Besides this, Sentinel-1 LOS azimuth angle, α, is always 80° for ascending and −80° for descending.

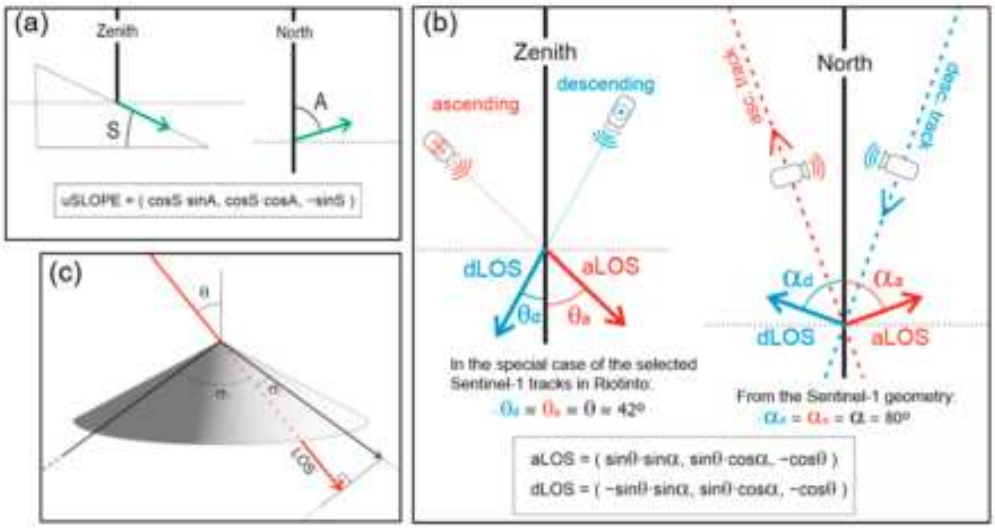


Figure 7. (**a**) Geodetic components of the slope unit vector in slope, uSLOPE. (**b**) Geometry of the line of sight (LOS) unit vector and geodetic components ascending, aLOS, and descending, dLOS. (**c**) Cone of all possible slopes and two angles (σ) with a LOS vector. Projecting LOS to the slope goes to extremely high values when σ approaches 90° ($\sigma 2$).

The cosine of the angle (σ) between SLOPE and LOS is the result of the scalar product of their unit vectors:

$$\text{uSLOPE}\cdot\text{uLOS} = \cos\sigma \tag{1}$$

The geodetic components are:

$$\text{uSLOPE} = (\cos S\cdot\sin A,\ \cos S\cdot\cos A,\ -\sin S) \tag{2}$$

where S and A are the slope and aspect angles, respectively. Whereas the uLOS decomposition depends on the acquisition geometry:

$$\text{uLOS} = \text{aLOS} = (\sin\theta_a\cdot\sin\alpha_a, \sin\theta_a\cdot\cos\alpha_a, -\cos\theta_a) \tag{3}$$

$$\text{uLOS} = \text{dLOS} = (-\sin\theta_d\cdot\sin\alpha_d, \sin\theta_d\cdot\cos\alpha_d, -\cos\theta_d) \tag{4}$$

Equation (3) is for ascending geometry and Equation (4) is for descending. In the special case of the selected Sentinel-1 tracks in Riotinto (Figure 7b, the incidence angle of the beam and the LOS direction meet:

$$\theta_a = -\theta_a = 42° \quad \text{and} \quad \alpha_d = -\alpha_d = 80°$$

Finally, Vslope can be calculated as:

$$\text{Vslope} = \text{Vlos}/\cos\sigma \tag{5}$$

However, when σ approaches 90° the cosσ approaches 0 and it is evident that LOS projection can produce extreme values that must be considered artifacts (Figure 7c). In general, this configuration is unlikely among velocity obtained from DInSAR processing since unfavorable topographies tend to produce geometric distortions, and therefore low coherence pixels that are normally removed during processing. However, in special locations with a peculiar topography, extreme Vslope values can be obtained, and the results must be interpreted accordingly. That is why it is important to use Digital Elevation Models (DEM) with a similar resolution to the radar image to reduce noise in the post-processing calculations. In our processing, we used a multi-looking parametrization of 3 × 15 getting a radar-range resolution of 60 × 60 m that can be translated to a flat Earth resolution of 40 × 40 m (using θ = 42°). Hence, we resample the DEM using a cubic convolution algorithm to decrease the resolution to 60 × 60 m, filtering in this way the high topographic wavelengths that can produce that kind of artifact.

Finally, we projected the Vlos values, ascending and descending, to a common reference system: the local slope when this is greater than 13°, and the vertical if it is smaller (stable points are not projected). However, in the displacement affecting Zone 4 we had additional information from the local GNSS network that provided the motion direction that we used as projection (more detail in Section 5).

4.2. Integration of Ascending and Descending Measurements

Having ascending and descending velocity vectors in the same geodetic projection the following step is intended to combine them in a common dataset. The high precision of the Sentinel-1 orbit together with the high resolution of the sensor and the high density of the measurements make us consider a priori all the Vlos values equally valuable, including unfavorable geometries. Therefore, because of the scale and precision of the case study, our strategy is to preserve and exploit as many measurements as possible until the end of the post-processing. We start by considering all calculated velocities equally valid, and then we apply the following 3 steps:

1. Once ascending and descending datasets are in the same projection, we merged them into a common dataset of 8824 values (Figure 8). Then, ascending and descending can be jointly interpreted. However, the new dataset contains artifacts and outliers that need to be inspected.
2. Among the values projected to the slope (Vlos), those with negative cosσ and Vlos have been removed, 25 of them, because this combination causes artifacts (Figure 8). Values of cosσ < 0 entail LOS-slope angles greater than 90°, with this geometry, only positive Vlos (displacements approaching the satellite) can be projected downslope direction. On the contrary, the negative Vlos can be only projected in an upslope direction, that is why we call climbers to these artifacts produced by unfavorable geometries. We draw attention to the fact that by convention displacements approaching the satellite are considered positive.
3. We also removed isolated outliers, 61 of them, mainly located in the active part of the mine. The outliers have been mapped and removed when they conflict with neighboring values (Figures 8 and 9).

In the end, we got a final clean dataset of geo-projected velocities that combine both ascending and descending values (Figure 8). The proposed integration strategy has the advantage of preserving ascending and descending DInSAR processing results to the maximum. There are no a priori geometric restrictions. Then, artifacts (climbers and outliers) are removed from the final dataset. On the other hand, the downside is that some low-quality data may have escaped and integrated into the final dataset.

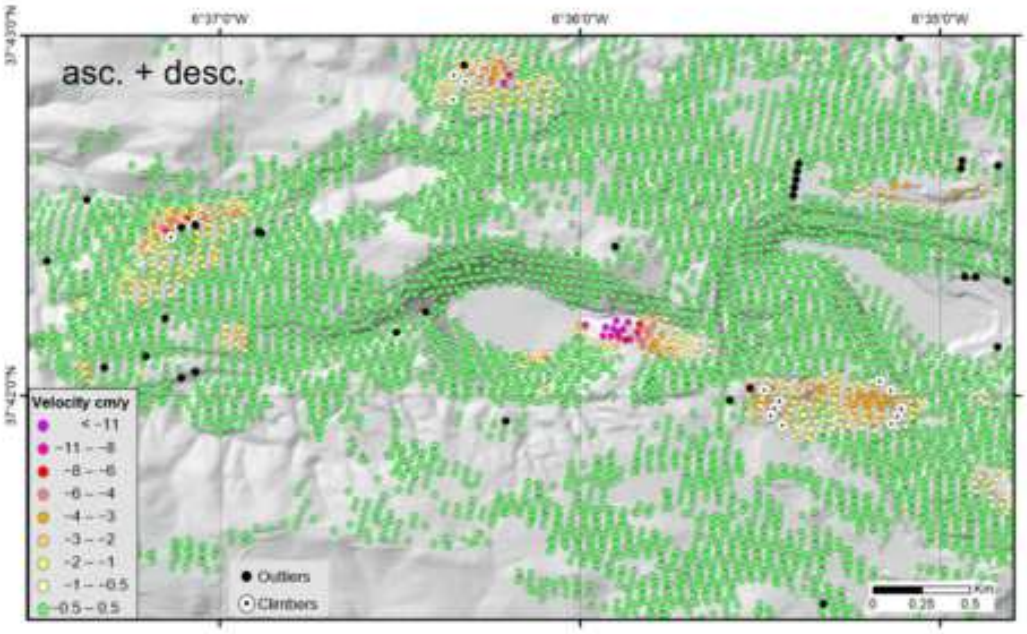


Figure 8. Displacement map integrating ascending and descending values. Velocity values quantify vertical displacement for slopes less than 13°, and displacement along the slope for greater slopes. Negative values mean downwards. Outsider values are in black and "climber" artifacts are the "vector out" symbols.

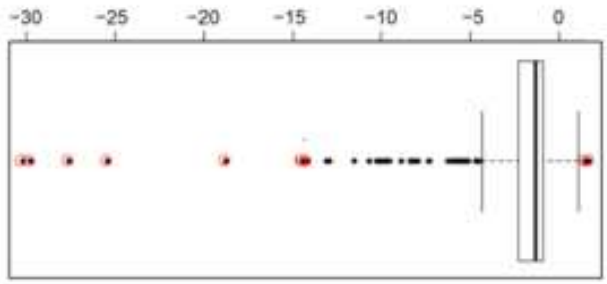


Figure 9. Boxplot of the joint dataset. Red circles show the outliers that have been removed because they conflict with neighboring values.

5. Results and Discussion

By interpolating the final dataset, we mapped the surface deformation field of Riotinto for the period 2015–2017 (Figure 10). It shows the aforementioned 4 anomalies (other anomalies linked to the active Cerro Colorado pit are not analyzed in this work). Displacements in zones 1 and 2 happen in rock dumps and were not known before this study. Values go from less than 1 cm/y for most of the extension, up to 5 cm/y close to some steep slopes. These dumps are made up of disaggregated materials and therefore their mechanical behavior tends to plasticity (Figure 11), which could justify differences between vertical subsidence in the flat summit and along the slopes in steep zones that we interpret as debris slides [42]. It is important to take into account that some displacements in Zone 2 are in the northbound slope, a direction of low sensitivity for the DInSAR technique since it is oriented N-S.

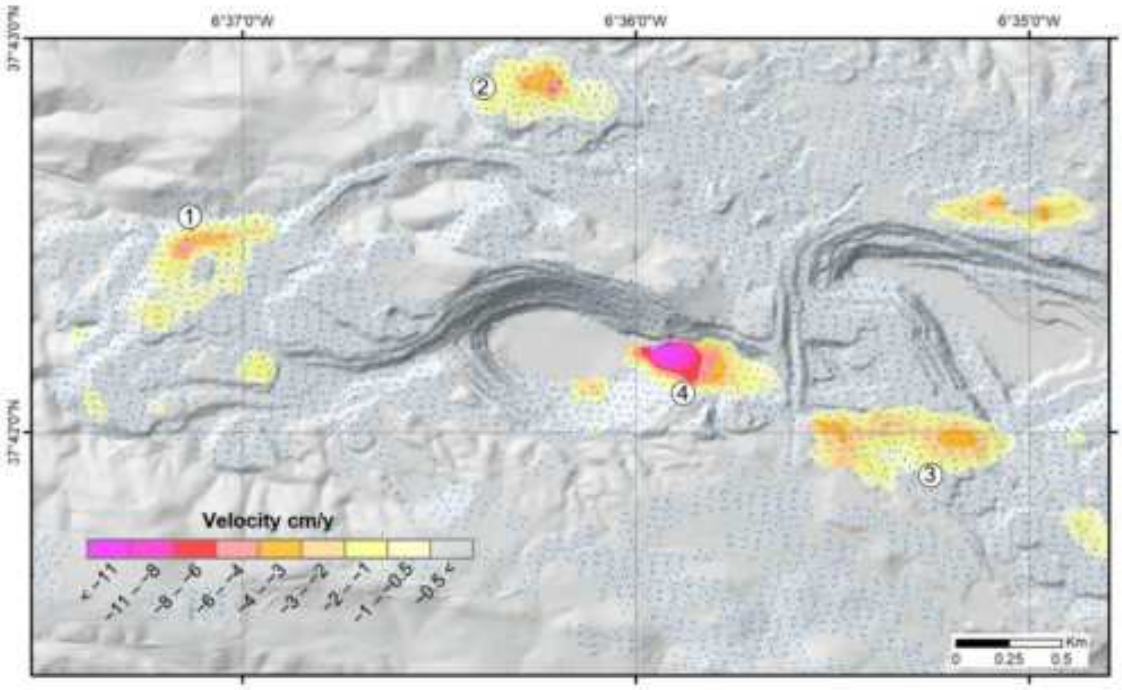


Figure 10. Deformation map showing the velocity anomalies interpolated from the displacement map, blue dots (Figure 8). Negative displacements are downward in flat zones and along the maximum slope in steep zones. The numbers show the four zones under discussion.

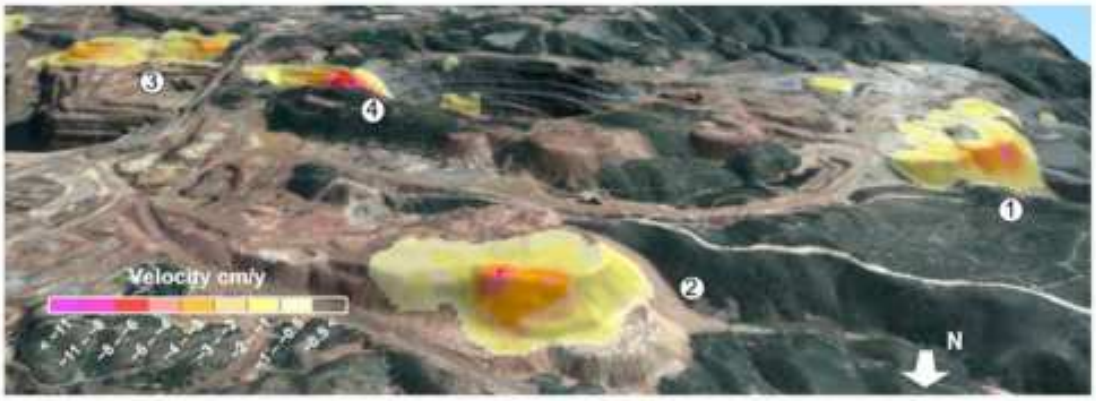


Figure 11. North-South view of the passive mining elements. The numbers are the four zones under discussion.

Despite good coverage and consistent data, ground-level data is required to confirm these results. Nevertheless, we suggest increasing the control of these two passive dumps. On the other hand, Zone 3 shows a pattern of displacement consistent with subsidence and collapses observed at ground level. Atalaya Mining monitors terrain instability in this area to prevent any risk. Zone 3 is an old ore deposit first mined through galleries and then open pit, and finally filled with mining waste and abandoned. It is believed that the cause of the ground instability is failures in the abandoned galleries. Furthermore, this area is affected by the mining plan in Cerro Colorado, changing its status to an active zone.

Atalaya Open-Pit, Zone 4

Thanks to the terrestrial monitoring conducted by the mining company at the east of the Atalaya open pit, we have been able to make a detailed analysis of the observed displacements. As previously stated, in Zone 4 the Vlos vector has been projected not along the maximum slope but to the main displacement direction determined by the local GNSS network (Figure 12). The local topography in the east wall of the open pit is a narrow convergent slope crossed by a fault zone and the shale of the Volcano-sedimentary Complex and the Culm Group [27]. This conjunction weakens the wall structure and breaks it into blocks (Figure 12). We interpret the velocity values observed as block slide type displacement inside this weakened zone [42]. From the average of the displacement vectors measured using GNSS, we determined a direction with angles of 42° dip and 331° azimuth that we used to project Vlos in this area. Assuming that all points on the blocks are moving in the same sliding direction, we compared in a graph four coinciding GNSS and Sentinel-1 measurements (Figure 12). The correlation is high, getting velocities values up to 11 cm/y. The small correlation mismatches could be explained by scale differences, while GNSS measurements are at specific point locations, InSAR measurements represent pixel averages (~40 × 40 m in flat Earth resolution). It is also worth saying that the GNSS survey markers are not cemented pillars but Feno-type nails, the integrity of which is more vulnerable to unexpected damages.

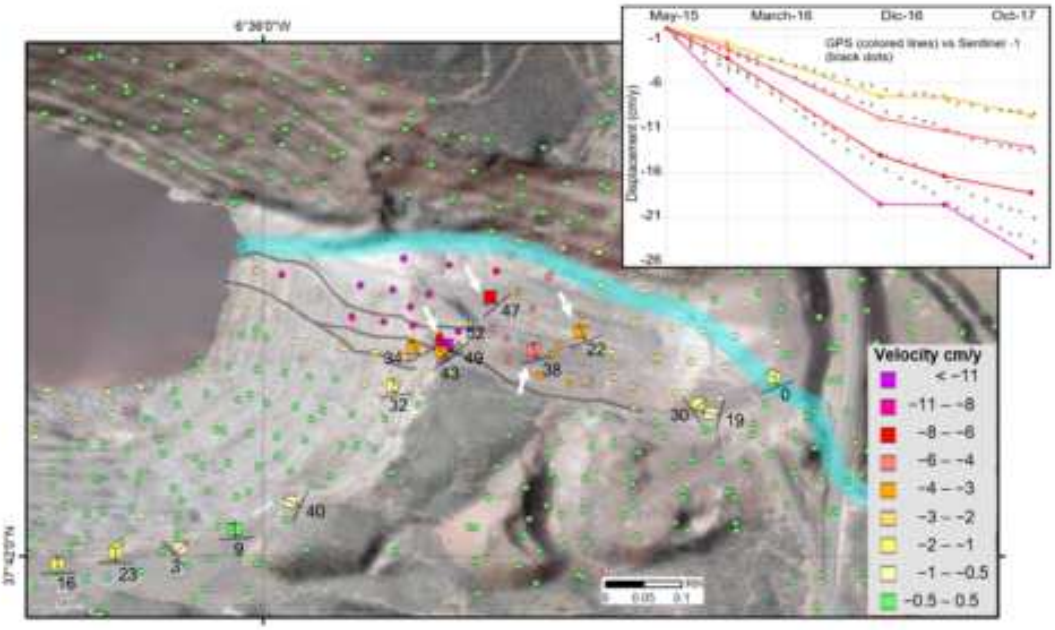


Figure 12. Zoom in Zone 4, convergent slope in the east wall of Atalaya pit. The block slide seems to be limited by the fracture zone (black lines) and the contact of the massive sulfides with the siliciclastic sediments of the Culm Group (thick blue line). The GNSS measurements are represented by colored squares. GNSS displacement vectors are marked with dip symbols (azimuth direction), and numbers (tilt degree). The circles are the calculated velocities from Sentinel-1 (Figure 8). The color scale is valid for both squares and circles. The white arrows show the GNSS—Sentinel-1 correlation points. The graph compares cumulative displacement from May 2015 to November 2017 between the Sentinel-1 (black dots) and GNSS (colored lines) displacement.

Taking into consideration our resolution capacity, we observe that the greater displacement in zone 4 affects only a corridor limited by the fault zone and the shale of the Volcano-sedimentary Complex and the Culm Group (Figure 13). No other relevant movements are observed in the pit apart from minor displacements in the south wall coinciding

with terraces that collapsed before the surveying period, which we interpret as debris slides. It is remarkable how Sentinel-1 is capable of measuring such small displacements even though they occur towards the north, which is a direction of low sensitivity for the sensor. The anomaly in the base of the wall covers the whole debris zone (~120 m) and shows displacements up to 3 cm/y. The anomaly in the upper wall is smaller (~50 m) and with values less than 1 cm/y, in good agreement with the GNSS measurements in this zone.

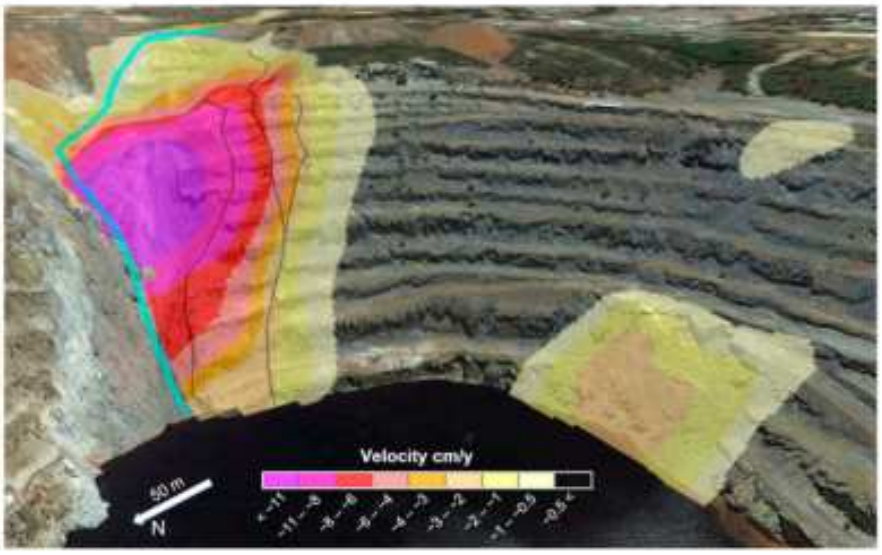


Figure 13. Zoom in the surface deformation map on the Atalaya pit. The block slide seems to be limited by the fracture zone (black lines) and the contact of the massive sulfides with the siliciclastic sediments of the Culm Group (thick blue line). Apart from the major displacements in the eastern wall, other minor displacements in the south wall seem related to debris slides of collapsed terraces.

6. Conclusions

We aim to promote the use of radar satellites, especially Sentinel-1, to improve the monitoring capacity of mining stakeholders. In this study, we demonstrate the potential of using the Sentinel-1 constellation to complement the ground motion monitoring system in the Riotinto mine. After processing both ascending and descending C-band radar images for the period 2015–2017, we successfully integrated them via projection to a common reference system. The proposed integration method managed to provide a joint dataset with complementary gaps filled and consistent measurements in intersection areas. Four main deformation zones are mapped, two of them unknown before this analysis, and displacement mechanisms are proposed for each of them. The displacements detected in areas under surveillance are in a remarkable correlation with terrestrial observations. The major displacements in the Atalaya pit are interpreted as a block slide restricted to the fault zone. Velocities up to 11 cm/y are observed, in a good correlation with the local GNSS network. Minor debris slides are also observed related to collapsed terraces in direction N-S, which is consistent with the visual observation even though they occur in the direction of low sensitivity for Sentinel-1. These results, coupled with the autonomy to provide high-quality unbiased data repeatedly at low cost, show the outstanding potential of Sentinel-1 to complement and improve ground monitoring systems. As for the limitations to consider, Sentinel-1 measures displacements only in the line of sight (moving away or approaching the satellite), they have a spatial resolution in the limit of the needs of the mining sector, and they lose information due to signal decorrelation in terrains under intense transformation. Therefore, Sentinel-1 measurements need to be integrated with ground-based observations to build an efficient early warning system. We are currently working on the automation of processing tools to integrate Sentinel-1 into the Riotinto mine

control system and thus contribute to a safe and sustainable supply of mineral resources necessary for the technological transition.

Author Contributions: Conceptualization, J.E. and I.M.; methodology, I.M., J.E. and J.F.; software, J.E. and I.M.; validation, F.T. and A.F.; formal analysis, D.M. and R.C.; investigation, J.E. and I.M.; resources, A.F. and F.T.; data curation, D.M. and R.C.; writing—original draft preparation, I.M. and J.E.; writing—review and editing, D.M, F.T., A.F., R.C., M.S. and J.F.; visualization, I.M. and J.E.; supervision, J.F. and M.S.; project administration, J.F. and M.S.; funding acquisition, J.F. and M.S. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was mainly funded by Copernicus (EC DG-GROW) and EIT RawMaterials through the RawMatCop program, grant number 248/G/GRO/COPE/16/9007 and 271/G/GRO/COPE/17/10036. Another important source of funding was the Spanish Agencia Estatal de Investigación research project DEEP-MAPS, grant agreement number RTI2018-093874-B-I00.

Data Availability Statement: Copernicus Sentinel data [2015,2016,2017], retrieved from Copernicus Open Access Hub, and processed by ESA.

Acknowledgments: This work has been supported by Atalaya Mining facilitating access and logistics to the mine, as well as providing the necessary data to complete the study. On the other hand, we sincerely thank all the members of the RawMatCop team for their support and enriching contributions. We would like to thank DARES S.L. for providing us with the A-DInSAR processing software. M.S. thanks the Ministerio de Ciencia, Innovacion y Universidades (project SANIMS, RTI2018-095594-B-I00). We thank the comments by Guillermo Marshall in a previous version of this manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. United Nations. A/CONF.151/26/Vol.I: Rio Declaration on Environment and Development. Available online: https://www.un.org/en/development/desa/population/migration/generalassembly/docs/globalcompact/A_CONF.151_26_Vol.I_Declaration.pdf (accessed on 24 June 2022).
2. UNSDG Sustainable Development Goals. Available online: https://sdgs.un.org/goals (accessed on 24 June 2022).
3. The World Bank Uganda. Sustainable Management of Mineral Resources Project (English). Available online: https://projects.worldbank.org/en/projects-operations/project-detail/P096302 (accessed on 24 June 2022).
4. Sethi, S.P.; Emelianova, O. International Council on Mining and Metals Sustainable Development Framework (ICMM). In *Globalization and Self-Regulation*; Palgrave Macmillan: New York, NY, USA, 2003.
5. Blengini, G.A.; Mathieux, F.; Mancini, L.; Nyberg, M.; Cavaco Viegas, H.; Salminen, J.; Garbarino, E.; Orveillion, G.; Saveyn, H. *Recovery of Critical and Other Raw Materials from Mining Waste and Landfills*; European Commission: Brussels, Belgium, 2019. [CrossRef]
6. Di Martire, D.; Iglesias, R.; Monells, D.; Centolanza, G.; Sica, S.; Ramondini, M.; Pagano, L.; Mallorqui, J.J.; Calcaterra, D. Comparison between Differential SAR Interferometry and Ground Measurements Data in the Displacement Monitoring of the Earth-Dam of Conza Della Campania (Italy). *Remote Sens. Environ.* **2014**, *148*, 58–69. [CrossRef]
7. Ng, A.H.-M.; Ge, L.; Du, Z.; Wang, S.; Ma, C. Satellite Radar Interferometry for Monitoring Subsidence Induced by Longwall Mining Activity Using Radarsat-2, Sentinel-1 and ALOS-2 Data. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **2017**, *61*, 92–103. [CrossRef]
8. Dong, J.; Lai, S.; Wang, N.; Wang, Y.; Zhang, L.; Liao, M. Multi-Scale Deformation Monitoring with Sentinel-1 InSAR Analyses along the Middle Route of the South-North Water Diversion Project in China. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **2021**, *100*, 102324. [CrossRef]
9. ESA Sentinel-1 Observation Scenario. Available online: https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/observation-scenario (accessed on 7 February 2021).
10. Bru, G.; Escayo, J.; Fernández, J.; Mallorqui, J.J.; Iglesias, R.; Sansosti, E.; Abajo, T.; Morales, A. Suitability Assessment of X-Band Satellite SAR Data for Geotechnical Monitoring of Site Scale Slow Moving Landslides. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 936. [CrossRef]
11. Khabbazan, S.; Vermunt, P.; Steele-Dunne, S.; Arntz, L.R.; Marinetti, C.; van der Valk, D.; Iannini, L.; Molijn, R.; Westerdijk, K.; van der Sande, C. Crop Monitoring Using Sentinel-1 Data: A Case Study from The Netherlands. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1887. [CrossRef]
12. Raspini, F.; Bianchini, S.; Ciampalini, A.; del Soldato, M.; Solari, L.; Novali, F.; del Conte, S.; Rucci, A.; Ferretti, A.; Casagli, N. Continuous, Semi-Automatic Monitoring of Ground Deformation Using Sentinel-1 Satellites. *Sci. Rep.* **2018**, *8*, 1–11. [CrossRef]
13. López-Vinielles, J.; Ezquerro, P.; Fernández-Merodo, J.A.; Béjar-Pizarro, M.; Monserrat, O.; Barra, A.; Blanco, P.; García-Robles, J.; Filatov, A.; García-Davalillo, J.C.; et al. Remote Analysis of an Open-Pit Slope Failure: Las Cruces Case Study, Spain. *Landslides* **2020**, *17*, 2173–2188. [CrossRef]

14. Nam, B.X.; van Anh, T.; Bui, L.K.; Long, N.Q.; le Thu Ha, T.; Goyal, R. Mining-Induced Land Subsidence Detection by Persistent Scatterer InSAR and Sentinel-1: Application to Phugiao Quarries, Vietnam. *Lect. Notes Civ. Eng.* **2021**, *108*, 18–38. [CrossRef]
15. Wang, L.; Yang, L.; Wang, W.; Chen, B.; Sun, X.; Zimroz, R.; Remondino, F.; Cannas, V. Remote Sensing Monitoring Mining Activities Using Sentinel-1A InSAR Coherence in Open-Pit Coal Mines. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 4485. [CrossRef]
16. Hartwig, M.E.; de Lima, L.R.; Perissin, D. IW Sentinel-1 Satellite Scenes for the Investigation of Mine Slope Stability: Experiences from the Riacho Dos Machados Gold Mine (Brazil). *Earth Sci. Res. J.* **2021**, *25*, 93–99. [CrossRef]
17. Krawczyk, A.; Grzybek, R. An Evaluation of Processing InSAR Sentinel-1A/B Data for Correlation of Mining Subsidence with Mining Induced Tremors in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *E3S Web Conf.* **2018**, *26*, 00003. [CrossRef]
18. Moon, J.; Lee, H. Analysis of Open-Pit Mining Activities Using Sentinel-1a/B Coherence Imagery. In Proceedings of the 40th Asian Conference on Remote Sensing (ACRS 2019), Daejeon, Korea, 14–18 October 2019.
19. Ren, H.; Feng, X. Calculating Vertical Deformation Using a Single InSAR Pair Based on Singular Value Decomposition in Mining Areas. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **2020**, *92*, 102115. [CrossRef]
20. Kasmaeeyazdi, S.; Abdolmaleki, M.; Ibrahim, E.; Jiang, J.; Marzan, I.; Rodríguez, I.B. Copernicus Data to Boost Raw Material Source Management: Illustrations from the RawMatCop Programme. *Resour. Policy* **2021**, *74*, 102384. [CrossRef]
21. Inverno, C.; Diez-Montes, A.; Rosa, C.; García-Crespo, J.; Matos, J.; García-Lobón, J.L.; Carvalho, J.; Bellido, F.; Castello-Branco, J.M.; Ayala, C.; et al. Introduction and Geological Setting of the Iberian Pyrite Belt. In *3D, 4D and Predictive Modelling of Major Mineral Belts in Europe*; Springer: Cham, Switzerland, 2015; pp. 191–208. [CrossRef]
22. Tornos, F. Environment of Formation and Styles of Volcanogenic Massive Sulfides: The Iberian Pyrite Belt. *Ore Geol. Rev.* **2006**, *28*, 259–307. [CrossRef]
23. Quesada, C. A Reappraisal of the Structure of the Spanish Segment of the Iberian Pyrite Belt. *Miner. Depos.* **1997**, *33*, 31–44. [CrossRef]
24. Silva, J.B.; Oliveira, J.T.; Ribeiro, A. Structural Outline. In *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 1990; pp. 348–362. [CrossRef]
25. Tornos, F.; Casquet, C.; Relvas, J.M.R.S. 4: Transpressional Tectonics, Lower Crust Decoupling and Intrusion of Deep Mafic Sills: A Model for the Unusual Metallogenesis of SW Iberia. *Ore Geol. Rev.* **2005**, *27*, 133–163. [CrossRef]
26. Conde, C.; Tornos, F. *Field Guide to the Geology of Ore Deposits of SW Iberia*; IGME Instituto Geológico y Minero de España: Madrid, Spain, 2006.
27. Mello, C.; Conde, C.; Tornos, F.; Tassinari, C.; Farci, A.; Manito, R. Geology, Geochesmitry and Geochronology off the Giant Rio Tinto VMS Deposit (Iberian Pyrite Belt, Spain). *Econ. Geol.* **2022**, *117*, 1149–1177. [CrossRef]
28. Blanco-Sánchez, P.; Mallorqui, J.J.; Duque, S.; Monells, D. The Coherent Pixels Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring. *Earth Sci. Math.* **2008**, 1167–1193. [CrossRef]
29. Escayo, J.; Fernández, J.; Prieto, J.F.; Camacho, A.G.; Palano, M.; Aparicio, A.; Rodríguez-Velasco, G.; Ancochea, E. Geodetic Study of the 2006–2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 2566. [CrossRef]
30. Fernandez, J.; Prieto, J.F.; Escayo, J.; Camacho, A.G.; Luzón, F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Abajo, T.; Pérez, E.; Velasco, J.; et al. Modeling the Two- and Three-Dimensional Displacement Field in Lorca, Spain, Subsidence and the Global Implications. *Sci. Rep.* **2018**, *8*, 1–14. [CrossRef]
31. Zhao, F.; Mallorqui, J.J. A Temporal Phase Coherence Estimation Algorithm and Its Application on DInSAR Pixel Selection. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2019**, *57*, 8350–8361. [CrossRef]
32. Prats-Iraola, P.; Rodriguez-Cassola, M.; Scheiber, R.; de Zan, F.; Barat, I.; Geudtner, D.; Nederlands, T. Considerations of the Orbital Tube for Interferometric. In Proceedings of the ESA FRINGE Workshop, Frascati, Italy, 23–27 March 2015; pp. 4–8.
33. Hanssen, R.F. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*; Kluwer Academic Publishers: Norwell, MA, USA, 2001; ISBN 0792369459.
34. Samieie-Esfahany, S.; Hanssen, R.F.; Thienen-Visser, K. van; Muntendam-Bos, A.; Samiei-Esfahany, S.; Hanssen, R.F.; Thienen-Visser, K. van; Muntendam-Bos, A. On the Effect of Horizontal Deformation on InSAR Subsidence Estimates. In Proceedings of the Fringe 2009 Workshop, Frascati, Italy, 30 November–4 December 2010.
35. Manzo, M.; Ricciardi, G.P.; Casu, F.; Ventura, G.; Zeni, G.; Borgström, S.; Berardino, P.; del Gaudio, C.; Lanari, R. Surface Deformation Analysis in the Ischia Island (Italy) Based on Spaceborne Radar Interferometry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2006**, *151*, 399–416. [CrossRef]
36. Tamburini, A.; Bianchi, M.; Giannico, C.; Novali, F. Retrieving Surface Deformation by PSInSAR^{TM} Technology: A Powerful Tool in Reservoir Monitoring. *Int. J. Greenh. Gas Control.* **2010**, *4*, 928–937. [CrossRef]
37. Notti, D.; Meisina, C.; Zucca, F. Colombo A Models to Predict Persistent Scatterers Data Distribution and Their Capacity to Register Movement Along the Slope. In Proceedings of the Fringe 2011 Worshop, Frascatti, Italy, 19–23 September 2011.
38. Suncar, O.; Dueri, D.; Yang, D.; Buckley, S.; Rathje, E.M. Monitoring of a Creeping Landslide in California Using Spaceborne Radar Interferometry. In Proceedings of the ASCE GeoCongress, Oakland, CA, USA, 25–29 March 2012; pp. 2991–3000. [CrossRef]
39. Colesanti, C.; Wasowski, J. Investigating Landslides with Space-Borne Synthetic Aperture Radar (SAR) Interferometry. *Eng. Geol.* **2006**, *88*, 173–199. [CrossRef]
40. Plank, S.; Singer, J.; Minet, C.; Thuro, K. Pre-Survey Suitability Evaluation of the Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry Method for Landslide Monitoring. *Int. J. Remote Sens.* **2012**, *33*, 6623–6637. [CrossRef]

41. Palano, M.; González, P.J.; Fernández, J. The Diffuse Plate Boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal Deformation Evidence for Viscous Coupling and Fragmented Lithosphere Supplementary Material. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2015**, *430*, 439–447. [CrossRef]
42. Cruden, D.; Varnes, D. Landslides: Investigation and Mitigation. Chapter 3—Landslide Types and Processes. *Transp. Res. Board Spec. Rep.* **1996**, *247*, 36–75.

Capítulo 4

Interferometría radar a gran escala (Wide Area Processing)

Las técnicas de teledetección han permitido expandir el horizonte de las técnicas geodésicas clásicas, que habitualmente disponen de una alta precisión en las medidas, pero una cantidad limitada de puntos de observación (traduciéndose, muchas veces, en una baja cobertura y resolución espacial) así como una menor cantidad de observaciones, ofreciendo por tanto nuevas posibilidades que antes eran inalcanzables. Concretamente, la observación mediante satélite abre la posibilidad de un estudio global de la tierra sólida a partir de diferentes técnicas, tales como la interferometría radar de apertura sintética. Para poder lograr este hito surgen diferentes retos: asegurar la disponibilidad de datos de satélite, disponer de medios para catalogar y almacenar los datos geoespaciales, desarrollar sistemas de procesado semiautomáticos que optimicen el tiempo de cálculo, así como herramientas para interpretar y representar estos resultados extrayendo de ellos la máxima información posible.

La constelación de satélites Sentinel-1 (ESA/Copernicus) ha marcado un antes y un después en la historia de los sensores radar de apertura sintética. Estos satélites se diseñaron con el objetivo de cubrir una gran superficie de terreno en cada adquisición, dando lugar al sistema de adquisición Terrain Observation with Progressive Scan (TOPS)[75] que permite obtener en su modo estándar Interferometric Wide (IW) imágenes con una anchura de 250km sobre la superficie terrestre. Este modo de adquisición, junto con una densa red de estaciones en tierra, ha permitido llegar a una cobertura prácticamente global, y con una alta repetibilidad, de la superficie de la Tierra sólida (Figura 4.1)

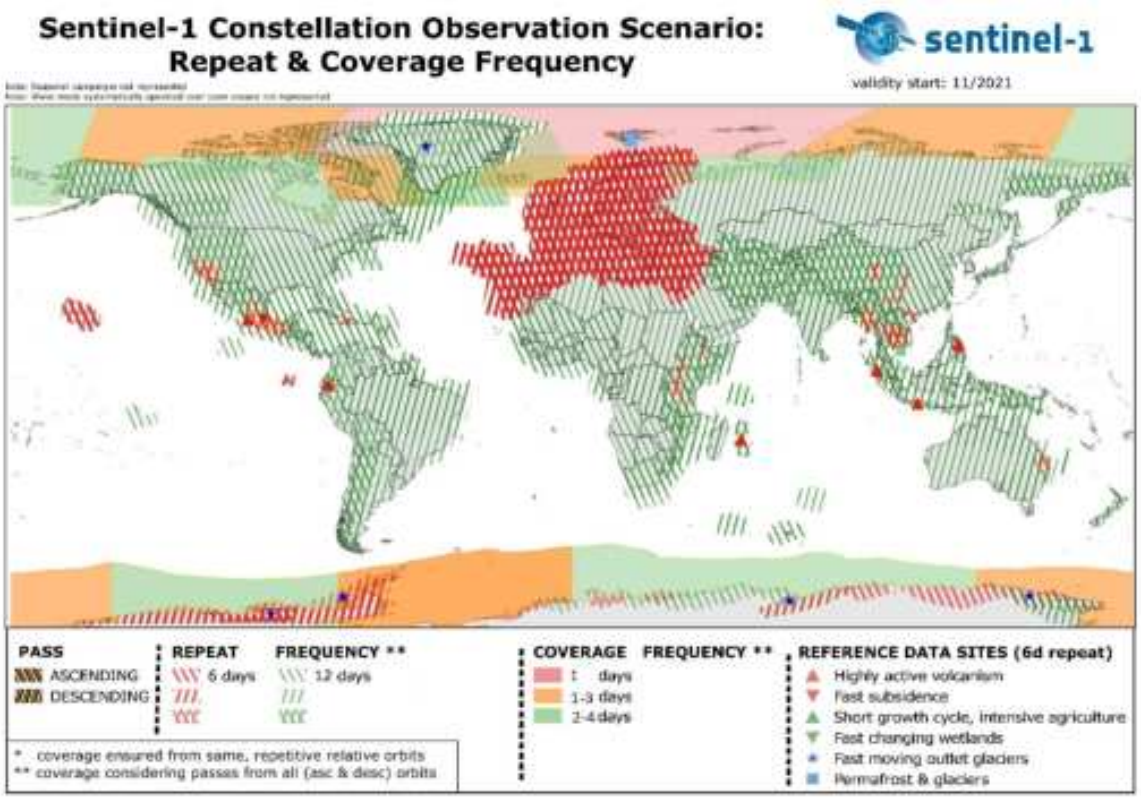


Figura 4.1 - Plan de adquisición para la constelación Sentinel-1. Se puede observar cómo en las zonas prioritarias (placa europea y zonas volcánicas) se asegura una repetibilidad de 6 días en ambas geometrías (ascendente y descendente), mientras que para el resto se cubre con al menos una geometría y 12 días de repetibilidad. Fuente: ESA[76].

La constelación Sentinel-1 cuenta actualmente con dos satélites idénticos: Sentinel-1A y Sentinel-1B. Ambos satélites están en la misma órbita sincrónica al sol a 693Km de altitud respecto al mar, con un ciclo de repetición de 12 días[77]. Para mejorar esa repetibilidad los satélites se situaron en puntos opuestos en la órbita, por lo que su ciclo de repetición en constelación es de tan sólo 6 días. Mientras que otras constelaciones pueden tener diferentes configuraciones (como por ejemplo TerraSAR-X o COSMO-SkyMed), esta configuración es la mejor posible para aplicaciones interferométricas, ya que aumenta la frecuencia con la que se obtienen imágenes de una determinada zona de estudio, siendo prioritario el estudio de la placa europea en esta misión y asegurando para ella una repetibilidad de 6 días en cada órbita con dos satélites operativos.

El satélite Sentinel-1B sufrió una anomalía en el sistema de alimentación de la antena SAR el día 23 de diciembre de 2021[73], y desde entonces el sensor SAR no se encuentra operativo. Un fallo en los módulos de alimentación (principal y redundante) ha frustrado los intentos de reactivar el instrumento principal y se ha dado por perdido el satélite, comenzando los preparativos para su desorbitación[78]. Este hecho ha provocado que los planes de lanzamiento de los satélites Sentinel-1C y Sentinel-1D se hayan adelantado en el tiempo[78] para poder asegurar la continuidad de la misión Sentinel-1 a largo plazo.

Otro de los aspectos claves de esta constelación es la disponibilidad de los datos. Debido a que los satélites Sentinel-1 pertenecen al programa europeo Copernicus[79], la disponibilidad de los datos es completamente libre y gratuito tanto para usos científicos como comerciales. Los datos se encuentran disponibles pocas horas después de su adquisición en portales tales como Copernicus Open Access Hub[80] o el Alaska Satellite Facility (ASF)[81]. Hasta la llegada de Sentinel-1 la obtención de datos radar no resultaba una tarea sencilla (ni de bajo coste, al menos inicialmente) teniendo que recurrir a acuerdos con las diferentes agencias espaciales normalmente englobados dentro de los programas científicos de las mismas.

4.1 Aspectos técnicos de los procesados a gran escala

4.1.1 Almacenamiento de datos

Para poder realizar un procesado sistemático, a cualquier escala, hay que asegurar la disponibilidad de datos, siendo necesario generar para ello un archivo local de imágenes de la zona de interés y catalogándolo para su uso dentro de la cadena interferométrica. Esto puede parecer una tarea sencilla, pero el gran volumen de datos disponibles hace que se requiera desarrollar sistemas semi-automáticos de descarga, catálogo y procesado de los mismos. Se requiere, además, de un servidor con una gran cantidad de espacio disponible para esta tarea, puesto que cada imagen SLC de Sentinel-1 tiene un peso aproximado de 4.2 Gb. Como parte de los trabajos a incluir en esta Tesis se propuso el estudio interferométrico de la Península Ibérica, islas Canarias y Baleares, para lo que se realizó una estimación del tamaño de la información necesaria a descargar, así como del espacio en disco necesario para su almacenamiento. En el caso de requerir un procesado con la máxima frecuencia de adquisición posible (6 días con dos satélites operativos) es necesario disponer de, al menos, 20.2 Tb por año, mientras que si se usa un único satélite esta cifra se reduce a la mitad, ya que ambos satélites cubren la totalidad de la Península Ibérica en ambas geometrías. Los cálculos más detallados se recogen en la Tabla 4.1 mientras que en las Figuras 4.2 y 4.3 se representa la distribución espacial de los datos disponibles en la Península Ibérica, Baleares y Canarias.

Tabla 4.1 - Estimación del espacio necesario para el procesado a gran escala de la Península Ibérica e islas Canarias y Baleares.

	Península Ibérica e islas Baleares		Islas Canarias	
Órbita	Ascendente	Descendente	Ascendente	Descendente
Número de Imágenes por órbita	36	35	4	4
Tamaño medio de las imágenes	4.2 Gb			
Espacio necesario por órbita	151 Gb	147 Gb	17 Gb	17 Gb
Espacio necesario por año 1 satélite	4,6 Tb	4,5 Tb	517 Gb	516 Gb
Espacio necesario por año dos satélites	9,2 Tb	9 Tb	1 Tb	1 Tb

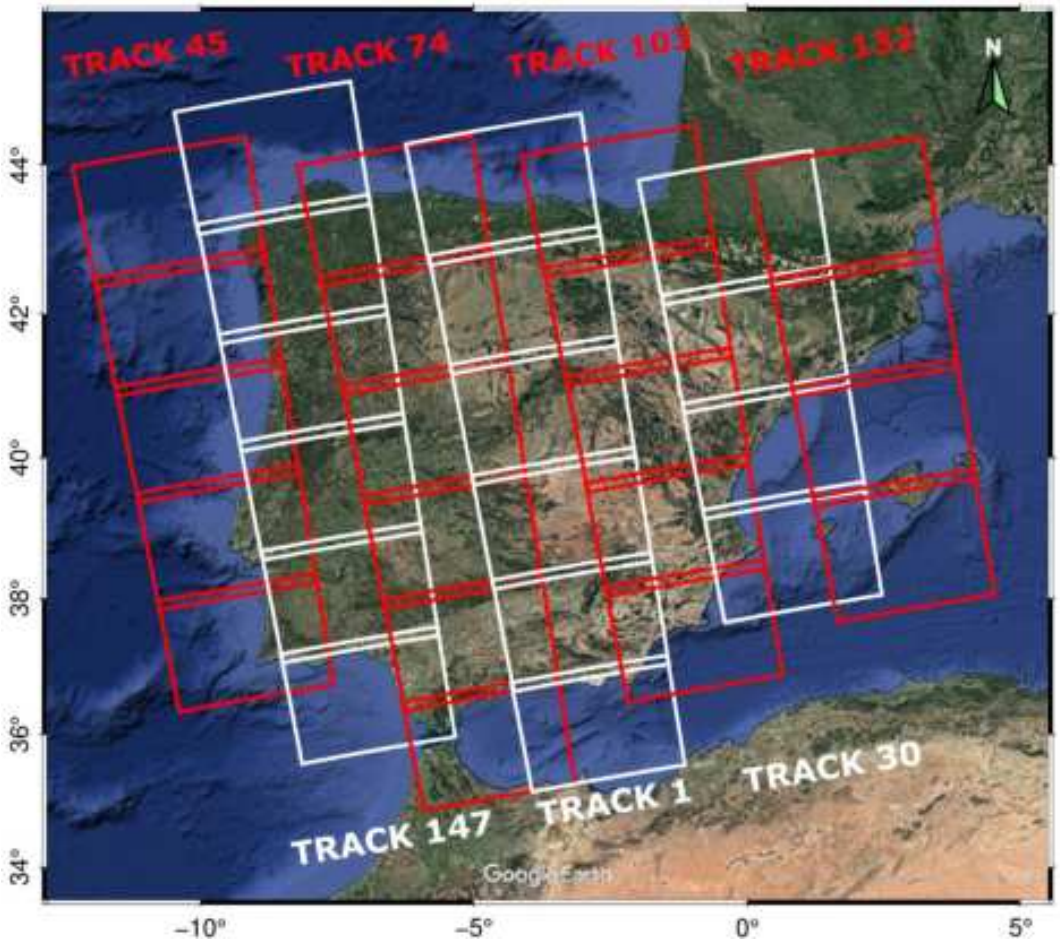


Figura 4.2 - Distribución espacial de las imágenes de órbita ascendente disponibles para la Península Ibérica e islas Baleares en el catálogo de Sentinel-1 representada sobre una imagen óptica obtenida de Google Earth. Cada rectángulo es una imagen SLC, también llamada "frame", mientras que las filas verticales corresponden con las adquisiciones realizadas en la misma órbita, también llamado "track", "path" o órbita relativa. Véase en la Figura A3.1 del Anexo 3 de esta Tesis Doctoral la distribución para la órbita descendente

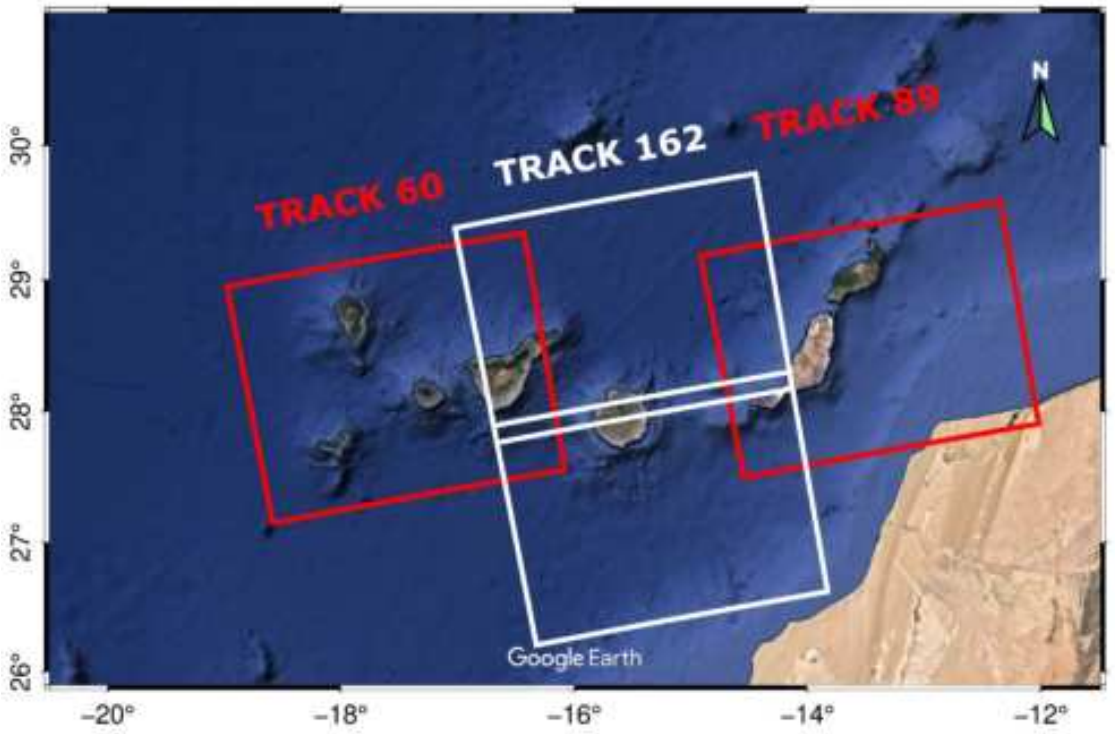


Figura 4.3 - Distribución de las imágenes SLC disponibles para las islas Canarias en órbita ascendente con sus correspondientes números de track. Véase en la Figura A3.2 del Anexo 3 de esta Tesis Doctoral la distribución para la órbita descendente.

Esta estimación es únicamente para almacenar los datos originales generados por la constelación Sentinel-1, sin embargo, es importante tener en cuenta que durante el procesado interferométrico se generan muchos archivos intermedios, también de gran tamaño, por lo que hay que distinguir entre almacenamiento del catálogo histórico y del procesado interferométrico. El primero puede ser un almacenamiento más lento en un servidor dedicado, mientras que el segundo requiere un almacenamiento rápido accesible por todos los ordenadores o nodos de cálculo que se utilicen para el procesado.

4.1.2 Software interferométrico

El software es un aspecto crítico a la hora de hacer este tipo de procesados. La introducción de TOPS como método de adquisición conllevó la necesidad de actualizar la cadena interferométrica desarrollando nuevas metodologías. En el caso del procesador Subsidence-GUI[82] esta adaptación llevó aproximadamente dos años, mientras que la capacidad de procesar varias imágenes consecutivas todavía sigue siendo problemática. En el modo de adquisición estándar de Sentinel-1 el corregistrado de las imágenes radar es un paso crucial y requiere de una precisión mucho mayor (0.001 píxels en azimuth)[83] frente a modos tradicionales tales como el modo Stripmap debido a la complejidad inherente a este modo de adquisición.

Además, para evitar problemas debido a decorrelación espacial y temporal fue necesario la introducción de técnicas que hacen uso de corregistrado cruzado entre imágenes para afinar la precisión en azimuth, como por ejemplo la técnica Network-Based Enhanced Spectral Diversity (NESD)[84] utilizada por el procesador interferométrico ISCE.

Otro aspecto importante es que el software a utilizar sea capaz de procesar varias imágenes del mismo track del satélite de manera eficiente. Esto reduce el número de variables geofísicas a considerar, ya que la referencia es común a todas las imágenes y también simplifica considerablemente el postprocesado de los datos y permite reducir tanto el tiempo de cálculo como el espacio en disco necesario.

Para poder realizar las intensas tareas de cálculo necesarias para poder tratar la información, el software elegido debe ser capaz de correr en clústeres de cálculo numérico. Este tipo de infraestructuras se componen de un gran número de nodos de cálculo comunicados mediante una red de datos. Para poder ejecutarse en este tipo de ordenadores las tareas deben de ser altamente paralelizables y no depender de interacción humana que pueda ralentizar el proceso.

En el Laboratorio de Teledetección del Instituto de Geociencias (IGEO) hemos probado la capacidad de diferentes programas informáticos (softwares) de procesado interferométrico radar de realizar procesados a gran escala. Hemos encontrado que aquellos de código abierto tales como GMTSAR[85] o ISCE[29] son más fácilmente adaptables a este tipo de situaciones, mientras que otros comerciales o de código cerrado como el Subsidence-GUI[82], presentan mayores problemas a la hora de manejar grandes volúmenes de datos e integrarlos dentro de cadenas semi-automáticas como la desarrollada como parte de esta tesis para la monitorización de la mina de Riotinto, Intarsis[86]. En el Anexo 1 se puede encontrar una descripción detallada de estos programas.

4.1.3 Infraestructura utilizada

La interferometría radar requiere de una gran capacidad de cálculo. Si bien realizar un interferograma puede ser viable en un ordenador personal, cuando queremos obtener miles de interferogramas para el estudio multitemporal de una zona los recursos necesarios aumentan exponencialmente.

El Laboratorio de Teledetección del Instituto de Geociencias cuenta con un clúster de cálculo numérico dedicado y optimizado para la interferometría radar[87] (Figura 4.4). Este clúster consta de un nodo de gestión con una gran cantidad de almacenamiento de datos (alrededor de los 400Tb) en un sistema RAID con redundancia, así como de 16 nodos de cálculo numérico y un nodo híbrido que permite utilizar CPU y GPU. De esta forma podemos procesar grandes cantidades de información de manera eficiente. Desde su puesta en funcionamiento, en 2016, este clúster de cálculo se ha ido actualizando y potenciando de forma permanente.

Para reducir el coste computacional en la cadena interferométrica recientemente se han ido adoptado técnicas de procesado usando procesadores gráficos (GPU) para determinadas tareas. Estos procesadores contienen un gran número de núcleos en comparación a un procesador tradicional (CPU) pero con un conjunto de instrucciones mucho menor, lo que hace que determinados pasos puedan realizarse de manera más eficiente. El procesador interferométrico ISCE2 ya incorpora módulos para usar GPUs durante el procesado.

Una alternativa al uso de clústeres es el uso de infraestructuras en la nube tales como Amazon AWS o Microsoft Azure. Estas plataformas pueden proporcionar tantas máquinas como sean necesarias, así como el almacenamiento en disco que se requiera. Sin embargo, los costes de este tipo de servicios escalan muy rápidamente en función de los servicios y es complicado dimensionar las necesidades reales para este tipo de casos.

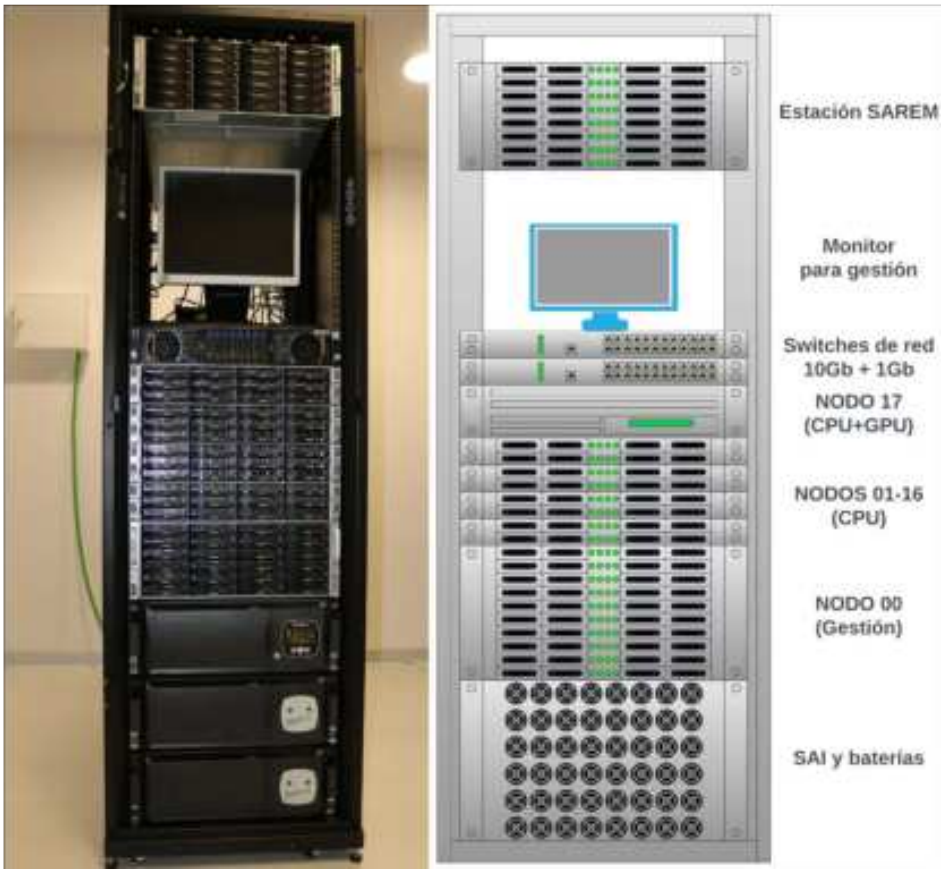


Figura 4.4 - Izquierda: Clúster de cálculo del Laboratorio de teledetección. Derecha: representación esquemática del clúster. Este clúster está compuesto por una unidad SAI de 10 kVA (parte inferior), un nodo central Supermicro SSG-6048R-E1CR36H, dieciséis nodos de cálculo Supermicro X10DRT-PT y un nodo híbrido GPU/CPU Gigabyte G250-G51 con una GPU nVidia GTX1080.

4.1.4 Parámetros geofísicos

Durante el procesado radar, al igual que ocurre con otras técnicas geofísicas, se requiere cierto grado de conocimiento de la zona de estudio para poder interpretar

correctamente los resultados. En el caso de la interferometría radar resulta clave establecer los puntos (píxeles) a utilizar como referencia durante el desenrollado de fase, normalmente puntos con velocidad conocida e idealmente cercana a cero. Estos puntos deben establecerse en zonas con una buena coherencia interferométrica y con una baja decorrelación temporal.

Para establecer estos puntos normalmente se suele recurrir a la red de estaciones GNSS permanentes en la Península Ibérica[17]. Esta red, es de gran ayuda a la hora de establecer puntos de referencia, de deformación cero, así como para validar los resultados obtenidos. En el caso de la Península Ibérica, sería necesarias, al menos, un punto de referencia para cada órbita relativa o track del satélite, necesitando entre 10 y 20 puntos de referencia para el procesado completo de las dos geometrías (ascendente y descendente).

Otra variable a tener en cuenta es la corrección atmosférica de los datos, así como los filtrados espacio-temporales. Para los filtrados atmosféricos se utilizan datos de los modelos atmosféricos globales, tales como ERA5[31], para calcular el retraso introducido por la atmósfera y poder corregir así los resultados obtenidos. La Figura 4.5 muestra un ejemplo de la influencia del retraso atmosférico en la velocidad anual del desplazamiento para la isla de Tenerife obtenido a partir de datos ERA5. Los filtrados espacio-temporales ayudan a corregir la atmósfera no filtrada debido a errores en los modelos atmosféricos, así como otras fuentes de error (topografía, ruido térmico, etc...) pero a la hora de filtrar hay que aplicar los valores correctos para cada zona para evitar filtrar señal geofísica junto a los errores.

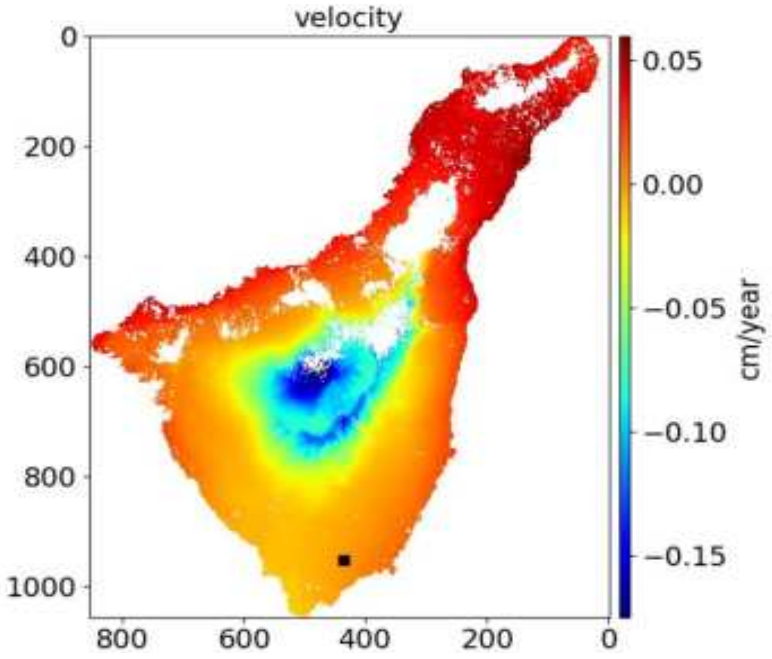


Figura 4.5 - Cálculo de la contribución atmosférica en las velocidades medias anuales para la isla de Tenerife en un procesado interferométrico usando la órbita descendente (track 96). Nótese como en la zona más alta de la isla (Parque Natural del Teide) hay una mayor contribución atmosférica que introduce errores en el valor de la velocidad media de hasta 2 mm/año.

4.2 Resultados para la Península Ibérica

Como se ha visto anteriormente, para realizar un procesado interferométrico radar de apertura sintética se requiere de tener exactamente la misma geometría de adquisición en las imágenes utilizadas, por lo que se debe procesar cada órbita relativa o *track* por separado. Con el fin de tener una prueba de concepto del sistema de procesado se eligió la órbita relativa número 8 con geometría descendente para estudiar la viabilidad del procesado a gran escala. Se consideró esta órbita como más apropiada principalmente por dos razones:

- Debido a que es una órbita descendente que, generalmente, sufre de una menor perturbación atmosférica ya que las imágenes se adquieren a primera hora de la mañana cuando la carga ionosférica es menor.
- Esta órbita cubre la cuenca del Guadalentín, que supone una anomalía importante y que tenemos bien caracterizada gracias a estudios previos[6], lo que nos permite podemos validar los resultados obtenidos.

Para poder eliminar la contribución a la fase debida a la topografía se utiliza un modelo digital del terreno (DEM). Es muy común usar DEMs de modelos globales, como por ejemplo el SRTM, que pueden ser descargados de manera sencilla y ofrecen una cobertura casi global (aunque presentan problemas en zonas polares) pero tienen una resolución máxima es de 30 metros y un error en la componente vertical relativamente alto (del orden de ±16 metros)[88]. A fin de disponer un DEM con una mejor precisión y resolución se generó un DEM para toda la Península Ibérica usando los datos del MDT25 del Instituto Geográfico Nacional[46], con una resolución de 25 metros y un error en la componente vertical inferior a cinco metros. En este proceso se descargaron las 1078 hojas que conforman el MTN50[89] y se procesaron usando una serie de rutinas para Linux creadas para tal efecto y disponibles en Github[90]. El resultado se representa en la Figura 4.6

En el apartado del procesador interferométrico se utilizó el ISCE[29] para generar el conjunto de interferogramas y MintPy[91] para el cálculo de las series temporales. Para reducir el tiempo de cálculo se utilizaron únicamente adquisiciones del satélite Sentinel-1A con una frecuencia de 24 días. Se usó como fecha de inicio enero de 2016, e imágenes adquiridas durante un periodo temporal de 5 años, es decir hasta diciembre de 2020. En total se utilizaron 440 imágenes SLC, sumando un total de 2.5 Tb de datos.

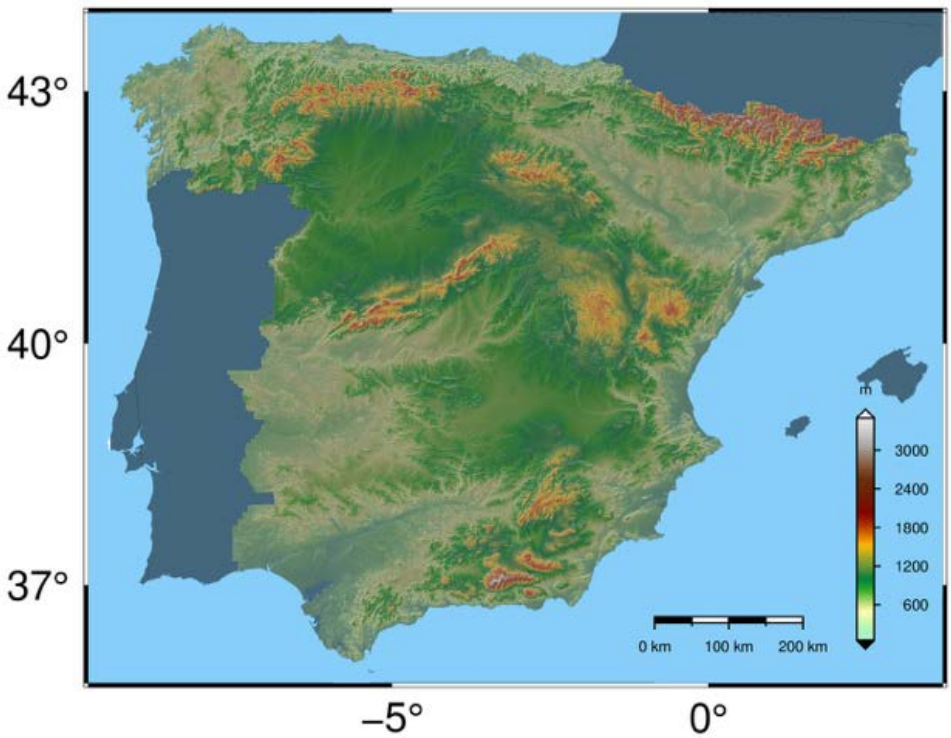


Figura 4.6 - Visión general del DEM generado a partir de datos del MDT25 del IGN para el procesado InSAR a gran escala.

Se generaron 222 interferogramas, usando para cada SLC los tres vecinos más próximos temporalmente anterior y posteriormente. Este paso se realizó utilizando el clúster científico del IGEO, para lo cual se paralelizó el proceso utilizando los 17 nodos disponibles usando el programa GNU Parallel[92] y una subrutina creada para facilitar el proceso[93]. Se requirieron unas 200 horas y 15 Terabytes de almacenamiento para poder completar el procesado, detectándose un cuello de botella en el sistema de archivos ya que algunos de los pasos son muy intensivos en cuanto a operaciones de lectura y escritura en disco. Dicho problema se ha solucionado para futuros procesados mediante la reconfiguración de las controladoras RAID y la mejora en la infraestructura de red.

Para el cálculo de velocidades y series temporales se debía elegir un punto/pixel de referencia o semilla. En este caso se debe buscar un punto que se pueda considerar estable, con alta reflectividad y cuya coherencia permanezca alta (superior al 0.5) durante todo el periodo estudiado. Para ello se eligió la estación TERU, situada en Teruel y administrada por el Instituto Geográfico Nacional. Esta estación ha mostrado una deformación mínima en el periodo estudiado[17] y se encuentra en una zona urbana favorable para la señal radar.

Para la estimación atmosférica se utilizó el programa pyaps[31], permitiendo calcular mapas sintéticos de retraso atmosférico a partir de datos del modelo global ERA5. Durante el proceso se detectaron problemas con el software, ya que no se había

considerado el caso donde un procesado cruzase el primer meridiano, pero fueron reportados en el foro de discusión y permitió que se solucionasen rápidamente[94].

Como resultado del procesado obtenemos, entre otros, los siguientes productos:

- Interferogramas enrollados y desenrollados de todos los pares de imágenes seleccionados.
- Mapas de coherencia para cada interferograma, así como mapas de coherencia media para todo el conjunto de datos. A partir de esta información podemos estimar variaciones de coherencia que pueden servir, por ejemplo, para establecer relaciones con índices de vegetación como el NVDI.
- Mapa de velocidades medias (Figura 4.7). Este mapa muestra el cálculo de velocidades medias en centímetros/año tras un ajuste lineal de los datos para todo el periodo estudiado.
- Series temporales para todos los píxeles con una coherencia temporal superior al umbral establecido previamente.

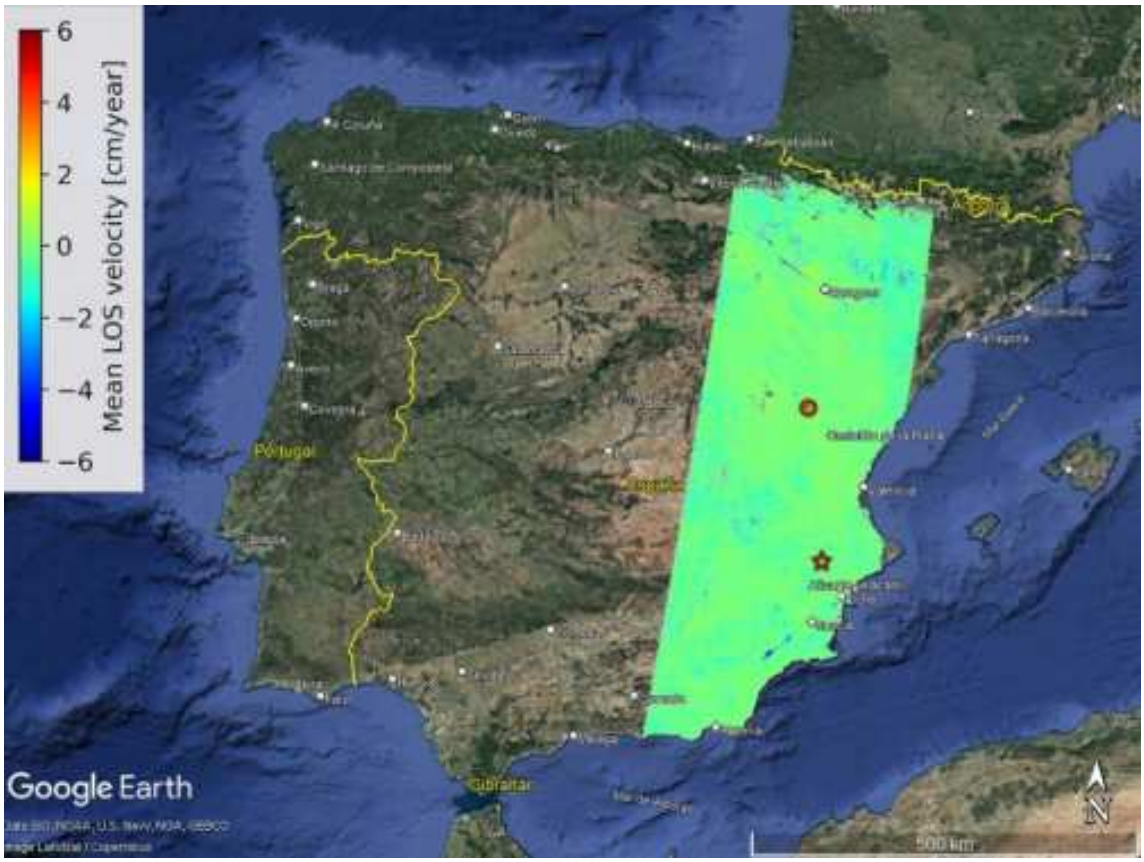


Figura 4.7 - Mapa de velocidades medias para el track 8. Nótese como la deformación en la cuenca del Guadalentín predomina sobre el resto de zonas. La semilla utilizada en las proximidades de la estación GNSS "TERU" se encuentra señalada con un círculo rojo. La estrella denota la zona cercana a Villena donde se ha detectado una subsidencia que puede estar asociada a un acuífero.

Los datos, además, se pueden exportar en diferentes formatos legibles por otros programas como Python[95] o Matlab[96], lo que facilita su postprocesado pudiéndose integrar en otros procesos diferentes como la inversión de los datos.

Los resultados para la velocidad media (Figura 4.7) muestran una clara anomalía en la Cuenca del Guadalentín como cabía esperar. Comparando estos resultados con los de otros procesados[6] observamos una buena correlación, obteniendo valores de velocidad media en LOS de 5.14 cm/año en la zona de máxima deformación (ver Figura 4.8).

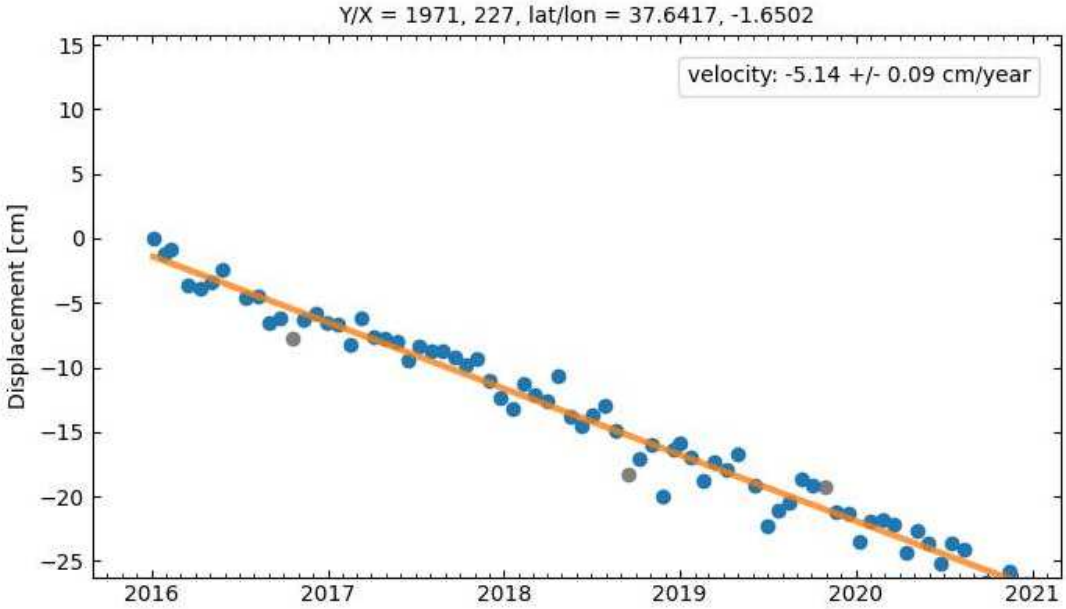


Figura 4.8 - Serie temporal para un píxel en el área de máxima deformación de la zona del Alto Guadalentín.

La ventaja de disponer de este tipo de procesados es que permiten el estudio de fenómenos, a priori, desconocidos. En este caso, entre otros, cabe destacar la deformación detectada en el área de Villena (Figura 4.7) donde aparece una deformación con un máximo de 2.03 cm/año y que presenta cierta estacionalidad que, a falta de un estudio más detallado, podría estar asociada a los procesos de carga y descarga de un acuífero (Figura 4.9).

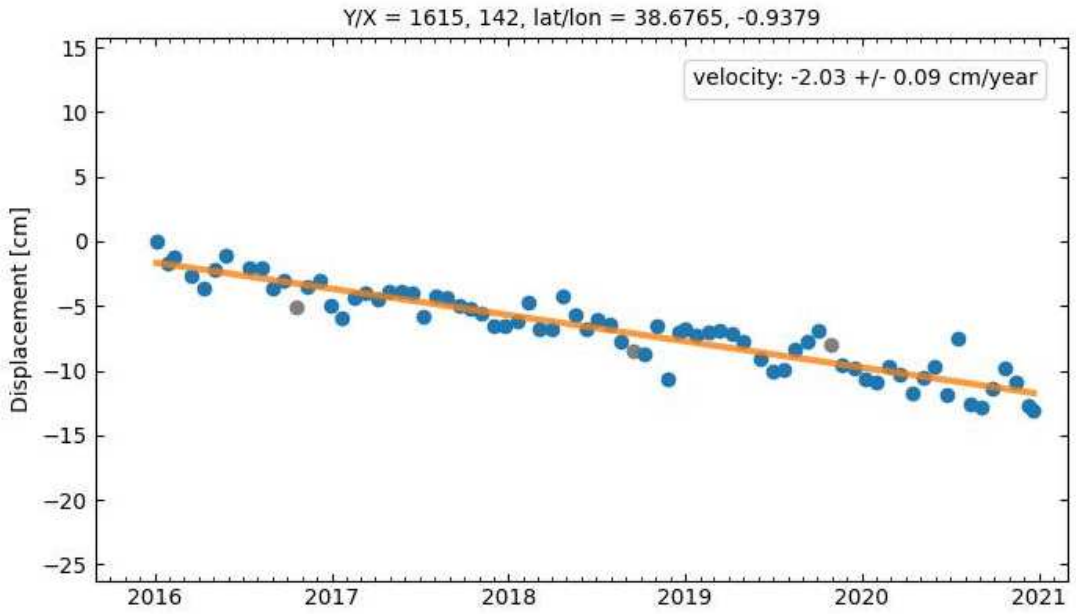


Figura 4.9 - Serie temporal para un píxel coherente en la zona de Villena. Ver ubicación del píxel en Figura 4.7.

Este estudio no ha sido aún publicado en ninguna revista puesto que se está trabajando en extender el procesado para cubrir toda la Península Ibérica, pero ha servido para establecer la base necesaria para generar dicho estudio, así como el desarrollo de diferentes utilidades que permitirán su consecución[90,93]. Se espera que sea finalizado y publicado a lo largo del año 2023.

Capítulo 5

Estudio de la deformación en la isla de la Palma entre los años 2006 y 2010 a partir de diferentes técnicas geodésicas.

La isla de La Palma es la segunda isla más joven del Archipiélago Canario e históricamente (en los últimos 500 años) ha sido la más activa[97]. Esta isla ha sido objeto de numerosos estudios en el pasado[98-100], algunos de ellos utilizando interferometría radar de apertura sintética[101,102]. La técnica más utilizada en el pasado ha sido el uso de redes GNSS para su estudio, pero en la mayoría de los casos únicamente se publicaban los resultados e interpretaciones, sin poder analizar los datos originales. En cuanto a los estudios que incluían técnicas de interferometría radar los resultados se limitaban a una geometría, no incluían el periodo completo de ENVISAT y/o utilizaban técnicas de procesado no avanzadas (como por ejemplo el stack interferométrico).

Los enjambres sísmicos detectados en Tenerife entre 2003 y 2006[103,104], la erupción submarina en la isla de El Hierro en 2011[105,106] así como los enjambres sísmicos detectados en la Isla de La Palma en 2017 y 2018[107] motivaron este nuevo estudio usando datos históricos con el objetivo estudiar la existencia de anomalías superficiales que pudiesen estar asociadas a actividad volcánica. Se usaron en este estudio tres técnicas geodésicas diferentes (microgravimetría, GNSS e InSAR).

Mientras algunos procesos eruptivos ocurren muy rápidamente es conocido que otros procesos de reactivación volcánica pueden extenderse en el tiempo durante años antes de que se produzca una erupción[108], por lo que resultaba necesario un estudio histórico de la isla de La Palma para poder comprender su estado. En este tipo de estudios históricos las técnicas de teledetección, y más concretamente los satélites radar de apertura sintética junto a la interferometría, resultan muy útiles ya que la disponibilidad de datos públicos de diferentes misiones (ERS, ENVISAT y Sentinel-1) permite realizar estudios con series temporales con periodos temporales superiores a 20 años. Esta información nos puede ayudar a estudiar y comprender

de forma más completa los procesos de reactivación volcánica, e incluso detectar con meses de antelación posibles precursores de erupciones, incluyendo procesos de acumulación de magma en la corteza más superficial, que nos pueden servir como alerta frente a fenómenos eruptivos como el ocurrido en la isla de La Palma en 2021.

En este estudio[109] se combinaron tres técnicas geodésicas diferentes: interferometría radar orbital, Global Navigation Satellite Systems (GNSS) y microgravimetría. En cuanto a deformación, se pudo determinar la deformación superficial en la isla de La Palma encontrando zonas con velocidades de entre 0.5 cm/año y 2 cm/año que, pese a estar en el límite de las técnicas empleadas, resultan significativas y requieren de un estudio prolongado en el tiempo para conocer con exactitud su magnitud y posibles implicaciones.

Para el procesado radar se utilizó el catálogo completo de imágenes SLC del satélite ENVISAT considerando ambas geometrías (ascendente y descendente). Este estudio comprende un periodo temporal de más de 5 años y para llevarlo a cabo fue necesario el procesado de un total 68 imágenes SLC. También se utilizaron las imágenes disponibles de los satélites ERS para realizar un estudio interferométrico, pero se descartó su uso en este trabajo ya que los resultados obtenidos no eran concluyentes debido, en su mayor parte, al bajo número de imágenes disponibles en el catálogo, así como las grandes líneas de base perpendiculares presentes en el conjunto de datos.

Las características físicas de la isla de La Palma, principalmente su alta vegetación y su abrupta topografía, dificultan su estudio usando las técnicas interferométricas. Esto hace que para poder obtener resultados fiables hay que fijar diferentes parámetros geofísicos en el proceso e involucra probar muchas configuraciones diferentes, así como la validación con otras técnicas geodésicas. En este estudio la selección de las semillas, zonas estables y con una alta coherencia durante todo el periodo estudiado, requirió de un estudio exhaustivo de las series temporales GNSS.

Además, la isla incluye de diferentes zonas de muy baja coherencia actuando de barrera entre zonas coherentes (ver Figura 5 del artículo). La técnica Coherent Pixel Technique[82] usada en este estudio requiere que todos los píxeles estén conectados con la semilla, pero permite el uso de múltiples semillas. Se optó así por usar tres semillas a diferentes alturas en zonas donde los datos GNSS no mostraban deformación significativa (Figura 5.1).

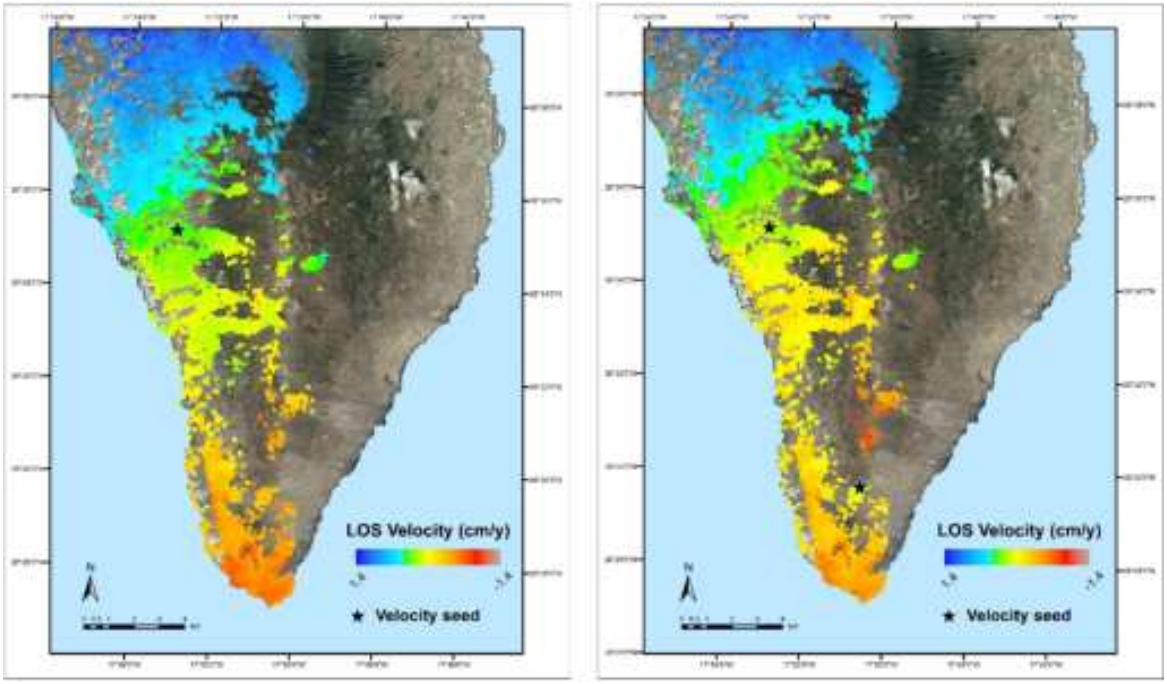


Figura 5.1 – Mapas de velocidades medias (en cm/año) obtenidos utilizando diferentes configuraciones de semillas (una o dos semillas) y discutiendo la necesidad de usar una semilla al sur de la isla en aldea de Los Canarios (capital de Fuencaliente). La otra semilla se localiza en las inmediaciones de la villa de Jedey. Estos resultados se presentaron en el congreso "EGU Fall Meeting 2016"[109].

La zona norte de la isla se descartó de este estudio debido a que, por sus características físicas (relieve y vegetación), presentaba una coherencia extremadamente baja impidiendo obtener resultados fiables. La zona norte de la isla es la más antigua y no existe registro histórico de actividad volcánica en los últimos 500 años, por lo que tiene menor interés científico para este tipo de estudios que la zona sur, estando justificado por ambos motivos su no consideración en este trabajo sin pérdida de relevancia en los resultados.

Para eliminar la contribución atmosférica a la fase en el conjunto de interferogramas se utilizaron filtrados espacio-temporales. Debido a su localización y a su pronunciada topografía la Isla de La Palma suele sufrir de una componente atmosférica intensa, que además se caracteriza por cambios muy rápidos en su estado (en cuestión de minutos), y cuya contribución puede llegar a dominar la señal, por lo que resulta imprescindible su correcta estimación y eliminación. En el momento en el que se realizó este trabajo no se disponía aún de técnicas más avanzadas, como la estimación a partir de modelos atmosféricos (p.e., ERA5) que se utilizará en los trabajos presentados en los siguientes capítulos, pero la buena correlación entre diferentes técnicas (InSAR y GNSS) demuestra que se estimó correctamente el retraso atmosférico en la señal radar mediante el uso de estos filtrados (Figura 5.2).

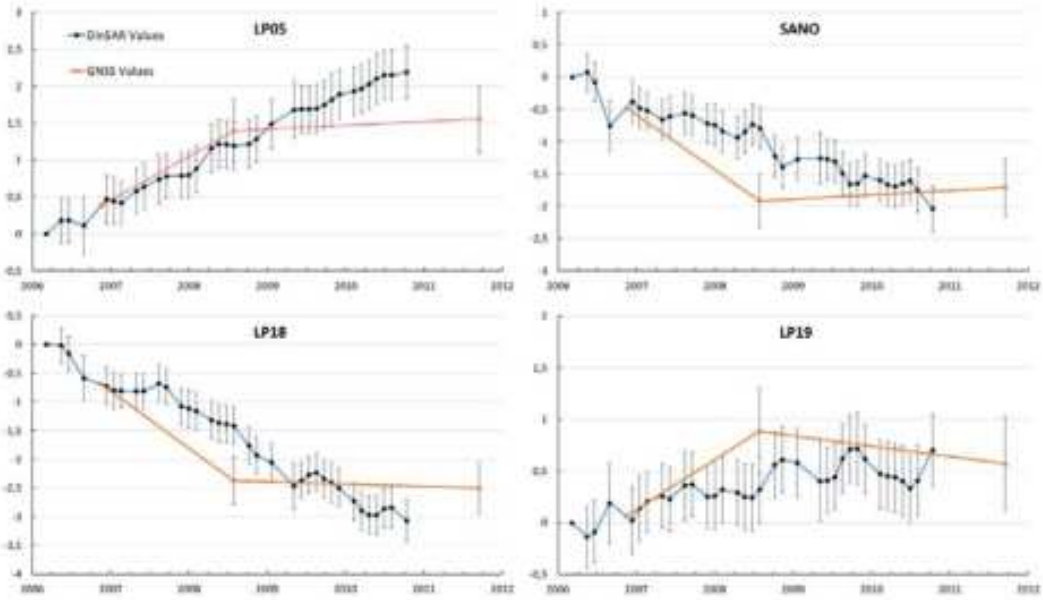


Figura 5.1 - Comparación entre las series temporales obtenidas mediante técnicas InSAR (azul) y GNSS (naranja). Para la comparación entre ambas técnicas se han proyectado los datos GNSS al vector LOS del satélite.

El estudio GNSS se realizó diseñando una red que permitiese el estudio completo de la isla. Para cubrir la totalidad de la isla se seleccionaron 26 puntos de observación entre los que se incluían puntos previamente materializados por el Instituto Geográfico Nacional pertenecientes a la red geodésica REGENTE (Figura 5.3). Se realizaron cuatro campañas de adquisición de datos en los años 2006, 2007, 2008 y 2011 y los datos fueron publicados previamente por Prieto et al.[98]. En este trabajo se han reprocesado los datos originales usando el software GAMIT/GLOBK 10.4[61] usando las efemérides precisas del International GNSS Service (IGS)[110] y los parámetros precisos de orientación de la Tierra proporcionados por el International Earth Rotation Service (IERS)[111]. Esto permitió mejorar la precisión de los resultados, así como obtener series temporales con menor incertidumbre. Los resultados para cada punto de observación se encuentran disponibles en el material suplementario del artículo, pudiendo ser consultados en el Anexo 4 de esta tesis.

Para la detectar cualquier posible señal relacionada con el incremento o redistribución de masas bajo la superficie es necesario realizar un estudio micro gravimétrico. Con este fin se diseñó una red de 12 estaciones en la zona sur de la isla y se realizaron cuatro campañas de observación para su estudio en los años 2008, 2009, 2011 y 2014 (Figura 5.3). En este estudio no se detectaron variaciones significativas de gravedad en ningún punto de la red.

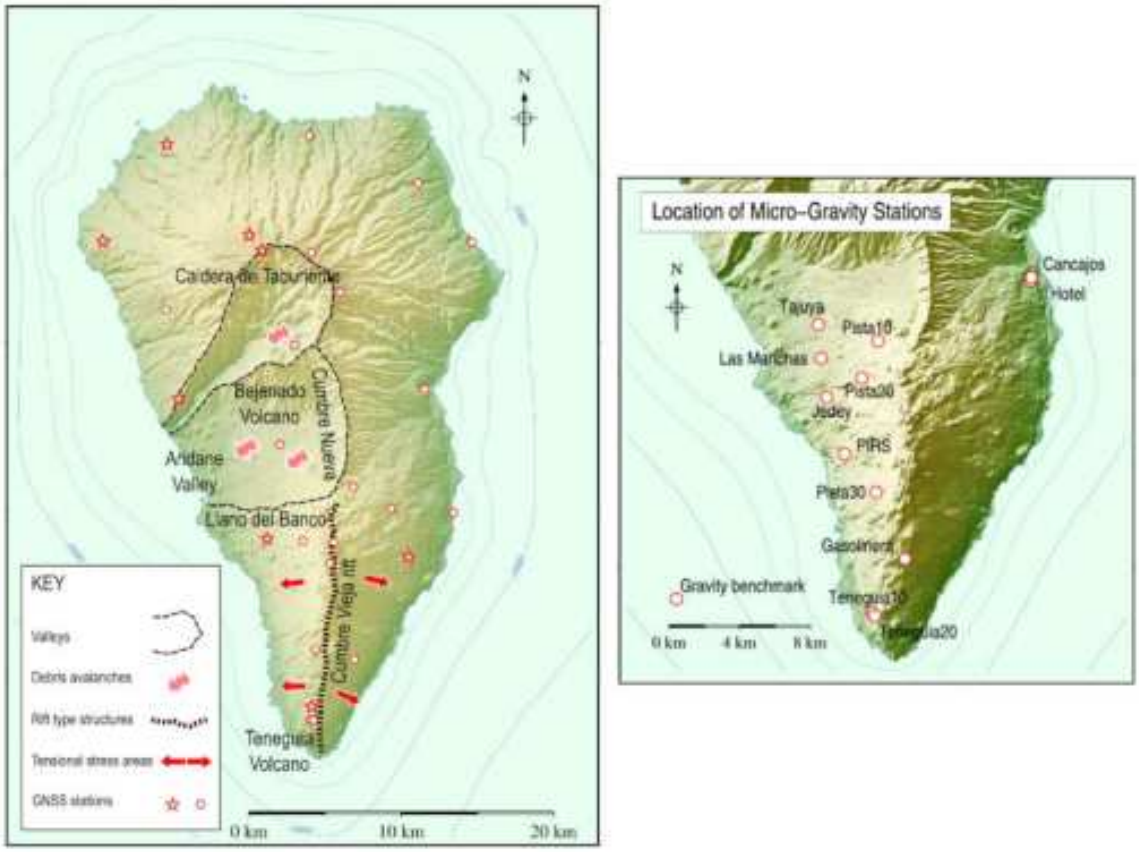


Figura 5.3 - Localización de las estaciones de medida para las campañas GNSS (izquierda) y micro-gravimetría (derecha).

En resumen, se encontraron deformaciones de pequeña magnitud (con velocidades entre 0.5 y 2 cm/año) que no se habían detectado con anterioridad, la más significativa la detectada en la zona del Valle de Aridane, misma zona donde en septiembre de 2021 tuvo lugar la erupción del volcán Tajogaite. Estos resultados justificaban la necesidad de continuar la monitorización geodésica de la isla y mostraban como el uso de interferometría radar puede solventar las limitaciones de otras técnicas, como la de redes GNSS, cuyos costes operacionales, su limitada cobertura y su resolución espacial limitan su rendimiento en monitorización volcánica. Estos factores hacen que, sobre todo en las fases iniciales de reactivación donde las deformaciones son pequeñas y variables en el tiempo y el espacio, las técnicas de interferometría radar de apertura sintética resulten esenciales para la monitorización volcánica.

Mi contribución personal en este trabajo se inició con el planteamiento inicial del estudio tras consultar trabajos de otros autores, la planificación y elaboración del trabajo desarrollado mediante interfometría radar, incluyendo la obtención de las imágenes de los satélites ERS-1/2 y ENVISAT a través de un proyecto "Category 1" de la Agencia Espacial Europea, el procesado de los datos SAR utilizando técnicas de interferometría, participación en el reprocesado de datos GNSS, la comparación con las campañas previas de GNSS y la recopilación del resto de información

disponible de diferentes técnicas geodésicas para la confección del artículo junto con el resto de los autores.

Este artículo se publicó en la revista de acceso abierto *Remote Sensing* del grupo editorial *MDPI* el 10 de agosto de 2020. La cita del trabajo es la siguiente:

Escayo, J.; Fernández, J.; Prieto, J.F.; Camacho, A.G.; Palano, M.; Aparicio, A.; Rodríguez-Velasco, G.; Ancochea, E. Geodetic Study of the 2006–2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 2566. https://doi.org/10.3390/rs12162566

El material suplementario de este artículo se puede consultar en el Anexo 4 de esta Tesis Doctoral.

Esta revista tuvo en 2020 un CiteScore de 6.6 estando en el primer cuartil (Q1) en *Scopus*, y un factor de impacto de 4.848 estando también en Q1 en JCR.

A fecha de 1 de diciembre de 2022 cuenta con 5 citas (*Google Scholar*) y 3016 visualizaciones del texto.

Resultados derivados de este trabajo fueron presentados en los siguientes congresos internacionales:

Fernández Torres, J.; **Escayo, J.**; Camacho, A.G.; Prieto, J.F.; Mallorquí Franquet, J.J. Surface Deformation Study of La Palma Island Using C-Band Radar Imagery and GNSS Data. In Proceedings of the 18th International Symposium on Geodynamics and Earth Tides; Trieste (Italia), 2016.

Escayo, J.; Bru, G.; Camacho, A.; Prieto, J.F.; Mallorquí, J.J.; Fernández, J.; Escayo, J.; Bru, G.; Camacho, A.; Prieto, J.F.; et al. New A-DInSAR Study of La Palma, Canary Islands, Spain. Results and Interpretation. *EGUGA* 2016, EPSC2016-16734.

Prieto, J.F.; **Escayo, J**.; Palano, M.; Fernández, J.; Camacho, A.G.; Mallorquí, J.J. Time Series of Surface Displacements in La Palma, Canary Islands, Determined Using Satellite Radar and GNSS. In Proceedings of the American Geophysical Union Fall Meeting – AGU; San Francisco, 2016.

Escayo, J.; Fernández Torres, J.; Camacho, A.G.; Prieto, J.F.; Mallorquí Franquet, J.J. Time Series of Surface Displacements In La Palma, Canary Islands, Determined Using Satellite Radar and GNSS Data. In Proceedings of the ESA – FRINGE 2017; Helsinki, Finlandia, 2017

remote sensing

MDPI

Article

Geodetic Study of the 2006–2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results

Joaquín Escayo [1], José Fernández [1,*], Juan F. Prieto [2], Antonio G. Camacho [1], Mimmo Palano [3], Alfredo Aparicio [1,4], Gema Rodríguez-Velasco [5] and Eumenio Ancochea [6]

1 Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), C/ Doctor Severo Ochoa, No. 7. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain; jescayo@ucm.es (J.E.); antonio_camacho@mat.ucm.es (A.G.C.); josefern@ucm.es (A.A.)

2 E.T.S. de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031 Madrid, Spain; juanf.prieto@upm.es

3 Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo—Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italy; mimmo.palano@ingv.it

4 Retired & now at Dpto. de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Calle de José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid, Spain

5 Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Unidad Departamental Astronomía y Geodesia, Universidad Complutense de Madrid, Fac. C. Matemáticas, Plaza de Ciencias, 3, 28040 Madrid, Spain; geos@mat.ucm.es

6 Departamento de Mineralogía y Petrología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain; anco@ucm.es

* Correspondence: jft@mat.ucm.es; Tel.: +34-91-394-4632

Received: 3 July 2020; Accepted: 7 August 2020; Published: 10 August 2020

check for updates

Abstract: La Palma is one of the youngest of the Canary Islands, and historically the most active. The recent activity and unrest in the archipelago, the moderate seismicity observed in 2017 and 2018 and the possibility of catastrophic landslides related to the Cumbre Vieja volcano have made it strongly advisable to ensure a realistic knowledge of the background surface deformation on the island. This will then allow any anomalous deformation related to potential volcanic unrest on the island to be detected by monitoring the surface deformation. We describe here the observation results obtained during the 2006–2010 period using geodetic techniques such as Global Navigation Satellite System (GNSS), Advanced Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry (A-DInSAR) and microgravimetry. These results show that, although there are no significant associated variations in gravity, there is a clear surface deformation that is spatially and temporally variable. Our results are discussed from the point of view of the unrest and its implications for the definition of an operational geodetic monitoring system for the island.

Keywords: A-DInSAR; GNSS; gravimetry; La Palma; Canary Islands; volcanic unrest; surface deformation; volcano geodetic monitoring

1. Introduction

The detection of the accumulation and ascent of magma from depth can have a practical application providing advance warning of future eruptive activity [1]. A basic tool for this is to use geodetic deformation and gravity data [2,3]. Their use, together with appropriate inversion techniques, allow exploring the geometry, volume and location of magmatic reservoirs along the volcano plumbing systems, thus helping to understand the mechanisms and characteristics of unrest and eruption [4]. Recent decades have seen an explosion in the quality and quantity of volcano geodetic data [3], in particular using satellite radar interferometry (InSAR). This technique gives the option to have high precision and high spatial resolution, spanning decades, measurements of deformation for a large

number of active volcanic areas and allows carrying out a time study of magma movements along their plumbing systems. Many volcanic active regions are characterized by complex patterns of ground deformation resulting from multiple natural (e.g., inflation, deflation, dike intrusion, active faulting, flank instability and landslides) and anthropogenic sources [5–9]. Therefore, geodetic data are usually applied to study the main natural and anthropogenic sources of deformation as well as their associated hazards on active volcanic areas. Considering this, we applied geodetic observation techniques to study La Palma, Canary Islands, during 2006–2010.

The Canary Islands are located in the northwestern part of the Nubian (African) tectonic plate, relatively far from major plate boundaries and close to the thickened Western African craton continental lithosphere. They comprise a group of seven major islands forming a roughly east–west trending archipelago, and dated rocks show an age progression from Fuerteventura and Lanzarote in the east to La Palma and El Hierro Islands in the west (Figure 1). In general, older islands offer clearer evidence of longer erosional periods.

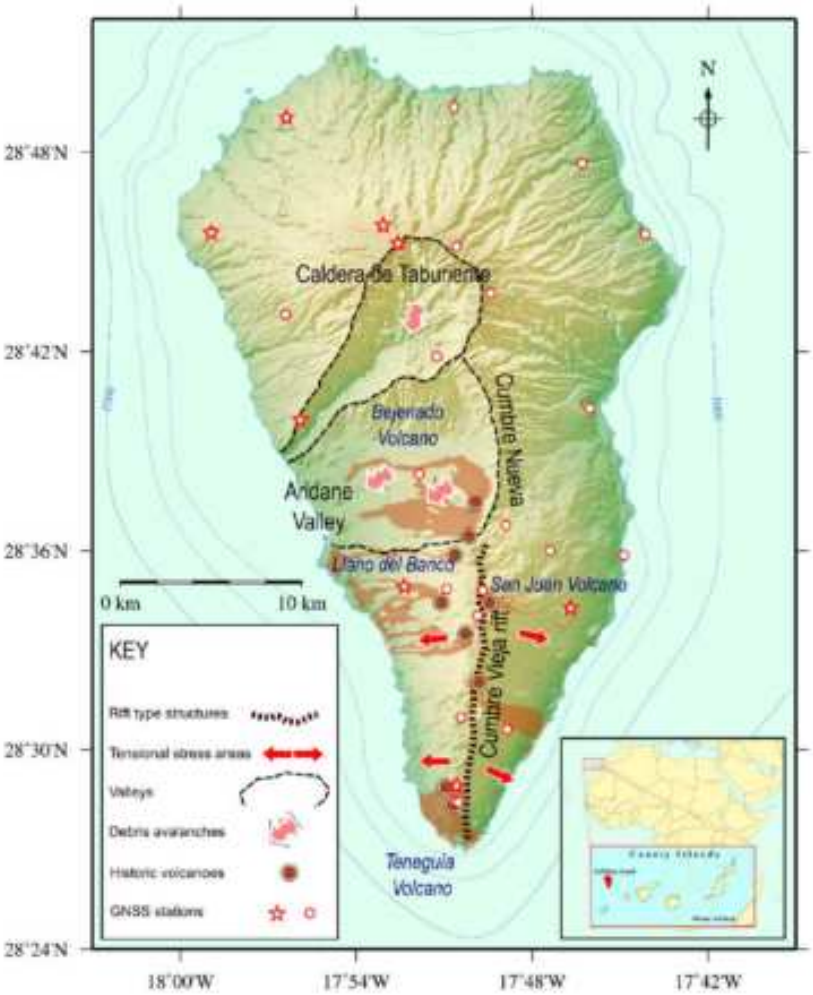


Figure 1. Location map of the Canary Islands, La Palma Island and its position relative to the West African coast (inset), as well as a map showing the structural geomorphological characteristics of La Palma Island, the main areas of interest for geodetic monitoring of the island and GNSS monitoring stations of the episodic geodetic network. Former IGN stations are shown with stars. All other new stations in the network are shown with circles.

The islands rest on a transitional crust that is overlain by a sedimentary cover with a maximum thickness of 10 km in the eastern zone and a minimum of 1 km in the western sector [10]. Even after a century of study, their origins remain under discussion, and several hypotheses have been proposed. A summary of the geological and geodynamic framework of the Canary Islands was reported by Fernández et al. [11] (references therein). The anomalous seismicity detected on Tenerife Island between 2003 and 2006 [12–15], the recent eruption in El Hierro in 2011 [16–19] and the anomalous seismicity observed in La Palma in 2017 and 2018 [20], coupled with economic and population security issues, point to the need for in-depth study to design a monitoring system for the entire Canary Islands (Figure 1), currently the only active volcano system in Spain [11].

This study includes aspects of geodetic volcano monitoring, which is an important part of the monitoring system [3,11,21]. To complete this study, the baseline deformation state of each island must be determined to identify possible anomalies that may be associated with volcanic unrest.

Within this framework, Fernández et al. [11] were the first to determine the background deformation field on Fuerteventura Island based on a dataset of 23 descending orbit ENVISAT satellite radar images from the ESA archive, acquired during the period 2003–2010 using advanced differential radar interferometry (A-DInSAR). They concluded that in the time interval studied the Island of Fuerteventura was stable overall, which is consistent with the lack of recent volcanism in the area. However, a review and update of previous InSAR studies and their results is still pending for the rest of the Canary Islands.

La Palma is the second youngest and historically the most active island in the Canarian archipelago. It accounts for most of the historic eruptions that have occurred in the archipelago over the last 500 years, and all the eruptive events have taken place along the Cumbre Vieja rift to the south of the island [22] (Figure 1).

La Palma is a salient example of a steep-sided composite volcano [23]. Its volcanic edifice rests on the oceanic crust at a sea-floor depth of 4000 m, and the subaerial topographic elevations reach around 2500 m. It is a triangular shaped island with dimensions of 45 km from north to south and 27 km from east to west at its widest part (Figure 1). It has an area of 708.32 km^2. The structural and geological development of La Palma is complex, with interactions between large intrusions linked with effusive episodes inserted between periods of erosional gap, together with gravitational mass-wasting phenomena [24]. At least two debris avalanches have occurred in La Palma [25–27]. Cumbre Vieja is the last volcanic expression of a succession of growing and overlapping volcanic centers in La Palma.

A more detailed description of the main characteristics of the structure and volcanology of La Palma is given in [23,28,29] (and their references).

The volcanic activity in La Palma includes six eruptions (in A.D. 1585, 1646, 1677, 1712, 1949 and 1971), of which the 1971 Teneguía eruption was the last sub-aerial eruption in the Canary Islands, and the absence of any operational geodetic monitoring system implemented on the island before the 1990s points to A-DInSAR as a basic information source for the study of surface displacements. Several geodetic studies using GNSS, gravimetry and InSAR techniques have been carried out on the island since the late 1990s [11,23,30]. Table 1 lists a summary of these studies.

The tsunami caused by the earthquake in SW Asia on 26 December 2004, with its enormous human and economic cost, spotlighted the works published on the likelihood and possible effects of a catastrophic landslide on La Palma Island [5,6,31] and stressed the importance of determining whether there are any displacement on the island that might be associated with possible landslides [23].

Recently, from the discussion of seismic and geochemical anomalies during 2017 and 2018, Torres-González et al. [20] found evidence of a stalled magmatic intrusion in La Palma at a depth of ca. 25 km, with a volume of between 5.5×10^{-4} and 3×10^{-2} km^3. They did not detect any significant displacement using a GPS network comprising of only six stations on the island.

Both the landslide hazards and this new result make it even more important to determine the background deformation field on La Palma Island in order to detect any future anomalous deformation that could be associated with the rise of magma at shallower depths prior to a possible eruption or

landslide and to study the most appropriate geodetic monitoring approach for the island. This paper therefore continues the work started by Fernández et al. [11] on La Palma. We update the works (Table 1) prior to 2010 and use an A-DInSAR processing technique including an error estimation for the line of sight (LOS) mean velocity and deformation time series to determine the background deformation status. More specifically, we use the satellite C-band SAR data from the ENVISAT image archive of the European Space Agency (ESA) acquired in ascending and descending orbits, supplemented with GNSS and gravity measurements collected during the same time interval. This study is the first part of a more ambitious work that also includes the interpretation by state-of-the-art inversion techniques of the deformation measured with A-DInSAR techniques integrated with the 3D crustal density structure of the island.

Table 1. Previous geodetic research for the La Palma Island.

Reference	Time Period Studied	Technique Used	Main Results
Moss et al. [5]	1994–1997	Observation of a geodetic network on the western flank of Cumbre Vieja using EDM and rapid-static GPS.	A coherent pattern of displacement vectors but with no statically significant values [4,22]
Massonet and Sigmundsson [32]	1992–1995	Classical InSAR without topographic correction using only 1 pair of ERS radar images.	No deformation of the order of tens of cm. Smaller deformations could be masked by topographic fringes.
Fernández et al. [33]	1992–1999	Classical InSAR without topographic correction using ERS radar images.	No deformation at the level of tens of cm in LOS. Smaller deformations could be masked by topographic fringes.
Perlock et al. [30]	1992–2000	InSAR phase analysis techniques (coherent pixels technique, CPT; coherent target modelling method; and stacking) using ERS radar images.	Subsidence on the Teneguia volcano, where the last eruption (1971) took place. No deformation on the northern part of the island.
Prieto et al. [28]	2006–2008	GNSS surveys with a geodetic network comprising 27 stations	Subsidence and horizontal displacement detected in the area of the Teneguia volcano.
Arjona et al. [34]	1992–2008	A-DInSAR using CPT and ERS and ENVISAT radar images	Negative LOS displacement in the Teneguia volcano area and on the western flank of the Cumbre Vieja volcano.
González et al. [23]	1992–2000; 2003–2008	DInSAR using stacking with ERS and ENVISAT radar images	Two clear negative LOS displacements in the Teneguia volcano area and on the western slopes of the Cumbre Vieja volcano.
Torres-González et al. [20]	06/2017–06/2018	Continuous GNSS observations in a network of six stations	No deformation was detected

2. Geodetic Observations and Results

2.1. GNSS

To complement the previous geodetic GNSS works carried out on La Palma Island prior to the 2000s [2], a dense spatial sample of the island's ground deformation field was obtained from the La Palma episodic GNSS Monitoring Network established in 2006 [28,35]. It includes the national high-precision REGENTE geodetic network of seven sites, originally designed as a geodetic reference frame [11,36], and a set of new geodetic markers for monitoring volcano and geodynamic activity associated with the geology and structure of the island (Figure 1).

The geodetic network was designed to cover the areas of greatest susceptibility to potential significant surface deformation [37]. These are the rift-type structures and polygenic volcanic edifices such as the north–south rift of Cumbre Vieja; the areas of tensional stress caused by the continued injection of dikes on both sides of these rift structures; and calderas and valleys caused by debris avalanches such as Taburiente and Cumbre Nueva, as well as possible emerging calderas such as the hypothetical caldera resulting from the failure of the eruption of the San Juan volcano in the Llano del Banco area (Figure 1), after the 1949 eruption [31].

In addition to all these areas, the GNSS monitoring network covers the entire island with 26 GPS stations [28], as shown in Figure 1. There are two different types of geodetic network markers. The first

type corresponds to the stations belonging to the former IGN network which consist of 1.20-m concrete pillars on top of a 1.00 m square concrete foundation anchored to the rock (Figure 2a). The pillars are equipped with a centering device that allows us to set the GNSS antenna with repeatability of over 1 mm. The second type of monumentation of the new monitoring stations consists of a benchmark steel bolt anchored to the rock (Figure 2b), as used routinely in other geodetic studies [38].

Figure 2. Examples of the two kinds of network geodetic markers: (**a**) a concrete pillar, equipped with a centering device, on a square concrete foundation anchored to the rock; and (**b**) a benchmark steel bolt anchored to the rock.

Surveys were carried out to monitor the island in 2006, 2007, 2008 and 2011. The 2006 and 2007 campaigns used seven Ashtech Z-Xtreme and Trimble 5700 GPS receivers with dual frequency geodetic antennae, while the 2008 and 2011 campaigns were both performed with six Topcon Hiper-Pro receivers and Topcon CR-G3 dual frequency choke ring antennae. In all four campaigns, at least two different sessions were carried out per station to minimize systematic local and/or user errors. For the bolt anchored stations, leveled fixed-height poles were used as antenna monument [38] to ensure a height repeatability of 1 mm with a random horizontal error of less than 2 mm [28]. The observations covered periods of 5–8 h, depending on the baseline lengths involved in each session.

The first GNSS data results were obtained by Prieto et al. [28]. Here, we report a new and comprehensive processing of all the acquired GNSS data by using the GAMIT/GLOBK 10.4 software [39,40] and by taking into account precise ephemerides from the IGS [41] and Earth orientation parameters from the International Earth Rotation Service [42]. To improve the overall configuration of the network and link the regional measurements to an external global reference frame, data from over 15 continuously operating global tracking stations, mainly permanent IGS networks [43], were introduced in the processing. Station coordinates and Earth orientation parameters were estimated with daily double differenced GNSS phase observations. The observations were weighted according to the elevation angle, with a cut-off angle of 10°. Absolute IGS antenna phase center and atmospheric zenith delay models [44] were used, and Global Mapping Functions [45] were adopted for the neutral atmosphere. The results of this processing step are daily estimates of loosely constrained station coordinates and other parameters, along with the associated variance-covariance matrices.

In a subsequent step, the loosely constrained daily solutions were used as quasi observations in a Kalman filter (GLOBK) to estimate a consistent set of daily coordinates (i.e., time series) for all sites. All the time series were inspected to eliminate anomalous solutions (based on the maximum uncertainty) and to correct possible jumps related to antenna changes. The time series for each station are shown in Figures S1–S26. As a final step, the loosely constrained solutions and their full covariance matrices were combined using the GLORG module of GLOBK to estimate a consistent set of positions and velocities in the ITRF2008 reference frame [46], by minimizing the horizontal velocity of the 15 continuously operating global tracking stations. To adequately show the crustal deformation pattern over the study area, we aligned our estimated GNSS velocities to a fixed Nubian reference frame (see [47] for details). Annual mean velocities and their associated uncertainties are shown in Figure 3 and summarized in Table S1.

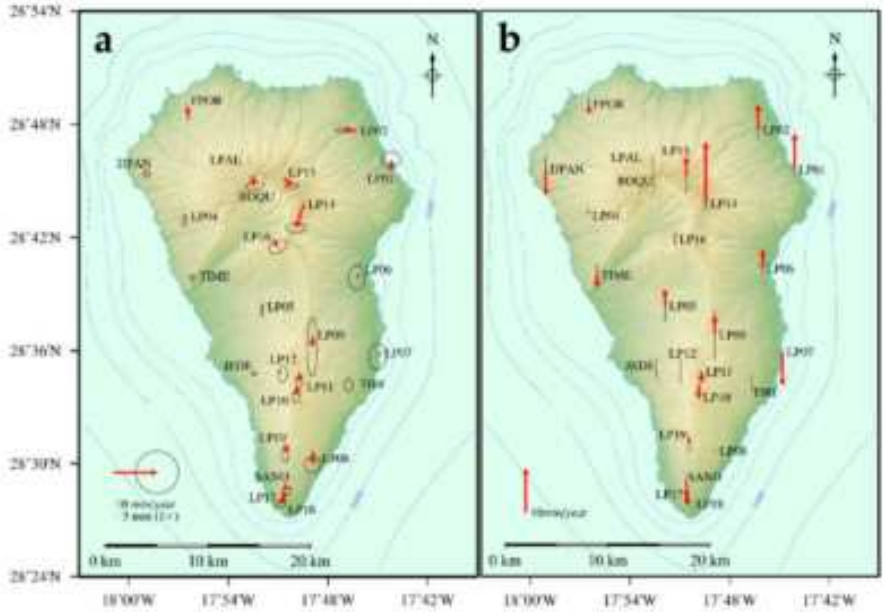


Figure 3. Annual mean velocities for the GNSS monitoring stations on La Palma Island with their uncertainties for the period 2006–2011: (**a**) horizontal annual mean velocities; and (**b**) vertical annual mean velocities.

It should be noted that the deformation detected at the GNSS stations is, as a general rule, nonlinear. However, when the GNSS time series of these deformations are studied and compared (Figure 4 and Figures S1–S26), it can be seen that they depart very little from the linear trend. This is because the deformations are not large, and the interval studied is limited to five years. For this reason, the annual mean velocities estimated from the time series represent well the general movements that have taken place during this period.

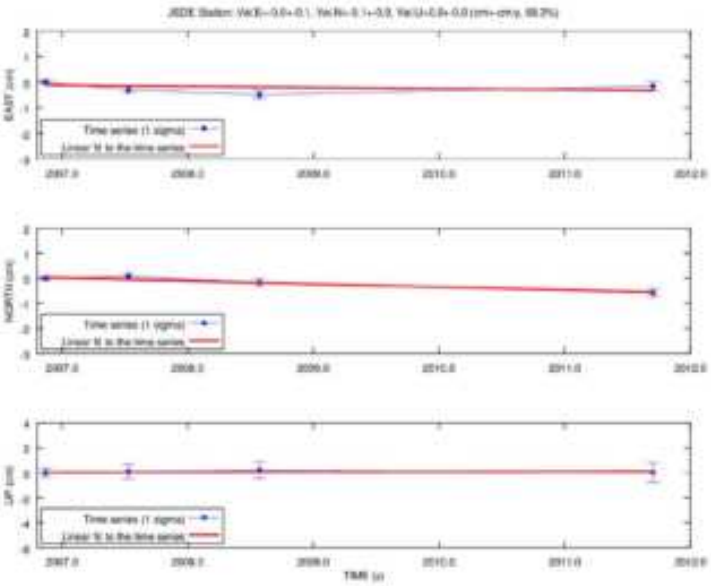


Figure 4. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for the JEDE station. This station was used as one of the velocity seeds with zero cm/year (in LOS projection) for A-DInSAR processing of descending orbit images. The red lines on the subfigures show the linear fit to the time series used to estimate the mean annual velocities.

2.2. A-DInSAR

Advanced Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry (A-DInSAR) is a microwave remote sensing technique that allows us to investigate surface deformation phenomena with a centimeter to millimeter precision and with a large spatial coverage capacity [48,49]. In particular, the A-DInSAR technique uses the phase difference, often referred to as an interferogram, between two suitable SAR images to temporally separate observations in a study area, and it provides a measurement of the ground deformation projection along the radar line of sight (LOS) [50]. For our A-DInSAR analysis, we used Synthetic Aperture Radar (SAR) data from the ESA's ENVISAT satellite to retrieve ground deformation maps in the time period covered by the four GNSS campaigns.

Envisat satellite described a Sun-synchronous low-Earth orbit. This type of orbiting satellites has an ascending pass that occurs when the satellite moves northward toward the equator and a descending pass, on the other side of the planet, where the satellite moves southward. Since A-DInSAR technique retrieves the displacement in one dimension (in the LOS direction), studying both geometries allow to retrieve more information on the deformation.

The descending orbit of the same SAR dataset was previously used in other studies (see Table 1). González et al. [23] used interferogram stacking with 19 radar images for the period 2003–2008. Arjona et al. [34] used A-DInSAR techniques with 18 radar images for the period 2006–2008. Arjona et al. [34] used 15 ENVISAT radar images acquired in the ascending orbit for the period 2004–2007.

In this study, the A-DInSAR analysis was performed using the Subsidence software, based on the Coherent Pixels Technique (CPT) [51]. This software allows us to improve on previous results in several ways: by studying two geometries (ascending and descending) and including a deformation time-series for each coherent pixel within our study area and an error estimation of the velocity results [52]. The CPT algorithm and Subsidence software have been successfully used to perform multiple studies of different scenarios [8,53–55]. We also increased the time period considered, from 2004 to 2010, and the number of radar images. The use of a more advanced technique and a larger number of images covering a longer time period, led to more precise results.

2.2.1. SAR Dataset

The dataset used in this study comprises 68 ENVISAT Single Look Complex (SLC) images: 42 obtained in descending orbit and 26 in ascending orbit. These images were acquired and provided by ESA and the dataset includes all the available images for this sensor, acquisition mode (IS2) and our region of interest. All the images are from tracks 359 and 431 for descending and ascending orbits, respectively. The list of all the SLC images used is given in Table S2.

ERS-2, a C-Band satellite launched in 2002 and operational until 2011, products were also provided by ESA for the same tracks and frames. They were originally considered for inclusion in this study, but subsequently discarded due to high Doppler centroid frequency differences between the images for this period. This is due to the fact that a single gyroscope operation mode was used from February 2000 owing to the failure of five of the six onboard gyroscopes [56].

An area covering the entire island of about 33 km × 47 km was cropped from the original 100 km × 100 km SLC images. All SLC images were co-registered to make the dataset appropriate for subsequent A-DInSAR processing. To minimize perpendicular and temporal baselines, images 20070711 and 20080204, for ascending and descending orbits, respectively, were selected as reference images for co-registration [57].

Interferograms were generated using all possible pairs within 350 m perpendicular baseline and 400 days temporal baseline, discarding pairs with large perpendicular and temporal baselines (over 150 m and 150 days simultaneously). This criterion was used for both geometries. A Delaunay triangulation was also considered, although a larger set of interferograms was found to offer better results. This selection mode generated a total of 150 interferograms for descending orbit and 54 for ascending (see Tables S3 and S4 for the complete list). The number of descending interferograms was larger because of the higher number of SLC images, which reduces the temporal baseline between

interferometric pairs. Since we were unable to use images acquired before 2006, our study needed to be reduced to cover the time span from March 2006 to April 2009 for ascending orbits and up to October 2010 for descending orbits. Figure S27 represents the spatial and temporal baselines obtained for the ascending and descending orbits.

An external high-resolution Digital Elevation Model (DEM) was used to remove the topographic phase from the interferograms. This DEM was generated with data from the Spanish public agency Instituto Geográfico Nacional (IGN), which provides these data for scientific and civilian use. The data consisted of orthometric heights for the entire La Palma Island and a geoid model (EGM08-REDNAP). A 25 m × 25 m ellipsoidal height DEM was generated with these data and used to remove the phase component due to the topography.

2.2.2. A-DInSAR Processing

We used the Coherent Pixels Technique algorithm (CPT) to obtain the surface displacements [51]. This is a coherence-based method that works with distributed scatterers at low-resolution over the multi-looked interferograms, similar to the widely-used Small Baselines Subset (SBAS) [50,58]. The geological characteristics of the surface and the available dataset make this kind of analysis more suitable than a full-resolution approach such as the Point Scatters (PS) method [59]. A mean coherence map was processed to establish a coherence-based pixel selection, using a multilook window of 15 lines in azimuth and three samples in range. This multilook results in low-resolution pixels obtained from the average of 45 pixels from the original interferogram, corresponding to 60 m × 60 m of ground spatial resolution.

A coherence criterion was chosen to select the pixels with sufficient phase quality to obtain the surface deformation. A medium coherence threshold of 0.35 was applied, corresponding to a phase standard deviation of 18° [49]. This value provides good spatial coverage and sufficient phase quality to obtain a convergent solution. A Delaunay triangulation was used between pixels, and a limit of 800 m was established to reduce the atmospheric artifacts in the linear processing. To estimate linear velocity, CPT requires velocity and DEM error seeds, points with known velocity and altitude for the entire time period studied [51]. The GNSS stations JEDE and TIRI were used as velocity seeds, as their locations (on the eastern and western flanks of the Cumbre Vieja volcano) and the knowledge of their almost zero displacement rates from the GNSS measurements indicated that they would be good choices (see Figure 4 for the JEDE station and Figure S26 for the TIRI station). An additional seed was placed in Los Canarios village in the southern part of the island for descending processing, which was required to obtain LOS displacements in the Teneguía area due to a zone of very low coherence between this area and the TIRI seed. Points with low topography were selected for DEM error seeds (see Figure 5b).

The atmospheric contribution to the phase must be calculated to obtain the nonlinear velocity. Atmospheric perturbations are considered as a low spatial frequency signal in each interferogram due to their approximately 1-km correlation distance. However, the atmospheric contribution of a given pixel can be considered as a white process in time, as atmospheric conditions can be considered a random variable for each acquisition date. For instance, troposphere characteristics vary from one day to another. However, nonlinear movements have a narrower correlation window in space and a low-pass behavior in time. In view of all these considerations, atmospheric artifacts can be estimated with a filtering process in both the spatial and time domains [57,59,60].

A low-pass temporal filtering was applied to nonlinear estimation results to further reduce residual noise that was not removed in the second step of the processing (estimation of the nonlinear deformation component).

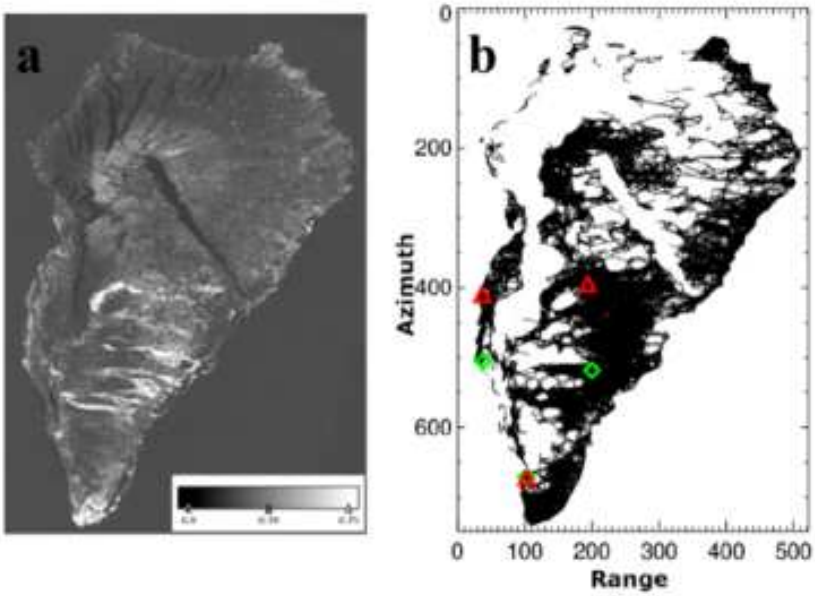


Figure 5. (**a**) Mean coherence map for a multilook of 15 lines in azimuth and three samples in range for the island. White areas represent high coherence zones and dark areas represent low coherence zones. (**b**) Selected pixels that met the coherence criteria and the Delaunay triangulation between them. Velocity and DEM error seeds are marked as a rhombuses and triangles, respectively. Note that these images are in radar coordinates, and there is a mirroring effect along the horizontal axis due to the acquisition geometry in descending orbit.

2.2.3. A-DInSAR Results

La Palma Island is characterized by its high topography and areas of dense vegetation, which are the main reasons that A-DInSAR analysis is not optimal to study certain areas of the island. We processed the entire island in our study, but, due to the low number of pixels selected for the northern part of the island, we limited the results to the southern part, south of Caldera de Taburiente and the Cumbre Nueva volcano. Figure 5a shows the mean coherence of the multilook used (15 lines in azimuth and three samples in range direction); the northern part of the island is characterized by very low coherence values.

In our analysis, 19,082 and 10,533 pixels were selected in ascending and descending orbits, respectively. Some pixels shown in Figure 5b do not appear in Figure 6, as they were not assigned a linear velocity value. To obtain the linear velocity, each pixel must fulfil certain coherence criteria and be connected to a seed, and since no seeds are used in the northern part of the island the velocity of these points is not calculated.

The linear results for the region show a range of velocities between +1 and −2 cm/year in LOS direction. Positive values indicate pixels that move toward the satellite and negative values correspond to pixels that move away from the satellite. Note that some previous works discussed here [23] use the opposite sign convention.

The next step in our study consists of atmospheric filtering, calculating nonlinear displacements, and estimating statistical errors [52]. The final result is the time series of LOS displacements with an error estimation for each selected pixel in the region of interest. We selected three pixels for each geometry to show the results (see Figures 6 and 7). Pixels 1 and 4 present the maximum displacement rates on the flank of the Teneguía volcano. Pixels 2 and 5 are located in a stable zone during the period considered, on the western flank of the Cumbre Vieja volcano, with close to zero displacement. Pixels 3 and 6 are located in the northern part of the study area, in the southern part of the Cumbre Nueva volcano in the Aridane Valley, and also show significant LOS displacements.

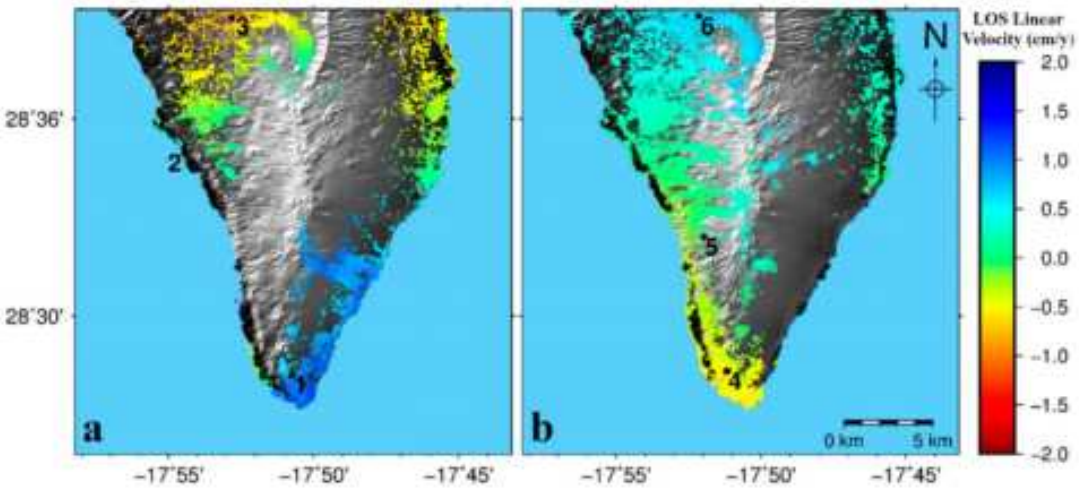


Figure 6. LOS linear velocity results for La Palma Island using the CPT A-DInSAR technique applied to ENVISAT radar images for the period 2006–2010. Displacements are in cm/year. (**a**) Results for ascending ENVISAT radar images and (**b**) descending ENVISAT radar images. Numbers **1–6** mark the locations of the selected pixels for which the LOS time series are shown in Figure 7. Positive values indicate pixels that move toward the satellite and negative values correspond to pixels that move away from the satellite.

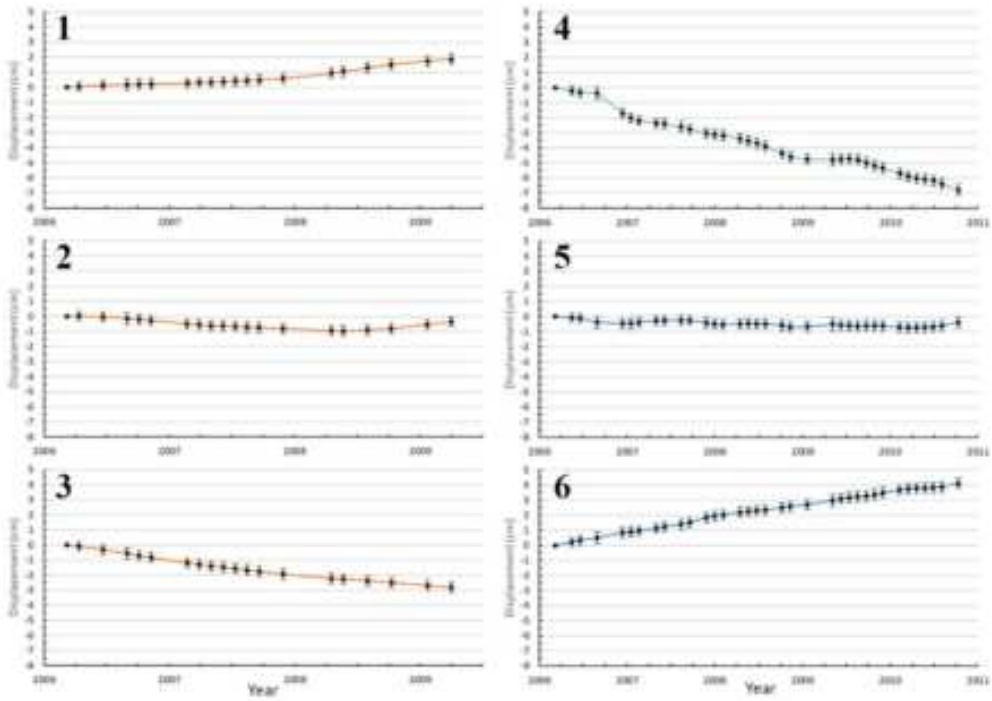


Figure 7. Time series of LOS displacements for selected pixels representing three different areas with different displacement patterns. Subfigures 1 and 4 show the displacement obtained at the Teneguía Volcano (pixels 1 and 4 in Figure 6). Subfigures 2 and 5 show two stable points (pixels 2 and 5 on Figure 6). Subfigures 3 and 6 show the displacement of two pixels (3 and 6 in Figure 6) in the southern part of Cumbre Nueva with significant LOS displacement. Vertical axis corresponds with the displacement measured in cm. The left-hand column shows ascending orbit results and the right-hand column descending orbit results. See Figure 6 for pixel locations.

These results show that the uncertainties are very homogeneous over the study area, in the 0.25–0.35 cm interval range. This is a good result considering the number of images, the density of acquisitions for the time period and the perpendicular baselines between images.

2.3. Micro-Gravimetry Observations

To detect any possible signals related to additional masses or mass redistributions under the surface of La Palma, and taking into account the results reported in the literature [5,6,28,30,31], a micro-gravity network consisting of 12 stations was established in the SW part of the island and measured for the first time in June 2008 [35]. The geographic locations of the stations are shown in Figure 8, while their altitudes are represented in Figure 9. Coordinates are given in Table S5.

Figure 8. Geographic locations of the 12 micro-gravity locations on La Palma.

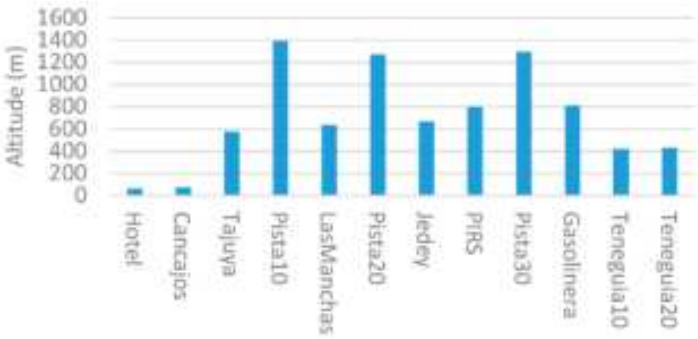


Figure 9. Graphic representation of the altitudes of the different stations in the micro-gravimetric network on La Palma Island.

Four observation campaigns were carried out in June 2008, August 2009, July 2011 and June 2014. The network was measured ten times during each survey, over a five-day observation period. One full measurement was taken in the morning and another in the afternoon, and the total observation time was around 13 h. The stations were represented by paint marks on rocks or concrete (see Figure 10). The observation methodology was the usual one for microgravimetry surveys [12,61], and each observation was corrected considering calibration factors, tidal variations, drift and possible jumps in the recording. A precise GNSS survey was carried out in parallel with each gravimetric observation to obtain high-quality altitudes for the microgravimetry stations. Two GNSS survey methods were applied (e.g., rapid-static and real time kinematic), depending on the station conditions. Due to

the different precisions of the two methods and the geoid model used (EGM08-REDNAP), a final adjustment was made with a different weighting strategy based on each variance factor, following the same procedure as [41]. This is a very controlled technique that has been proven in high-precision studies when calculating recorded observations and coordinates with different levels of precision [62]. The adjusted relative gravity values for each survey are listed in Table S6.

Figure 10. Photographs of the observation process, location and marking of the microgravity stations in the network on La Palma.

Based on the relative gravity values obtained, we opted to make a single global adjustment which allowed us to estimate simultaneously the corrections to the calibration factors for the different campaigns, the gravity variation rates (μGal/year) and the corrected gravity values at each station. All this was done without assuming any station to be stable, with a zero-variation rate (considering we have no available information that properly identifies a station as being stable throughout the study time period covered by the study) or any gravimeter as being perfectly calibrated.

Let g_{ij} be the relative gravity values obtained (after reducing the observation data) for each station i ($i = 1, \ldots, n$, where n is the total number of stations, $n = 12$) and for each campaign j ($j = 1, \ldots, m$, where m is the number of campaigns, $m = 4$). These values can be somewhat heterogeneous, and they are affected, among other things, by minor inaccuracies e_j in the calibration factors used for the gravimeters. If we denote the homogenized gravity values as G_{ij}, we can write:

$$G_{ij} = g_{ij}\left(1 + e_j\right),\ j = 1, \ldots, m. \tag{1}$$

Let t_i be the periods (in years) when the campaigns were carried out. Let t_o be a mean reference date (for example 2010) and let G_{i0} be the homogenized gravity value corresponding to that central moment $j = 0$. In these circumstances, we can introduce the annual variation rate v_i. in each station as given by:

$$G_{ij} = G_{i0} + v_i(t_i - t_o),\ j = 1, \ldots, m,\ i = 1, \ldots, n. \tag{2}$$

The value G_{i0}. is expressed as a function of the average value for the m campaigns, in the form:

$$G_{i0} = \frac{1}{m}\sum\nolimits_{j=1}^{m} g_{ij} + \delta_i = \overline{g}_i + \delta_i,\ i = 1, \ldots, n. \tag{3}$$

Combining Equations (1)–(3) we can write:

$$g_{ij} - \overline{g}_i = v_i(t_i - t_o) + \delta_i + g_{ij}e_j,\ j = 1, \ldots, m,\ i = 1, \ldots, n, \tag{4}$$

where the unknowns are v_i ($i = 1, \ldots, n$), δ_i ($i = 1, \ldots, n$) and e_j ($j = 1, \ldots, m$).

The resulting system of equations is clearly ambiguous or range-deficient (an ill-posed problem) as no scale is fixed. We solve this problem using the Tikhonov damping factor technique, a method of regularization of ill-posed problems [63]. It is also known as ridge regression and is particularly useful to mitigate the problem of multicollinearity in linear regression, which commonly occurs in models with a large number of parameters. The method generally provides improved efficiency in parameter estimation problems in exchange for a tolerable amount of bias.

In essence, for the system of observation Equations (4), which we now write in vector form as $\boldsymbol{Ax} - \boldsymbol{b} = \boldsymbol{r}$, with $\boldsymbol{A}$ being the design matrix, $\boldsymbol{x}$ denoting the vector of unknowns, $\boldsymbol{b}$ being the vector of independent terms and $\boldsymbol{r}$ denoting the vector of residuals. Solution $\boldsymbol{x}$ is computed as:

$$\hat{\boldsymbol{x}} = \left(\boldsymbol{A}^T\boldsymbol{A} + \alpha\, \boldsymbol{I}\right)^{-1} \boldsymbol{A}\, \boldsymbol{b}, \tag{5}$$

where $\boldsymbol{I}$ is the identity matrix (corresponding to the number of unknowns) and $\alpha > 0$ is the Tikhonov factor. In this case, the usual minimization of $\|\boldsymbol{Ax} - \boldsymbol{b}\|^2$ is replaced by the minimization of $\|\boldsymbol{Ax} - \boldsymbol{b}\|^2 - \alpha\|\boldsymbol{x}\|^2$, which, in addition to the size of the residuals, takes into account the size of the unknowns.

The g_{ij} data are the values contained in Table S6 for each of the $n = 12$ stations and each of the $m = 4$ dates. Applying the previously described adjustment process (and considering, after tests, an $\alpha = 1$ value), we arrived at the values shown in Table S4 and Table 2. The root mean square of the adjustment is 5.9 μGal, which is quite acceptable given the physical conditions of the network (very rugged relief and connected by means of winding forest tracks), but perhaps insufficient for studying such subtle variations.

Table 2. Adjusted temporal gravity rates for the 12 gravity stations.

Station	Altitude (m)	Annual Rate (μGal/Year)	Standard Deviation (μGal/Year)
Hotel	65	0.0	±2.0
Cancajos	76	**4.6**	±2.0
Pista10	576	2.0	±2.5
Pista20	1390	**−6.5**	±4.5
Pista30	637	−0.1	±2.7
Gasolinera	1273	−0.7	±4.4
Teneguia10	669	2.6	±2.8
Teneguia20	799	−1.6	±3.3
PIRS	1296	3.3	±4.8
Jedey	812	0.0	±3.6

Figures in bold indicate changes that are significantly higher than the respective estimated error.

Figure 11 shows the estimated annual rate and standard error for each of the 12 gravimetric stations in the network. It can be seen that the adjusted annual rate values and the standard error values are generally small. Two stations have values exceeding the standard error: Pista 20 (6.5 ± 4.5 μGal/year) and Cancajos (4.6 ± 2.0 μGal/year), although neither clearly exceeds twice the value of the standard error. This points to two conclusions: (1) the quality of the gravimetric network is acceptable (estimated standard errors of the order of ± 5 μGal/year for the annual rate values and mean root square residual of 5.9 μGal), although perhaps insufficient due to the small magnitude obtained for the variations measured; and (2) none of the adjusted annual rate values is significant. No significant variations in gravity are therefore detected in the gravity network, at least at the level of precision obtained.

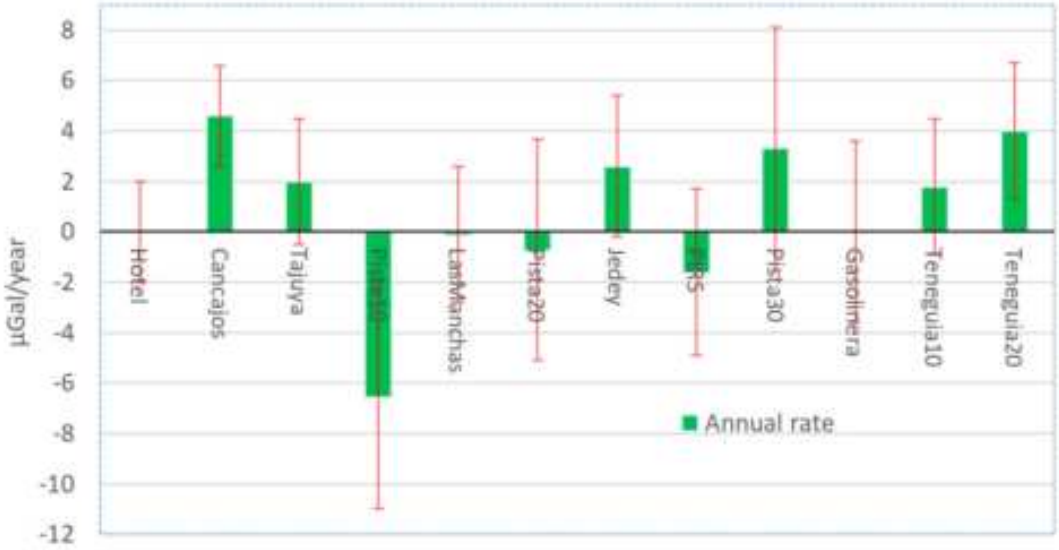


Figure 11. Graphic representation of the adjusted annual gravity changes (µGal/year) for the 12 gravity stations with their estimated standard errors.

3. Discussion

3.1. GNSS

As is the case for many of the Canary Islands, it is not evident where future eruptions will take place in La Palma because their likelihood (with varying probability) is not limited to a specific area but affects the whole island [11,21,64,65]. Another phenomenon that must be monitored on the island is the possibility of displacements that could be associated with a landslide motion in the area of the Cumbre Vieja volcano [6,66,67]. It was therefore necessary to install a geodetic monitoring system that extensively covered the island [11,21,68] and was the reason for defining a GNSS network, as previously described.

Two important aspects must be considered when assessing the applicability of this network for monitoring displacements on the island. The first is related to the comparison of the observed/expected magnitude of the displacements (when these values are available) in terms of the precision of the observation technique (between 0.5 and 1 cm in the different displacement components), while a second aspect concerns the possibilities for interpreting these displacements.

Some conclusions can be drawn from a study of the LOS displacements detected using A-DInSAR, which are of the order of 0.5–1.5 cm/year in absolute values, and their locations with respect to the GNSS stations. The first is that we are already at the detection limit of the survey mode GNSS observation used in the network [28,37], and the second is that the separation between the GNSS stations, which varies from approximately 1 to 10 km, combined with the magnitude of the displacement itself, implies that the temporal GNSS observation of the network defined for the interpretation/inversion of the displacements is of very limited applicability during the initial stages of unrest. This technique would therefore be more suitable when the displacement is on the order of tens of centimeters and a longer decay wavelength.

These limitations, coupled with the cost of GNSS observations [69], pointed to A-DInSAR as the primary technique for monitoring deformation on the Island of La Palma in an operational way. The main applicability of the GNSS network at the present is therefore the validation and scaling of the displacements, comparing the GNSS and A-DInSAR results. It would be very useful if some of the network stations were with continuous recording to complement the campaign mode. Obviously, the station locations must be selected taking into account volcanological, structural, geological and

geodynamic information as well as the results obtained from the radar observations. Unfortunately, this last aspect was not considered for the definition of the GNSS network in the study, as it was not available at the time of configuring the network.

3.2. GNSS-InSAR Comparison

It is interesting to note that, in the areas where the A-DInSAR results were obtained using ascending and descending radar images, the A-DInSAR results sometimes have a different sign for the LOS velocity in each geometric configuration. The signs of both LOS displacement velocities agree for the western flank of the Cumbre Vieja volcano, but they differ for the Teneguía volcano and Aridane Valley areas (see Figure 5). This is a very rough estimate because the LOS depends heavily on the look angle.

In a qualitative way, this clearly indicates that, in the first zone—the western flank of the Cumbre Vieja volcano—it is basically the vertical displacement component that contributes to the LOS and comprises mainly subsidence. This is confirmed by the GNSS results for the same area in Figure 3. This is not the case for the Teneguía area, where there is a contribution of both vertical and horizontal displacement components (E–W) in the LOS. This is again confirmed in Figure 3 for the GNSS stations located in this area. In the Aridane Valley area, there is only one station unable to represent the entire deforming area (see Figure 6).

To compare the GNSS and A-DInSAR information in a quantitative way, the three-dimensional variation of coordinates from the GNSS values for each station must be projected into LOS direction. We can do this using the equation [70]:

$$d_{LOS} = \mathrm{v}_{\mathrm{GNSS}} \cdot u = \left[v_x, v_y, v_z\right] \cdot \begin{bmatrix} -\sin\theta\cos\alpha \\ \sin\theta\ \sin\alpha \\ \cos\theta \end{bmatrix},$$

where $\left[v_x, v_y, v_z\right]$ are the three components of the GNSS velocity, θ is the incidence angle and α is the azimuth angle of the satellite track. In our sign criterion, positive values of d_{LOS} indicate that the pixel moves toward the satellite and negative values indicate that the pixel moves away from the satellite. Figure 12 shows both values for several GNSS stations from the network. It was basically observed from the error bars that the agreement is quite good, validating the conclusions described previously in the discussion of the GNSS results.

Because SAR is sensitive in the perpendicular direction to its azimuth and the satellite moves along an almost polar orbit, the LOS displacement can be assumed to be produced by vertical and E–W motion, and the N–S motion is neglected. To obtain the vertical and E–W components of the displacement, the ascending and descending LOS motions must be combined in areas where both are present [8]. However, if we consider the magnitude of the displacements observed using A-DInSAR and GNSS (Figures 3 and 6), it is clear that the computation of this decomposition will not produce good (i.e., sufficiently precise) results due to methodological aspects, as well as because the magnitude of the E–W motion is at sub-centimeter level in many of the coherent pixels, or very close to zero, i.e., of the same order or even lower than the A-DInSAR uncertainty [8]. We therefore did not calculate it.

A comparison of Figures 3 and 6 shows that the GNSS and A-DInSAR observations are also complementary in terms of coverage. There are GNSS pixels in some areas where there are no coherent SAR pixels, although the number of stations is very limited. Considering the magnitude of the displacements observed, as previously mentioned, it would also be more convenient to use continuous GNSS observations in place of the survey observation mode in some very well selected areas to increase the precision.

In view of all the aspects discussed in this section, our results show that, as in other environments [8], the ad-hoc establishment of survey mode GNSS networks improves the spatiotemporal monitoring of the 3D displacement of the island subjected to volcano hazard and complements the A-DInSAR

observations. As is well known [3], this is a valuable monitoring technique with a variety of applications at different stages of volcanic activity/unrest, ranging from complementing A-DInSAR (facilitating its validation and scaling) to data inversion, helping to obtain the characteristics of the deformation sources.

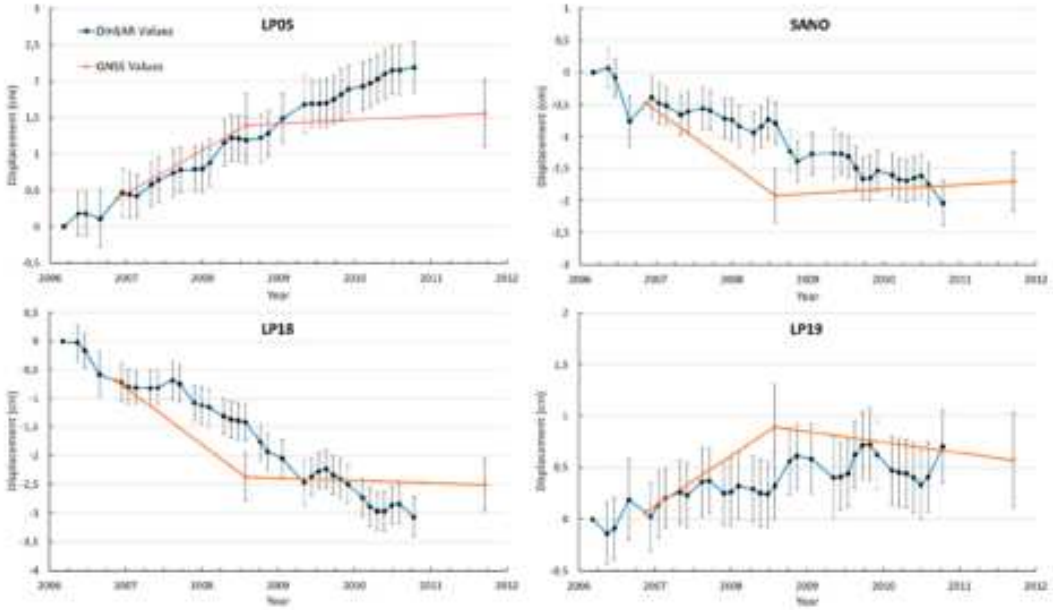


Figure 12. Deformation from InSAR and four stations (LP05, LP17, LP18 and SANO). A-DInSAR time series from descending orbit are plotted along GNSS values projected into the LOS vector to compare both datasets.

3.3. Comparison of the DInSAR Results with Previous Ones

We now compare our A-DInSAR results with the previous results obtained from images from the ESA's ENVISAT satellite [23,34]. However, it should be noted that we use a different processing methodology, consider a different time period and process a different number of images. Each of these aspects can produce differences in the results.

González et al. [23] estimated only the mean velocity using stacking, without time series or error estimation and corrected the atmospheric contribution by applying elevation-phase dependence. Their study focuses only on descending geometry and a total of 19 ENVISAT SLC images acquired between 2004 and 2008, which they compared with the results of the first analysis of only three GNSS surveys carried out between 1994 and 2007. It should also be noted that, in the case of their estimates for the linear rate from the 2004–2008 period, the images were noisier, mainly due to the smaller dataset, thus they recommended they should be considered with caution.

Arjona et al. [34] used a previous version of the Subsidence software without error estimation, processing both ascending and descending geometries. They included 15 images acquired between 2004 and 2007 for the ascending orbit and 18 images in the period 2006–2008 for the descending one.

The present work used the most recent version of the Subsidence software, which offers the latest developments in atmospheric filtering, error estimation, interferogram formation and velocity calculation. We used the complete available ENVISAT catalog for La Palma and processed a greater number of SLC images than in previous works, with 25 images for ascending geometry in the period 2006–2009 and 39 for descending geometry between 2006 and 2010 (Table S2). Updated GNSS results obtained from five surveys carried out between 2006 and 2011 were used for comparison, in parallel to the radar observation. Table 3 shows a comparison of the results obtained in these three works.

Table 3. Comparison of A-DInSAR results obtained using ENVISAT data for La Palma. The sign convention used by González et al. [23] was reversed, for the sake of comparison, to the one in this work.

Area of Study	González et al. [23]		Arjona et al. [34]		This Work	
	Asc. Orbit	Desc. Orbit	Asc. Orbit	Desc. Orbit	Asc. Orbit	Desc. Orbit
Western flank of Cumbre Vieja volcano	–	−0.5 cm/year	–	stable	–	Stable or no data
Eastern flank of Cumbre Vieja volcano	–	–	+1 cm/year	–	+1 cm/year	+1 cm/year
Teneguía volcano area	–	−0.5/−0.8 cm/year	+1 cm/year	−2 cm/year	+0.7 cm/year	−0.8 cm/year
Aridane valley	–	stable	stable	stable	−1 cm/year	+1 cm/year

Table 3 shows that, with a few exceptions, our findings agree with those obtained in previous works. Even considering that the results presented by Arjona et al. [34] were obtained using a smaller number of images and an older version of the Subsidence software, they concur with our result, except for the Aridane Valley area, which they described as stable while our processing shows displacements in both geometries. This difference may be due to the location of their seed. This area could be a good choice for locating a velocity seed since it is mostly flat with high coherence (large urban areas) and with no deformation signal detected by GNSS observation throughout the study period. Since the location of the seed is not described in their work [28], this is the most likely cause of the discrepancy between the results, coupled with the aforementioned differences between the two processing methods.

The discrepancies in the rest of the cases appear to be more closely related to the processing methodology or software version, the number of images and the time period. In this last aspect, if (in addition to Table 3) we consider the results of the ERS-1/2 images [23,30], it is clear that between 1992 and 2011 the magnitude and location of the LOS displacement rates (mean linear velocities) have changed across the study area, and they may be associated to some unrest in the island, as proposed by Torres-González et al. [20].

3.4. Microgravimetry Results

If there has been some unrest on the island, there may be new masses (magma) at shallow depths below the surface. This can be checked by using the gravity variation values obtained from the micro-gravity network observations. The possible variations in gravity could derive from: (i) free-air effects derived from vertical deformation produced by volcanic unrest, among other possible sources; or (ii) the contribution of additional masses, magma intrusions and/or density redistribution below the surface produced by internal and surface deformation.

The displacements detected using A-DInSAR in the gravity observation area (see Figures 3, 6 and 8) show that the deformation in the gravimetric stations is of the order of few mm/year, except perhaps in the Cancajos-Hotel, Gasolinera and Teneguia 10–20 stations, where LOS displacement values of the order of 0.8 cm/year may be reached. Assuming that these are all elevation rate values, the gravity variation corresponding to this maximum displacement would be lower than 3 μGal, which is clearly below the measurement precision.

Despite the difficulties posed by the observations with the La Palma microgravimetry network (given the rugged nature of the relief, and the distances and slopes to be traveled from point to point along forest dirt tracks), the adjusted quality parameters suggest that the observational work was satisfactory, with a standard deviation of around 5 μGal. At this level of precision, no significant geographically extensive variations in gravity were detected. It is conceivable that the variations in gravity associated with density redistribution must be very small (the deformations are minor) and the expected changes in mass, if any, are therefore not large enough to be detectable. As we did not measure any significant gravity changes, non-significant additional masses (magma) appear to be present at the shallow crustal level in the study area and time period.

4. Conclusions

A review and follow-up of previous InSAR studies is justified to determine the background surface displacement field for La Palma Island considering the existing hazards and risks [65,71]. We therefore studied this phenomenon for the period 2006–2010, using several last-generation geodetic observational techniques simultaneously (GNSS, A-DInSAR and microgravimetry).

The observational results show a broad deformation but with low magnitude and rates of 0.5–2 cm/year, without any significant gravity changes. This implies that there is no additional mass (magma) in the shallow crust below the Cumbre Vieja Volcano.

These displacements are within the detection limit of the survey mode of the GNSS method used in the network. The magnitude of the displacement and the separation between the GNSS stations (1–10 km approximately) indicates that GNSS has limited application in the interpretation/inversion of the displacements during quiescent periods and early stages of unrest, but is more useful at more evolved stages with shallow intrusions, when displacements of the order of tens of centimeters with a longer wavelength decay may appear.

In view of these limitations and the cost of GNSS observations, A-DInSAR is the primary method recommended for an operational volcanic geodetic monitoring system on La Palma Island, using advanced techniques as seen in this work. The main applicability of the GNSS network observations during quiescent periods or in the early stages of unrest is currently the validation and scaling of the A-DInSAR displacements. It would also be useful for some of the stations in the network to carry out continuous observations to complement the survey mode. The observational results described here suggest that the station locations must be selected based not only on volcanological, structural, geological and geodynamical information, but also considering the results of the radar observations. The GNSS stations should be installed in the most effective locations for validating and complementing the A-DInSAR results, potentially leading to significant reductions in the cost of geodetic monitoring. The GNSS network used in this study should therefore be redesigned in some areas of the island, and according to the current distribution of continuous GNSS stations.

We obtained new A-DInSAR results for La Palma, including time series of LOS displacements and error estimation, using images obtained in ascending and descending orbits. It should be noted that in areas where we have deformation results, the LOS obtained using ascending and descending radar images sometimes have different signs, as in the case of the Teneguía volcano and Aridane Valley areas. However, the sign of both LOS displacement velocities is the same for the eastern flank of the Cumbre Vieja volcano. This provides qualitative evidence that it is essentially the vertical displacement component that contributes to the LOS on the eastern flank of the Cumbre Vieja volcano, and it is mainly subsidence, as confirmed by the GNSS results for the same area. However, for the other two areas—the Teneguía volcano and Aridane Valley—both vertical and horizontal displacement components (E–W) contribute to the LOS. This is confirmed by the GNSS results for the Teneguía volcano area, although in the case of the Aridane Valley there is only one station, and the results cannot be checked against the GNSS results. In any case, there is good agreement between the GNSS and A-DInSAR results at a regional scale.

The GNSS and A-DInSAR observations can also be seen to be complementary in terms of coverage. There are GNSS stations in areas where there are no SAR pixels, although the number of stations is very limited, and it is worth studying whether the observation cost in terms of the results obtained would compensate for the increase in the number of GNSS stations. In summary, our results again show that the ad-hoc configuration of survey mode GNSS networks combined with satellite radar observation can improve the spatiotemporal monitoring of the 3D displacement field of areas subjected to volcano hazard. Both observations techniques have different and complementary applications throughout the various stages of volcanic quiescence and unrest.

These findings, in conjunction with the results of previous works (see Table 1), clearly show that LOS displacement rates (mean velocities) and displacement time series for coherent pixels have changed over time from 1992 to 2011, and spatially along the surface of the study area. This may be

associated to some unrest on the island, as recently proposed by Torres-González et al. [20]; this same conclusion is suggested by considering our results together with the degassing results obtained in La Palma during a similar time period. Padrón et al. [72] reported the results of three soil helium surveys undertaken at the Cumbre Vieja volcano (2002, 2003 and 2004), which support the hypothesis of contemporary degassing at Cumbre Vieja from magmas stored at different depths under the island.

An increase in the solid $^3He/^4He$ ratio was also observed toward the southern part of the Cumbre Vieja volcano [72]. It was interpreted as the result of residual degassing of volatiles from magma bodies stored at lithospheric levels beneath the southern part of the volcano, which were responsible for the last volcanic eruption of Cumbre Vieja in Teneguía in 1971. This result agrees with those obtained for the Teneguía volcano area both here and in previous works [23,30].

As mentioned above, this is the first part of a more ambitious work intended to also include the interpretation of deformation by means of state-of-the-art inversion, integrated with the three-dimensional crustal density structure of the island. This additional study is the subject of a future manuscript.

Supplementary Materials: The following are available online at http://www.mdpi.com/2072-4292/12/16/2566/s1, a supplementary material file including Figures S1–S27; Tables S1–S7.

Author Contributions: Conceptualization, J.E., J.F. and J.F.P.; methodology, J.E., J.F., J.F.P., A.G.C. and M.P.; formal analysis, J.E., J.F., J.F.P., A.G.C. and M.P.; investigation, J.E., J.F., J.F.P., A.G.C., M.P., A.A. G.R.-V. and E.A.; data curation, J.E., J.F., J.F.P., A.G.C. and M.P.; writing—original draft preparation, J.E., J.F., J.F.P. and A.G.C.; writing—review and editing, J.E., J.F., J.F.P., A.G.C., M.P., G.R.-V. and E.A.; project administration, J.F.; and funding acquisition, J.F. and A.G.C. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was mainly funded by the Spanish Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades research project DEEP-MAPS, grant agreement number RTI2018-093874-B-I00. It was also partially supported by the CSIC project 201530E019 and the project GEOSIR, grant agreement AYA2010-17448 from the Spanish Ministerio de Ciencia e Innovación.

Acknowledgments: We would like to thank DARES S.L. for providing us with the A-DInSAR processing software and Pru Brooke-Turner for reviewing the English language and style of this manuscript. This work is part of the CSIC-PTI TELEDETECT activities.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Sparks, R.S.J.; Biggs, J.; Neuberg, J.W. Monitoring Volcanoes. *Science* **2012**, *335*, 1310–1311. [CrossRef] [PubMed]
2. Dzurisin, D. *Volcano Deformation*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2006.
3. Fernández, J.; Pepe, A.; Poland, M.P.; Sigmundsson, F. Volcano Geodesy: Recent developments and future challenges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2017**, *344*, 1–12. [CrossRef]
4. Sigmundsson, F.; Hreinsdóttir, S.; Hooper, A.; Árnadóttir, T.; Pedersen, R.; Roberts, M.J.; Óskarsson, N.; Auriac, A.; Decriem, J.; Einarsson, P.; et al. Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature* **2010**, *468*, 426–430. [CrossRef] [PubMed]
5. Moss, J.L.; McGuire, W.J.; Page, D. Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **1999**, *94*, 251–265. [CrossRef]
6. Ward, S.N.; Day, S. Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* **2001**, *28*, 3397–3400. [CrossRef]
7. Bru, G.; González, P.J.; Mateos, R.M.; Roldán, F.J.; Herrera, G.; Béjar-Pizarro, M.; Fernández, J. A-DInSAR monitoring of landslide and subsidence activity: A case of urban damage in Arcos de la Frontera, Spain. *Remote Sens.* **2017**, *9*, 787. [CrossRef]
8. Fernandez, J.; Prieto, J.F.; Escayo, J.; Camacho, A.G.; Luzón, F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Abajo, T.; Pérez, E.; Velasco, J.; et al. Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. *Sci. Rep.* **2018**, *8*, 14782. [CrossRef]
9. Camacho, A.G.; Fernández, J.; Samsonov, S.V.; Tiampo, K.F.; Palano, M. 3D multi-source model of elastic volcanic ground deformation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2020**, *547*, 116445. [CrossRef]
10. Banda, E.; Dañobeitia, J.J.; Suriñach, E.; Ansorge, J. Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1981**, *55*, 11–24. [CrossRef]

11. Fernández, J.; González, P.J.; Camacho, A.G.; Prieto, J.F.; Brú, G. An overview of geodetic volcano research in the Canary Islands. *Pure Appl. Geophys.* **2015**, *172*, 3189–3228. [CrossRef]
12. Gottsmann, J.; Wooller, L.; Martí, J.; Fernández, J.; Camacho, A.G.; Gonzalez, P.J.; Garcia, A.; Rymer, H. New evidence for the reawakening of Teide volcano. *Geophys. Res. Lett.* **2006**, *33*, L20311. [CrossRef]
13. Gottsmann, J.; Camacho, A.G.; Martí, J.; Wooller, L.; Fernández, J.; García, A.; Rymer, H. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Phys. Earth Planet. Inter.* **2008**, *168*, 212–230. [CrossRef]
14. Almendros, J.; Ibáñez, J.M.; Carmona, E.; Zandomeneghi, D. Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2007**, *160*, 285–299. [CrossRef]
15. Martí, J.; Ortiz, R.; Gottsmann, J.; Garcia, A.; De La Cruz-Reyna, S. Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2009**, *182*, 23–33. [CrossRef]
16. Carracedo, J.C.; Torrado, F.P.; González, A.R.; Soler, V.; Turiel, J.L.F.; Troll, V.R.; Wiesmaier, S. The 2011 submarine volcanic eruption in El Hierro (Canary Islands). *Geol. Today* **2012**, *28*, 53–58. [CrossRef]
17. López, C.; Blanco, M.J.; Abella, R.; Brenes, B.; Cabrera Rodríguez, V.M.; Casas, B.; Domínguez Cerdeña, I.; Felpeto, A.; de Villalta, M.F.; del Fresno, C.; et al. Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*. [CrossRef]
18. González, P.J.; Samsonov, S.V.; Pepe, S.; Tiampo, K.F.; Tizzani, P.; Casu, F.; Fernández, J.; Camacho, A.G.; Sansosti, E. Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2013**, *118*, 4361–4377. [CrossRef]
19. Martí, J.; Pinel, V.; López, C.; Geyer, A.; Abella, R.; Tárraga, M.; Blanco, M.J.; Castro, A.; Rodríguez, C. Causes and mechanisms of the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **2013**, *118*, 823–839. [CrossRef]
20. Torres-González, P.A.; Luengo-Oroz, N.; Lamolda, H.; D'Alessandro, W.; Albert, H.; Iribarren, I.; Moure-García, D.; Soler, V. Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2020**, *392*, 106757. [CrossRef]
21. Fernández, J.; Yu, T.-T.; Rodríguez-Velasco, G.; González-Matesanz, J.; Romero, R.; Rodriguez, G.; Quirós, R.; Dalda, A.; Aparicio, A.; Blanco, M.J. New geodetic monitoring system in the volcanic island of Tenerife, Canaries, Spain. Combination of InSAR and GPS techniques. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2003**, *124*, 241–253. [CrossRef]
22. Hernández-Pacheco, A.; Valls, M.C. The historic eruptions of La Palma Island (Canaries), Archipielago. *Rev. Univ. Acores* **1982**, *3*, 83–94.
23. González, P.J.; Tiampo, K.F.; Camacho, A.G.; Fernández, J. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2010**, *297*, 545–557. [CrossRef]
24. Carracedo, J.C.; Badiola, E.R.; Guillou, H.; De La Nuez, J.; Pérez Torrado, F.J. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estud. Geol.* **2001**, *57*, 175–273. [CrossRef]
25. Urgeles, R.; Masson, D.G.; Canals, M.; Watts, A.B.; Le Bas, T. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **1999**, *104*, 25331–25348. [CrossRef]
26. Masson, D.; Watts, A.; Gee, M.J.; Urgeles, R.; Mitchell, N.; Le Bas, T.; Canals, M. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Sci. Rev.* **2002**, *57*, 1–35. [CrossRef]
27. Ancochea, E.; Hernán, F.; Cendrero, A.; Cantagrel, J.M.; Fúster, J.; Ibarrola, E.; Coello, J. Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **1994**, *60*, 243–262. [CrossRef]
28. Prieto, J.F.; González, P.J.; Seco, A.; Rodríguez-Velasco, G.; Tunini, L.; Perlock, P.A.; Arjona, A.; Aparicio, A.; Camacho, A.G.; Rundle, J.B.; et al. Geodetic and structural research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1992–2007 Results. *Pure Appl. Geophys.* **2009**, *166*, 1461–1484. [CrossRef]
29. Camacho, A.G.; Fernández, J.; González, P.J.; Rundle, J.B.; Prieto, J.F.; Arjona, A. Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *J. Geophys. Res.* **2009**, *114*, B05411. [CrossRef]

30. Perlock, P.A.; González, P.J.; Tiampo, K.F.; Rodríguez-Velasco, G.; Samsonov, S.; Fernández, J. Time evolution of deformation using time series of differential interferograms: Application to La Palma Island (Canary Islands). *Pure Appl. Geophys.* **2008**, *165*, 1531–1554. [CrossRef]
31. Day, S.; Carracedo, J.; Guillou, H.; Gravestock, P. Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **1999**, *94*, 135–167. [CrossRef]
32. Massonnet, D.; Sigmundsson, F. Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various satellites. In *Remote Sensing of Active Volcanism*; Geophysical Monograph Series; Mouginis-Mark, P.J., Crisp, J.A., Fink, J.H., Eds.; AGU: Washington, DC, USA, 2000; Volume 116, pp. 207–221.
33. Fernández, J.; Romero, R.; Carrasco, D.; Luzón, F.; Araña, V. InSAR volcano and seismic monitoring in Spain. Results for the period 1992–2000 and possible interpretations. *Opt. Lasers Eng.* **2002**, *37*, 285–297. [CrossRef]
34. Arjona, A.; Monells, D.; Fernández, J.; Duque, S.; Mallorqui, J. Deformation analysis employing the Coherent Pixel Technique and ENVISAT and ERS images in Canary Islands. In Proceedings of the Workshop Fringe 2009, Frascati, Italy, 30 November–4 December 2009; European Space Agency: Paris, France, 2010; p. 8.
35. Fernandez, J.; Gonzalez, P.J.; Camacho, A.G.; Rodriguez-Velasco, G.; Arjona, A.; Pallero, J.L.G.; Perlock, P.A.; Tiampo, K.F.; Aparicio, A.; Prieto, J.F.; et al. DInSAR, GPS and gravity observation results in La Palma, Canary islands. In Proceedings of the 2008 Second Workshop on Use of Remote Sensing Techniques for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas, Naples, Italy, 11–14 November 2008; pp. 1–5.
36. Regidor Gutierrez, J.; Prieto Morin, J.F.; Sanz Megia, J.M.; Quirós Donate, A.; Barbadillo Fernández, A. El Proyecto REGENTE. In Proceedings of the VII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía (TOPCART 2000), Madrid, Spain, 16–20 October 2000; pp. 88–94.
37. Prieto, J.F. Differential and Interferometric Methods for the Evaluation of Crustal Deformation by GNSS and InSAR Techniques Métodos Diferenciales e Interferométricos para la Evaluación de Deformaciones de la Corteza Terrestre Mediante técnicas GNSS e InSAR. Ph.D. Thesis, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain, 2015.
38. Fernández, J.; González-Matesanz, F.J.; Prieto, J.F.; Rodriguez-Velasco, G.; Staller, A.; Alonso-Medina, A.; Charco, M. GPS Monitoring in the N-W Part of the Volcanic Island of Tenerife, Canaries, Spain: Strategy and Results. *Pure Appl. Geophys.* **2004**, *161*, 1359–1377. [CrossRef]
39. Herring, T.A.; King, R.W.; Floyd, M.A.; Mcclusky, S.C.; Sciences, P. *GAMIT Reference Manual 10.6.*; Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences—Massachusetts Institute of Technology: Cambridge, MA, USA, 2015; pp. 1–168.
40. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Science at MIT. Geodesy and Geodynamics. Available online: http://www-gpsg.mit.edu.
41. IGS—International GNSS Service. Available online: http://www.igs.org/.
42. International Earth Rotation Service. Available online: https://www.iers.org/IERS/EN/Home/home_node.html (accessed on 3 July 2020).
43. Dow, J.M.; Neilan, R.E.; Rizos, C. The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *J. Geod.* **2009**, *83*, 191–198. [CrossRef]
44. Saastamoinen, J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. In *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*; Henriksen, S.W., Mancini, A., Chovitz, B.H., Eds.; American Geophysical Union: Washington, DC, USA, 1972; pp. 247–251.
45. Boehm, J.; Niell, A.; Tregoning, P.; Schuh, H. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophys. Res. Lett.* **2006**, *33*, L07304. [CrossRef]
46. Altamimi, Z.; Collilieux, X.; Métivier, L. ITRF2008: An improved solution of the international terrestrial reference frame. *J. Geod.* **2011**, *85*, 457–473. [CrossRef]
47. Palano, M.; González, P.J.; Fernández, J. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. *Gondwana Res.* **2013**, *23*, 1071–1088. [CrossRef]
48. Gabriel, A.K.; Goldstein, R.M.; Zebker, H.A. Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry. *J. Geophys. Res.* **1989**, *94*, 9183. [CrossRef]
49. Hanssen, R.F. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*; Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, The Netherlands, 2001; ISBN 0792369459.

50. Lanari, R.; Casu, F.; Manzo, M.; Zeni, G.; Berardino, P.; Manunta, M.; Pepe, A. An overview of the small baseline subset algorithm: A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Pure Appl. Geophys.* **2007**, *164*, 637–661. [CrossRef]
51. Blanco-Sánchez, P.; Mallorquí, J.J.; Duque, S.; Monells, D. The Coherent Pixels Technique (CPT): An advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring. *Pure Appl. Geophys.* **2008**, *165*, 1167–1193. [CrossRef]
52. Centolanza, G. Quality Evaluation of DInSAR Results from the Phase Statistical Analysis. Ph.D. Thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain, 2015.
53. Mallorquí, J.; Mora, O.; Blanco, P.; Broquetas, A. Linear and non-linear long-term terrain deformation with DInSAR (CPT: Coherent Pixels Technique). In Proceedings of the FRINGE 2003 Workshop, Frascati, Italy, 1–5 December 2003; Universitat Politècnica de Catalunya: Barcelona, Spain, 2004; Volume 3, pp. 139–144.
54. Di Martire, D.; Iglesias, R.; Monells, D.; Centolanza, G.; Sica, S.; Ramondini, M.; Pagano, L.; Mallorquí, J.J.; Calcaterra, D. Comparison between differential SAR interferometry and ground measurements data in the displacement monitoring of the earth-dam of Conza della Campania (Italy). *Remote Sens. Environ.* **2014**, *148*, 58–69. [CrossRef]
55. Bru, G.; Escayo, J.; Fernández, J.; Mallorqui, J.; Iglesias, R.; Sansosti, E.; Abajo, T.; Morales, A. Suitability assessment of X-Band satellite SAR data for geotechnical monitoring of site scale slow moving landslides. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 936. [CrossRef]
56. Miranda, N.; Rosich, B.; Santella, C.; Grion, M. Review of the impact of ERS-2 piloting modes on the SAR Doppler stability. In Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium (ESA SP-572), Salzburg, Austria, 6–10 September 2004.
57. Hooper, A.; Segall, P.; Zebker, H. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *J. Geophys. Res.* **2007**, *112*, B07407. [CrossRef]
58. Berardino, P.; Fornaro, G.; Lanari, R.; Sansosti, E. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2002**, *40*, 2375–2383. [CrossRef]
59. Ferretti, A.; Prati, C.; Rocca, F. Analysis of permanent scatterers in SAR interferometry. *Int. Geosci. Remote Sens. Symp.* **2000**, *2*, 761–763. [CrossRef]
60. Mora, O.; Mallorqui, J.J.; Broquetas, A. Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric sar images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2003**, *41*, 2243–2253. [CrossRef]
61. Battaglia, M.; Gottsmann, J.; Carbone, D.; Fernández, J. 4D volcano gravimetry. *Geophysics* **2008**, *73*, WA3–WA18. [CrossRef]
62. Velasco-Gómez, J.; Prieto, J.F.; Molina, I.; Herrero, T.; Fábrega, J.; Pérez-Martín, E. Use of the gyrotheodolite in underground networks of long high-speed railway tunnels. *Surv. Rev.* **2016**, *48*, 329–337. [CrossRef]
63. Tarantola, A. *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands; New York, NY, USA, 1987.
64. Fernández, J.; Carrasco, J.M.; Rundle, J.B.; Araña, V. Geodetic methods for detecting volcanic unrest: A theoretical approach. *Bull. Volcanol.* **1999**, *60*, 534–544. [CrossRef]
65. Marrero, J.M.; García, A.; Berrocoso, M.; Llinares, Á.; Rodríguez-Losada, A.; Ortiz, R. Strategies for the development of volcanic hazard maps in monogenetic volcanic fields: The example of La Palma (Canary Islands). *J. Appl. Volcanol.* **2019**, *8*, 6. [CrossRef]
66. Løvholt, F.; Pedersen, G.; Gisler, G. Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island. *J. Geophys. Res.* **2008**, *113*, C09026. [CrossRef]
67. Abadie, S.M.; Harris, J.C.; Grilli, S.T.; Fabre, R. Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2012**, *117*. [CrossRef]
68. Yu, T.-T.; Fernández, J.; Tseng, C.-L.; Sevilla, M.J.; Araña, V. Sensitivity test of the geodetic network in Las Cañadas Caldera, Tenerife, for volcano monitoring. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2000**, *103*, 393–407. [CrossRef]
69. Tomás, R.; Romero, R.; Mulas, J.; Marturià, J.J.; Mallorquí, J.J.; Lopez-Sanchez, J.M.; Herrera, G.; Gutiérrez, F.; González, P.J.; Fernández, J.; et al. Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: A review of practical issues through cases in Spain. *Environ. Earth Sci.* **2014**, *71*, 163–181. [CrossRef]

70. Colesanti, C.; Wasowski, J. Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. *Eng. Geol.* **2006**, *88*, 173–199. [CrossRef]
71. Sobradelo, R.; Martí, J.; Mendoza-Rosas, A.T.; Gómez, G. Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme value theory. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2011**, *11*, 2741–2753. [CrossRef]
72. Padrón, E.; Pérez, N.M.; Hernández, P.A.; Sumino, H.; Melián, G.; Barrancos, J.; Nolasco, D.; Padilla, G. Helium emission at Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. *Chem. Geol.* **2012**, *312–313*, 138–147. [CrossRef]

© 2020 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Capítulo 6

Detección del proceso de reactivación volcánica en la isla de La Palma. Evolución e implicaciones.

Dado que la isla de La Palma es una de las islas con mayor riesgo volcánico del archipiélago canario[112,113], y tras detectar deformaciones significativas en el periodo 2006-2010[114], era necesario un estudio más profundo del estado de reactivación volcánico en la isla de La Palma. El trabajo desarrollado en el presente capítulo se sirve de la observación orbital mediante satélites radar de apertura sintética para poder determinar con alta resolución espacial y precisión un mapa de deformaciones superficiales que permitan, mediante el uso de novedosas técnicas de inversión y junto a información estructural y el conocimiento de la actividad reciente (últimos miles de años)[99,115], invertir e interpretar los fenómenos físicos que ocurren bajo la superficie y establecer así el estado actual de reactivación volcánica en el que se encontraba la isla de La Palma antes de una posible erupción volcánica.

Debido a que las reactivaciones volcánicas pueden ser procesos muy lentos se fijó el objetivo de obtener series temporales de deformación superficial que nos permitiesen un análisis continuo en el tiempo evitando, en lo posible, tener periodos sin datos. Pese a la existencia de instrumentación geodésica en la isla, principalmente redes GNSS operadas por diferentes instituciones (IGN, INVOLCAN, GRAFCAN), el acceso a los datos para poder realizar análisis científicos resulta, desgraciadamente, complicado y habitualmente imposible. Únicamente se encuentran disponibles de manera pública los datos RINEX dos estaciones de la red del Instituto Geográfico Nacional (LP01 y LPAL) y la única estación de Agencia Cartográfica de Canarias GRAFCAN (MAZO). La otra red, operada por el Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), no permite disponer tampoco de los datos brutos (RINEX) y únicamente ofrecen gráficos de los resultados con valores aproximados[116]. Además, como se describe en Escayo et al.[114], el número de estaciones GNSS, así como su distribución espacial (Figura 7.1) resulta insuficiente

para detectar deformaciones pequeñas (de pocos centímetros) variables en localización geográfica y en el tiempo de forma clara y significativa.

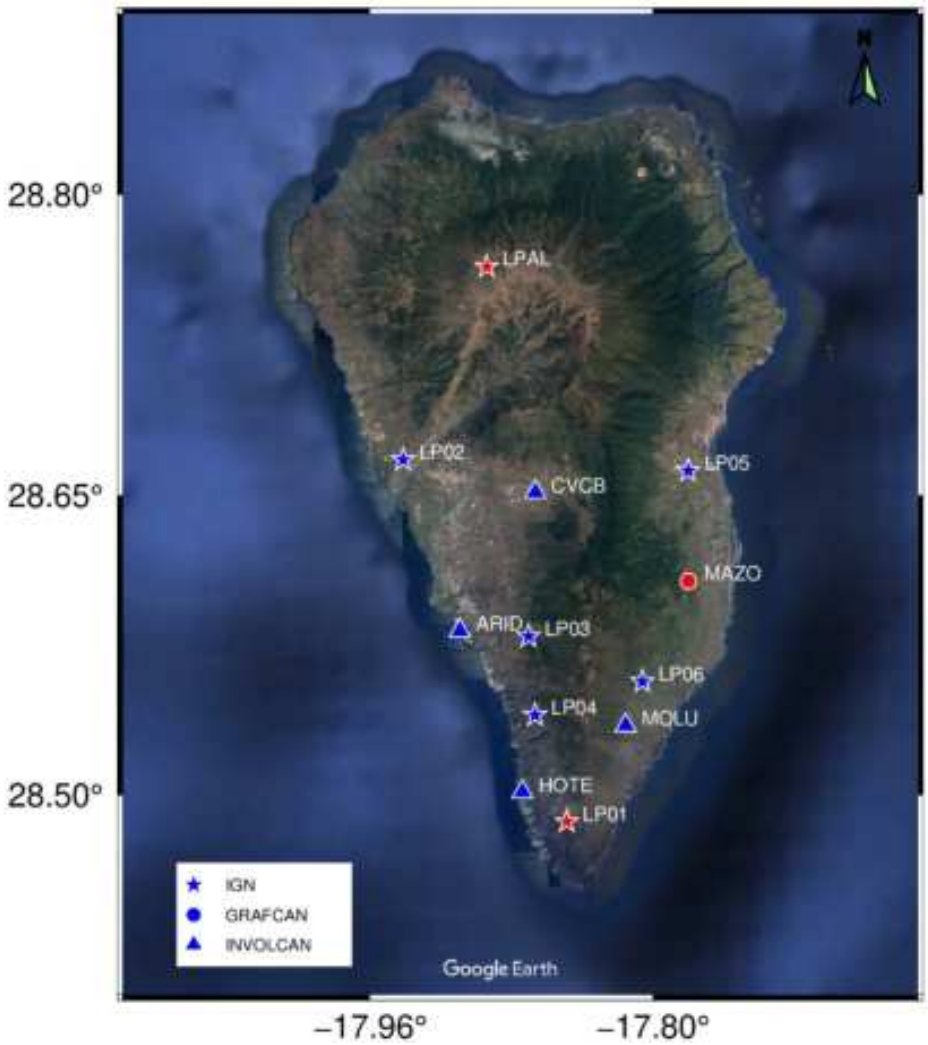


Figura 6.1 - Localización de las estaciones permanentes GNSS desplegadas por diferentes instituciones públicas: IGN, GRAFCAN e INVOLCAN. En color rojo las tres con datos RINEX disponibles para su uso científico, en azul aquellas en las que únicamente se distribuyen resultados procesados o están restringidos para su uso por el operador.

Por estas razones, la única forma de realizar un análisis de la deformación superficial con una cobertura espacial y temporal razonablemente amplia es a partir del uso de interferometría radar de apertura sintética, usando el GNSS como base para definir la referencia de desplazamiento y estudiar su estabilidad en el tiempo.

Para la Agencia Espacial Europea (ESA) el archipiélago canario siempre ha sido una zona de interés prioritario por lo que en sus misiones con sensores radar de apertura sintética siempre se han programado adquisiciones de manera regular[76]. Sin embargo, pese a que Sentinel-1 se lanzó en abril de 2014 las primeras adquisiciones de la isla únicamente se realizaron en el modo Extra Wide (EW) y los datos se distribuyeron en nivel 0 o RAW en lugar de en modo Single Look Complex. Dado a que no existe ningún enfocador (software que convierte una imagen RAW a SLC)

público y únicamente ESA dispone de dicho software, hoy en día, resulta imposible procesar dichas imágenes. No fue hasta junio de 2017[81] cuando los dos satélites de la constelación Sentinel-1 comenzaron a adquirir imágenes de La Palma en las geometrías ascendentes y descendentes (órbitas relativas 60 y 169) en su modo de adquisición estándar Interferometric Wide (IW) con una frecuencia de repetición de 6 días en cada geometría.

Para poder obtener datos durante el periodo 2010-2017, sin datos de satélites de la ESA, se optó por usar el satélite de banda C RADARSAT-2 de la Agencia Espacial Canadiense (CSA). Debido a la vegetación presente en la isla un satélite de banda L, como ALOS-PALSAR, con una mayor longitud de onda hubiese obtenido mayor coherencia espacial pero dicho satélite no disponía de suficientes adquisiciones en este periodo para poder realizar un análisis interferométrico. A diferencia de ENVISAT y Sentinel-1, de RADARSAT-2 únicamente se disponía de imágenes de una órbita descendente de la zona con suficientes adquisiciones (38 imágenes SLC) para un procesado radar interferométrico.

Debido a la política de distribución de datos de la Agencia Espacial Canadiense, únicamente pudimos tener acceso a los resultados para el periodo 2010-2017 procesado usando la técnica MSBAS y sin ningún tipo de corrección atmosférica de los datos. Se realizó una estimación de la contribución atmosférica para poder eliminarla de los datos asumiendo una dependencia del retraso introducido por la atmósfera únicamente con la altitud. No obstante, los datos no mostraron resultados coherentes en el proceso de inversión debido al filtrado incompleto de la componente atmosférica, así como la presencia únicamente de una geometría de adquisición por lo que se omitieron estos resultados de inversión del trabajo final.

El procesado de los datos de la constelación Sentinel-1 se realizó en el Laboratorio de Teledetección del IGEO, utilizando para ello el software CPT y su clúster de cálculo científico[87]. La selección del punto de referencia o semilla para la estimación de la velocidad supuso un reto en este caso. La semilla debe de ser un punto con una coherencia interferométrica alta, por lo que debe ser un punto que se encuentre en una zona estable, de alta reflectividad y que permanezca inalterado durante largos periodos de tiempo. Además, la semilla debe estar conectada a las zonas de alta coherencia, puesto que en caso contrario pueden ocurrir saltos de fase en zonas de baja coherencia durante el proceso de desenrollado de la fase llevando a estimaciones erróneas. En la parte sur de la isla, la dorsal de Cumbre Vieja supone una zona de baja coherencia para ambas órbitas debido a que su topografía provoca efectos de *foreshortening* en ambos casos. Por ello se optó por el uso de dos semillas: una en la costa este usando la estación MAZO como referencia, y otra en la costa oeste usando la estación de INVOLCAN denominada ARID que no mostraba deformación significativa en el periodo a estudiar (Figuras 6.1 y 6.3).

Para realizar una correcta estimación de la componente atmosférica esta se realizó a partir de datos meteorológicos del modelo global ERA5. Esta técnica, anteriormente no disponible, permite generar un mapa de retraso atmosférico sintético utilizando los datos del modelo global ERA5, facilitando el eliminar esta contribución de la fase del interferograma. Esto resulta crucial en este tipo de entornos donde hay un relieve muy pronunciado y una extensa línea de costa, ya que la señal atmosférica puede llegar a dominar la señal[117] de deformación existente (Figura 6.2).

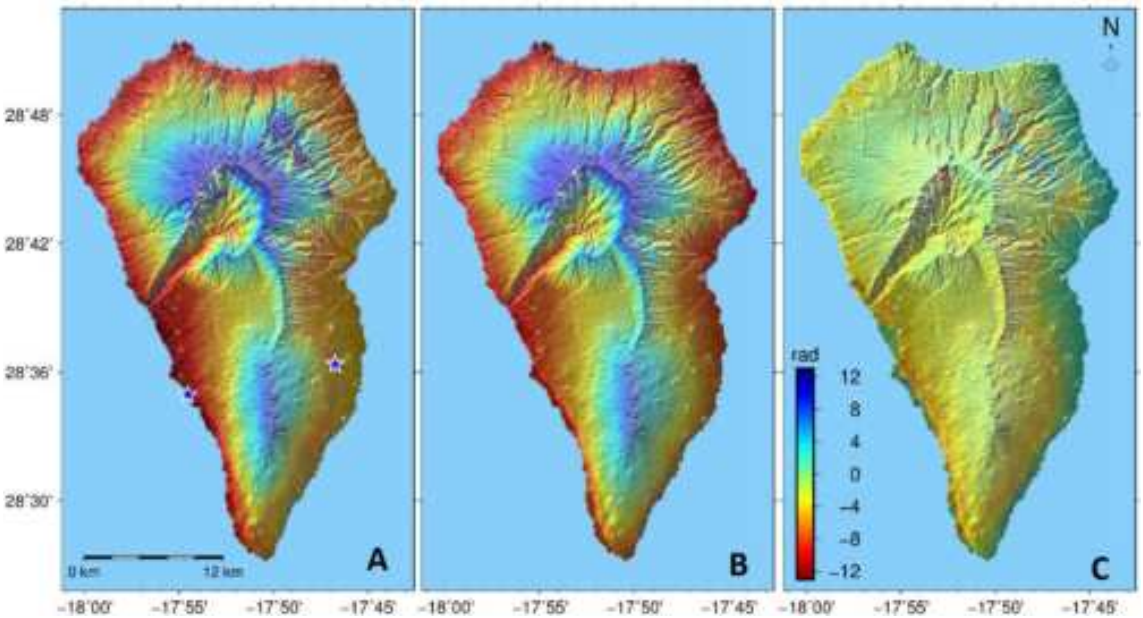


Figura 6.2 - Ejemplo de la estimación de la componente atmosférica y su eliminación del interferograma. A) Interferograma desenrollado entre las fechas 20180914 y 20180926. Las estrellas marcan la posición de las semillas empleadas en las estaciones MAZO y ARID B) Estimación de la componente atmosférica a partir de datos del modelo ERA5. C) Interferograma diferencial tras eliminar la componente atmosférica.

A fin de validar los resultados radar se realizó una comparación con las estaciones GNSS LP01 y LPAL, de las que se disponía de series temporales completas. Para ello se optó por proyectar las componentes GNSS al vector LOS de cada geometría de adquisición en lugar de hacer descomposiciones del vector LOS. Ambas estaciones mostraron un buen ajuste, validando así los resultados del procesado radar (Figura S2 del Anexo 5).

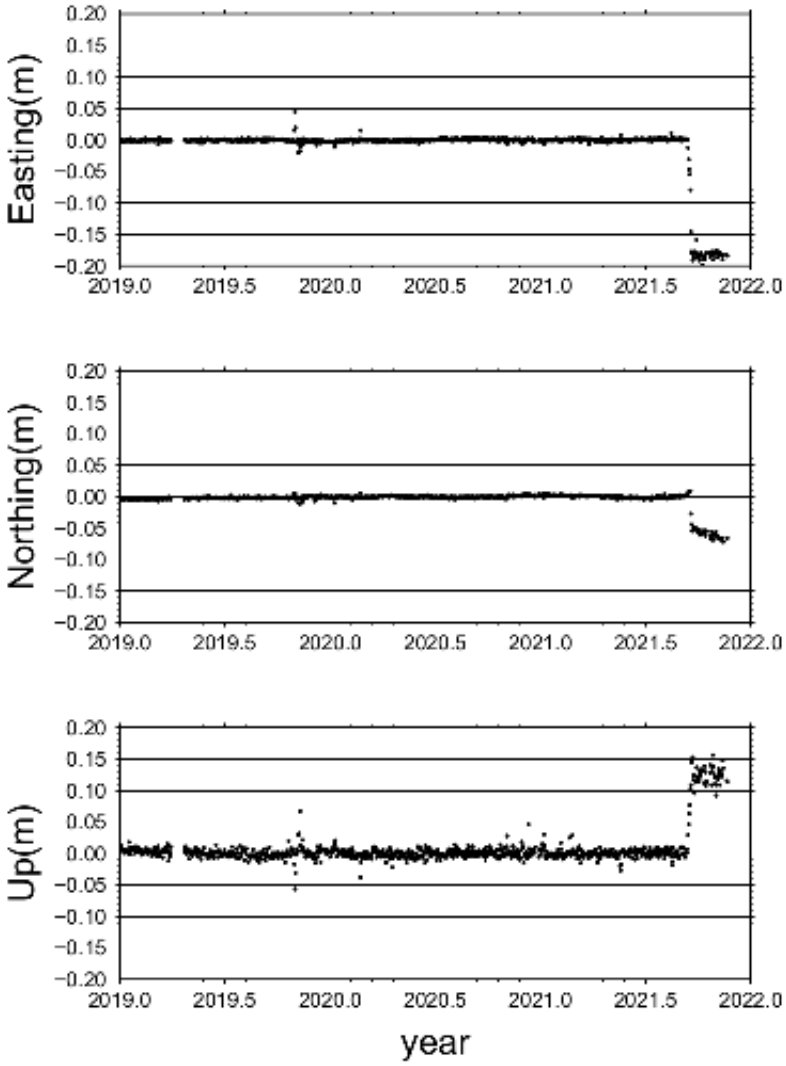


Figura 6.3 - Serie temporal para la estación ARID de INVOLCAN. Se observa cómo hasta 2021 la serie de datos es estable en las tres componentes, por lo que se utilizó como semilla en este procesado radar. Fuente: INVOLCAN (https://www.involcan.org/vigilancia/red-geodesica/).

A partir de los datos de deformación se realizaron diferentes inversiones para estimar la localización, geometría y naturaleza de las fuentes que la originan, usando para ello la metodología desarrollada por Camacho et al.[12]. Para el periodo 2006-2010, usando datos de deformación obtenidos a partir de las imágenes radar del satélite ENVISAT, se invirtieron solo los datos procedentes de las velocidades medias debido a que la calidad de los datos (pocas adquisiciones) no era suficiente para realizar un modelado multitemporal (Figura 3 del artículo). Para el periodo 2017-2020 se utilizaron los datos de deformación obtenidos a partir de las imágenes radar de Sentinel-1 para realizar la inversión de la velocidad media y un estudio de la evolución temporal de las fuentes usando ventanas temporales de 0.6 meses en ambas geometrías y obteniendo las diferentes fuentes (Figura 4 del artículo). En ambos casos, para discutir los resultados de la inversión se utilizó un modelo estructural de la isla con la distribución de densidades obtenido a partir de datos gravimétricos (Figura 6 del artículo).

A partir de estos resultados establecimos que, según nuestro modelo, se estaba produciendo un ascenso de magma y éste se acumulaba en un depósito profundo (a unos 8-10 Km por debajo del nivel del mar). Por tanto, nos encontramos con una reactivación volcánica totalmente diferente a la anterior erupción en La Palma, la del volcán Teneguía en 1971, y a la más reciente erupción submarina en la isla de El Hierro en 2011, erupciones que llevaron asociadas un aumento de sismicidad en la zona y una deformación superficial del orden de las decenas de metros en un periodo muy corto de tiempo.

En este trabajo se detecta observacionalmente, por primera vez, la fase inicial de una reactivación volcánica en las Islas Canarias usando técnicas geodésicas. Este inicio se sitúa en 2009-2010, siendo consistente con los resultados obtenidos a partir de observaciones de geoquímica y de emisiones de CO_2 detectadas por otros autores[118,119].

Es importante resaltar la detección de una fracturación bajo Cumbre Vieja, formada como consecuencia de esta reactivación volcánica y los enjambres sísmicos en 2019 y 2021[107]. Esta fracturación, ubicada en una zona estructuralmente débil, probablemente abrió un camino preferente para el ascenso de magma, facilitando la formación de un reservorio de magma previamente a la erupción del Tajogaite, que se discute en el capítulo siguiente.

Ante estos resultados se puede concluir que, para la detección de reactivación en la isla de La Palma (y probablemente en el resto del archipiélago) en fases iniciales o tempranas, es necesario establecer un sistema de monitoreo basado fundamentalmente en el uso de técnicas de interferometría radar de última generación (InSAR con corrección atmosférica), usando las estaciones GNSS como estaciones de referencia y validación.

Mi contribución personal en este trabajo consistió en participar en el planteamiento original del trabajo, la gestión de datos radar de la constelación Sentinel-1 para su procesado, el procesado de datos de la constelación Sentinel-1 utilizando el software interferométrico CPT, el postprocesado y filtrado atmosférico de los datos de Radarsat-2, la validación mediante técnicas GNSS de los diferentes resultados (Sentinel-1 y Radarsat-2), colaborando en la inversión de los datos adaptando los diferentes formatos a un formato legible por el software Defsour® y participando en la redacción del artículo junto con el resto de autores.

Este artículo se publicó en la revista de acceso abierto *Scientific Reports* del grupo editorial *Nature* el 28 de enero de 2021. La cita del trabajo es la siguiente:

Fernández, J.; **Escayo, J.**; Hu, Z.; Camacho, A.G.; Samsonov, S. v.; Prieto, J.F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Mallorquí, J.J.; Ancochea, E. Detection of Volcanic Unrest Onset in La Palma, Canary Islands, Evolution and Implications. *Sci Rep* **2021**, *11*, 2540, doi:10.1038/s41598-021-82292-3.

El material suplementario de este artículo se puede consultar en el Anexo 5 de esta Tesis Doctoral.

Esta revista tuvo en 2021 un CiteScore de 6.9 estando en el primer cuartil (Q1) en *Scopus*, y un factor de impacto de 4.997 estando en el límite del Q2 en JCR (75%).

A fecha 20 de noviembre de 2022 cuenta con 18 citas (*Google Scholar*), más de 44.000 visualizaciones/descargas del texto completo. Como se refleja en la métrica del impacto del artículo en la página web de la revista (https://www.nature.com/articles/s41598-021-82292-3/metrics), cabe destacar que este trabajo ha tenido una importante repercusión en medios de comunicación, así como redes sociales, y según las métricas ofrecidas por la editorial, se encuentra en el percentil 98 de repercusión online (puesto 6063 de 425491) entre todos los artículos científicos publicados en la misma fecha y en el percentil 99 y primer puesto (de 16) entre aquellos publicados en la revista *Scientific Reports* en esa fecha.

Este artículo, en un año marcado científicamente por el COVID-19, 2021, está en la posición 44 del Top 100 en impacto de todos los artículos publicados ese año en la revista *Scientific Reports*, y en la posición 3 del Top 100 de los artículos publicados en la revista en Ciencias de la Tierra en 2021, apareciendo por invitación incluido en la Colección de artículos en *"Remote Sensing of Earth Hazards"* de la revista.

Este trabajo se presentó en el congreso internacional "Tercer Congreso de Ingeniería Geomática (CIGeo)" celebrado en Valencia entre el 7 y el 18 de Julio de 2021. Como resultado se publicó un acta o *proceeding* que puede consultarse en el Anexo 6 de esta Tesis Doctoral. La cita del trabajo es la siguiente:

Escayo, J.; Fernández, J.; Hu, Z.; Camacho, A.G.; Samsonov, S. v.; Prieto, J.F.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Mallorquí, J.J. Detección del inicio de reactivación volcánica en la isla de La Palma, Islas Canarias, y estudio de su evolución temporal. In Proceedings of the 3rd Congress in Geomatics Engineering - CIGeo; Universitat Politècnica de València: Valencia, July 7 2021.

scientific reports

Check for updates

OPEN

Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications

José Fernández[1], Joaquín Escayo[1], Zhongbo Hu[2], Antonio G. Camacho[1], Sergey V. Samsonov[3], Juan F. Prieto[4], Kristy F. Tiampo[5], Mimmo Palano[6], Jordi J. Mallorquí[2] & Eumenio Ancochea[7]

La Palma island is one of the highest potential risks in the volcanic archipelago of the Canaries and therefore it is important to carry out an in-depth study to define its state of unrest. This has been accomplished through the use of satellite radar observations and an original state-of-the-art interpretation technique. Here we show the detection of the onset of volcanic unrest on La Palma island, most likely decades before a potential eruption. We study its current evolution seeing the spatial and temporal changing nature of activity at this potentially dangerous volcano at unprecedented spatial resolutions and long time scales, providing insights into the dynamic nature of the associated volcanic hazard. The geodetic techniques employed here allow tracking of the fluid migration induced by magma injection at depth and identifying the existence of dislocation sources below Cumbre Vieja volcano which could be associated with a future flank failure. Therefore they should continue being monitored using these and other techniques. The results have implications for the monitoring of steep-sided volcanoes at oceanic islands.

Over the last two decades, episodes of volcanic unrest have been observed in the Canaries. Examples include the anomalous seismicity detected on Tenerife in 2004–2005, the recent eruption in El Hierro in 2011–2012, and the anomalous seismicity in La Palma in 2017 and 2018[1–4]. Considering the important risk to the economy and population in light of this activity, there is a compelling case for an in-depth study to define the state of unrest on the different islands in the archipelago.

The westernmost and youngest islands of the Canary archipelago are El Hierro and La Palma (Fig. 1). La Palma has been volcanically active for at least 4 Ma. It is made up of two main volcanic units: a large volcanic complex in the north (northern volcanic complex, NVC), with an older, circular morphology, and a younger volcanic rift developed along the southern portion of the island, the Cumbre Vieja (CV) edifice.

The NVC is the result of the superposition of several basaltic volcanic edifices. The older edifice consists of a submarine volcanic body aged between 3 and 4 Ma[5], which was built from a depth below sea level (bsl) of 4000 m. Superimposed on the older edifice, three large subaerial volcanic structures developed from 1.7 Ma to 0.4 Ma[6,7], the Garafía edifice (1.7–1.2 Ma); the Taburiente-Cumbre Nueva edifice, T-CN, (1.2–0.4 Ma) and the Bejenado edifice (0.56–0.49 Ma) (Fig. 1). Currently, the NVC reaches 2426 m altitude. Great landslides and intense erosion have affected the NVC, exposing both the submarine structure and the plutonic bodies and dikes that constitute the roots of the edifices at the bottom of the Caldera de Taburiente[8]. The submarine part of the island is inclined and raised to about 300 m altitude[9], under the Garafía and Taburiente edifices, and now can be seen at the bottom of the caldera. The T-CN edifice, which covers the older ones, its first phase (1.2–0.8 Ma) morphology had broad circular features, providing the current shape in the north of the island. However, in a second phase (0.8–0.4 Ma), its morphology is the same as the approximately N-S Cumbre Nueva (CN) rift.

[1]Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Calle del Doctor Severo Ochoa, no 7, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain. [2]CommSensLab-Universitat Politècnica de Catalunya, D3-Campus Nord-UPC, C. Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, Spain. [3]Canada Centre for Mapping and Earth Observation, Natural Resources Canada, 560 Rochester Street, Ottawa, ON K1A 0E4, Canada. [4]ETS de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031 Madrid, Spain. [5]Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO 80309, USA. [6]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italy. [7]Departamento de Mineralogía y Petrología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. ✉email: jft@mat.ucm.es

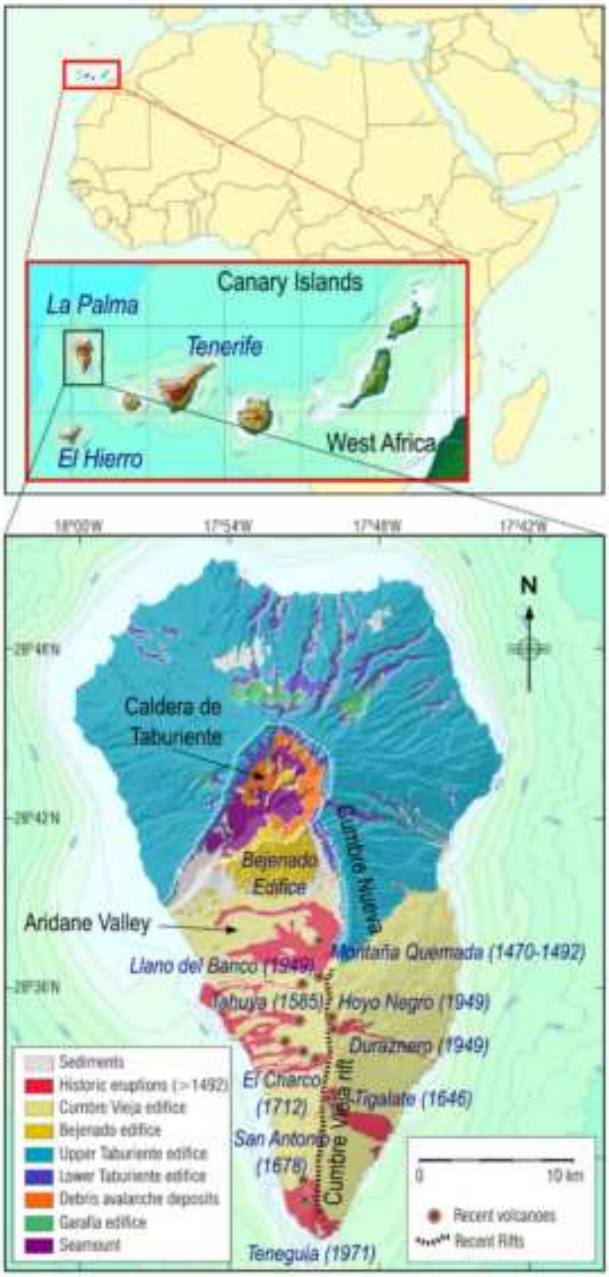


Figure 1. Geographical location and geological elements. Location of Canary Islands and La Palma Island (top panel) and simplified geological map (lower panel). See insets for scale and key. GMT software (www.generic-maping-tools.org) was used to create this figure.

The second large volcanic unit is the CV edifice. Although it is not known when the activity began, it was later than the previous edifices. The rift is oriented N-S, as in the case of the CN, with a maximum altitude of 1950 m, a subaerial length of approximately 17 km which extends several kilometers on the seabed[10]. The most recent volcanic activity on the island is concentrated in this volcanic edifice, including the six historical eruptions that have taken place in the last 500 years[11] (Fig. 1). One of the last events was the San Juan Eruption in 1949 when eruptive activity occurred at three vents: Duraznero, Llano del Banco and Hoyo Negro. The last sub-aerial eruption in La Palma and the Canaries was the 1971 Teneguía eruption, approximately 50 years ago (Fig. 1). Volcanic unrest in La Palma, and especially in the CV area, also has been associated with landslide and tsunami hazards[12]. Additionally, Torres-González et al.[4] found evidence of a stalled magmatic intrusion at about 25 km depth in La Palma, based on seismic and geochemical anomalies during 2017–2018. The fact that they did not detect surface deformation for that event, combined with the previously described hazards, motivated the study of the surface deformation on La Palma using differential interferometric synthetic aperture radar (DInSAR).

Historically, seismicity has been the first precursor detected in unrest processes in the Canaries[1–4,13], while the surface deformation measured during unrest episodes have not been large. Deformation of around ten cm was

measured a few months before the eruption at El Hierro. On Tenerife, during its 2004–2005 unrest, the detected deformation was on the order of 2–3 cm, sometimes with a low signal/noise ratio[3]. Measuring displacements using DInSAR, the situation is further complicated by the existence of steep-sided volcanoes where atmospheric effects are significant[1,13–15], as atmospheric effects and deformation signal coincide, making it more difficult to retrieve the deformation. Using GNSS campaigns, the small magnitude of the displacement and the limited number of available observation sites[16,17] makes it difficult to detect and interpret the displacements[18]. Additionally, on La Palma, as in many volcanic islands, the location of possible unrest-related deformation is not known a priori and may vary spatially in time[17]. This means that sparse GNSS networks may not be useful for detecting small magnitude deformation, primarily in the early stages of unrest[4,17].

Here we overcome these limitations by using advanced DInSAR techniques, including the correction of atmospheric artifacts, facilitating the availability of a large number of high precision data. They are combined with a state-of-the-art inversion technique[19] that carries out a multi-source inversion of ground deformation data using a nonlinear approach which permits the determination of location, size and three-dimensional configuration without any a priori assumption on the number, nature or shape of the causative sources. The results are discussed considering the 3D cortical structure of the Island determined from gravimetric observations[20,21].

Results

DInSAR results. The DInSAR study was carried out using Single Look Complex (SLC) images from the European Space Agency's (ESA) ENVISAT (2006–2010) and Sentinel-1 (2017–2020) C-band satellites. Both ascending and descending acquisition geometries were processed for the two satellites. Additionally, descending images were acquired by the Canadian Space Agency (CSA) C-band RADARSAT-2 satellite for the period 2010–2017. The topographic phase was removed using a high-quality Digital Terrain Model derived from the Instituto Geográfico Nacional (IGN)[22].

To compute line of sight (LOS) surface displacements, the Coherent Pixel Technique (CPT) was employed[23] for processing ENVISAT and Sentinel-1 data sets. An SBAS approach with a multilook window of 5×25 samples was applied with coherence criteria of 0.4 to evaluate the pixel's phase quality. To remove the atmospheric phase screen (APS), due to the strong topographic variation characterizing the island, we corrected the ENVISAT interferograms with a spatio-temporal filtering approach and the Sentinel-1 by using the latest ERA5 global reanalysis data[14]. An example of the APS correction for a Sentinel-1 interferogram is given in Supplementary Fig. 1. The RADARSAT-2 dataset was processed using MSBAS software[24]. A 4×8 multilook was applied and geocoded products were computed with an approximate resolution of 40 m. An atmospheric correction based on a regression of phase vs elevation is carried out for these data. The "Methods" section provides a detailed description of the interferometric processing.

Mean LOS velocities and displacement time-series were obtained for each satellite geometry and for 2006–2010, 2017–2020 time periods. Only descending results were evaluated for 2010–2017. The resulting LOS mean velocities are shown in Fig. 2. LOS displacement time-series for selected pixels are shown in Supplementary Fig. 2 compared with the projected GNSS displacements for ENVISAT and Sentinel-1 constellation. We observed a quite good adjustment between these two independent techniques validating our DInSAR results. RADARSAT-2 displacements time-series (2010–2017) were not used because only one orbit was available and it was not sufficient for high confidence modeling.

Inversion results. The LOS deformation data for the three time periods were modeled to estimate the nature, location and geometry of the causative sources using the inversion methodology noted above[19] (see "Methods" section). The result of the free adjustment of available LOS data, for each period considered, provides the deformation sources as 3D cell aggregations for which the inversion adjustment process automatically assigns a nature or source type (e.g., pressure change, strike-slip, dip-slip or tensile dislocation), magnitude values (MPa for pressure changes and cm for dislocations) and their position and orientation (angles of the dislocation planes).

Modeled sources are plotted in Fig. 3 for the 2006–2010 and 2017–2020 periods, colored according to their nature. Since the spatial coverage of DInSAR results is reduced by decorrelation, we performed a checker-board resolution test to ensure that DInSAR results are sufficient for inversion. We computed ascending and descending LOS for the modeled sources using the models for each kind of source described in the "Methods" section [19], and compare the obtained values with the observed ones, Supplementary Figs. 3, 4. The data fit is quite good for both data sets and final residuals for LOS (observed-modeled) have root-mean-squared values lower than 0.4 cm/year.

For the 2010–2017 period, we only have LOS mean velocities obtained from descending data and the atmospheric correction done looks not very reliable in this region probably because of the predominant wind direction that keeps moisture on one side of the island. Inversion results are strongly affected by both of these aspects, see Supplementary Fig. 5. As a result, they are not included in our study.

For the 2017–2020 period we have been able to study the time evolution of the modeled sources, Fig. 4. The temporal evolution of the positive pressure sources for the period 2017–2020 is shown in Fig. 5. This analysis was not possible for the period 2006–2010 due to the relatively low number and poor temporal distribution of the images.

Structural gravimetry results. Basic information to discuss the results obtained from the inversion of deformation data is the knowledge of the crustal structure of the island. We use the 3D density distribution below the surface of the island obtained from gravimetric measurements.

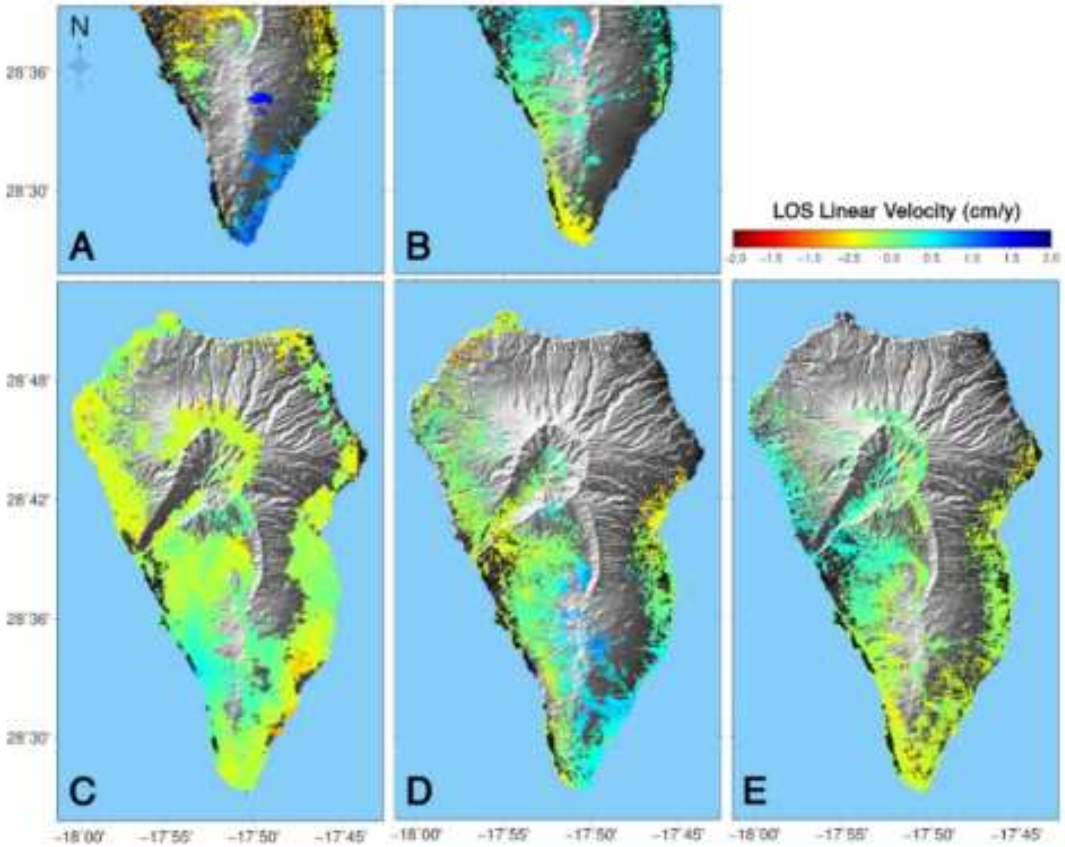


Figure 2. Annual mean LOS velocities obtained for the La Palma Island. (**A**) For the period 2006–2010 results obtained with SAR images from the ENVISAT satellite acquired in ascending orbits; (**B**) same for images acquired in descending orbits. (**C**) Results obtained using images from RADARSAT-2 satellite acquired in descending orbits for the period 2010–2017. Results for 2017–2020, using Sentinel-1 images: (**D**) acquired in ascending orbits; and (**E**) in descending orbits. GMT software (www.generic-maping-tools.org) was used to create this figure.

Using terrestrial gravity data covering the overall island[20,21], Supplementary Fig. 6, and the methodology by Camacho et al.[25] we obtain a 3D model of the anomalous density distribution for the crust of the island ("Methods" section). The obtained results are shown in Figs. 6, 7 and Supplementary Fig. 7.

The main feature of the inversion model is a large central body with high density located beneath the NVC (Figs. 6, 7 and Supplementary Fig. 7) and depicting the existence of a dense intrusive body highly contrasting with low density surrounding material (uncompacted erupted materials with either a higher degree of vesiculation, cracks or pores). This is the area where the radial dykes that fed the building of the submarine volcanic body and the Garafía and T-CN edifices converge[6] and the relatively dense intrusive plutonic source body that did not reach the surface is found[8].

The southern half of the island, consisting largely of the CV edifice (125 ka to present), is characterized by elongated minima distributed according to the main rift structures. Significant minima are detected at a depth of about 1000–2000 m bsl under the CV western slope and distributed according to en echelon portions with azimuth N130°E. These are interpreted as associated with a slow, active process of dislocation[20].

Discussion

From the results, we can draw some hypotheses and conclusions about the sources responsible for the observed deformations. In the case of pressure sources, we must consider that their existence does not necessarily imply the existence of magma acting directly in the same position. The sources of relatively low magnitude positive pressure are striking due to their implications for the state of activity on La Palma.

We detected surface deformation on the Aridane Valley (Figs. 1, 2) while no deformation was detected by González et al.[26] during 1992–2000 and 2003–2008. This aspect, coupled with other previous results[17] which do not show anomalies before 2009, suggests that the causative source probably became active during the 2009–2010 period, indicating the onset of unrest on the island of La Palma after about 40 years of quiescence.

Complementary, a significant increase in the magmatic component of helium measured in the Dos Aguas cold spring in 2010, have been interpreted[27] as the inputs of deep-seated CO_2. Also soil CO_2 efflux measurements carried out at CV volcano[27] showed two significant increases in the CO_2 emissions in 2011 and 2013. These variations, likely occurred with a delayed response of about one year[27]. See Supplementary Fig. 8 for the

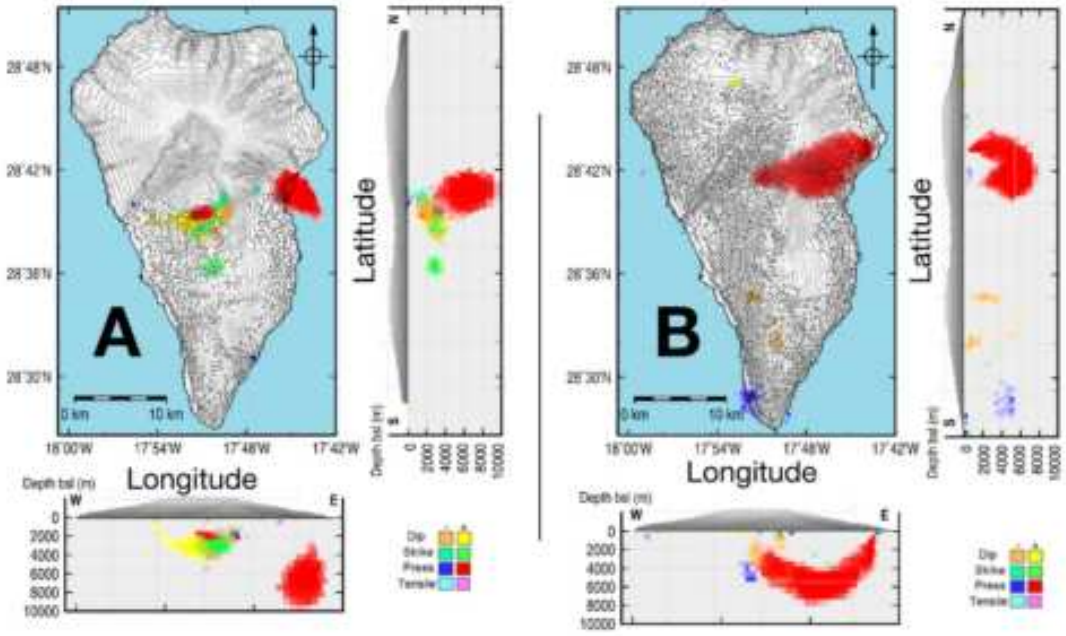


Figure 3. Adjusted model for deformation sources. (**A**) Sources adjusted for the period 2006–2010, and (**B**) for the period 2017–2020. Each time period panel includes planar, E-W vertical and N-S vertical views of significant sources. See color code for the type of source and magnitude. Dots denote the location of ascending and descending LOS deformation data. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-mapin-tools.org) softwares were used to create this figure.

location of gases and geochemical measurements. The results obtained in 2010 and 2011 support our hypothesis of an ongoing unrest phase.

The 2006–2010 pressure sources, Fig. 3A, are located in the central eastern sector of the island decreasing in strength (product of pressure by volume) and depth in the west direction. We observe that the western source is located in the area of the Montaña Quemada and Llano del Banco volcanoes, where recent eruptions took place (Fig. 1). This source, of low strength, is located at 2–4 km depth and has a small volume. This depth is shallower than the shallowest level of magma stagnation before historic eruptions, ~ 5 km[28–30], where there is short-term storage weeks to days. This fact, together with the absence of an eruption since that date, and considering that a failed eruption should probably produce more detected anomalies, suggests that the shallow material was not magma.

The eastern area of this source is located at 3–10 km depth. The depth range between 6–10 km would correspond to the lower crust under La Palma, the average pre-island seafloor representing a regional horizon of neutral buoyancy for the Canary Islands magmas[31], where magma stagnate in crustal reservoirs for years-to-decades prior to possible eruption[29].

The depth and strength of the source in the eastern region indicate the potential intrusion of magmatic fluids from deeper areas. It is likely that the source later moved towards the west, following the NVC south limits (Figs. 3A and 7) at the same time that it ascended slightly through the crust, decreasing in strength.

Surface deformation produced by the emplacement of shallow intrusions likely occurs during unrest periods accompanied by felt seismicity[24,32]. This is not the case for the 2006–2010 time period[22,26], when very few earthquakes occurred in the study area (Supplementary Fig. 9). However, unrest can have subtle or undetectable seismic activity as a consequence of a vent that remains open or mechanically weak following an initial stage of activity, preventing the buildup of stresses that would cause earthquakes[32]. Considering the recent volcanic activity in the area, this could be the case. Precursory seismic activity to the 1949 eruption[33], Fig. 1, started in 1936 at Valle de Aridane, 5–10 km from the vents, and continued a few months before the eruption in the area of Fuencaliente, about 10 km to the south of Duraznero vent. The vents of Llano del Banco and Hoyo Negro opened without any preceding seismicity. Between 1936 and 1949 magma ascends from the upper mantle and stagnates and differentiates at different levels within the crust without felt seismicity[29].

The seismic activity began after this period, with two seismic swarms in 2017 and 2018 located ~ 15 km southward of the modeled pressure sources, Supplementary Fig. 10[4,22]. Roughly speaking, earthquakes should occur close to the source feeding the unrest. However, a number of cases where the location of initial precursory earthquake swarms does not coincide with the detected sources, as for instance before the 1991 Mt. Pinatubo eruption (Philippines) and the onset of the 1995 eruption at Soufriere Hills (Montserrat), have been observed[32]. This fact is due to stress concentration in/around the volcano edifice which force earthquakes occurrence in areas which could not correspond to magma storage[32]. Therefore, we should have detected an unrest state in the same area of the 1949 San Juan eruption with similar characteristics. That unrest began at least 13 years before the eruption, with the start of precursor seismic activity[33,34]. Therefore, we could be studying a very initial phase

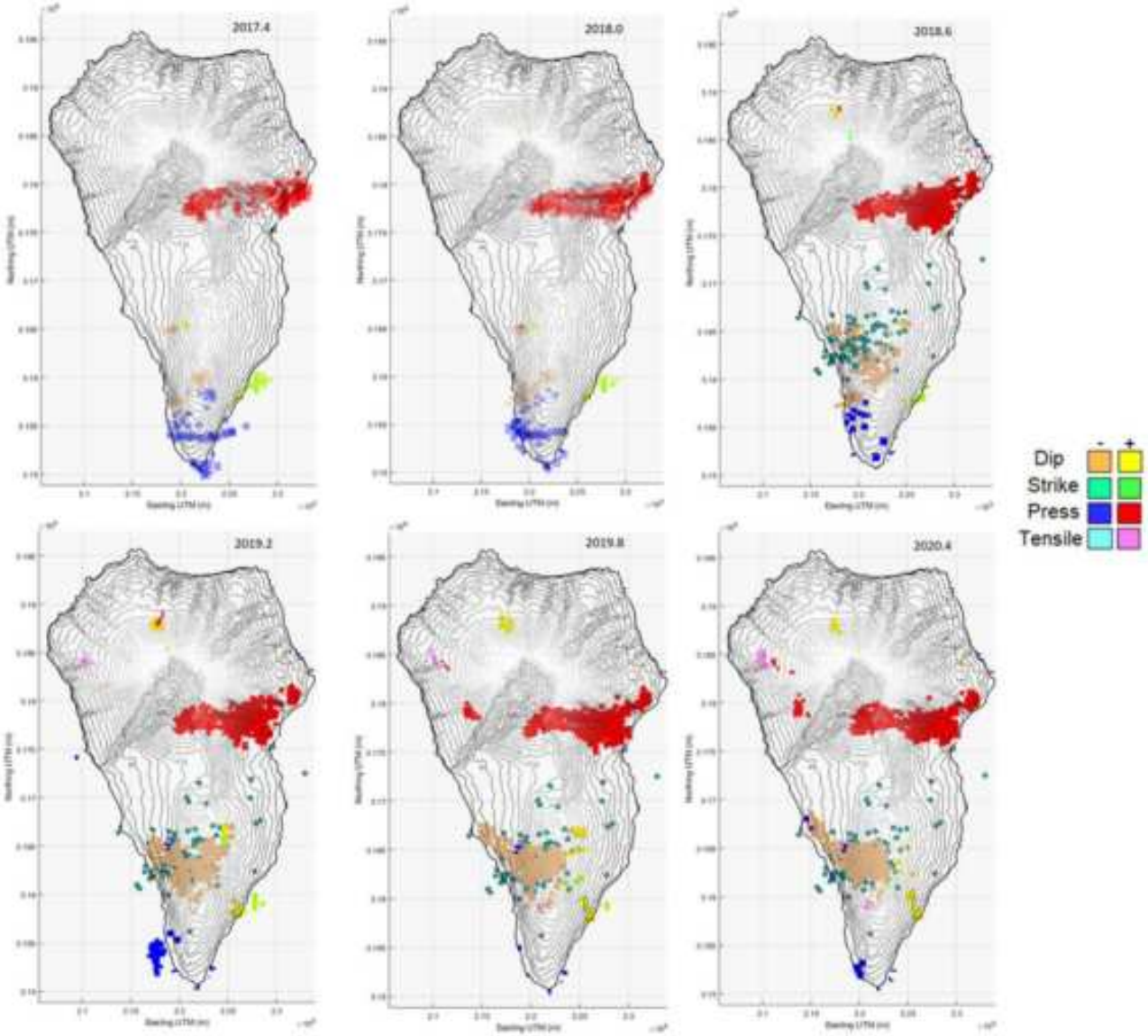


Figure 4. Time evolution of the modeled sources for the 2017–2020 period. The different plots show the time evolution of the different sources obtained inverting the Sentinel-1 ascending and descending LOS displacement time series every 0.6 years. Green circles show the horizontal location of the earthquakes happened during the two seismic swarms (October 2017, February 2018). See Fig. 5 for numbers of seismic events and Fig. 8 for depths of both, events and sources. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.

of unrest tens of years before a possible eruption, but we must consider the possibility that it will not result in an eruption[35].

The source has an E-W alignment pattern, Fig. 3A. Considering the 3D structure shown in Fig. 7, the source model and the structural intrusive body alignment pattern are very similar, based on the 4 km deep pressure alignment pattern. These planes, suggested by the interpretation of the DInSAR results, could be not merely topographic or delimiting volcanic units, but rather be surfaces conditioned by the large-scale morphology of the island's intrusive dynamics and related to the feeding and unrest process detected here. It has been proposed elsewhere that these edifices are two distinct volcanoes with separate magma plumbing systems[36] and it is possible that these surfaces mark the boundary between the extinct T/CN and the active CV volcanic edifices. Magmatic fluids could ascend from deeper zones using pre-existing fractures or contacts.

Additional modeled sources in this period are the dip-slip sources (orange color in Fig. 3A) at 2–3 km depth. We attribute these to subsidence related to the local settlement of magmatic bodies intruded at shallow depth and potentially to additional movements associated with the pressure sources. It is estimated[35] that about 80% of the magmas that form in the oceanic intraplate environment fail to erupt. These intrusive bodies are normally denser than the volcanic rock in which they reside, so positive gravity anomalies provide information about the preferred areas of magma ascent throughout the volcanic complex's evolution. Walker[37] suggests that dyke swarms include the paths followed by magmas traveling through the crust, from volcanic centers along rift zones,

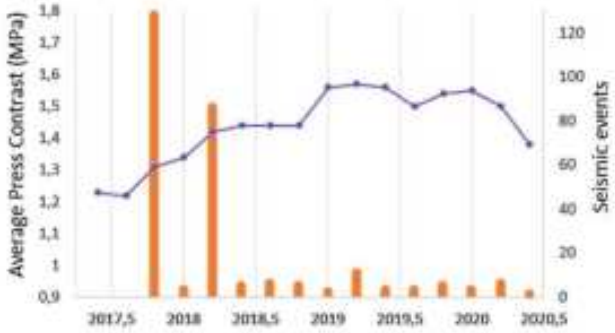


Figure 5. 2017–2020 average pressure time evolution for the adjusted sources. Adjusted average pressure per volume unit (blue color) and the number of seismic events (orange columns) between February 2017 and June 2020. During the October 2017 seismic swarm 122 events took place with a magnitude lower than 3 and the 95% of them with magnitude between 1 and 2. During the February 2018 seismic swarm 79 events took place with magnitude lower than 3 and the 77% of them with magnitude between 1 and 2. This figure was created using Microsoft Excel 2016.

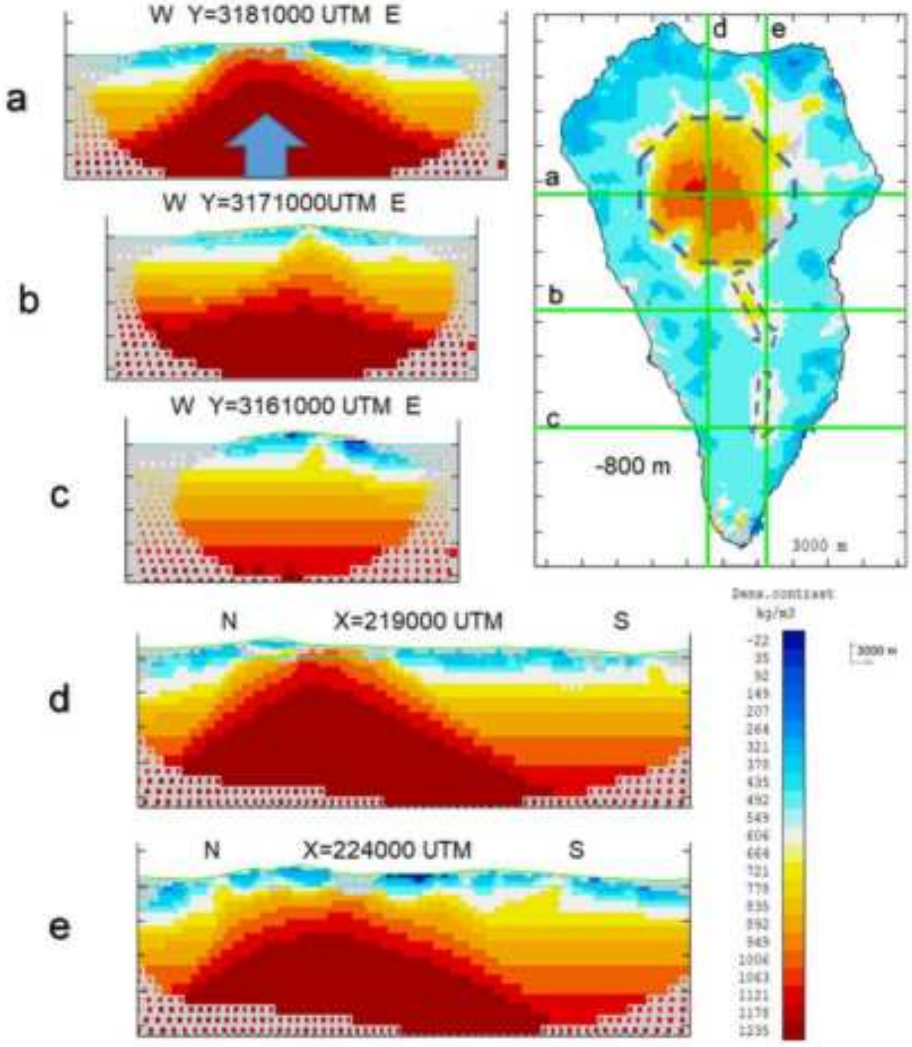


Figure 6. Vertical sections of the 3D model for anomalous density for La Palma Island. Panels (**a**), (**b**) and (**c**) show E-W sections. Panels (**d**) and (**e**) N-S sections. The cross lines are indicated in the horizontal section for a depth of 800 m bsl. The horizontal section includes some interpretative lines (dotted lines). Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.

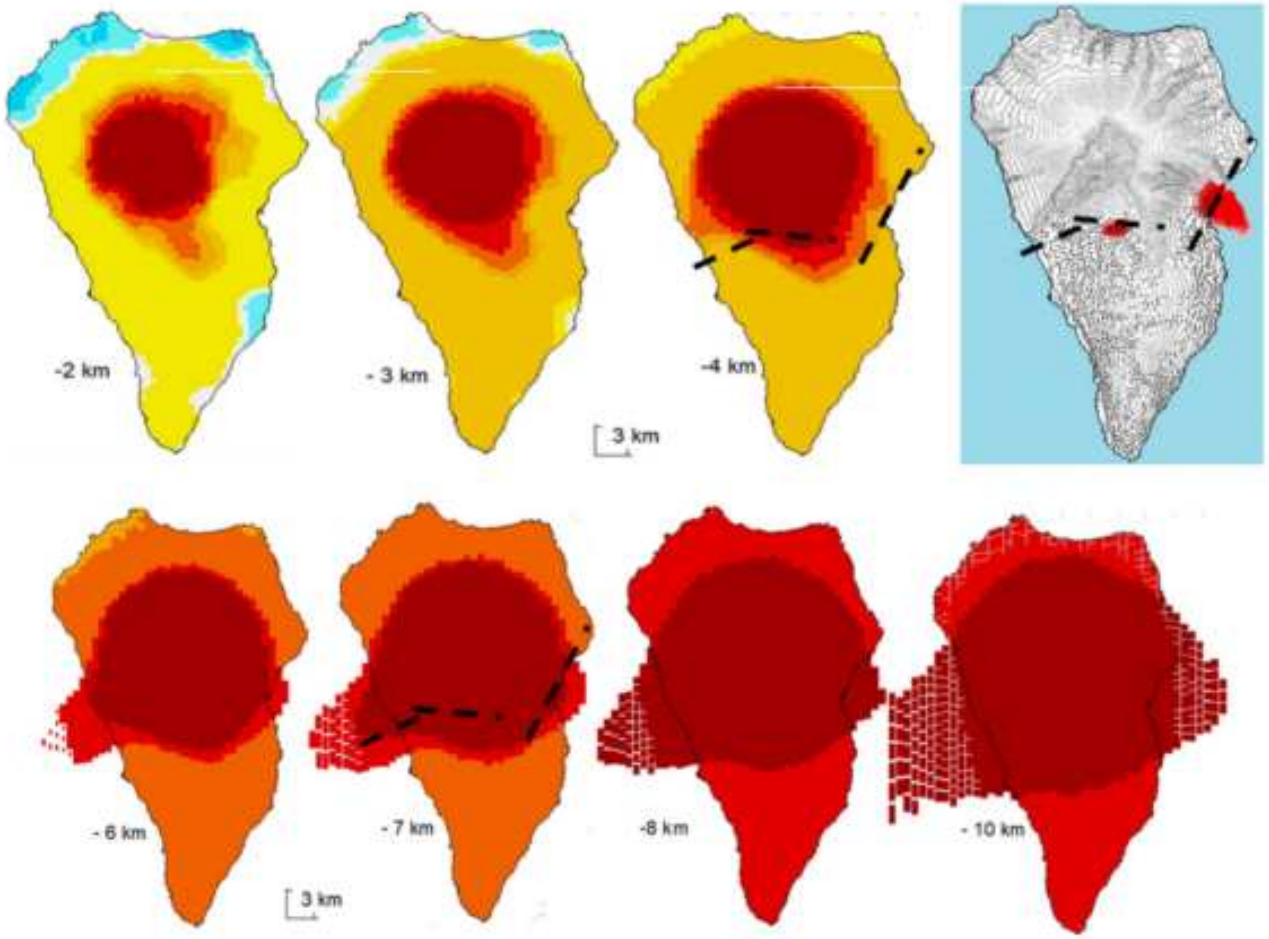


Figure 7. Horizontal sections of the 3D anomalous density structure and location of the 2006–2010 modeled pressure sources. Horizontal sections (from 2 to 10 km bsl) of the 3D model for anomalous density distribution for La Palma Island. Right upper panel shows the structure and the location of the modeled 2006–2010 positive pressure source E-W pattern compared with the structural one at 4 km and 7 km depth as a way of example. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.

following neutral buoyancy levels. Sheet intrusions closer to the surface (dykes and sills) are well-documented for active volcanoes, such as Kilauea or Piton de la Fournaise[38]. Cooling and crystallization of magma into swarms of intrusive dykes has been linked to cases of volcanic subsidence that have continued over years and decades[39]. They can produce some bending or initiate a rift zone[37]. Based on our gravimetric modeling results, these bodies should be hosted at a depth of about 2 km in a less dense material and we anticipate that they are responsible for the subsidence dip-slip sources in those recently active areas.

In Fig. 3A, close to the subsidence dip-slip source (orange color) and directly connected with a high pressure source (red color) there is an extended source (yellow color). We interpret it as a manifestation of the same uplift process related to the unrest in this area. This ascending dip-slip source would represent a western branch of the unrest activity.

Between both dip-slip (subsidence and uplift) sources, the adjusted model (Fig. 3A) proposes an elongated strike-slip source (green color). We interpret this as a feature of a fracture zone that separates the edge of the northern NVC complex, where we detected the unrest uplift, from the southernmost area (CV), where small subsidence phenomena take place (orange source). Another isolated strike-slip source also is observed further south (Fig. 3A) at the same depth as the dip-slip source discussed above. We interpret this as an effect, somewhat distorted, of the possible subsidence in that area. There also is a very small negative pressure source in the north, in a region with no data, and another very shallow, low strength source in the southern part of the island close to the coast. These are likely artifacts of the inversion or very local subsidence phenomena. In addition, the area covered by the dislocation sources underwent relatively recent volcanic eruptions and may be mechanically weak and easy to deform without increasing stresses that result in earthquakes.

For the period 2017–2020 (Fig. 3B), there is only one pressure source but the configuration and region are similar. The source continues extending from east to west, stopping in the central part of the island and following the same E-W alignment shown in Fig. 7. The depth range (1–8 km) is similar to the initial stages but shallower in some parts, with the maximum volume located at depths of 6–8 km and decreasing with depth.

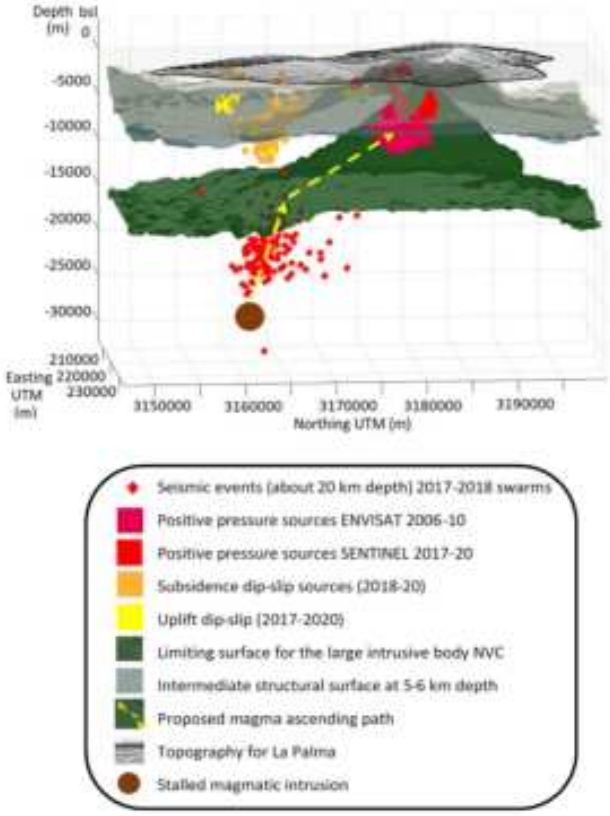


Figure 8. Conceptual model for the unrest evolution. Two main surfaces obtained in the 3D gravimetric crustal model (green and grey surfaces), the modeled positive pressure sources for the periods 2006–2010 and 2017–2020, the modeled dip-slip sources in 2019–2020, and the location of seismic events. The proposed path followed by the magma from depth aseismically (yellow path) before, and probably after, seismic swarms in 2017 and 2018 which may have opened new fractures. See lower inset for a description of the different components of the plot. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.

In Fig. 3B there are again shown some dip-slip sources at 2–3 km depth. The origin is likely that discussed previously for the period 2006–2010, but their location in CV suggests that its temporal evolution should be studied, particularly as it relates to the potential landslide hazard. There also is a small, negative pressure source to the south of the island, located close to the Teneguía volcano. This source is likely associated with the measured subsidence in this area, in agreement with the previous results[28].

Other dislocation sources that were present in the inversion results in Fig. 3A are not detected for this period. This indicates that the weak material in this area was accommodated during the previous 7 years and now the pressure variations are more important, or that the pressure effect is more significant and masks these deformations.

Looking at the time variation of the modeled sources in 2017–2020 (Figs. 4, 5), it is observed that the average positive pressure of the source increases until 2019, almost certainly connected with the two seismic swarms detected in October 2017 and February 2018, which probably opened new fractures and provided new ascent paths for magmatic gases[4] and favoring magma rise, Fig. 5. The largest increment appears to be associated with the two seismic swarms between 2017–2018. The seismic swarms were preceded and accompanied by changes in helium and carbon dioxide emissions, suggesting magmatic intrusion beneath CV[4]. After the 2018 swarm increases in thoron concentration in soil were detected at two sites located along CV rift[4] that can be interpreted as a magmatic intrusion from the depth and/or an active reservoir below the rift. Also, some lateral movement of magma may be associated with this seismic swarm[4], which is consistent with the time evolution of the sources for this period. Pressure continue to increase during 2019, probably associated with aseismic recharge. As of 2019, the average pressure remains constant or decrease.

Looking at the dip-slip sources located below CV we observe that, as for the mean LOS modeled sources, during the period 2017–2018 they are not very strong. But, contrary to pressure values, they make greater and stronger as of 2019. The location of these dip-slip sources (Figs. 4 and 8) coincides with the area where most of the earthquakes of the seismic swarms are located and they started growing several months after the second swarm. These sources could be associated with fractures and, considering the existing large flank failure hazard[6], their evolution needs to continue being monitored and interpreted.

What is the likely origin of the adjusted pressure sources? We have detected displacements with small magnitude (≤ 5 cm) changing their surface location through time (Fig. 2), as was observed in Tenerife island during the 2004–2005 volcano-tectonic crisis[1,40,41] with the causative source evolving in space and time. As in Tenerife,

we consider fluid migration at depths as a likely origin of the observed deformation, primarily in weaker areas such as the southern limits of the NVC. These are likely produced by upward migration of hydrothermal fluids from a deep magma reservoir or from the perturbation of an existing deep hydrothermal reservoir and the resultant upward movement of fluids due to magma injection. Both causes would be consistent with the gases and geochemical anomalies[4,27] observed during the studied periods and the absence of significant broad gravity changes during 2006–2010[17]. We consider it plausible that a magma batch started to inject at approximately 8 km in depth and below and the upper part of the source shows the resultant upward movement and pressurization of fluids. Both sources would contribute to the measured deformation as well as to the gases and geochemical observed anomalies. The distribution and location of the gases and geochemical measurement anomalies[4,27] encapsulated the migration of magma from the southern to the central part of the island, where we have the positive pressure sources.

A conceptual model for the unrest evolution that incorporates these results is presented in Fig. 8. In the onset, 2009–2010, magma started to ascend toward a shallower reservoir from the stalled magmatic intrusion located at a depth of 25–30 km[4], along the tilted border separating the NVC and CV edifices (yellow path in Fig. 8). Magma ascended toward a depth of 8–10 km (in a weak zone where recent eruption happened), leading to an increase in the magmatic component of helium as measured in 2010 in the Dos Aguas cold spring and in CO_2 efflux measurement at CV volcano[26] in 2011. The magnitude of the measured displacements and the lack of significant gravity changes[17] suggests a small volume of accumulated magma. Subsequently, in 2011–2012, when we measure deformation but do not have a high confidence in the inversion results, the input of a small quantity of magma continues, following a similar path, as reflected in the significant increases in soil CO_2 efflux measurement at CV volcano[27] in 2013. Again, a small quantity of magma ascending using existing fractures would be consistent with the lack of seismicity during these periods[22] (Supplementary Fig. 9). At the beginning of the 2017–2020 period, we have two seismic swarms (October-2017, February-2018, Supplementary Fig. 10), which are associated with new paths[4] favoring the magma ascent, reflected again in the observed geochemical signals[4], as well as the increasing of size and importance of the dislocation sources in the CV area.

We have detected, for the first time, an initial phase of volcanic unrest in the Canary Islands using geodetic methods. We also study its evolution years after its inception, observing the changing spatial and temporal nature of activity at a potentially dangerous volcano at very high spatial resolutions and over long time periods. While these may be small and nuanced, they provide insights into the dynamic nature of the volcano.

The need to use DInSAR (with atmospheric correction and using simultaneously ascending and descending images) in La Palma as the fundamental operational tool for geodetic monitoring to detect volcanic unrest is evident, considering both, the geographic and temporal variation of the deformation. Further, its magnitude, which is at the limit of precision of the GNSS observation in campaign mode[16,17], is clearly measurable using advanced DInSAR techniques, particularly with appropriate atmospheric correction. Much of the deformation may not be accurately detected using only observations from a GNSS network[16,17]. Nevertheless, continuous GNSS stations are a fundamental observation to provide reference points with no deformation to be used as reference locations for DInSAR[16], as was done in this study.

Further, the results obtained from the joint inversion of ascending and descending data present a variety of sources acting simultaneously, which are not possible to detect by using classical inversion techniques and models that consider only magmatic (pressure and/or tensile) sources. This is important in La Palma, where high landslide risk can be connected with the unrest. The use of this tool allows us also to check that there are some dislocation sources acting below CV which may be associated with a future landslide and their evolution needs to continue being monitored. This demonstrates the advantage of using state-of-the-art inversion techniques that consider a large number of sources of deformation of various kinds[18,19].

These two conclusions have a general application for the observation and interpretation of geodetic data in many volcanic areas, and, in particular for steep-sided volcanoes at oceanic islands like the Canaries.

We attribute the measured displacements and modeled sources to magma injection in small amounts at 8–10 km depth, which does not produce important displacements, but results in an upward movement and/or pressurization of fluids at shallower depths and activated dislocation sources around the pressure ones and below CV volcano. This unrest is similar in many aspects to the one preceding the 1949 eruption and, for some features, to that observed at Tenerife in 2004–2005. It is completely different from that seen at El Hierro and Teneguía eruptions. The observed differences and similarities are important to discriminate between the possible types of unrest in the Canaries, and to distinguish the likelihood that an unrest process could culminate with a future eruption (or not), the possible impact on the stability of CV, and its likely duration compared with previous stages of unrest in La Palma and in the Canary Islands. Therefore, it is of critical importance to continue monitoring the current evolution of the unrest, particularly considering the recent increase in seismic activity on the island[22], Supplementary Fig. 10.

Methods

Differential interferometric synthetic aperture radar (DInSAR). In this work three different time periods are studied: 2006–2010 using images from ENVISAT satellite, 2009–2016 using RADARSAT-2 images and 2017–2020 using images from Sentinel-1 constellation, formed by Sentinel-1A and 1B satellites. For ENVISAT and Sentinel-1 satellites, ascending and descending orbits are considered while RADARSAT-2 only descending orbit had enough data to perform a DInSAR study. The Single Look Complex (SLC) images were provided by ESA (ENVISAT and Sentinel-1) and have been downloaded from the Alaska Satellite Facility (ASF) while RADARSAT-2 acquisitions were provided by the Canadian Space Agency (CSA). For ENVISAT and RADARSAT-2, all the available acquisitions were processed, however, some of them were discarded due to their high temporal or spatial baselines or high doppler differences. Sentinel-1 acquisitions for La Palma island

in Interferometric Wide (IW) mode started in July 2017 and we choose a 12-day frequency for this study. The complete lists of SLC images used in this work are available in Supplementary Tables 1–3.

ENVISAT and Sentinel-1 datasets were processed using SUBSIDENCE-GUI interferometric software[21] with similar parameters. Before the interferometric generation, all images for each orbit were registered to a common reference image. The reference image was selected to minimize perpendicular and temporal baselines across the dataset to minimize registration errors. Check Supplementary Tables 1–3 for the reference images.

Interferogram pairs were generated by double minimum criteria, avoiding those with high temporal and perpendicular baselines. With the double minimum selection, we select one subset that is sensitive to deformation (large temporal baselines) and less sensitive to Digital Elevation Model (DEM) errors (small spatial baselines). The other subset behaves just the contrary, sensitive to DEM error (large spatial baselines) and less sensitive to deformation (short temporal baselines). A total of 204 interferograms were generated for ENVISAT and 1063 for Sentinel-1. The higher number of Sentinel-1 interferograms is due to its small temporal and spatial baselines. To remove the topographic phase from the interferograms, an external high-resolution DEM has been used. The respective DEMs were generated using MDT025 and MDT05 data from the Instituto Geográfico Nacional (IGN)[22], with 25 m resolution for ENVISAT, and 5 m resolution for RADARSAT-2 and Sentinel-1 respectively.

For the period 2010–2017, we used RADARSAT-2 images to estimate annual mean velocities. This dataset consists of 25 Wide-Fine and 13 Fine beam descending orbit SLC images and 63 interferograms. The interferograms were computed with GAMMA software[42]. Four lines by eight samples multilooking was applied and geocoded products were produced with a ground resolution of approximately 40 m. Multilooked differential interferograms were filtered using adaptive filtering with filtering function based on the local fringe spectrum[43] and unwrapped using the minimum cost flow algorithm[44]. Baseline refinement was performed to remove residual orbital ramps followed by a minor interpolation of each interferogram to increase the coverage reduced by decorrelation. The linear rate and time series of LOS were computed with MSBAS software[24] using pixels with coherence above 0.5 in all interferograms.

To retrieve surface displacement from differential interferograms, an important noise phase component caused by the Atmospheric Phase Screen (APS) has been mitigated. Generally, the magnitude of APS cannot be ignored because they can often be comparable, or even larger to the interested geophysical signals[14,15]. Due to the strong variation of topography and an extensive coastline, La Palma is prone to suffer APS. In this paper, three APS mitigation methods have been used. The first one is the classic temporal and spatial filtering, and the second one is based on external weather forecast data. In the case of ENVISAT, in order to separate APS and the non-linear velocity, two filters were applied: a spatial low pass filtering with a 1-km correlation window and a high pass temporal filtering with a window of 60 days and a minimum of 4 temporal samples. After this processing, the non-linear displacement can be calculated. For the period 2010–2017 and RADARSAT-2 data the APS correction was computed based on a regression analysis of the observed phase and elevation and subtracted from the interferograms. This method is not very reliable in this region because of the predominant wind direction that keeps moisture on one side of the island. For the Sentinel-1 dataset, to correct APS as much as possible, the realistic integration D-LOS algorithm has been used based on the latest ERA5 global reanalysis data. It has been demonstrated[14,15] that the D-LOS shows a great improvement compared to the conventional zenith-based method. Besides, among different weather forecast datasets, it is also demonstrated that the ERA5 data from ECMWF performs the best[19]. After applying the D-LOS algorithm, APSs have been mitigated significantly from the original interferograms. Supplementary Fig. 1 shows a typical example (Sentinel-1 interferogram 20,180,914–20,180,926 pair) of APS correction. The original interferogram (Supplementary Fig. 1A) shows a significant APS phase component related to the topography. The estimated APS shown in Supplementary Fig. 1B presents a very similar pattern. Consequently, the residue phase (Supplementary Fig. 1C) after APS correction is very smooth with a small variation.

To calculate the surface displacements SUBSIDENCE-GUI was used again, the software implementation of the Coherent Pixel Technique (CPT) algorithm. This method uses distributed scatters at low-resolution over the multi-looked interferograms, similar to the wide-used Small Baselines Subset (SBAS). Because of the characteristics of La Palma (a volcanic island with strong topography and high density of vegetation), this kind of analysis produces better results than a full-resolution method like the permanent scatters (PS) approach[45]. To evaluate the phase quality of the pixels a mean coherence map has been processed using a multilook window of twenty-five samples in range and five lines in azimuth for Sentinel-1, while for ENVISAT the window is twenty-five lines by five samples. This process results in lower resolution pixels calculated from an average of 125 pixels from the original interferogram. The multilooked interferograms have pixels with a ground resolution of about 100 m × 100 m.

A coherence criterion has been chosen to select those pixels with enough phase quality to obtain surface deformation. Different thresholds of a medium coherence have been used for ENVISAT and Sentinel-1: 0.35 for ENVISAT and 0.4 for Sentinel-1, corresponding to a phase standard deviation of 12° and 9° respectively. These values provide good spatial coverage and enough phase quality to obtain a convergent solution. To fix the floating solutions of the linear velocity and DEM error, CPT uses points of known velocity and altitude for the studied period, also called seeds. Two seeds have been selected, one on the east coast of the island and another on the west coast considering their stability determined by GNSS observations[46]. See also the next subsection. See Supplementary Fig. 1A for seeds locations.

Global navigation satellite system (GNSS). Ground deformations of La Palma are currently provided by few sparse continuous GNSS stations (Supplementary Fig. 2). We collected all the available free raw data from IGN[47] and Grafcan[48] websites. To improve the overall configuration of the network and tie the regional measurements to an external global reference frame, data coming from all the continuous GNSS stations installed on the

Canary archipelago as well as other 15 continuously operating global tracking stations, largely from the IGS[49] and EUREF[50] permanent networks, were introduced in the processing. The GNNS phase observations were processed by using the GAMIT/GLOBK 10.71 software[51] and by adopting the IGS "Repro2 campaign" standards[52]. To eliminate phase biases related to drifts in the satellite and receiver clock oscillators, an ionosphere-free linear combination of GNSS phase observables was adopted during the processing, by applying a double differencing technique. The GNSS phase data were weighted according to an elevation-angle-dependent error model[51] using an iterative analysis procedure whereby the elevation dependence was determined by the observed scatter of phase residuals. In this analysis, the parameters of the satellites' orbit were fixed to the IGS final products (https://cddis.nasa.gov/archive/gnss/products/). IGS absolute antenna phase center models for both satellite and ground-based antennas were adopted in order to improve the accuracy of vertical site position component estimations[53]. The first-order ionospheric delay was eliminated by using the ionosphere-free linear combination, while second-order ionospheric corrections[54] were applied using the IONEX files from the Center for Orbit Determination in Europe (CODE). The tropospheric delay was modeled as a piecewise linear model and estimated using the VMF1[55] with a 10° cutoff. The Earth Orientation Parameters (EOP) were tightly constrained to prior values obtained from IERS Bulletin B. The ocean tidal loading was corrected using the FES2004 model[56]. The International Earth Rotation Service (IERS) 2003 model for diurnal and semidiurnal solid Earth tides was also adopted. The results of this processing step are daily estimates of loosely constrained station coordinates, and other parameters, along with the associated variance–covariance matrices.

In a successive step, the loosely constrained daily solutions were used as quasi observations in a Kalman filter (GLOBK) in order to estimate a consistent set of daily coordinates (i.e. time series) for all sites involved. Each time series was analyzed for linear velocities, periodic signals and antenna jumps by using the TSVIEW software package described by Herring et al.[57]. In order to obtain clean time-series, any position estimate whose uncertainty was greater than 20 mm or whose value differed by more than 10 mm from the best-fitting linear trend was removed. By using the GLORG module of GLOBK, the daily solutions and their full covariance matrices were combined to estimate a consistent set of positions and velocities in the ITRF14 reference frame[58]. By considering a set of GNSS stations distributed over the whole archipelago, we estimated the Euler vector components (latitude and longitude of a pole, rotation rate) for a local reference frame in order to highlight eventual local ground deformation pattern. Resulting Euler vector components are: latitude, 49.576° ± 0.306°; longitude, -85.652° ± 4.526°; rotation rate, 0.263144° ± 0.008943°.

Direct modeling and inversion technique. We modeled the LOS DInSAR (both ascending and descending, or just descending) deformation field by using a recently developed methodology[19] which has been applied to model the simulated and real study cases. This original methodology carries out a multi-source inversion of ground deformation data to better understand the subsurface causative processes. Roughly speaking, the observation data, contain the direct effect at the surface of the deformation caused by an arbitrary combination of 3D pressure and generic dislocation sources located at different depths in the medium. The proposed method identifies a combination of pressure bodies and different types of dislocation sources (dip-slip, strike-slip and tensile) that can represent magmatic sources and other processes such as earthquakes, landslides or groundwater-induced subsidence through the aggregation of elemental cells. A nonlinear approach permits the determination of the location, size and three-dimensional configuration, without any a priori assumption, of the potential causative sources. The 3D geometry of the sources is obtained as an aggregation of elementary sources.

This approach has the following main features: (1) simultaneous inversion of the deformation components and/or LOS data; (2) simultaneous determination of different structures such as pressure bodies or dislocation sources, representing local and regional effects; (3) a fully 3D context; and (4) no initial hypothesis about the number, geometry or types of the causative sources is necessary.

For the pressure sources, the method employs the formulation presented by Geertsma and Van Opstal[59], which is more rigorous than one based on the well-known Mogi[60] formalism. For the calculation of the effects of surface deformation produced by elementary sources (tensile, strike and dip), the formulation of Okada[61] is implemented. See Camacho et al.[19] for a more detailed description of the inversion methodology.

Structural gravimetry. As previously described, a terrestrial gravity survey composed of 317 benchmarks covering the island of La Palma was carried out in 2006[20,27] (Supplementary Fig. 6). The corresponding elevation values were simultaneously determined by GNSS observations, supplemented by a 25-m resolution digital elevation model (DEM) for the island. For the surrounding marine areas, satellite altimetry data was used to provide information about the gravity anomaly, geoid and bathymetry.

Camacho et al.[20] used these gravimetric data to develop a model of anomalous density structures on La Palma using a semi-automatic inversion process. This model assumes that the anomalous bodies are in a homogeneous environment, and that, in addition to adjusting the observed data, they verify the usual conditions of regularity. In a later work[25] they extended the inversion methodology to the case of considering stratified structures, with an increase in density with depth. More realistic anomalous models are obtained using this approach.

Here we applied the latest, improved methodology to the gravimetric data of the island of La Palma to update the structural framework results. We first divided the subsurface volume into a partition of small prismatic cells. We considered approximately 90,000 cells with an average side of 450 m that cover the subsurface volume to a depth of 12,000 m with sufficient resolution. In addition, we considered a regular layering in sub-horizontal layers (12 layers, arbitrarily) of increasing density in depth. Finally, we chose an adequate value of the regularity parameter to obtain a null auto-correlation of the final residuals[20]. Once these parameters are set, the inversion process is automatic and a 3D model of anomalous densities is obtained.

Data availability

SLC data from ENVISAT and Sentinel-1 is publicly available on the Alaska Satellite Facility website: www.asf.alaska.edu. RADARSAT-2 data is available upon request to the Canadian Space Agency. LOS displacement data sets are available upon request to the authors.

Received: 22 October 2020; Accepted: 19 January 2021
Published online: 28 January 2021

References

1. Fernández, J., González, P. J., Camacho, A. G., Prieto, J. F. & Brú, G. An Overview of geodetic volcano research in the Canary Islands. *Pure Appl. Geophys.* **172**, 3189–3228 (2015).
2. Marti, J. *et al.* Causes and mechanisms of the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **118**, 823–839 (2013).
3. Marti, J., Ortiz, R., Gottsmann, J., Garcia, A. & De La Cruz-Reyna, S. Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **182**, 23–33 (2009).
4. Torres-González, P. A. *et al.* Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **392**, 106757 (2020).
5. Staudigel, H., Feraud, G. & Giannerini, G. The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **27**, 299–322 (1986).
6. Ancochea, E. *et al.* Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **60**, 243–262 (1994).
7. Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., De la Nuez, J. & PérezTorrado, F. J. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geol.* **57**, 175–273 (2001).
8. De la Nuez, J. El Complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente. Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain (1984).
9. Staudigel, H. & Schmincke, H.-U. The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *J. Geophys. Res.* **89**, 11195–11215 (1984).
10. Urgeles, R., Masson, D. G., Canals, M., Watts, A. B. & Le Bas, T. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* **104**, 25331–25348 (1999).
11. Hernández-Pacheco, A. & Valls, M. C. The historic eruption of La Palma Island (Canaries Arquipelago). *Arquipelago, Univ. dos Açores. Série Ciências da Natureza* **3**, 83–94 (1982).
12. Ward, S. N. & Day, S. J. Cumbre Vieja volcano-potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3397–3400 (2001).
13. González, P. J. *et al.* Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **118**, 4361–4377 (2013).
14. Hu, Z. & Mallorquí, J. J. An accurate method to correct atmospheric phase delay for insar with the era5 global atmospheric model. *Remote Sens.* **11**, 1969 (2019).
15. Hu, Z. Atmospheric Artifacts Correction for InSAR Using Empirical Model and Numerical Weather Prediction Models. Thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain (2019).
16. Fernández, J. *et al.* Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. *Sci. Rep.* **8**, 14782 (2018).
17. Escayo, J. *et al.* Geodetic study of the 2006–2010 ground deformation in La Palma (Canary Islands). Observation results. *Remote Sens.* **12**, 2566 (2020).
18. Fernández, J., Pepe, A., Poland, M. P. & Sigmundsson, F. Volcano geodesy: recent developments and future challenges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **344**, 1–12 (2017).
19. Camacho, A. G., Fernández, J., Samsonov, S. V., Tiampo, K. F. & Palano, M. 3D multi-source modell of elastic volcanic ground deformations. *Earth Planet. Sci. Lett.* **547**, 116445 (2020).
20. Camacho, A. G. *et al.* Structural results for La Palma Island using 3-D gravity inversion. *J. Geophys. Res.* **114**, B05411 (2009).
21. Prieto, J. F. *et al.* Geodetic and structural research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1994–2007 results. *Pure Appl. Geophys.* **166**, 1461–1484 (2009).
22. Instituto Geográfico Nacional. Centro Nacional de Información Geográfica. Available at: http://ign.es
23. Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J. J., Duque, S. & Monells, D. The coherent pixels technique (CPT): an advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring. *Pure Appl. Geophys.* **165**, 1167–1193 (2008).
24. Samsonov, S. & d'Oreye, N. Multidimensional Small Baseline Subset (MSBAS) for two-dimensional deformation analysis: case study Mexico city. *Can. J. Remote Sens.* **43**, 318–329 (2017).
25. Camacho, A. G., Fernández, J. & Gottsmann, J. A new gravity inversion method for multiple subhorizontal discontinuity interfaces and shallow basins. *J. Geophys. Res.* **116**, B02413 (2011).
26. González, P. J., Tiampo, K. F., Camacho, A. G. & Fernández, J. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): implications on the stability of steep-side volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* **297**, 545–557 (2010).
27. Padrón, E. *et al.* Dynamics of diffuse carbon dioxide emissions from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. *Bull. Volcanol.* **77**, 28 (2015).
28. Hansteen, T. H., Klüegel, A. & Schmincke, H.-U. Multi-stage magma ascent beneath the Canary Islands: evidence from fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* **132**, 48–64 (1998).
29. Klügel, A., Hoernle, K. A., Schmincke, H.-U. & White, J. D. L. The chemical zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): petrologic evolution and magma supply dynamics of a rift zone eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **105**, 5997–6016 (2000).
30. Klügel, A., Hansteen, T. H. & Galipp, K. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth Planet. Sci. Lett.* **236**, 211–226 (2005).
31. Lodge, A., Nippress, S. E. J., Rietbrock, A., García-Yeguas, A. & Ibañez, J. M. Evidence for magmatic underplating and partial melt beneath the Canary Islands derived using teleseismic receiver functions. *Phys. Earth Planet. Inter.* **212–213**, 44–54 (2012).
32. McNutt, S. R. & Roman, D. C. Volcanic Seismicity. In The *Encyclopedia of Volcanoes*, 1011–1034. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00059-6 (2015).
33. Klügel, A., Schmincke, H.-U., White, J. D. L. & Hoernele, K. A. Chronology and volcanology of the 1949 multi-vent rift-zone eruption on La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **94**, 267–282 (1999).
34. Romero-Ortiz, J. & Bonelli-Rubio, J. M. "La erupción del Nambroque (Junio-Agosto de 1949)." (Talleres del Instituto Geográfico y Catastral. Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica. Madrid, 1951).
35. Fisher, R. V. & Schmincke, H.-U. *Pyroclastic Rocks* (Springer, Berlin, 1984). https://doi.org/10.1029/eo066i009p00092-03
36. Galipp, K., Klügel, A. & Hansteen, T. H. Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **155**, 285–306 (2006).

37. Malengreau, B., Lénat, J.-F. & Froger, J.-F. Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **88**, 131–146 (1999).
38. Parker, A. L., Biggs, J. & Lu, A. Time-scale and mechanism of subsidence at Lassen Volcanic Center, CA, from InSAR. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **320**, 117–127 (2016).
39. Walker, G. P. L. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **94**, 21–34 (1999).
40. Gottsmann, J. *et al.* New evidence for the reawakening of Teide volcano. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L20311 (2006).
41. Prutkin, I., Vajda, P. & Gottsmann, J. The gravimetric picture of magmatic and hydrothermal sources driving hybrid unrest on Tenerife in 2004/5. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **282**, 9–18 (2014).
42. Wegmüller, U. & Werner, C. Gamma SAR processor and interferometry software. *Eur. Sp. Agency, Special Publ. ESA SP* (1997).
43. Goldstein, R. & Werner, C. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 4035–4038 (1998).
44. Costantini, M. A novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **36**, 813–821 (1998).
45. Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **38**, 2202–2212 (2000).
46. Earthquake and Volcano Research Center. Graduate School of Environmental Studies. Nagoya University: Aridane GNSS data. Available at: http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/~sagiya/canary_gps/ARID.pdf.
47. Instituto Geográfico Nacional. Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS (ERGNSS). Available at: https://www.ign.es/web/ign/portal/gds-gnss-estaciones-permanentes.
48. GRAFCAN. Red de Estaciones Permanentes de Canarias. Available at: https://www.grafcan.es/red-de-estaciones.
49. Dow, J. M., Neilan, R. E. & Rizos, C. The international GNSS service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *J. Geodesy* **83**, 191–198 (2009).
50. Beutler, G., Moore, A. W. & Mueller, I. I. The international global navigation satellite systems (GNSS) service: developments and achievements. *J. Geodesy* **83**, 297–307 (2009).
51. MIT. Geodesy and Geodynamics. Available at: http://www-gpsg.mit.edu/.
52. International GNSS Service. 2nd Data Reprocessing Campaign. Available at: http://acc.igs.org/reprocess2.html.
53. Schmid, R., Steigenberger, P., Gendt, G., Ge, M. & Rothacher, M. Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas. *J. Geodesy* **81**, 781–798 (2007).
54. Petrie, E. J., King, M. A., Moore, P. & Lavallée, D. A. Higher-order ionospheric effects on the GPS reference frame and velocities. *J. Geophys. Res.* **115**, B03417 (2010).
55. Boehm, J., Werl, B. & Schuh, H. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *J. Geophys. Res.* **111**, B02406 (2006).
56. Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. & Francis, O. Modelling the global ocean tides: modern insights from fes2004. *Ocean Dyn.* **56**, 394–415 (2006).
57. Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. & McClusky, S. C. Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.7. (Massachusetts Institute of Technology, 2018 http://geoweb.mit.edu/gg/Intro_GG.pdf).
58. Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L. & Collilieux, X. ITRF2014: a new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *J. Geophys. Res.* **121**, 6109–6131 (2016).
59. Geertsma, J. & Van Opstal, G. A numerical technique for predicting subsidence above compacting reservoirs based on the nucleus of strain concept. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk* **28**, 63–78 (1973).
60. Masterlark, T. Magma intrusion and deformation predictions: sensitivities to the Mogi assumptions. *J. Geophys. Res.* **112**, B06419 (2007).
61. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a halfspace. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **75**, 1135–1154 (1985).

Acknowledgements
We would like to thank DARES S.L. for providing us with the CPT DInSAR processing software. We thank J.M. Ferrándiz and M.I. Vigo by comments in a previous version of this document. This research was mainly funded by the Spanish Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades research project DEEP-MAPS, Grant Agreement Number RTI2018-093874-B-I00. It was also partially supported by the CSIC project 201530E019, and the project GEOSIR, Grant Agreement AYA2010-17448 from the Spanish Ministerio de Ciencia e Innovación and the MINECO research project CGL2017-86241-R. This work represents a contribution to CSIC Thematic Interdisciplinary Platform PTI TELEDETECT.

Author contributions
J.F. conceived this work with J.E., A.G.C. and J.F.P.. J.F. coordinated the work. J.E., Z.H., S.V.S., M.P., J.F.P., K.F.T and J.J.M., with indications by J.F., carried out the different data analysis. A.G.C., with the help of J.F., carried out the data modeling. J.F., J.E., J.F.P., A.G.C., S.V.S. and E.A. wrote the first draft of the manuscript, which was revised by all the authors.

Competing interests
The authors declare no competing interests.

Additional information
Supplementary information The online version contains supplementary material available at https://doi.org/10.1038/s41598-021-82292-3.

Correspondence and requests for materials should be addressed to J.F.

Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints.

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

© The Author(s) 2021

Capítulo 7

Evolución de la intrusión magmática en La Palma en la erupción del volcán Tajogaite.

La isla de La Palma culminó su proceso de reactivación volcánica con la erupción del volcán Tajogaite el 19 de septiembre de 2021[120], la mayor de las erupciones históricas registradas en la isla tanto en términos de duración (85 días) como en volumen de lava expulsada (ver Figura 1 del artículo). Este volcán se formó en la parte occidental de la dorsal de Cumbre Vieja y durante los primeros días registró una intenta actividad efusiva y explosiva[121,122] que devastó grandes áreas urbanas causando daños por más de 900 millones de euros[123] y forzando la evacuación de más de 7000 residentes. Afortunadamente, gracias al trabajo de los servicios de protección civil, no hubo que lamentar víctimas mortales. La erupción se dio por concluida el día 13 de diciembre de 2021[120].

La actividad sísmica en la isla fue muy irregular en los años previos a la erupción. Antes de 2017 la actividad sísmica era prácticamente inexistente, mientras que entre el año 2017 y 2021 se registraron en la isla nueve enjambres sísmicos, el último y más intenso tuvo lugar entre los días 11 y 19 de septiembre siendo un precursor de la erupción volcánica, que acompaño el inicio de esta. En este enjambre se llegaron a detectar más de 1500 sismos de diferente intensidad en un día (13/09/2021) en la zona de Cumbre Vieja[124]. Esta actividad llevó a elevar el nivel de alerta a color amarillo (nivel 2 de 4) en el Plan Especial de Protección Civil y Atención a Emergencias por Riesgo Volcánico (PEVOLCA).

En el periodo preeruptivo el Instituto Geográfico Nacional, responsable de la vigilancia volcánica para todo el territorio nacional, habilitó una página web[120], desde el 11 de septiembre de 2021, con información en tiempo real del estado de la vigilancia en la isla con el fin de mantener a la sociedad y medios de comunicación informados. La información aparece dividida en varias secciones entre las que destacaban la información sísmica y la de deformación. En el apartado de información sísmica se informaba sobre los últimos sismos en la isla, incluyendo información relativa a los mismos, que también podían ser consultados a través del

catálogo de terremotos[124] disponible en su web. En lo relativo a la deformación se mostraban gráficos de las series temporales para 8 estaciones GNSS (LP01-06, MAZO, LPAL) pero sin especificar las características del procesado GNSS empleado ni proporcionar estimaciones de error. En dicha página se muestran también interferogramas enrollados y desenrollados, obtenidos usando imágenes de la constelación Sentinel-1, así como mapas de coherencia de la isla para ambas órbitas de adquisición, ascendente y descendente. Dichos interferogramas no contienen ningún tipo de filtrado atmosférico y se obtienen de pares interferométricos entre dos fechas sin incluir análisis multitemporales. Las actualizaciones de la página producen que la información temporal anterior (90 días en el caso del GNSS y 6 o 12 días para los interferogramas) se pierda, sin existir un catálogo de resultados, aunque puede consultarse a través de la web *"Wayback Machine"*[125]. En definitiva, la información relativa a la deformación que se muestra en este portal web es solo con fines divulgativos, y únicamente se puede utilizar para análisis cualitativos, aunque de forma limitada por la incompleta información suministrada, no siendo válida para realizar análisis científicos cuantitativos (Figura 7.1).

Este es el primer trabajo publicado por nuestro grupo de investigación donde se utilizó un software interferométrico diferente a SUBSIDENCE-GUI para el procesado de imágenes SLC. Pese a que el trabajo anterior se obtuvieron buenos resultados usando el software SUBSIDENCE-GUI y la técnica CPT[82] para el cálculo de series temporales, descubrimos que, al extender la serie temporal hasta final de 2021, y debido a los grandes cambios que sufrió la superficie de la isla durante la erupción del volcán Tajogaite, el software presentaba problemas en el corregistrado de las imágenes SLC, provocando resultados erróneos en las series temporales de desplazamientos. Un análisis comparativo entre los resultados previos y las estaciones GNSS disponibles en la zona probaron que los resultados en el periodo 2020-2021 eran erróneos. Se comunicaron dichos problemas a la empresa que nos licencia el software, Dares Technology[33], y se propusieron métodos para subsanarlos (como aplicar una máscara de agua en la fase de corregistrado, realizar un corregistrado cruzado entre imágenes secundarias para evitar líneas de base temporales superiores a 1 año, etc…) pero su incorporación en el software requería cambios importantes en el código fuente y no resultaba una prioridad para la empresa.

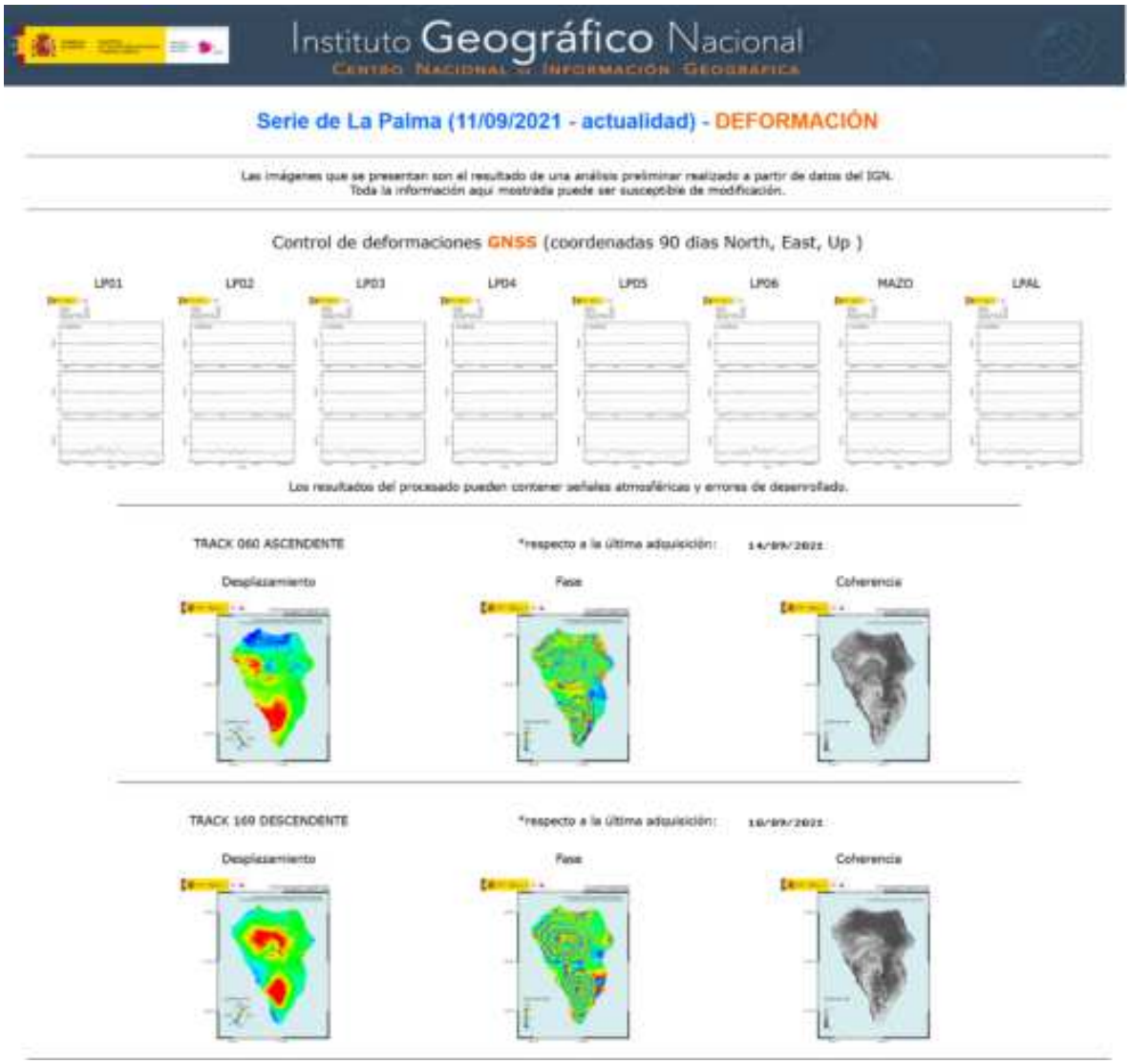


Figura 7.1 - Sección de deformación del portal de información de la isla de La Palma del Instituto Geográfico Nacional tal y como aparecía el día 11/09/21, 8 días antes de que comenzase la erupción volcánica. La zona sur de la isla comenzaba a mostrar un levantamiento importante que se reflejó principalmente en las estaciones LP03 y LP04. Fuente: Página web del IGN: (https://www.ign.es/web/resources/volcanologia/html/PA_serie_DEF_20210911.html).

Es por esto por lo que procesamos los datos con un procesador interferométrico diferente, el ISCE[29]. Este procesador incorpora la técnica NESD[84] que, mediante el uso de corregistrado entre imágenes secundarias además de la imagen referencia, consigue solventar los problemas de pérdida de coherencia espacial cuando hay líneas de base temporales grandes. Para la obtención de series temporales se utilizó el software MintPy[91]. Este software, desarrollado por la Universidad de Miami, está íntegramente escrito en Python y es de código abierto. Permite realizar análisis multitemporales a partir de conjuntos de interferogramas e incorpora correcciones atmosféricas a partir de modelos atmosféricos, así como correcciones por mareas terrestres.

El principal parámetro a definir en el procesado interferométrico era la elección de la semilla o punto/pixel de referencia. En un proceso de reactivación volcánica en una isla de reducidas dimensiones, como La Palma, en el que se produce una erupción volcánica y donde habíamos visto previamente[115,126] que la deformación variaba temporal y espacialmente, prácticamente la totalidad de la superficie estudiada (parte sur de la isla) se ha visto afectada en un momento u otro del periodo estudiado por deformación del terreno. En el caso de La Palma la zona norte de la isla, a pesar de ser la más antigua y estable estructuralmente[126], no cumplía las condiciones para usarse como semilla (zonas con elevada coherencia, conectadas con otras zonas de alta coherencia y sin grandes desniveles que puedan causar efectos de *foreshortening* o *layover*). Esto nos obligó a buscar otra zona de referencia razonablemente "estable", dentro de lo posible, en la mitad sur de la isla. A partir de la digitalización de las series temporales del IGN[127] pudimos establecer que el punto de observación LP02 era el más estable de los estudiados y, pese a encontrarse en una zona desfavorable al procesado radar, se encontraba muy próximo (menos de 3 km) de la Villa de Tazacorte, con buenas conexiones con el resto de la zona Sur de la isla, por lo que situamos la semilla en esta zona (Figura 7.2 y Figura S2 del material suplementario del artículo, disponible en el Anexo 7). Todos estos problemas observacionales llevaron a incluir en el software de interpretación (Defsour®) la opción de estimar posibles desplazamientos del punto de referencia durante la inversión temporal, que se reflejarían en desplazamientos generales en LOS en la zona de estudio.

Al igual que en los dos trabajos anteriores, como resultado del procesado radar interferométrico se obtuvieron mapas de velocidades medias, así como series temporales para todos los píxeles con una coherencia superior al umbral establecido (coherencia temporal superior a 0.7) (Figuras 2 y 3 del material suplementario disponible en el Anexo 7). Una vez más la zona norte de la isla presenta baja coherencia debido a las condiciones desfavorables para el procesado radar (grandes desniveles y alta vegetación), por lo que los resultados no se incluyeron en la inversión, limitándose únicamente a la mitad sur de la isla.

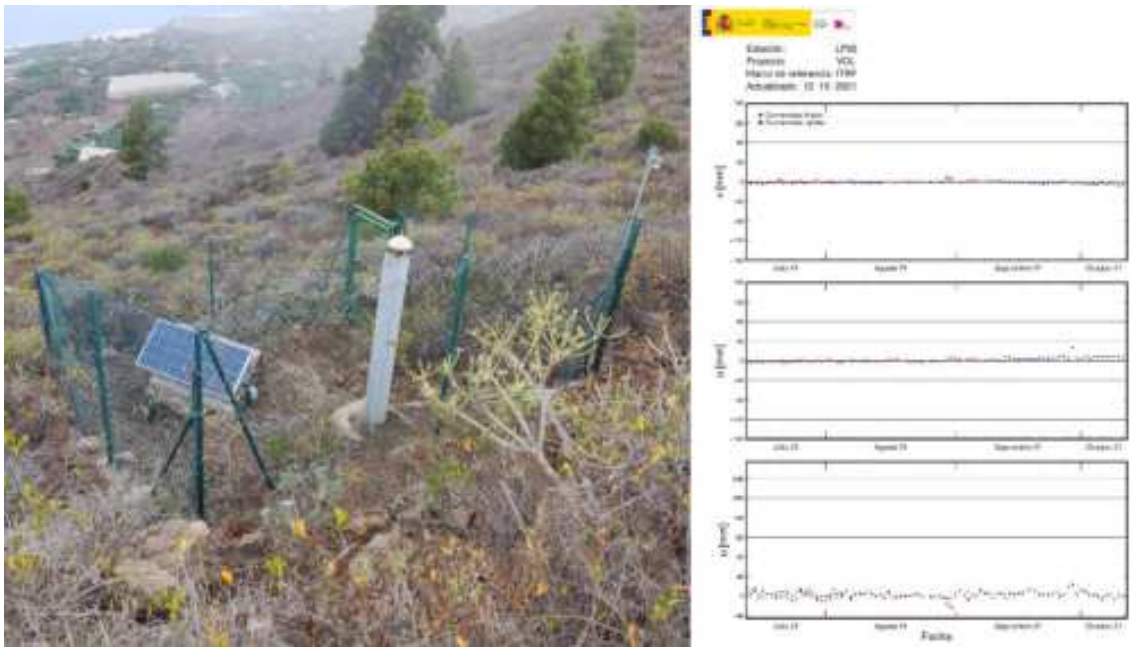


Figura 7.2 - Izquierda: Fotografía del punto de observación LP02 situado en las proximidades del Mirador del Time. El modelo de receptor es desconocido y la antena carece de anillos "choke-ring" para evitar posibles dobles rebotes. Coordenadas de la estación: 28.6676, -17.9414. Derecha: Series temporales publicadas por el IGN para este punto en que incluyen el periodo eruptivo estudiado en este trabajo. Fuente: Fotografía realizada por el autor. Series temporales GNSS de la estación LP02 obtenidos de la página web del IGN a través de "The Wayback Machine"[125].

Reduciendo el estudio a la mitad sur de la isla también a nivel estructural, además, se consiguen evitar en gran medida efectos de enmascaramiento de la anomalía gravimétrica situada bajo la caldera de Taburiente que se corresponde con una acumulación masiva y profunda de material plutónico, cuya anomalía gravimétrica puede enmascarar la detección de otras anomalías de menor intensidad y cobertura geográfica asociadas a estructuras de densidad más localizadas y menos relevantes, pero que pueden tener efectos importantes en la discusión e interpretación de los resultados obtenidos de la inversión de los desplazamientos detectados en la zona sur de la isla. Ver esto en detalle en el material suplementario del artículo, Anexo 7.

A partir de los resultados radar para los desplazamientos LOS obtenidos usando las imágenes Sentinel-1 adquiridas en órbitas ascendentes y descendentes, se realizó una inversión para estimar las fuentes que los produjeron y su evolución temporal durante el año 2021. Considerando la variación temporal de la deformación, donde se observa una importante y súbita deformación que ocurre días antes de la erupción, se dividió el intervalo anual en tres periodos temporales: una primera fase preeruptiva (01/01/2021-13/09/2021 o 2021.00-2021.7), el inicio de la erupción (13/09/2021-20/09/2021 o 2021.7-2021.72) y la fase coeruptiva e inicio de la poseruptiva (20/09/2021-01/01/2022 o 2021.72-2022).

Durante el primer periodo, el preeruptivo, se aprecia como aparece una intrusión magmática unos 3.5 meses antes de la erupción, a unos 5 kilómetros al suroeste del cono volcánico principal de la erupción, que va creciendo en el tiempo, generándose un reservorio somero a unos 2.5 kilómetros de profundidad. Ver la Figura 5 del artículo y los vídeos incluidos en el material suplementario del mismo (https://doi.org/10.1038/s41598-022-23998-w).

El camino seguido por el magma durante su ascenso y acumulación está delimitado por la zona fracturada detectada en el trabajo descrito en el capítulo anterior, que presenta debilidad estructural debido a estar formada por materiales poco consolidados, de baja densidad y, probablemente, alta porosidad capaz de albergar y facilitar la transmisión de fluidos. Esta área coincide con la zona de alta fragilidad estructural delimitada usando técnicas de tomografía sísmica[128].

Aproximadamente dos meses antes de la erupción (20/07/2021 o 2021.55), aparecen fuentes de dislocación con componente principalmente vertical (buzamiento cercano a 90°) a una profundidad aproximada de 3 kilómetros, que se asocian a la respuesta de la corteza ante un aumento en la inyección de magma. Esta información se podía haber usado para densificar la red de monitorización GNSS en la zona, lo que hubiese permitido obtener resultados en tiempo real de la fase preeruptiva, así como durante el inicio de la erupción, ayudando también a localizar las zonas de fractura asociados a la erupción fisural.

En el segundo periodo estudiado, correspondiente al inicio de la erupción, se manifiestan los precursores habituales en erupciones volcánicas: una deformación del orden de decenas de centímetros en una zona amplia en la isla, así como un enjambre sísmico con más de 6600 eventos símicos. Durante los últimos días del enjambre sísmico aparecen fuentes de fracturación (dislocaciones) horizontal y vertical muy someras relacionadas con la formación de la fisura eruptiva. También aparecen fuentes de dislocación (de tensión, representado un dique eruptivo) a menos de 500 metros de profundidad, que marcan el camino de la lava durante su ascenso hacia la fisura eruptiva. Durante este periodo se detecta una inyección importante de magma en el reservorio haciendo crecer su volumen respecto a la fase anterior y se detectan al menos tres zonas de ascenso de magma, siendo aquella que sigue el camino más favorable y que ofrece menos resistencia, debido a las fracturas preexistentes, la que forma la fisura eruptiva al norte del reservorio. Las otras dos zonas de ascenso se pueden considerar intrusiones magmáticas fallidas ya que no llegaron a la superficie provocando erupciones, y se localizan bajo el mar en la zona sur de Puerto Naos y al oeste de Jedey. Los resultados para este periodo se pueden ver en la Figura 6 del artículo y los vídeos incluidos en el material suplementario del artículo (https://doi.org/10.1038/s41598-022-23998-w).

Las reactivaciones volcánicas en la zona de Cumbre Vieja se han asociado en múltiples ocasiones con potenciales riesgos de deslizamientos de ladera y tsunamis provocados como consecuencia de estos[129,130]. Nuestro estudio demuestra que la fase final de reactivación y el inicio de la erupción volcánica del Tajogaite desestabilizó el flanco occidental de Cumbre Vieja (ver Figura S2 del material Suplementario y Figura 6c) pero no provocó el colapso de éste. Por tanto, podemos concluir que sería necesario una intrusión de mayor tamaño, una sucesión de erupciones o un mecanismo diferente para provocar un colapso en la ladera oeste de Cumbre Vieja que pudiese desencadenar estos efectos. Esto abre una vía de nuevos estudios al respecto[131].

En el último periodo, que comprende la fase coeruptiva y poseruptiva, el modelo no muestra una acumulación de magma en el reservorio somero, sino una alimentación de la erupción directamente desde zonas más profundas, lo que apoya la teoría de que después de los primeros días de la erupción el magma provenía de zonas más profundas[132] (Figuras 7 y 8 del artículo y videos del material suplementario). Sin embargo, se observa la formación de un pequeño reservorio somero a una profundidad aproximada de 2 kilómetros entre Jedey y Puerto Naos que cesa su actividad a final de noviembre de 2021.

El modelo de alimentación magmático obtenido en este trabajo, combinado con el modelo estructural y las fracturas detectadas pueden explicar procesos poseruptivos como las emisiones de gases existentes en las zonas actualmente desalojadas de Puerto Naos y la Bombilla, que después de casi un año del inicio de la erupción, siguen deshabitadas.

La deformación ocurrida antes y durante la erupción del Tajogaite fue estudiada por de Luca et al.[128], aunque nuestro estudio extiende el periodo temporal considerado y las técnicas de inversión empleadas permiten una mejor reconstrucción espacial y una secuencia temporal más detallada de las fuentes de deformación observadas. Sin embargo, ambos resultados son consistentes y comparables (salvando las limitaciones descritas).

Nuestros resultados (detección temprana de la acumulación de magma [localización y características], estudio de su evolución temporal, detección de la entrada masiva de magma semanas antes de la erupción, reproducción del tipo y ubicación de la erupción [fisural], determinación de sistema magmático de alimentación y fracturas asociadas y su evolución temporal,...) ponen de manifiesto varios aspectos de gran importancia para el desarrollo de la vigilancia volcánica geodésica futura en la isla de La Palma, en Canarias y otros archipiélagos volcánicos, y probablemente, tras un estudio más extenso considerando más zonas activas, de una más que posible aplicación global:

(1) la necesidad de usar de forma operativa en vigilancia de reactivaciones volcánicas la interferometría radar de satélite avanzada con un procesado de última generación;

(2) la necesidad de usar metodologías de interpretación de última generación que permitan extraer el máximo de información posible de la ingente cantidad de datos suministrados por esta técnica; y

(3) la importancia de conocer el modelo estructural de la isla junto a los diferentes caminos por los que ha ascendido el magma en las erupciones recientes en la zona de estudio para poder interpretar los resultados de la observación geodésica en un marco geofísico, geológico y volcánico apropiado.

Actualmente se estima que aproximadamente 800 millones de personas viven a menos de 100 kilómetros de un volcán activo, mientras que 29 millones lo hacen en un radio de 10 kilómetros[133]. La aplicación de estas técnicas de observación e interpretación en entornos volcánicos de manera operativa, es decir, de forma sistemática y a ser posible automática, podría ser de gran ayuda en el ámbito de la detección de reactivaciones volcánicas en fase temprana, permitiendo estudiar su evolución temporal. Su uso, junto con otros parámetros, puede ser de ayuda en la toma de decisiones y la predicción de erupciones volcánicas lo que puede ser de vital importancia en la prevención y minimización de los riesgos asociados.

Mi contribución personal en este trabajo consistió en participar en el planteamiento original del trabajo, la gestión de datos radar de la constelación Sentinel-1 para su procesado, el procesado de datos de la constelación Sentinel-1 utilizando el software interferométrico ISCE2/MintPy y CPT, la validación mediante técnicas GNSS de los diferentes resultados, colaborando en la inversión de los datos y adaptando los diferentes formatos a un formato legible por el software Defsour® y participando en la redacción del artículo junto con el resto de autores. Los resultados obtenidos en el estudio radar de la isla permitieron la mejora y evolución de este software de interpretación. En resumen, he trabajado y participado en el desarrollo de estándares y programas que ayudarán en un futuro cercano a la automatización y uso operativo en vigilancia volcánica de nuestra metodología de observación geodésica e interpretación.

Este artículo se ha publicado en la revista de acceso abierto *Scientific Reports* del grupo editorial *Nature* el 12 de diciembre de 2022. La cita del trabajo es la siguiente:

Fernández, J.; **Escayo, J.**; Camacho, A.G.; Palano, M.; Prieto, J.F.; Hu, Z.; Samsonov, S. V.; Tiampo, K.F.; Ancochea, E. Shallow Magmatic Intrusion Evolution below La Palma before and during the 2021 Eruption. *Sci Rep* **2022**, 12, 20257. doi:10.1038/s41598-022-23998-w.

El material suplementario de este artículo se puede consultar en el Anexo 7 de esta Tesis Doctoral.

Las estadísticas de 2022 aún no están disponibles para esta revista, sin embargo, en 2021 tuvo un CiteScore de 6.9 estando en el primer cuartil (Q1) en *Scopus*, y un factor de impacto de 4.997 estando en el límite del Q2 en JCR (75%).

Debido a su reciente publicación este trabajo aún no cuenta con ninguna cita.

El material suplementario de este artículo se puede consultar en el Anexo 6 de esta tesis doctoral.

Este trabajo se presentó en el congreso internacional Recent Advances in Quantitative Remote Sensing RAQRS VI en septiembre de 2022, celebrado en Valencia:

Fernández, J.; **Escayo, J.**; Camacho, A.G.; Palano, M.; Prieto, J.F.; Hu, Z.; Samsonov, S.V.; Tiampo, K.; Ancochea, E. SHALLOW MAGMATIC INTRUSION EVOLUTION BELOW LA PALMA BEFORE AND DURING THE 2021 ERUPTION. In Proceedings of the RAQRS VI; Valencia, September 21 2022.

scientific reports

Check for updates

OPEN

Shallow magmatic intrusion evolution below La Palma before and during the 2021 eruption

José Fernández[1,10], Joaquin Escayo[1], Antonio G. Camacho[1,10], Mimmo Palano[2], Juan F. Prieto[3], Zhongbo Hu[4,8,9], Sergey V. Samsonov[5], Kristy F. Tiampo[6] & Eumenio Ancochea[7]

La Palma, Canary Islands, underwent volcanic unrest which culminated in its largest historical eruption. We study this unrest along 2021 using Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) and a new improved interpretation methodology, comparing achieved results with the crustal structure. We reproduce the final phase of La Palma volcanic unrest, highligthing a shallow magma accumulation which begins about 3.5 months before the eruption in a crustal volume charactherized by low density and fractured rocks. Our modeling, together with our improved pictures of the crustal structure, allows us to explain the location and characteristics of the eruption and to detect failed eruption paths. These can be used to explain post-eruptive phenomena and hazards to the local population, such as detected gases anomalies in La Bombilla and Puerto Naos. Our results have implications for understanding volcanic activity in the Canaries and volcano monitoring elsewhere, helping to support decision-making and providing significant insights into urban and infrastructure planning in volcanic areas.

La Palma island (Fig. 1) has one of the highest potential volcanic risks in the Canaries as demonstrated by its historic unrest[1–6], and the subsequent eruption[7,8] that began on September 19th, 2021, on the western slope of Cumbre Vieja ridge. In the following days, intense effusive and explosive activity[8–10] occurred. This activity devastated human settlements with a cost > 900 M€ and forced the evacuation of more than 7000 residents[11]. Eruptive vents opened, collapsed and closed, grouping around a ~ 740 m long fissure trending NW-SE. The eruption ended[9] on December 13th, 2021. Although seismic activity in La Palma was not observed prior to 2017 (Supplementary Fig. 1), nine seismic swarms[12] (Supplementary Table 1) were registered between 2017–2021. The last, on September 11–19, 2021, heralded the onset of the largest historical eruption in La Palma.

La Palma (Fig. 1) and El Hierro are the westernmost islands of the Canaries. La Palma rises from the ocean floor about 4000 m deep and reaching a height of ca. 2500 m above sea level. It has been volcanically active for at least four million years and has had 7 eruptions in the last 500 years, including the 2021 one.

The island has an approximately triangular shape and consists of two large volcanic bodies: the older one located to the North consist of a large, more or less circular, volcanic complex (Northern Volcanic Complex, NVC), with a central depression (Taburiente Caldera), and a younger elongated volcano, developed along the southern portion of the island[3] (Fig. 1).

[1]Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Calle del Doctor Severo Ochoa, nº 7, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain. [2]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italy. [3]ETS de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031 Madrid, Spain. [4]Dares Technology, C/ Esteve Terrades, 1, Building RDIT Office 117, Parc UPC – PMT 08860, Castelldefels, Barcelona, Spain. [5]Canada Centre for Mapping and Earth Observation, Natural Resources Canada, 560 Rochester Street, Ottawa ON K1A 0E4, Canada. [6]Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO 80309, USA. [7]Departamento de Mineralogía y Petrología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. [8]Also at CommSensLab, Dep. Signal Theory and Communications, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), D3-Campus Nord-UPC, C. Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, Spain. [9]Present address: Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Calle del Doctor Severo Ochoa, nº 7, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain. [10]These authors contributed equally: José Fernández and Antonio G. Camacho. email: jft@mat.ucm.es

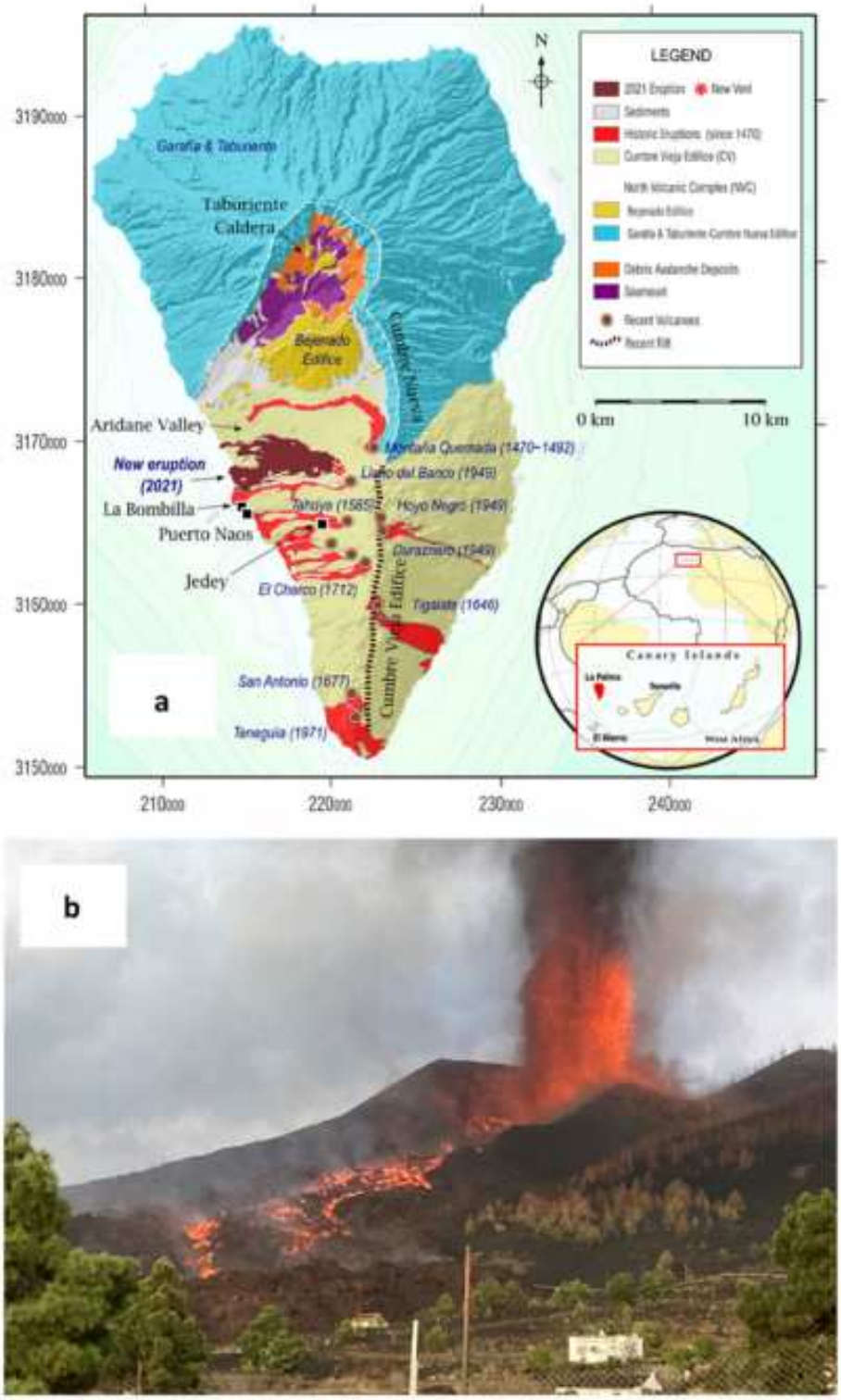


Figure 1. Geographic location and geologic elements of La Palma and eruption photo. (**a**) Location of Canary Islands and La Palma Island (lower inset) and simplified updated geological map (UTM28 North reference system, coordinates in m). The main volcanic complexes, ridges as well as the last historical eruptions on the Island are shown. The towns of Jedey, La Bombilla and Puerto Naos (black squares) are also depicted. The 2021 lava flow field was the most voluminous of the last 600 years. See upper insets for scale and keys description. (**b**) Snapshot of the eruption during the first days after September 19, 2021. Photo by the authors (September 23, 2021; 20:12 local time). GMT software (www.generic-maping-tools .org) and Microsoft PowerPoint 2016 were used to create this figure.

NVC is formed by several superimposed volcanic structures (Garafía, Taburiente, Cumbre Nueva and Bejenado edifices, 1.7–0.4 Ma). The southern region has been destroyed by large landslides and intense erosive processes. Those processes gave rise to the Taburiente caldera[13,14], at the bottom of which we can observe rocks from the island's submarine growth phase (3–4 Ma), currently elevated to 1500 m of altitude, as well as plutonic rocks formed by the multiple magmas that rose and cooled in the crust.

The southern part of the island is formed by the younger edifice (Cumbre Vieja, CV), at almost 2000 m of altitude, elongated ca. 17 km along the approximate NS direction, and extending several more kilometres under the sea. All recent on-land volcanic activity has taken place in this edifice, also including all historical eruptions (Fig. 1). See Fernández et al.[3], and references therein, for a more complete geological and volcanological description.

Considering the previously existing unrest[1–6] which finished with the 2021 eruption, we use InSAR time-series to look at changes in deformation over time from January 2021 until the eruption, and use a new improved methodology[3,15] to perform time-series inversions to determine the best-fitting sources that explain the deformation. In this methodology, the observed ground deformation patterns are modeled by 3D deformation sources (as a combination of pressure and dip-slip, strike-slip and tensile dislocation sources) located below surface.

The inversion methodology used corresponds with that described by Camacho et al.[15] and improved by Fernández et al.[3] incorporating the formulation of Geertsma and Van Opstal[17] and of Okada[18] for pressure and dislocation sources respectively. We have improved here this methodology (Methods section) by introducing the use of line-of-sight (LOS) displacement data from InSAR and sequential monitoring data, together with the assumption of possible existence of offset values in the data sets. In our calculations we use decimal fractions of years, but for the description of results we also use the typical date format facilitating reading and comparison of results.

The deformation that occurred before and during the onset of the 2021 eruption was studied by de Luca et al.[19], but our study extends the analysis period and the modeling approach allow for both a spatial reconstruction and more detailed temporal sequence of the observed deformation sources.

Finally, we compare the fitted sources to updated crustal structure results to gauge the effect of this on preferred magma pathways beneath La Palma. The crustal structure of La Palma has been studied previously[3,20–22], however in this study we provided a significant update. The main feature of the previous models[3,20–22] is the existence and morphology of a very large and dense intrusive body located below the NVC corresponding to dike swarms and accumulated plutonic material. This outstanding structure is responsible for a gravimetric anomaly variation of about 130 mGal. Considering that this large anomaly associated with the NVC of the Island can mask or distort other anomalies of both smaller magnitude and/or extent on the island, we tested the option of using only the data from the southern part of the island, applying the same gravimetric inversion methodology[3] but to the data reflected in Supplementary Fig. 4.

Our objective is to obtain a clear description of the spatio-temporal evolution of the shallow intrusion process and the onset of the eruption, which in turn would allow us to provide a set of parameters to timely constraint the location, geometry, orientation and size of potential shallow magmatic storages. Combining the inversion results with the cortical structure model, we obtain information on the possible location of the eruption, assisting with the discrimination between fissure and central eruptions. All these aspects will be useful in future events in La Palma, the Canary Islands and elsewhere.

Results

For the InSAR analysis, we produced InSAR time series over La Palma from 2017–2021 using all available data from the ESA's Sentinel-1A/B constellation, with atmospheric phase screen corrections (see details in Methods). We obtained mean LOS velocities (Supplementary Fig. 2) and displacement time series (Fig. 2 and Supplementary Fig. 3) for each ascending and descending satellite orbit. Supplementary Fig. 3 shows LOS displacement time series for selected pixels, compared with the LOS projected GNSS displacements for the stations available on La Palma island[12,19]. Good agreement is observed between both techniques, validating the InSAR results.

One important characteristic of the observed deformation (Fig. 2 and Supplementary Fig. 4) is that it increases very sharply, shortly before the onset of the eruption. Therefore, considering our main objective and that the unrest onset was studied previously[3], we concentrate our study in 2021, the final unrest period before the eruption, searching for possible precursory signals in the deformation modeling results, which could be useful to support decision-making in future events.

An important information to frame and interpret deformation measured in volcanic areas is the crustal structure[23,24]. Valuable crustal structure information comes from the gravity data modeled by using a fitted 3D model for anomalous subsurface densities. We employ this at La Palma Island using a structural gravity inversion methodology[25] which considers stratified structures with density increases with depth along with the available gravity data (Supplementary Fig. 5). In the modeled crustal structure we identify some interesting features related to the more recent volcanic activity (most of the South part of the island is younger than 20–36 Ky[26,27]). Figure 3 shows a horizontal section of the adjusted 3D model for the studied sector of the island. Figure 4 shows some details from the region of the intrusion and the eruption in the CV area.

LOS deformation time series for 2021 were modeled to constrain the location and geometry of the magmatic plumbing system (MPS) and its temporal evolution using the new inversion methodology[3,7] discussed in Methods. 3-D arbitrary sources for pressure and dislocations (strike-slip, dip-slip, and tensile) are adjusted. No particular hypotheses about the nature of the source (pressure, dislocations), shape or location are required. The inversion methodology provides results for deformation sources as 3D cell aggregations to which the inversion process automatically assigns a source type, magnitude values (MPa for pressure and cm for dislocations), position, and orientation (angles of dislocation planes). The non-linear problem is solved by the explorative

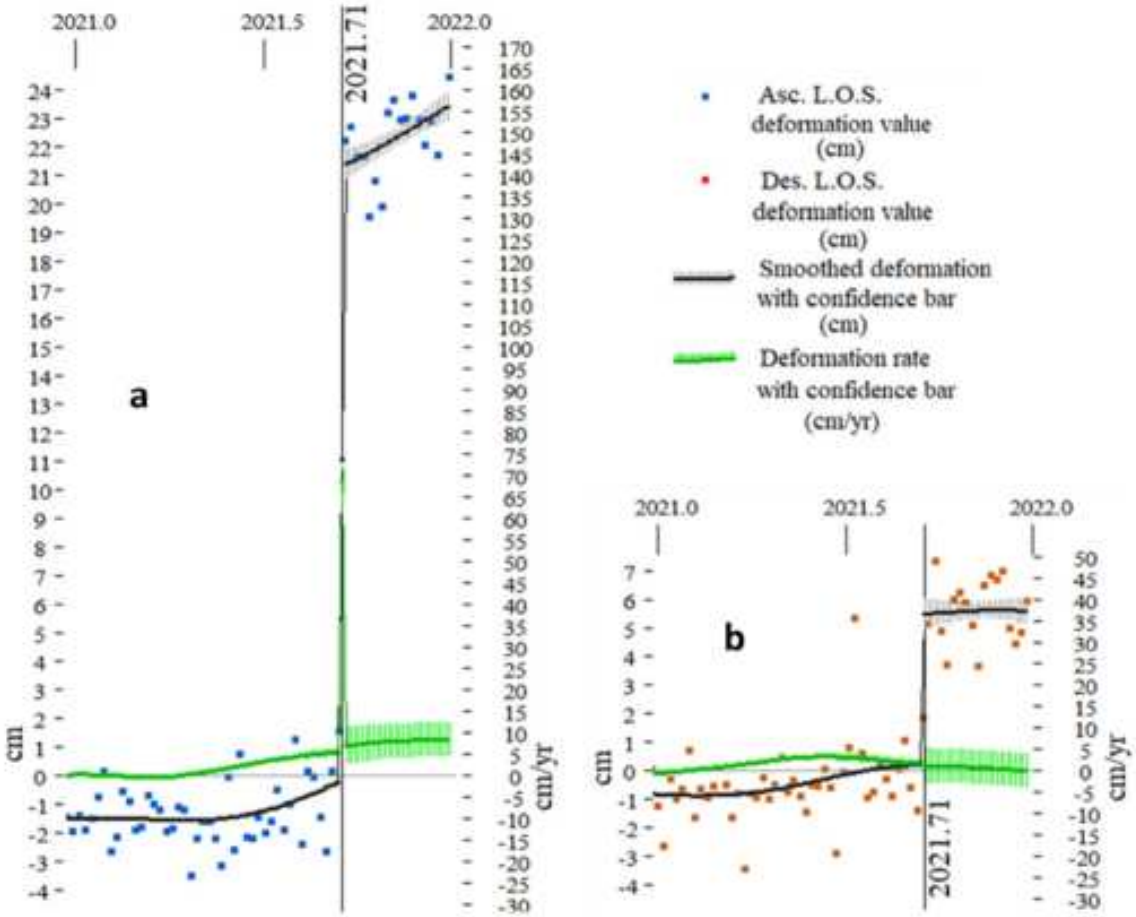


Figure 2. Input deformation data for a pixel close to the maximum deformation site with UTM coordinates (218,000,3,166,000). Dots denote the discrete satellite data, using blue color for ascending (**a**) and red for descending (**b**) LOS displacements. Black lines are smoothed deformation (cm) (left axis) with confidence bars for one standard deviation. Smoothing approach is described in the Methods section. Green lines are smoothed deformation rate (cm/yr) (right axis) with confidence bars for one standard deviation. At 2021.71 (09/17/2021) there is a clear jump in the deformation record. Pixel location is shown in Supplementary Fig. 3. Matlab software (www.mathworks.com) and Microsoft PowerPoint 2016 were used to create this figure.

approach, and the ambiguity of the problem is solved by the addition of simple regularization conditions about the total magnitude of the anomalous structures (the addition of all strength values for the adjusted sources). Planar, exact or homogeneously distributed data are not required.

We focus our study in the CV area around the eruption zone, searching for spatial–temporal details of the deformation sources and the MPS. Ascending and descending LOS displacement data are inverted simultaneously. Considering the small number of GNSS stations[9,28] (7 in the island, and just 2 close to the main deformation area, see Supplementary Fig. 3) and that, as a consequence of this, the effect of these data in the inversion results will be null[29], only InSAR data are used for inversions.

The visual inspection of the LOS time series defines 3 different periods, charactherized by different deformation patterns (Fig. 2). The first period spans from 2021.00 to 2021.70 (01/01/2021–09/13/2021), representing the pre-eruptive stage, and is charactherized by a moderate magnitude of the LOS deformation (few cm) coupled with moderately low noise. The second period captures the shallow intrusion onset (2021.70–2021.72, 09/13/2021–09/20/2021) and shows a significant jump, both in ascending (~ 21 cm in the case plotted in Fig. 2A) and descending (~ 7.5 cm in Fig. 2B) LOS data. The last period covers the 2021.72–2022.00 (09/20/2021–01/01/2022) time interval, sampling the post-intrusion deformation, which is characterized by a complex pattern (see Fig. 2). Given these results, we have carried out the time series deformation data inversion for three time intervals: (1) 01/01/2021–09/13/2021; (2) 09/13/2021–09/20/2021; and (3) 09/20/2021–01/01/2022.

For all the intervals we use the same selection of pixels (3992 pixels, mutually separated by distances ≥ 290 m) with ascending and descending data. And for all of them we use the same 3D partition of the cells, with an average side of 350 m. In general, the size of the cells does not affect the general characteristic of the adjusted model. However, to avoid any possible size-dependent artifacts we always use cells with sizes larger than the horizontal distance between neigbouring data pixels. We performed a set of checkerboard tests to ensure that the resolution of the InSAR results is sufficient for the inversion (see Supplementary Information). One example is shown in Supplementary Fig. 6. Modeled sources and characteristics are shown in Figs. 5–8, Supplementary Fig. 7 and Supplementary Movies 1–6.

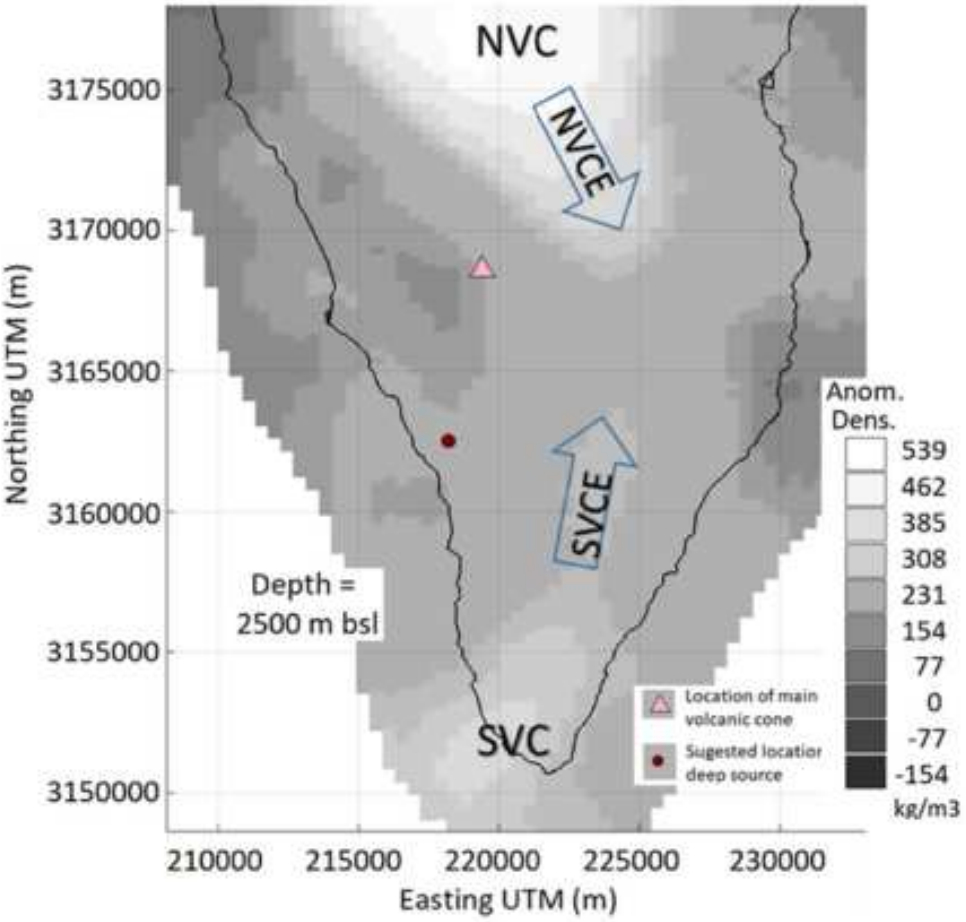


Figure 3. Horizontal slice of the obtained 3D crustal density model for La Palma. Horizontal section of the 3D model for anomalous density for La Palma Island at 2500 m depth below sea level (bsl). Suggested location of deep source is an approximation to the location of the input of magma from deeper zones, from our geodetic modeling. Matlab software (www.mathworks.com) and Microsoft PowerPoint 2016 were used to create this figure.

Discussion

Compared to previous studies[1,20,21] of the on-land 3D density structure, we provide more information on the existence and morphology of anomalous structures in the southern half of the island. In particular, we identify the existence of a clear extension of NVC towards the southeast (NVC extension, NVCE), partially below CV (Fig. 3). We also observe the presence of an incipient Southern Volcanic Complex, SVC, located outside the island to the southwest, as well as its possible northeast extension, SVCE, again approaching CV. In addition, we observe an alignment of density minima on the western slope which went unnoticed in previous studies, overshadowed by the large anomaly of the NVC (Figs. 3–4). A more detailed discussion on the structural results is given in the Supplementary Information.

We summarize the inversion results of LOS displacements and their time evolution (see Figs. 5–9 and Supplementary Movies 1–6), considering the three time periods discussed above:

1 **Eruption run-up, 01/01/2021–09/13/2021:** The most relevant feature of this period is the appearance and growth of a magmatic intrusion, shown mainly by a source of positive pressure of increasing intensity (Fig. 5), located about 5 km SSW of the main eruptive vent of the incoming eruption, in the area near the town of Jedey (Fig. 1). It clearly shows the filling of a shallow magmatic reservoir. This phenomenon begins around 2021.40 (05/26/2021), about 3.5 months before the eruption and, considering the small intensity/volume of the pressure source, probably is caused by the contact of an ascending dike with the existing hydrothermal system in the area associated with CV[30,31]. The previous seismic activity[3,9] (e.g., several seismic swarms in the second half of 2020 and in 2021.10 [02/06/2021]; Supplementary Table 1), were probably associated with the opening of the path for magma ascent from deeper zones. They were mostly located in the depth range 10-25 km[30], and are significant in that they are partially located below the detected pressure source, see Supplementary Fig. 8. This source starts manifesting itself at a depth of 2.5 km, but over time, as it intensifies, it increases in extension and depth, elongating towards the ocean. In the first phases of the intrusion, the ascent

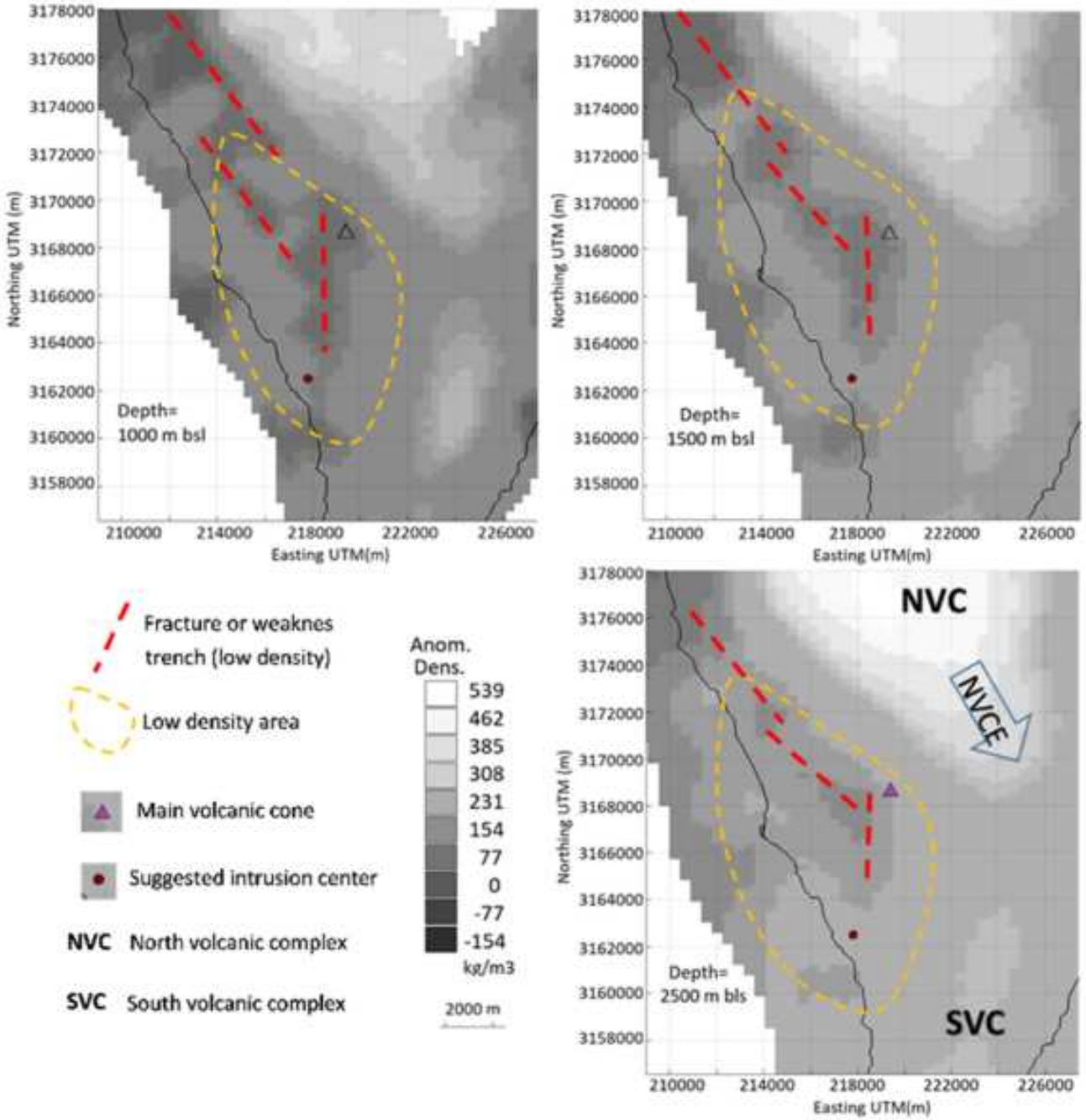


Figure 4. Density crustal model for La Palma Island. Horizontal sections of the crustal density model for La Palma Island at different depths bsl. Density minima alignments, in particular associated with the shallow magma storage and the fissure eruption, are marked with red dashed lines. Triangle indicates the location of the main volcanic vent during the eruption. Red point indicates the location of the deep magma feeding the shallow magmatic reservoir below Jedey area from our geodetic modeling. Low density area is approximately delineated by the dashed yellow line. Matlab software (www.mathworks.com) and Microsoft PowerPoint 2016 were used to create this figure.

of magma would take place in small amounts through pre-existing cracks or cracks formed by the registered seismic activity, taking advantage of volumes in the most superficial crust of the island composed of porous and unconsolidated material. This could be the reason that there is not much shallow seismicity (depth < 10 km) before the last seismic swarm and the eruption onset (Supplementary Fig. 9). More than a month before the eruption (~2021.55, 07/20/2021), incipient positive dip-slip sources activated (shown as yellow sources in Fig. 5) at a depth of about 3 km, suggesting a brittle response of the shallow crust to the rising of magma. As of 2021.55, an increase in intensity is detected in the deepest zone of the pressure source, as a consequence of the large inflow of magma (Fig. 5). The positive dip-slip sources also are associated with an elevation of the limiting block with the fault/main fracture zone. The modelled increase in pressure/volume

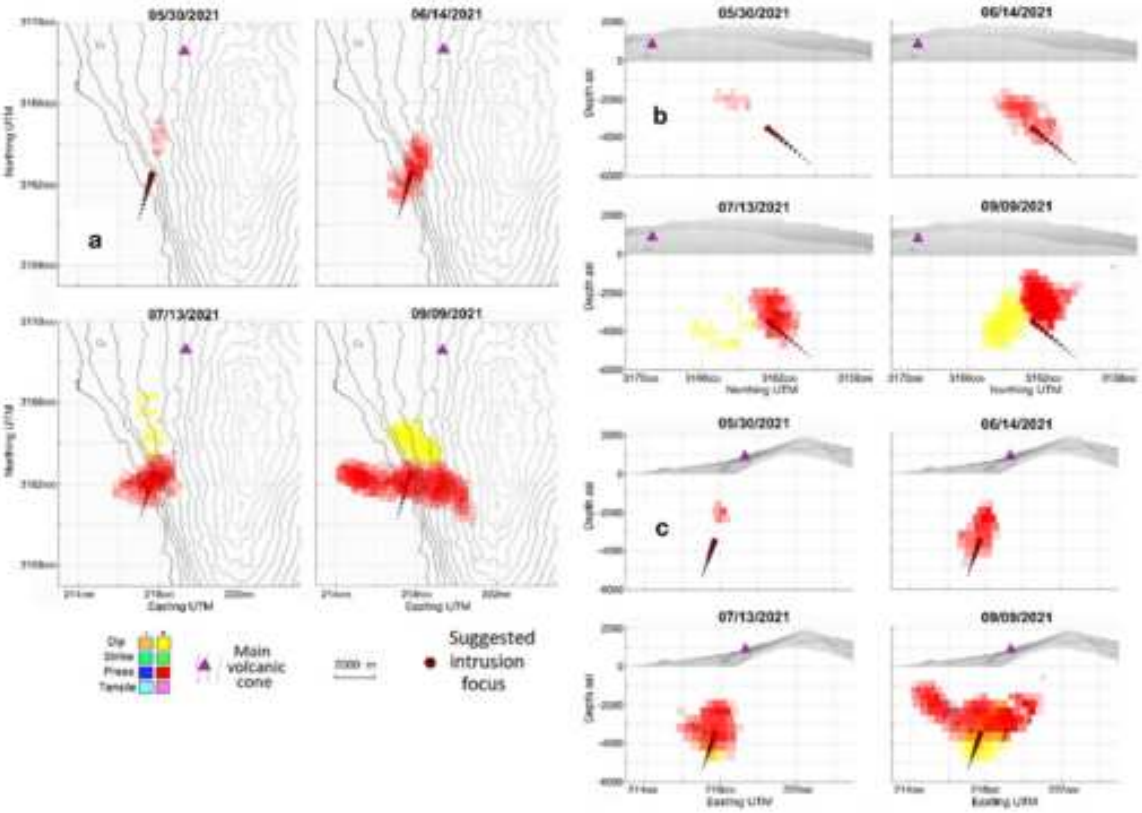


Figure 5. Time evolution of the modeled sources for 01/01/2021–09/13/2021 (2021.00–2021.70). (**a**) Horizontal, (**b**) vertical N-S and (**c**) vertical W-E projections of the sources obtained for different epochs in 2021.00–2021.70. The different plots show the time evolution of the different sources obtained from inversion of Sentinel-1 ascending and descending LOS displacement. Purple triangle shows the location of the main volcanic vent during the 2021 La Palma eruption. Red dots indicate the provenance of the deep magma feed in the detected shallow reservoir from the geodetic modeling. All coordinates and depths are in meters. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-mapin-tools.org) softwares were used to create this figure. This figure complements with Supplementary Movies 1–6.

in the shallow hydrothermal system is related to the fast influx of deeper magma. In addition, it seems that this intrusion occurred about 7 km SSW of the main eruptive fissure, in the area near Jedey (Fig. 1). The location of the shallow reservoir in a low-density zone, with fractured and/or porous material, facilitate this magma storage accumulation[30]. The total strength increases from 50 MPa km^3 at 2021.45 (06/14/2021) up to 150 MPa km^3 just before the eruption. The line followed by the rising magma corresponds to a pre-existing fracture or line of weakness (see Fig. 4), which structurally controlled the onset of the eruptive fissure at the surface (Supplementary Fig. 7). Our results for the pre-eruptive period (1) are consistent with those obtained by De Luca et al.[19], although our results are more detailed and complete because we apply time series inversion and a new modeling tool which adjusts the free 3D geometry of the sources[3,15].

2 **Eruption onset, 09/13/2021–09/20/2021:** In this period, contemporaneously with the development of the seismic swarm (Supplementary Table 1) preceding and accompanying the eruption onset, a large magma intrusion occurs (Fig. 6) This magmatic intrusion occupies a volume much larger than that of the previous period and is characterized by at least three ascending branches that probably take advantage of preexisting structural weakness lineaments in the crust (Fig. 4). In the second half of this period, magma reached the surface arising along the northernmost branch and led to the formation of the eruptive fissure (Fig. 6). This event occurred contemporaneously with a strong fracturing process, as suggested by the strike-slip sources located in a wide depth range (Fig. 6), going from the surface to 6 km, probably associated with the seismic swarm. The most superficial strike-slip sources (≤ 0.5 km bsl) highlight the path followed by the magma during its rise to the eruptive fissure at the surface.

In the pressure structure, in addition to the main branch associated with the eruptive fissure, two other ascending branches are activated. These two branches are located underwater, in the area south of Puerto Naos, and to the East of Jedey (see Figs. 1 and 6). They do not reach the surface and therefore can be considered as failed magmatic intrusions. In Fig. 6b, where only the pressure sources are shown, we indicate with black arrows the three active ascending paths. Conceptually, these branches should be dikes and, if we observe in detail the sources which compose them, their mechanism is tensile in the upper portion, as would be expected for subsurface dikes. These details are best appreciated in panel b of Fig. 6 and Supplementary Fig. 7. In Fig. 6c, where only dip- and strike-slip dislocations are shown, the displacement directions are

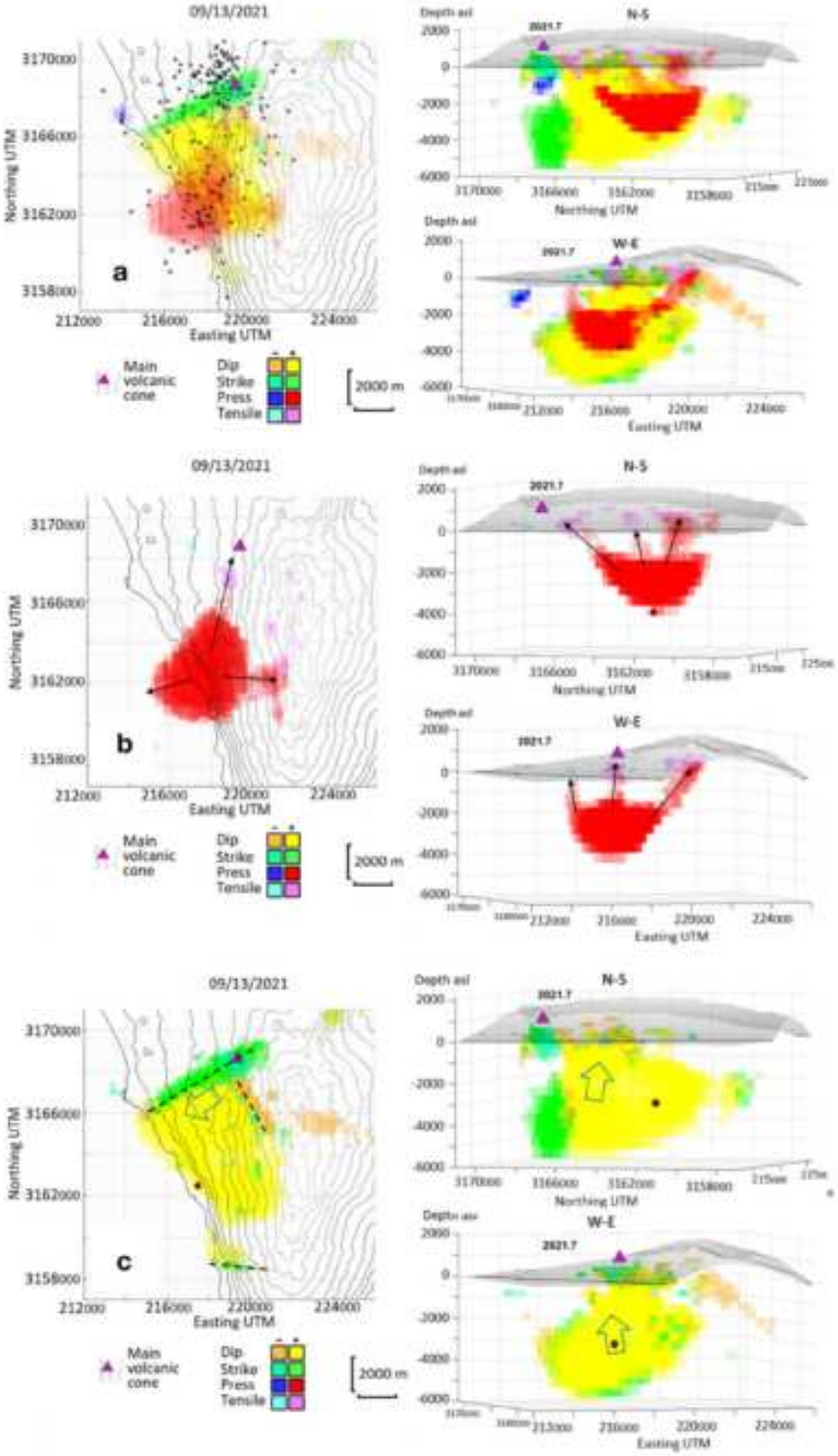


Figure 6. Time evolution of the modeled sources for 09/13/2021–09/20/2021 (2021.70–2021.72) period. (**a**) Horizontal and vertical N-S and W-E projections of the sources obtained for the jump in displacements measured in 2021.70–2021.72. Black stars represent the seismicity in that period. (**b**) Horizontal and vertical N-S and W-E projections of the pressure and tensile sources obtained for the jump in displacements measured in 2021.70–2021.72. (**c**) Horizontal and vertical N-S and W-E projections of the dip- and strike-slip sources obtained for the jump in displacements measured in 2021.70–2021.72. The different sources are obtained from inversion of Sentinel-1A/B ascending and descending LOS displacement. Purple triangle shows the location of the main volcanic vent during the 2021 La Palma eruption. Red dot indicates the provenance of the deep magma feed in the detected shallow reservoir. All coordinates and depths are in meters. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-mapin-tools.org) softwares were used to create this figure. This figure is complemented by Supplementary Movies 1–6.

indicated with arrows, and the rupture lines with broken lines. The dip-slip sources cover a range of depths similar to that of the strike-slip sources, occupying a large volume around the magmatic intrusion, reflecting the process of magma rising from deeper regions and the consequent elevation of that structural block caused by the intense ascending magma flow just before the start of the eruption. This configuration of the shallow MPS combined with the fractures of the shallow crust can probably explain the persistence of the gas emission existing in the inhabited areas of Puerto Naos and La Bombilla (Fig. 1), six months after the end of the eruption[32], which have prevented the return of its inhabitants. Volcanic unrest in the CV area has been associated with landslide and tsunami hazards[33]. Our results for InSAR and modeling (Supplementary Fig. 2 and Fig. 6c) clearly demonstrates slope movement characterized by both, dip-slip and strike-slip movements, showing a clear evidence that the intrusion associated with this eruption destabilized the western flank of CV, but did not lead to collapse. Therefore, larger or sucessive intrusions, or a different mechanism, is likely necessary to produce collapse, suggesting the need for additional research[34]. Again, our results for the co-eruptive period (2) are consistent with that obtained by De Luca et al.[19] and the differences are the result of the different modeling tool employed here[3,15].

3 **Co-eruptive deformation, 09/20/2021–01/01/2022:** The modeling of the time series displacements in the later stage reflects the co-eruptive sources (until 2021.95, 12/13/2021) and the start of the post-eruptive stage (2022.00, 01/01/2022), Figs. 7–8. Most of the sources in these stages are very shallow (depth ≤ 2 km). We have tensile sources in the co-eruptive phase but there is not new massive magma accumulation in the shallow reservoir, supporting the hypothesis that, after the first days of the eruption, magma comes directly from deeper zones[35]. However, a small shallow storage formed between Jedey and Puerto Naos, at about 2 km depth (Fig. 7) which stopped its activity at the end of November (~2021.90, 11/25/2021). Dip-slip sources again should be related with magma ascent, decrease temporally, being replaced by strike-slip sources that may be more related to fractures associated with feed system adjustment processes at the end of the eruptive and beginning of the post-eruptive stages[30]. The eruption finish in 2021.95 (12/13/2021) (Fig. 8) and although small tensile sources appear subsequently, they do not reach the surface (Fig. 8).

Previous studies indicate that short-term storage reservoirs formed at shallow depths (2–5 km) weeks-to-days before the eruptions[36,37]. Our results show that the shallow accumulation of magma below Jedey (at ~ 1–5 km) started ~ 3.5 months before the eruption, which can be related with the earliest eruption products[35]. This shallow reservoir is consistent with previous results[18] highlighting the primary role played by CV structure in favouring the accumulation of magma in shallow reservoirs before the eruption, as well as with the shallow structure obtained from seismic tomography[30]. But the seismic tomography results[30] do not detect this shallow magmatic reservoir and they postulate that magma ascended from 10 km depth to the surface in less than 10 days. This short-term shallow storage before the eruption has implications for volcano monitoring on the island.

Comparing with the crustal structure (Fig. 4), we observe two relevant features of interest: (1) a general zone of low relative density, marked with a yellow dashed line and bounded by the two volcanic complexes (NVC and SVC), and (2) very low relative density alignments (red dashed lines). The first would be a volume outside the existing high-density intrusive complexes made up of volcanic and sediments deposited on the oceanic crust. The red alignments reveal possible trenches or fracture lines parallel to the edges of the intrusive complexes. These could represent a low-density zone that is likely to house aquifers[31] and to serve as a channel for the propagation of intrusions. We observe that shallow accumulation of magma (pressure sources) occurs in a fractured and unconsolidated volume of low density, and likely high porosity, capable of housing and transmitting fluids. This area coincides with the zone of structural weakness delineated by seismic tomography[30], a highly fractured and brittle hydrothermal zone, which theoretically offers low resistance to magma ascent. This location of the shallow magma reservoir highlights the importance of understanding the structural model of the island in conjunction with the paths followed by magma in recent eruptions. We also detected that the final eruptive fissure opened along an alignment of density minima (Figs. 4 and 6 and Supplementary Fig. 7). Both results have important implications for volcano monitoring, but also are important for future urban and infrastructure planning in La Palma, and in volcanic archipelagos more generally, for characterization of hazard and risk mapping, and for the successful, sustainable and resilient urban reconstruction of La Palma island after the end of the eruption.

Our results allow us to propose a conceptual model for the pre- and co-eruptive shallow magma storage. First, considering results from Fernandez et al.[3] and the results described above, we suggest that magma coming from depth[2,39] attempted to follow several paths to the surface, that appear to be associated with the more recent eruptions, as the central boundary zone between NVC and CV[3] and the Jedey zones of the island (Fig. 1). This result confirms previous suggestions[40] that pre-existing intrusion zones represent a preferred pathway for uprising magma because of their weaker and stressed hosting rocks. Magma likely moved in the 8–14 km depth range, the zone correspondings to the lower crust beneath La Palma, the pre-island middle seafloor, representing a regional horizon of neutral buoyancy[36,38,41,42] for Canarian magmas. There magma stalls in crustal reservoirs for years/decades before a possible eruption[42] (in this case, more than a decade since the volcanic unrest onset of 2009–2010[3]).

This zone, along the sloping boundary separating the NVC and CV edifices[3] and SVC, is where magma moved, altering the hydrothermal system and/or the aquifers, until it focused in the weak zone for shallow storage below Jedey (Fig. 5). Additionally, a second crustal magma reservoir could be located at this depth range (8–14 km), in agreement with previous volcanic activity[42], with precursory and co-eruptive seismicity[7], and the seismic tomography results[30].

If we compare the chronograms (intensity-depth-date) of the various types of deformation sources (pressure and tensile, strike- and dip-slip), Fig. 9, we observe that the first thing that occurs in the study area, and after the fracturing produced by the seismic activity[3] of 2020 and begining 2021 (Supplementary Table 1), is the

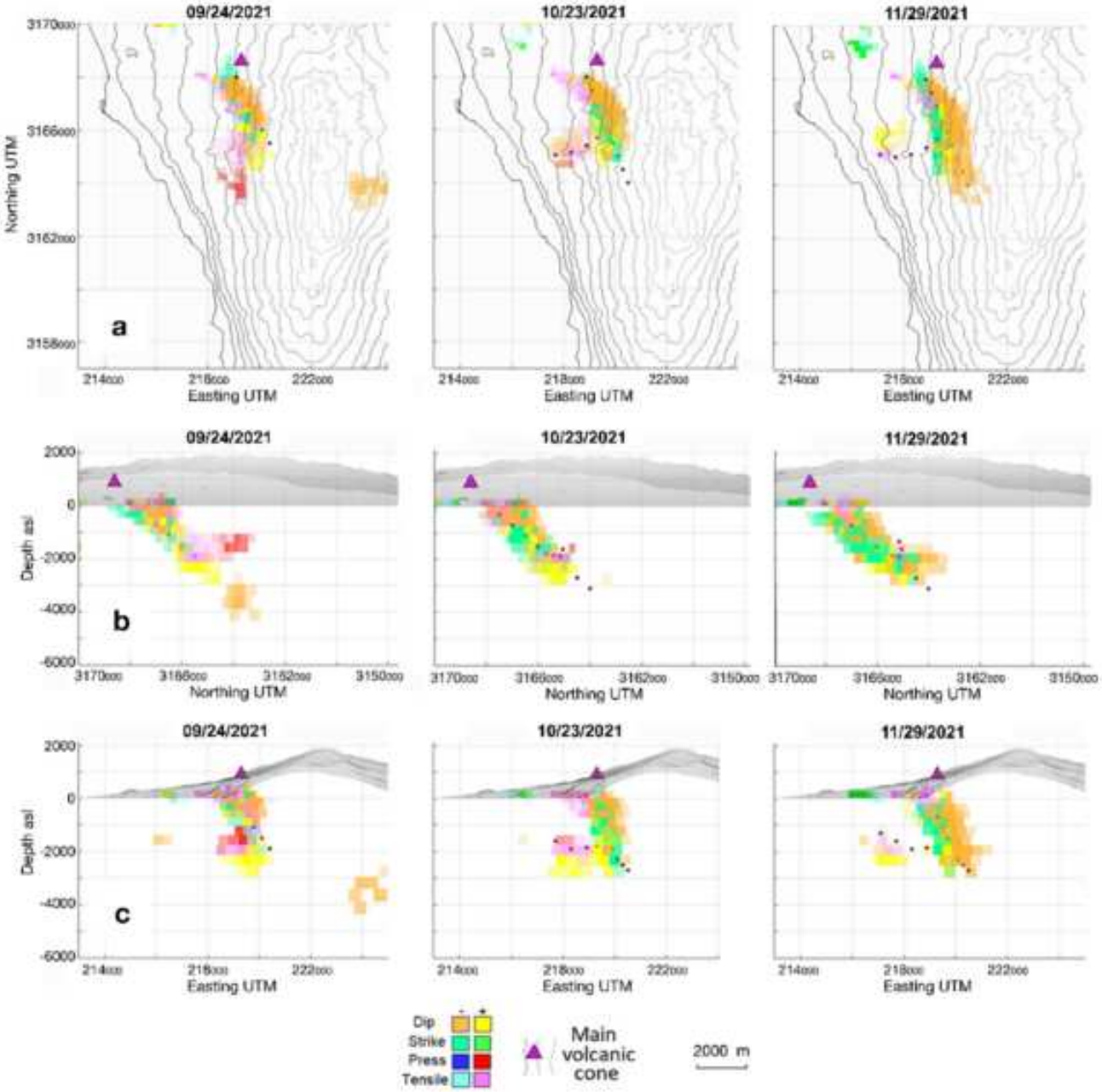


Figure 7. Time evolution of the modeled sources for 09/24/2021–11/29/2021 (2021.73–2021.91). (**a**) Horizontal, (**b**) vertical N-S and (**c**) vertical W-E projections of the sources obtained for diferent epochs in 2021.73–2021.91. The different plots show the time evolution of the different sources obtained from inversion of Sentinel-1 ascending and descending LOS displacement. Purple triangle shows the location of the main volcanic vent during the 2021 La Palma eruption. Red dots indicate the inferred direction of magma flows from deeper areas. The isolated negative dip-slip source which only appear in 09/24/2021 to the East of the vent could be real or an artifact produced by the location to the limit of the study area. But with the information available we can not discriminate between both options. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-mapin-tools.org) softwares were used to create this figure. This figure complements with Supplementary Movies 1–6.

intrusion (in 2021.40, 05/26/2021). Results show a pressurizing source, which represents the accumulation of magma in a shallow reservoir with an average depth of 3.5 km and located in one of the zones of recent volcanic activity and weak crustal structure (Figs. 1 and 5). In 2021.55 (07/20/2021) positive dislocation sources appear, probably associated with the beginning of a larger magma inflow, coinciding with the first days of the seismic swarm that would accompany the beginning of the eruption. The shallow dip- and strike-slip fractures related to the formation of the eruptive fissure appear in 2021.70–2021.72 (09/13/2021–09/17/2021; Fig. 6), coinciding with the last days of this seismic swarm. Shallow tensile sources also appear, near and in the fissure, representing the eruptive dike that used it to come to the surface. This process of magmatic intrusion in the shallow reservoir and the eruption onset ocurred in a short time period (<6 days), as can be seen in Supplementary Fig. 3, and it is

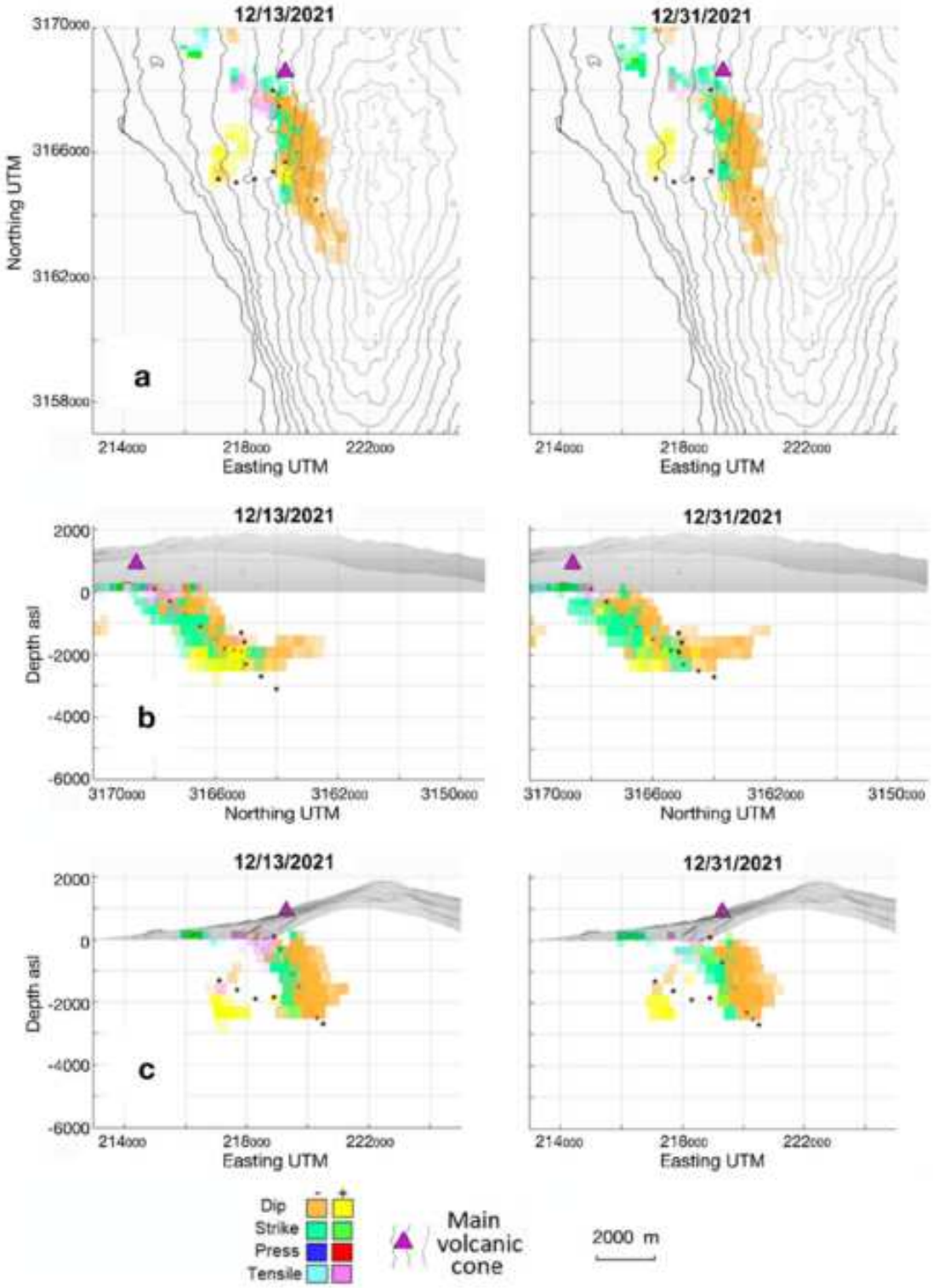


Figure 8. Time evolution of the modeled sources around the end of the eruption. (**a**) Horizontal, (**b**) vertical N-S and (**c**) vertical W-E projections of the sources obtained for different epochs in 2021.95 (12/13/2021, end of the eruption) and 2021.99 (12/28/2021, one of the initial post-eruptive steps). The different plots show the time evolution of the different sources obtained from inversion of Sentinel-1 ascending and descending LOS displacement. Purple triangle shows the location of the main volcanic vent during the 2021 La Palma eruption. Red dots indicate the inferred direction of magma flows from deeper areas. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-mapin-tools.org) softwares were used to create this figure. This figure complements with Supplementary Movies 1–6.

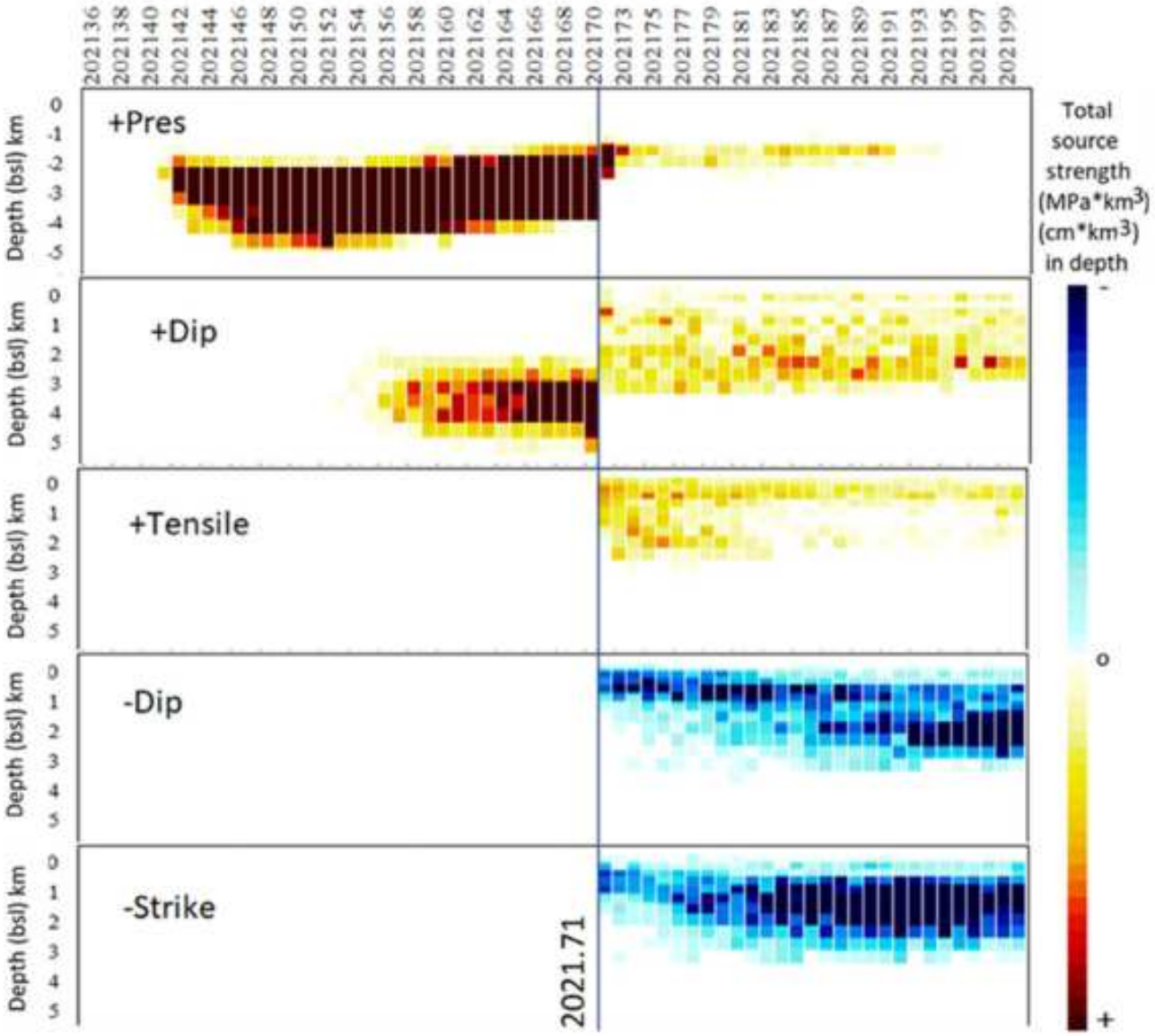


Figure 9. Graphical evolution of the characteristics of the sources below Jedey area. Panels show intensity chronograms as function of time (x axis) and depth range (km, y axis). The evolution of the different types of considered sources before and after the "jump" episode (2021.71, 09/17/2021) in deformation are indicated using hot colours (from yellow to garnet) to show increasing positive values, and cold colours (from light to dark blue) for increasing negative values. Pressure strength values range between ± 20 MPa·km^3 each km in depth, dislocation strength values range between ± 50 cm·km^3 each km in depth. Two precursor phenomena are clearly distinguished: (1) the intrusive pressure increase from 2021.40 (05/26/2021), and (2) the ascending mass dip from 2021.55 (20/07/2021). Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.

not possible separate the last stages of the pre-eruptive phase from the eruption onset sources using only InSAR data. The detection of the shallow reservoir, and even more clearly of the process indicated by the appearance of positive dip-slip sources in 2021.55 (07/20/2021), should be used as a map for the densification of the continuous GNSS network over the region, to complement the existing configuration[7], which would have facilitated monitoring of the initial phase and the development of the eruption, studying the MPS[3,43] and its associated fracture system in real time.

After the eruption onset, the evolution of the sources (Figs. 7–8) primarily shows direct feeding from deeper zones[30,35] until 12/13/2021, when the eruption finishes. Nevertheless, small shallow storage forms between Jedey and Puerto Naos at about 2 km depth (Fig. 7) until the end of November. Also, some magma appears to arrive to shallow areas in the crust after the end of the eruption, but without reaching the surface (Fig. 8).

Conclusions

We reproduce the final phase of La Palma volcanic unrest, inferring a shallow magma accumulation which begins about 3.5 months before the largest historical eruption in the island. The combination of sources obtained from this model, together with the structural crustal model, can explain the location and different characteristics of

the eruption. The interpretation of the sources allows us to identifiy possibly phases of the eruption onset, but additional research, considering other eruption test cases, will be necesary to obtain more definitive conclusions.

The joint use of InSAR and GNSS deformation data coming from a dense and continuous network, combine with our interpretation methodology could help to predict the opening of possible eruptive fissures/vents during unrest episodes, potentially identifying the location, characteristics and maybe even to forecast the onset timing of an upcoming eruption. This approach would be more effective if a continuous time series inversion of ascending and descending LOS and GNSS displacements is carried out in an operative way. Similar results are expected in other active volcanic zones using this methodology of observation and interpretation in the geodetic monitoring of volcanic quiescence and unrest, and it is hoped that it will advance our understanding of volcanic activity and the forecasting of eruptions at the global scale. After sufficient testing on other eruptions of various types (fissure vs. central), it can be employed to support decision-making before eruptions, and the development of earlier response and action plans with a wider time frame. Also, it is important to note that our adjustment of the different sources implied in the final eruption processes allows us to determine, in a new, more detailed and complete way, the location and 3D geometric characteristics of the MPS and its associated fractures. It also facilitates the detection of failed eruption paths, which combined with the obtained fractures, can help to explain post-eruptive phenomena and hazards, such as the detected gases anomalies in La Bombilla and Puerto Naos[32].

Our results demonstrate that, although this intrusion process destabilized the western flank of CV, it does not produce a collapse. Additional research in this topic is required to determine the necessary conditions for collapse and possible cascade effects (flank instability, landslide, tsunami) associated with volcanic unrest in the island.

Finally, we have shown the importance of knowing not only the MPS and crustal fracturing, but also the crustal structure, particularly in the first few kilometers below the surface, which is essential information, in combination with the recent eruptive history, for determination of the preferential zones of shallow magma accumulation and possible eruption paths. This is fundamental information in the evaluation of volcanic risk and in the planning of infrastructure and urban development in the island, and for other volcanic areas.

Methods

Differential Interferometric synthetic aperture radar (InSAR). In this work, we study the deformation in La Palma using the Sentinel-1 satellite constellation. Sentinel-1 constellation uses a C-Band Synthetic Aperture Radar (SAR) sensor that, in its standard Interferometric Wide (IW) acquisition mode, provides sufficient resolution (5 m by 20 m single look) and good spatial coverage in volcanic islands[3]. In our processing we obtained a mean spatial coherence for the interferogram dataset of 0,71 in each geometry considering the entire island. The short revisit time (6 days working in the constellation), data availability and freely available historical catalogue of the satellite images make it a good choice for this study.

Sentinel-1A was launched in 2014 and the second satellite of the constellation, Sentinel-1B, in 2015, but it was not until 2017 that both satellites began to acquire images in the IW mode for the island. We considered all the available images from the two satellites of the constellation: Sentinel-1A and Sentinel-1B. To process both orbit geometries, ascending and descending, 558 Single Look Complex (SLC) Sentinel-1 Interferometric-Wide (IW) acquisitions were downloaded and processed, covering the period from January 2017 to December 2021. The radar data was provided by ESA and downloaded from the Alaska Satellite Facility (ASF)[44]. All data for each geometry were coregistered using precise orbits to a reference acquisition using ISCE software[45] and the Network-Based Enhanced Spectral Diversity (NESD) method[46]. To remove the topographic phase from the interferograms, we used an external Digital Surface Model (DSM), derived from the high-resolution MDS05 5-m model of the Instituto Geográfico Nacional (IGN). To speed up the interferogram formation the interferogram processing was performed on a high-performance computer and the parallel software[47] was used to distribute the work between computing nodes.

A maximum of ten connections between each date and subsequent dates were established to form twenty interferograms for each acquisition, resulting in 5470 interferograms (2755 for ascending orbit and 2715 for descending orbit). Interferograms with a temporal baseline over 300 days, perpendicular baseline over 200 m or spatial coherence below 0.6 were discarded. A multilook of 15 samples in range and 3 in azimuth was applied to the interferograms that were subsequently unwrapped using SNAPHU[48]. A summary of the used data and inteferograms generated is given in Supplementary Table 2.

To estimate the deformation time series, MintPy software was used[49]. This software uses a weighted least-squares inversion to perform the time series analysis. We choose as a reference point a high coherence point inside Tazacorte village. We selected this point as a stable zone because it is very close (~ 3 km) to the IGN's GNSS permanent station LP02 which produced a very stable temporal series[50] during this time period, although it is located in a low coherence area (see Supplementary Fig. 1). The atmospheric phase screen was calculated and subtracted from the deformation maps by using Global Atmospheric Model data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA5 dataset[51]. Average velocity maps and deformation time series were obtained for each pixel with a temporal coherence[49] over 0.8.

Comparing these results with previous findings[3] we found three factors that have a high impact in this kind of environment: the location of the reference points, the atmospheric phase screen (APS) estimation, and the post-processing of the temporal series (filtering). The selection of the reference points (points of a known displacement rate, usually zero) can have an important impact on the results, and in small islands like La Palma can be difficult to find a good reference point that is valid over a long time span. Fernández et al.[3] used three reference points because at that epoch those points did not appear have significant displacement, while in this work only one point, close to Tazacorte village, was used (see Supplementary Fig. 1), because the other two presented significant deformation. A map of APS for each interferogram is generated using ERA5 data and substracted from the interferogram prior the time-series analysis. Coherence Pixel Technique software (CPT), used in the previous study,

also performs spatio-temporal filtering[32] of the time series to remove remanent atmospheric artefacts that can be the result of an inaccurate atmospheric model. MintPy does not apply any post-processing of the temporal series (filtering), while in volcanic islands, such as La Palma island, as the atmosphere state decorrelates very fast, the APS is very difficult to estimate by using only the APS correction based on ERA5 model[53]. Therefore, to further deal with the residue APS pase, a spatio-temporal filtering was applied. As a result, the time series displacement provided a better result than the raw values of MintPy, and also a better agreement with the previous results[53].

Novelties on the inversion methodology. The modeling approach used corresponds mostly to the inversion process described by Camacho et al.[15] but improved in several important aspects described below. In this methodology the observed ground deformation data are simultaneously modeled by deformation sources located in the subsurface domain. 3-D arbitrary sources for pressure and faults (strike-slip, dip-slip, and tensile faults from Okada formulation) are adjusted. No particular hypotheses about the nature of the source (pressure, faults), shape or location are required. The global and simultaneous data fit determines the geometrical properties and nature of the possible sources, recovering them by aggregation of small cell sources. The non-linear problem is solved by the explorative approach. The ambiguity of the problem (mostly due to the model complexity) is solved by the addition of simple regularization conditions about the total magnitude (defined as the addition of the adjusted strength values for all the adjusted sources; it describes the total departure of the model from a "non-anomalous" structure). Planar, exact or homogeneously distributed data are not required. We include the topographic effect on deformation changes by incorporating the varying-elevation analytical solution approach[15,16].

Modeled sources are pressure changes (overpressure) and dislocation ones (tensile, dip-slip and strike-slip). In the case of pressure sources, we must consider that their existence does not necessarily imply the existence of magma acting directly in the same position. They can be related to magma sources as well as with the effect of deeper magma on hydrothermal systems or aquifers. To each of the pressure sources obtained from the inversion process an intensity value (in MPa·m^3) is assigned, because the model equations do not allow for the separation of pressure and volume values without assuming a particular value for one of the two parameters. Given the dimensions of the study area, 25 km × 15 km, and given the quadratic attenuation of the effect of the sources of deformation with their depth, the inversion allows us to model these sources of deformation with some reliability up to a depth of about 8–10 km.

In the studied area (see Figs. 5–7) we have 24,515 pixels for ascending and 24,776 for descending LOS deformation data. Taking account the data distribution (empty zones) and taking account the estimated depths of the geodynamic phenomena to study, we carry out a subsampling of pixesl by selecting those pixels with mutual distance larger tan 280 m. It results in 1970 pixels for ascending and 2022 for descending LOS data. This subsampling allows for a much faster running and keeps geophysical information (except for the first 300 m depth).

Camacho et al.[15] gives a complete description of the inverse approach. Here we summarize some general aspects. The inversion approach is non-linear and is based on an exploratory approach of the model space. This exploration is possible due to the use of a variable scale factor. The approach starts form a 3D grid of the whole subsurface volumen into small prismatic cells. The approach, by means of a step-by-step growth process, is successively filling selected cells with some adjusted type of deformation source and with intensity values. The misfit functions are constituted by the simultaneous fit of the data (LOS ascending and LOS descending displacement data for all the pixels) and a regularization condition based in the total size (total strength) of the resulting anomalous model. A key balance factor allows for the suitable balance between data fit and model regularity. The right selection of parameters is based into autocorrrelation analysis of the final residuals.

Camacho et al.[15] carried out several synthetic tests to demonstrate the right performance of the proposed method. Moreover, the method was applied to real Up-Down and East–West ground deformation data coming from Mt. Etna (Sicily) and to an earthquake case. These tests cases show also the interesting application possibilities of this modeling approach. Fernández et al.[3] applied also the former version of this methodology.

In this study we have introduced three novelties to that methodology: (1) use of Line of Sight (LOS) data from InSAR, (2) use of sequential monitoring data composed of successive data sets corresponding to successive epochs for the same site, and (3) assumption of the possible existence of offset values contained in the data sets. Now we describe these improvements in detail.

Use of LOS data from InSAR. We assumed[15] that deformation data consisted of values (dx_i, dy_i, dz_i), $i = 1 \ldots np$, for deformation vector in three Cartesian components and for np observations points. The observation equations and the direct calculus problem (calculus of the direct effect for pressure and fault structures) were formulated for this Cartesian data.

This Cartesian approach allows for simpler expressions, but it does not correspond to the observation data configuration from InSAR. The observed satellite data essentially correspond to the radar sensor direction of the satellite (Line of Sight, LOS), one, a, associated to the ascending track of the satellite orbit and another, d, associated with the descending one. The transformation from data a-d to dx-dz data is a common practice, but it is not rigorous and can add some distortion. As a result, we modify the inversion approach to work with observation equations corresponding to LOS ascending and descending data, a and d:

$$\begin{aligned} a_i - ac_i &= u_i, \quad i = 1 \ldots na \\ d_j - dc_j &= w_j \quad j = 1 \ldots nd \end{aligned} \tag{1}$$

where *na* and *nd* represent the numbers of "ascending" and "descending" pixels (which do not necessarily coincide), and where ac_i and dc_j represent the calculated values, according to the direct problem solution, in terms of the source parameters.

Camacho et al.[15] give the direct expression for the Cartesian calculus of values *dxc, dyc, dzc*. So, we can work and use those expressions by taking into account the relationship between the Cartesian and LOS components:

$$a = -dxcos\alpha_a \sin\beta_a + dy \sin\alpha_a \sin\beta_a + dz \cos\beta_a \tag{2}$$

$$d = -dxcos\alpha_d \sin\beta_d + dy \sin\alpha_d \sin\beta_d + dz \cos\beta_d$$

Angles α_a, α_d, β_d and β_d (values about 190°, − 10°, 60°, 60°) represent the heading and incidence angles for the ascending and descending LOS directions. Using these equations, we transform from the Cartesian calculated values to LOS values. From this point the approach is similar working with observation equations for LOS.

Use of sequential monitoring. Camacho et al.[15] considered the inversion approach for a dataset referred to a single specific epoch. However, the large availability of InSAR data provides the possibility of carrying out a temporal geodynamic monitoring of an active area, a time-series analysis. Successive deformation data sets corresponding to epochs T_i, $i = 1 \ldots n$ can be modeled to recover a sequential geodynamic process. For a more regular modeling of the time evolution of the active system (magmatic plumbing), we move from the irregular data epochs, T_i, $i = 1 \ldots n$, to a regular sampling times t_j, $j = 1 \ldots m$, with a fixed sampling interval, for instance 0.1 years. In addition, for a more homogeneous approach, we will consider as deformation data values the deformation rates (cm/yr for instance). For each *k-th* pixel, and each sampling epoch t_j we obtain the value of deformation rate a_{jk}, d_{jk} (cm/yr) according ascending and descending LOS using linear fitting of all previous and subsequent LOS data values as_{ik}, de_{ik} (cm), $i = 1 \ldots n$:

$$\begin{pmatrix} as_{ik} \\ de_{ik} \end{pmatrix} - (t_j - T_i)\begin{pmatrix} a_{jk} \\ d_{jk} \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} as_{ik} \\ de_{ik} \end{pmatrix}_0 = \begin{pmatrix} u_{ij} \\ w_{ij} \end{pmatrix} \tag{3}$$

$$\sum_{i=1}^{n} p_{ij}\left(u_{ij}^2 + w_{ij}^2\right) = min \tag{4}$$

where u_{ij} and w_{ij} are residual values, $(as_{ik})_0$ and $(de_{ik})_0$ are constant deformation values for LOS, and for each sampling instant t_j and data instant T_i, the weight p_{ij} is determined as an exponential function of the time distance:

$$p_{ij} = e^{-\left(\frac{t_j - T_i}{\tau}\right)^2} \tag{5}$$

The neighbor epochs have a major effect on determining the instantaneous deformation rate. This effect decreases exponentially with the temporal distance. $(as_{ik})_0$, $(de_{ik})_0$, a_{jk} and d_{jk} (rates) are unknowns in the former fit. τ is the parameter that determines the neighbor ship, and it allows for the degree of temporal continuity. After some trying we have selected the value $\tau = 0.55$ years as suitable for the present study. Notice that for any time t_j all anterior and posterior data are used, but those with large time distance have very little influence.

System (3) is solved according to the usual least square condition (4), and we can evaluate the standard deviation σ_a, σ_d of the adjustes rates a_{jk} and d_{jk}. A value $\tau = 0.5$ years is suitable as default for the general study. It allows to filter short wave distortions and noise and allows to keep aparently significant episodes. Nevertheless, in the present case intense deformation effects coming from the eruptive event happens quite suddenly. Then it requires to take a smaller τ value close to the beginning of the episode. A value $\tau = 0.2 - 0.3$ years is suitable to get the sudden signal for the activity beginning. Conversely, in the period where there is not significant geodynamic activity a larger τ value can be useful to avoid atmospheric effects with nearly seasonal character. As a result,, we suggest carrying out a permanent test of significance of rate values a_{jk} and d_{jk} (according a significance of about four times σ_a, σ_d). When the rate is clearly insignificant we recalculate it with $\tau = 0.8$ years. When the rate is clearly significant, we recalculate it with $\tau = 0.25$ years. This approach avoids atmospheric noise for periods of no clear activity, and the detection and suitable modelling of deformation signal when geodynamic activity take place.

Equations including offset parameters. LOS deformation data are elaborated by assuming some location (named as "seed") with zero deformation. Then, deformation rate values *a* and *d* would be conditioned by the certainty of the seed hypothesis. In addition, the seed must have optimal interferometric qualities (coherence).

For large areas, this can be accomplished easily. However, for a small island subjected to intense geodynamic activity, as is the case at La Palma, it can be difficult to carry out. We cannot find a seed for which the ground deformation is zero with total certainty. Small deformation of the seed would appear as a nearly constant deformation component offset for the rest of the field. Across the inversion approach it would give rise to a very deep source.

Therefore, we suggest applying a process to detect and remove the global offset components of the deformation field for each epoch of the sequential approach. As detailed by Camacho et al.[15], 2020, the inversion process for determining the deep sources corresponding to a deformation field is a "growth" process: step by step, the model grows by aggregating new cells "filled" with the source options. For each step of this growth process the

provisional model (constituted by the cells aggregated in the previous steps) plus a new tentative cell (to be evaluated for suitability to aggregation) must fit the (LOS) data within a scale factor f.

$$a_i - ac_i f - oa = v_i \ , \ i = 1 \ldots na \tag{6}$$

$$d_j - dc_j f - od = w_j \ , \ j = 1 \ldots nd$$

where a_i and d_j are observed LOS rates (cm/yr), ac_i and dc_j are modeled or calculated rate values corresponding to the previous cells aggregation plus the new tentative cell considered to evaluate its suitability. oa and od are global offset values to be determined. f is the scale factor to fit the observed data. v_i and w_i are residual values. These equations include all na pixels for ascending LOS and all the nd pixels for descending LOS.

An offset would be a common fixed value that affects all the data. It cannot be adjusted by a well-defined deep source (given the extensión of the survey). For sources located within the sensitive area (below the survey area, until a depth about a half of the survey diameter) the method adjusts a source instead of an offset value. Below the sensitive area the methods tends to adjust a no-null offset.

The inversion approach considers observation Eqs. (6) plus some additional regularization equations to avoid the non-uniqueness problems and guarantee the filtering of the uncorrelated data noise. The regularization conditions can be written for residuals[15] as:

$$S = \boldsymbol{v}^T \boldsymbol{P1} \boldsymbol{v} + \boldsymbol{w}^T \boldsymbol{P2} \boldsymbol{w} + \lambda f \boldsymbol{m}^T \boldsymbol{Q} \boldsymbol{m} = min \tag{7}$$

$\boldsymbol{v}$ and $\boldsymbol{w}$ are the vectors for residuals. $\boldsymbol{m}$ is a vector for the magnitude of the anomalous model (evaluated as the volume of cells multiplied by the deformation strength of the cells). $\boldsymbol{P1}$, $\boldsymbol{P2}$ and $\boldsymbol{Q}$ are suitable cofactor matrices[15]. Finally, λ is a balance factor that regulates the geometrical smoothness of the model and corresponds to the balance between data fit (residuals v and w) and model size (m). S is the misfit function. System (6) and (7) can be solved for parameters f, oa and od. By substituting (6) into (7) we get:

$$\begin{aligned} S_{aa} - 2oaS_{au1} - 2fS_{aac} + oa^2 S_{u1u1} + 2oafS_{acu1} + f^2 S_{acac} + S_{dd} - 2odS_{du1} \\ - 2fS_{ddc} + od^2 S_{u2u2} + 2odfS_{dcu2} + f^2 S_{dcdc} + \lambda f^2 S_{mm} = min \end{aligned} \tag{8}$$

where for instance,

$$S_{aac} = \boldsymbol{a}^T \boldsymbol{P1} \boldsymbol{ac}, S_{au} = \boldsymbol{a}^T \boldsymbol{P1} \boldsymbol{u}, S_{acu} = \boldsymbol{ac}^T \boldsymbol{P1} \boldsymbol{u}, S_{mm} = \boldsymbol{m}^T \boldsymbol{Q} \boldsymbol{m} \tag{9}$$

with $u_t = (0\ 0\ 1_t\ 0\ 0)$.

The minimization condition (7) with respect to f, oa and od brings to the following derivate equations:

$$\frac{d}{doa} S = 0, \frac{d}{dod} S = 0, \frac{d}{df} S = 0 \tag{10}$$

Developing (10), (8) and (9), we get:

$$\begin{aligned} d1S_{u1u1} + fS_{acu1} - S_{au1} = 0 \\ d2S_{u2u2} + fS_{dcu2} - S_{du2} = 0 \\ d1S_{acu1} + d2S_{dcu2} + f(S_{acac} + S_{dcdc} + \lambda S_{mm}) - (S_{aac} + S_{ddc}) = 0 \end{aligned} \tag{11}$$

Adjusted values can be written as:

$$f = \frac{(S_{aac} + S_{ddc}) - oaS_{acu1} - odS_{dcu2}}{(S_{acac} + S_{dcdc} + \lambda S_{mm})}$$

$$oa = \frac{S_{au1}(S_{acac} + S_{dcdc} + \lambda S_{mm}) - S_{acu1}(S_{aac} + S_{ddc}) + d2S_{acu1}S_{dcu2})}{S_{u1u1}(S_{acac} + S_{dcdc} + \lambda S_{mm}) - S_{acu1}S_{dcu2}}$$

$$od = \frac{S_{du2}(S_{acac1} + S_{dcdc} + \lambda S_{mm}) - S_{dcu2}(S_{aac} + S_{ddc}) + d1S_{acu1}S_{dcu2})}{S_{u2u2}(S_{acac} + S_{dcdc} + \lambda S_{mm}) - S_{dcu2}S_{dcu2}}$$

Once f, oa and od (scale factor and offset values for ascending and descending LOS) have been calculated, by substituting in (7) we determine the misfit value S for the tentative cell (and its tentative parameters: nature, angles, sign, etc.) and then we evaluate its suitability. That tentative cell (and parameter values) that produce a minimum value for S is selected to be definitively aggregated to the growing model for the 3D source structure. The adjusted offset values produce, step by step, the best fit for (6), (7), and (8) and then the more suitable source model.

Computer code

Defsour* software for inversion of LOS data, which runs under Windows 10 operative system, is available under request to the authors using a transfer agreement, for volcano monitoring and research, excluding commercial applications.

Data availability

SLC data from Sentinel-1 is publicly available on the Alaska Satellite Facility website: www.asf.alaska.edu.

Received: 19 July 2022; Accepted: 8 November 2022
Published online: 12 December 2022

References

1. Padrón, E. *et al.* Dynamics of diffuse carbon dioxide emissions from Cumbre Vieja volcano, La Palma Canary Islands. *Bull. Volcanol.* **77**, 28 (2015).
2. Torres González, P. A. *et al.* Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res* **392**, 106757 (2020).
3. Fernández, J. *et al.* Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications. *Sci. Rep.* **11**, 2540 (2021).
4. Padrón, E., Pérez, N. M., Melián, G. v, Sumino, H. & Alonso, M. Temporal evolution of 3 He/4 He isotopic ratio at Dos Aguas cold mineral spring , La Palma , Canary Islands. In *EGU General Assembly* 14994 (2021).
5. Pérez, N. M., Melián, G. v, Hernández, P. A. & Asensio-ramos, M. Diffuse H_2 degassing studies: a useful geochemical tool for monitoring Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. In *EGU General Assembly* (2021).
6. Barrancos, J. *et al.* Monitoring diffuse CO 2 emissions by means of an automatic geochemical station at Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary. In *EGU General Assembly* 15149 (2021).
7. Instituto Geográfico Nacional. La Palma eruption information webpage. https://www.ign.es/web/ign/portal/vlc-serie-palma (2021).
8. Longpré, M.-A. Reactivation of Cumbre Vieja volcano. *Science* **1979**(374), 1197–1198 (2021).
9. Instituto Geográfico Nacional. News and montly report of volcanic monitoring. https://www.ign.es/web/resources/volcanologia/html/CA_noticias.html.
10. Romero, J. E. *et al.* The initial phase of the 2021 Cumbre Vieja ridge eruption (Canary Islands): Products and dynamics controlling edifice growth and collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **431**, 107642 (2022).
11. Europa Press. Amplían hasta más de 906 millones los daños provocados por el volcán en La Palma. https://www.europapress.es/islas-canarias/noticia-amplian-mas-906-millones-danos-provocados-volcan-palma-20211119151638.html.
12. Instituto Geográfico Nacional. Volcanic activity surveillance. https://www.ign.es/web/ign/portal/vlc-area-volcanologia.
13. Ancochea, E. *et al.* Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **60**, 243–262 (1994).
14. Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillou, H. & Gravestock, P. Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geol. Soc. Am. Bull.* **111**, 755–768 (1999).
15. Camacho, A. G., Fernández, J., Samsonov, S. V., Tiampo, K. F. & Palano, M. 3D multi-source model of elastic volcanic ground deformation. *Earth Planet Sci. Lett.* **547**, 116445 (2020).
16. Williams, C. A. & Wadge, G. The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1549–1552 (1998).
17. Geertsma, J. & Van Opstal, G. A numerical technique for predicting subsidence above compacting reservoirs based on the nucleus of strain concept. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijmbouwk* **28**, 63–78 (1973).
18. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **75**, 1135–1154 (1985).
19. de Luca, C. *et al.* Pre- and co-eruptive analysis of the september 2021 eruption at Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands) through DInSAR measurements and analytical modeling. *Geophys. Res. Lett.* **49**, e2021GL097293 (2022).
20. Camacho, A. G. *et al.* Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *J. Geophys. Res.* **114**, B05411 (2009).
21. Prieto, J. F. *et al.* Geodetic and structural research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1992–2007 results. *Pure Appl. Geophys.* **166**, 1461–1484 (2009).
22. González, P. J., Tiampo, K. F., Camacho, A. G. & Fernández, J. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet Sci. Lett.* **297**, 545–557 (2010).
23. Fernández, J., González, P. J., Camacho, A. G., Prieto, J. F. & Brú, G. An overview of geodetic volcano research in the Canary Islands. *Pure Appl. Geophys.* **172**, 3189–3228 (2015).
24. Fernández, J., Pepe, A., Poland, M. P. & Sigmundsson, F. Volcano geodesy: Recent developments and future challenges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **344**, 1–12 (2017).
25. Camacho, A. G., Fernández, J. & Gottsmann, J. A new gravity inversion method for multiple subhorizontal discontinuity interfaces and shallow basins. *J. Geophys. Res.* **116**, B02413 (2011).
26. Guillou, H., Carracedo, J. C. & Day, S. J. Dating of the upper Pleistocene-holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K-Ar technique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **86**, 137–149 (1998).
27. Prægel, N. O. & Holm, P. M. Lithospheric contributions to high-MgO basanites from the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands and evidence for temporal variation in plume influence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **149**, 213–239 (2006).
28. Escayo, J. *et al.* Geodetic study of the 2006–2010 ground deformation in La Palma (Canary Islands): Observational results. *Remote Sens. (Basel)* **12**, 2566 (2020).
29. Fernandez, J. *et al.* Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. *Sci. Rep.* **8**, 1–14 (2018).
30. D'Auria, L. *et al.* Rapid magma ascent beneath La Palma revealed by seismic tomography. *Sci. Rep.* **12**, 1–13 (2022).
31. di Paolo, F. *et al.* La Palma island (Spain) geothermal system revealed by 3D magnetotelluric data inversion. *Sci. Rep.* **10**, 18181 (2020).
32. Hernández, P. A. et al. Gas hazard assessment at Puerto Naos and La Bombilla inhabited areas, Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. In *EGU* General Assembly (2022).
33. Ward, S. N. & Day, S. Cumbre Vieja volcano-potential collapse and tsunami at La Palma Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3397–3400 (2001).
34. González, P. J. Volcano-tectonic control of Cumbre Vieja. *Science* **1979**(375), 1348–1349 (2022).
35. Pankhurst, M. J. *et al.* Rapid response petrology for the opening eruptive phase of the 2021 Cumbre Vieja eruption, La Palma Canary Islands. *Volcanica* **5**, 1–10 (2022).
36. González, P. J. *et al.* Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **118**, 4361–4377 (2013).

37. Thiele, S. T., Cruden, A. R., Micklethwaite, S., Bunger, A. P. & Köpping, J. Dyke apertures record stress accumulation during sustained volcanism. *Sci. Rep.* **10**, 1–9 (2020).
38. Klügel, A., Galipp, K., Hoernle, K., Hauff, F. & Groom, S. Geochemical and volcanological evolution of La Palma Canary Islands. *J. Petrol* **58**, 1227–1248 (2017).
39. Barker, A. K., Troll, V. R., Carracedo, J. C. & Nicholls, P. A. The magma plumbing system for the 1971 Teneguía eruption on La Palma Canary Islands. *Contrib. Mineral Petrol* **170**, 54 (2015).
40. Thiele, S. T., Cruden, A. R., Zhang, X., Micklethwaite, S. & Matchan, E. L. Reactivation of magma pathways: Insights from field observations, geochronology, geomechanical tests, and numerical models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **126**, e2020JB021477 (2021).
41. Lodge, A., Nippress, S. E. J., Rietbrock, A., García-Yeguas, A. & Ibáñez, J. M. Evidence for magmatic underplating and partial melt beneath the Canary Islands derived using teleseismic receiver functions. *Phys. Earth Planet Inter.* **212–213**, 44–54 (2012).
42. Klügel, A., Hoernle, K. A., Schmincke, H.-U. & White, J. D. L. The chemically zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): Petrologic evolution and magma supply dynamics of a rift zone eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **105**, 5997–6016 (2000).
43. Cannavò, F. *et al.* Real time tracking of magmatic intrusions by means of ground deformation modeling during volcanic crises. *Sci. Rep.* **5**, 1–10 (2015).
44. Alaska Satellite Facility. ASF data search vertex.
45. Roseu, P. A., Gurrola, E., Sacco, G. F. & Zebker, H. The InSAR scientific computing environment. *Proceedings of the European Conference on Synthetic Aperture Radar, EUSAR*. 730–733 (2012).
46. Fattahi, H., Agram, P. & Simons, M. A network-based enhanced spectral diversity approach for tops time-series analysis. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **55**, 777–786 (2017).
47. Tange, O. GNU Parallel 2018. (2018) doi:10.5281/ZENODO.1146014.
48. Chen, C. W. & Zebker, H. A. Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *J. Opt. Soc. Am. A* **18**, 338 (2001).
49. Yunjun, Z., Fattahi, H. & Amelung, F. Small baseline InSAR time series analysis: Unwrapping error correction and noise reduction. *Comput. Geosci.* **133**, 104331 (2019).
50. Instituto Geográfico Nacional. LP02 GNSS permanent station time series. http://www.ign.es/web/resources/volcanologia/GPS/jpg/PA_GPS_LP02_90d.png.
51. Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P. & Peltzer, G. Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophys. Res. Lett.* **38**, 17 (2011).
52. Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J. J., Duque, S. & Monells, D. The coherent pixels technique (CPT): An advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring. *Pure Appl. Geophys.* **165**, 1167–1193 (2008).
53. Hu, Z. *Atmospheric Artifacts Correction for InSAR Using Empirical Model and Numerical Weather Prediction Models* (Universitat Politècnica de Catalunya, 2019).

Acknowledgements
This work has been supported by Spanish Agencia Estatal de Investigación (https://doi.org/10.13039/501100011033) grants RTI2018-093874-B-I00 (DEEP-MAPS) and PID2021-122142OB-I00 (G2HOTSPOTS). This work represents a contribution to CSIC Thematic Interdisciplinary Platforms PTI TELEDETECT and PTI VOLCAN. We thank the comments by S.A. Campuzano in a previous version of this manuscript.

Author contributions
J.F. conceived this work with J.E., A.G.C. and J.F.P., J.F. coordinated the work. J.E. with the participation of Z.H., J.F. and A.G.C. carried out the InSAR data analysis. S.V.S. and K.F.T. carried out complementary InSAR analysis. M.P. and J.F.P. carried out some complementary GNSS data processing. A.G.C., with collaboration of JF, developed the inversion software. A.G.C. and J.F. carried out the data modeling. J.F., J.E., A.G.C., M.P. and E.A. wrote the first draft of the manuscript, which was revised and discussed by all the authors. In summary, JF and AGC contributed equally to this work.

Competing interests
The authors declare no competing interests.

Additional information
Supplementary Information The online version contains supplementary material available at https://doi.org/10.1038/s41598-022-23998-w.

Correspondence and requests for materials should be addressed to J.F.

Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints.

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

© The Author(s) 2022

Discusión

El objetivo de esta tesis es el realizar un estudio sistemático de la complementariedad entre las técnicas GNSS e InSAR, desde los puntos de vista observacional y en la interpretación de resultados. A partir de múltiples casos de estudio que se presentan en los siete capítulos que conforman esta Tesis Doctoral, y que incluyen un total de cinco zonas de estudio diferentes, he podido establecer la complementariedad entre ambas técnicas atendiendo a diferentes factores. De estos trabajos, cinco de ellos se encuentra publicados en revistas SCI, mientras que dos de los trabajos que se presentan aún no han sido publicados.

La cuenca del Alto Guadalentín, que sufre una de las mayores tasas de subsidencia de Europa a consecuencia de la sobreexplotación del acuífero local, es estudiada en detalle en el primer capítulo de esta Tesis Doctoral mediante la aplicación de técnicas InSAR y GNSS con el objetivo de determinar con precisión la componente horizontal del desplazamiento. Los trabajos previos en esta zona, realizados a partir de técnicas InSAR, siempre habían ignorado esta componente por ser de menor magnitud que la componente vertical. Se demuestra, mediante avanzadas técnicas de inversión, que el ignorar esta componente horizontal puede tener graves consecuencias en la estimación del volumen de agua extraído del acuífero, un parámetro crítico a tener en cuenta para la planificación de la gestión de los recursos hídricos de la zona. De esta forma se pone en relieve que ambas técnicas, GNSS e InSAR, pueden ser complementarias en el estudio de la deformación de una zona, siendo el GNSS importante a la hora de establecer puntos de referencia en el procesado InSAR, así como en la validación de resultados. Otra conclusión importante de este estudio es que el uso de las técnicas InSAR, utilizando datos de la constelación Sentinel-1 con ambas geometrías (ascendente y descendente), podría utilizarse para realizar una vigilancia eficiente de esta zona, reduciendo significativamente los costes respecto a una vigilancia mediante observación GNSS. En el Capítulo 2, además, se comprueba que a partir del empleo de las técnicas de fusión de datos GNSS e InSAR se puede obtener un mapa de velocidad en las tres componentes de la deformación (x,y,z) combinando así ambas técnicas y supliendo las carencias que tiene cada una de las técnicas por separado. Para poder aplicar esta

técnica de fusión de datos se ha extendido la metodología existente para adaptarla a esta zona de estudio, de reducidas dimensiones, y utilizando por primera vez cuatro geometrías diferentes de adquisición, así como dos frecuencias diferentes. Esto se consigue mediante el procesado interferométrico de imágenes de Sentinel-1A con una resolución espacial media y una longitud de onda de ≈5.6 cm, así como procesando adquisiciones del satélite TerraSAR-X de alta resolución espacial y con una longitud de onda de ≈3.1 cm.

El Canal de Genil-Cabra es una infraestructura hidráulica crítica que permite suministrar agua a una zona de aproximadamente 40.000 hectáreas entre las poblaciones de Puente Genil (Córdoba) y Écija (Sevilla). En su cauce, a la altura de Puente Genil, es conocida la existencia de una ladera inestable cuyo desplazamiento hace necesarias constantes actuaciones para realizar reparaciones sobre la calzada de la carretera adyacente al canal (CV-179). La presencia de agua en la zona, que produce decorrelación en la señal radar, así como las pequeñas dimensiones de las zonas coherentes (zonas construidas), hace necesario el uso de imágenes de muy alta resolución para su estudio a partir de técnicas InSAR, entrando en el área de aplicación de las técnicas topográficas. Por ello, gracias a un proyecto de investigación con la agencia alemana DLR, se pudo estudiar a partir de imágenes de alta resolución, Staring Spotlight, del satélite TerraSAR-X, a la vez que se hacían campañas GPS para monitorizar la zona a partir de diferentes puntos de control situados en la zona de interés. La combinación de ambas observaciones mediante técnicas de fusión de datos ha permitido obtener mapas de velocidad tridimensionales con las tres componentes (x, y, z) de la zona, su uso por parte de las autoridades pertinentes puede permitir una mejor comprensión de la inestabilidad de la zona, así como planificar y presupuestar futuras actuaciones sobre la carretera. Este tipo de estudios, a tan pequeña escala, representan una aplicación novedosa de la interferometría radar de satélite, y que en un futuro próximo probablemente será un nuevo nicho de aplicaciones con gran importancia en ingeniería, compitiendo de forma directa con las técnicas topográficas usadas habitualmente en la actualidad.

La mayor demanda de recursos mineros, y especialmente los minerales críticos tales como tierras raras, es una de las consecuencias del aumento mundial de población y uno de los retos a los que se enfrentan las explotaciones mineras es la de realizar la extracción de estos recursos minimizando el impacto sobre la población, así como el impacto ambiental que conlleva. La inestabilidad del terreno es uno de los mayores peligros a los que se enfrenta la minería moderna, donde colapsos en cortas, compactación de materiales no consolidados en escombreras o deslizamientos en terrazas ocurren regularmente en los miles de minas existentes en todo el planeta. Con este objetivo se planteó el estudio de la Mina de Riotinto, en Huelva, una mina con más de dos mil años de historia que, hoy en día, sigue en explotación obteniéndose cobre como mineral principal. En este estudio, presentado en el

Capítulo 3 de esta Tesis Doctoral, se utilizaron los satélites de banda C de la Agencia Espacial Europea (ERS1/2, ENVISAT y Sentinel-1A) para realizar un estudio histórico entre los años 1992 y 2010, así como un estudio más reciente entre 2015 y 2017. Se demuestra como la segunda generación de satélites (Sentinel-1) puede proporcionar una gran resolución espacial y temporal en comparación con los satélites de primera generación (ERS1/2, ENVISAT). Esto ha permitido, además, desarrollar un sistema de representación de diferentes órbitas en una geometría común referenciada sobre la superficie terrestre, algo muy útil para su aplicación en el ámbito geotécnico ya que permite una sencilla interpretación y aumenta la densidad global de datos respecto a cada geometría por separado. Para este caso de estudio se comprueba como los datos GNSS en una de las zonas monitorizadas por la empresa minera responsable de la explotación, Atalaya Riotinto Minera S.L.U., corroboran los resultados obtenidos a partir de la interferometría radar en esta zona, actualmente sin actividad, la Corta Atalaya. Realizar estudios interferométricos en zonas donde se producen grandes cambios superficiales supone un reto, pues esto afecta significativamente a la coherencia interferométrica y se deben desarrollarse nuevas metodologías con este fin, y en este ámbito se ha concedido recientemente el proyecto "STONE, Control inteligente del terreno mediante tecnologías de vanguardia en la mina de Río Tinto, España" de la convocatoria "I+D+I de Colaboración Público-Privada" entre Atalaya Riotinto Minera S.L.U. y el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) que nos permitirá seguir trabajando en la zona y extender el estudio para monitorizar zonas como las presas de lodos, que son de gran interés debido al gran impacto ambiental que puede tener cualquier fallo estructural de estas.

Un estudio aún sin publicar es presentado en el Capítulo 4 de esta Tesis Doctoral: la complementariedad de ambas técnicas para realizar estudios a gran escala. La alta cobertura espacial, así como la gratuidad de los datos de la constelación Sentinel-1, abren la puerta a la realización de este tipo de estudios. En este capítulo se hace un estudio de los requerimientos técnicos, así como el almacenamiento de datos necesario para poder aplicar las técnicas InSAR con el objetivo de obtener resultados de toda la Península Ibérica e islas Canarias y Baleares, mientras que se destaca la importancia de poder fijar los parámetros geofísicos (tales como los puntos de referencia a utilizar, frecuencia temporal o filtrado atmosférico) para obtener datos de calidad. Una importante conclusión obtenida en este capítulo es capacidad de las técnicas InSAR para detectar deformaciones a priori desconocidas, tanto en ubicación como en el instante temporal de ocurrencia. Esto resulta imposible utilizando técnicas GNSS donde se requiere de la instalación de un receptor, en la zona que se deforma, antes o durante la ocurrencia de la deformación para poder caracterizarlo a partir de esta técnica.

Por último, se ha estudiado la complementariedad de ambas técnicas para el estudio y vigilancia de una zona volcánica como es la isla de La Palma. Esta isla, la segunda más joven del archipiélago canario, ha sido la más activa en los últimos 500 años. Los tres trabajos presentados en esta Tesis Doctoral han permitido detectar por primera vez, mediante el uso de técnicas geodésicas, el inicio de una reactivación volcánica en una isla del archipiélago canario, así como hacer un seguimiento temporal de las diferentes fases (preeruptiva, coeruptiva e inicio de la poseruptiva) para la erupción volcánica que se inició en septiembre de 2021.

En el Capítulo 5 se presenta un estudio en detalle del periodo 2006-2010 mediante el uso de tres técnicas geodésicas diferentes: GNSS, InSAR y microgravimetría. El estudio GNSS se realiza a partir de una red con una distribución de puntos relativamente homogénea para cubrir la totalidad de la isla y adquisiciones de datos GNSS mediante campañas de observación. Los datos de estas campañas permitieron establecer los puntos de referencia para el procesado interferométrico. Debido a las características del dataset del satélite ENVISAT fue necesario el uso de tres puntos de referencia que se determinaron usando la información de tres estaciones GNSS: JEDE, TIRI y SANO. Estas estaciones, que se mantuvieron estables en este periodo, no podrán ser utilizadas en los siguientes trabajos como puntos de referencia debido a la falta de datos GNSS en fechas posteriores. Se comprueba la necesidad de una monitorización InSAR para entornos volcánicos como la isla de La Palma puesto que esta técnica puede ofrecer una visión global de la zona de estudio, mientras que las técnicas GNSS únicamente detectan deformación en las zonas donde se encuentran los receptores/puntos de observación que, debido a su elevado coste de instalación y operacional, su número suele ser muy reducido. Los resultados de microgravimetría (de características observacionales similares) tampoco mostraron ninguna anomalía de gravedad significativa. Por tanto, la única técnica observacional geodésica que ha servido para detectar deformaciones anómalas, por primera vez presentes en el Valle de Aridane, y que motivarían los estudios posteriores, fue la interferometría radar de apertura sintética. Se demuestra en este trabajo las limitaciones que presenta la aplicación de la observación GNSS en vigilancia de deformación que pueda ir asociada a actividad volcánica. Estas se producen por las características de las redes de observación utilizadas en esta técnica (pocas estaciones, separadas por grandes distancias, importantes costes de instalación y mantenimiento u observación periódica) y las características de la deformación en zonas volcánicas como La Palma, y Canarias, donde los desplazamientos en superficies son de pequeña magnitud (pocos centímetros) y variables temporal y espacialmente durante periodos entre erupciones y fases preeruptivas hasta pocos días o semanas antes de la erupción. Esto lleva a considerar el InSAR, por su gran cobertura y resolución espacial, como una técnica fundamental en vigilancia geodésica de actividad volcánica en el archipiélago canario, apoyada por estaciones GNSS.

En el Capítulo 6 se presenta el segundo trabajo en la isla de La Palma, donde se detecta el inicio de la reactivación volcánica de la isla y que fue publicado tan sólo ocho meses antes de la erupción del volcán Tajogaite. En este trabajo se estudia la deformación usando técnicas InSAR para medir los desplazamientos en una gran parte de la superficie de la isla, y utilizando datos GNSS para establecer los puntos de referencia, así como para una validación de los resultados InSAR. Para el estudio InSAR se utilizaron los resultados previos del satélite ENVISAT junto con los datos de otros dos satélites de banda C: RADARSAT-2 y Sentinel-1A, permitiendo así obtener resultados de velocidad media para el periodo temporal comprendido entre 2006 y 2020. En los procesados InSAR se establecieron las semillas a partir de la información de la estación ARID operada por INVOLCAN y de la que únicamente se puede obtener información procesada, así como de la estación MAZO operada por GRAFCAN. Los resultados InSAR se validaron a partir de las observaciones de las estaciones permanentes LP01 y LPAL obteniéndose un buen ajuste entre ambas técnicas. En estos procesados radar se pone de manifiesto la importancia de utilizar un filtrado atmosférico en los resultados InSAR puesto que la perturbación en islas volcánicas oceánicas, como La Palma, puede llegar a dominar la señal, así como la necesidad de disponer de, al menos, dos geometrías (ascendente y descendente) para poder obtener resultados válidos durante el proceso de inversión a partir de los modelos desarrollados por nuestro grupo de investigación. Estos resultados confirman lo obtenido previamente en el estudio del Alto Guadalentín en el Capítulo 1. En resumen, se pone de manifiesto que para obtener un buen resultado interpretativo de los datos InSAR, estos deben contener la información sobre la deformación horizontal (datos de ambas órbitas) y ser lo más precisos posibles (con la realización de una buena corrección atmosférica). De esta forma, el gran número de datos disponibles permite obtener resultados inalcanzables con el uso de otros datos de deformación mucho más reducidos en número y cobertura espacial, aunque tengan también alta precisión.

A partir de estos resultados se encuentra que se está produciendo un ascenso de magma que se acumula en un reservorio localizado a unos 8-10 Km de profundidad, y se pudo situar el inicio de la reactivación volcánica entre los años 2009 y 2010. Cabe destacar que otro trabajo publicado en la misma época[107], realizan un estudio de la deformación superficial usando datos de las diferentes estaciones permanentes GNSS, en el que, debido a su disposición espacial, concluyen que no se produce deformación superficial.

El trabajo científico donde se publicaron estos resultados está teniendo un importante impacto mediático y científico, apareciendo en medios nacionales e internacionales y acumulando, a día 14 de diciembre de 2022, un total de 18 citas y más de 43.000 accesos al texto del artículo.

El último trabajo de este estudio de La Palma, presentado en el Capítulo 7, estudia la evolución temporal de la intrusión magmática en la isla de La Palma en los periodos preeruptivo, coeruptivo y poseruptivo, cubriendo así todo el año 2021. En este trabajo la interferometría radar vuelve a tener un papel principal, permitiendo obtener series temporales de datos de deformación para todo el periodo, en este caso utilizando únicamente la constelación de satélites Sentinel-1 y considerando todas las imágenes disponibles de los dos satélites (Sentinel-1A y Sentinel-1B).

En una erupción volcánica en una isla de reducidas dimensiones, como es La Palma, encontrar puntos que se mantengan estables durante todo el periodo estudiado es complicado, puesto que, en mayor o menor medida, toda la isla se ve perturbada por un evento de esta magnitud. Para la elección de una semilla para este periodo se utilizaron los resultados GNSS proporcionados por el IGN de una de las siete estaciones que operan en la isla, encontrando que la zona de menor deformación y con las características necesarias para poder usarse como semilla (alta coherencia temporal y topografía favorable) eran las inmediaciones de la estación LP02 situada en las inmediaciones del mirador El Time. Tras este estudio, en discusiones científicas del grupo durante el estudio, y tras analizar mis propuestas y resultados, se decidió incluir en el programa de interpretación, desarrollado por otros miembros del grupo, el ajuste de posibles desplazamientos del punto de referencia (o semilla) estimando así posibles pequeños desplazamientos que pudiesen existir y evitando su efecto sobre los resultados del modelado. Los resultados radar obtenidos permitieron estudiar la deformación preeruptiva en la isla en serie temporal y obtener, a partir de ésta, las fuentes que originaron dicha deformación, así como su evolución a lo largo del tiempo.

En la fase preeruptiva, a partir de los datos InSAR suministrados por mis estudios, se establece que unos 3.5 meses antes de la erupción aparece una intrusión magmática a unos 5 kilómetros al suroeste del cono volcánico principal de la posterior erupción, que crece con el tiempo y genera un reservorio somero a unos 3.5 kilómetros de profundidad. Esta información, obtenida a partir de técnicas InSAR podría haberse utilizado para realizar una planificación óptima de la distribución, número y ubicación de estaciones GNSS que cubriese la zona de interés, permitiendo caracterizar con mayor precisión la distribución de fuentes y aportando más información sobre el sistema de alimentación magmática y su evolución temporal en tiempo real en la fase inmediatamente previa a la erupción.

Durante la fase inicial de la erupción, dominados por los precursores habituales: una alta sismicidad (más de 6600 eventos registrados) y una fuerte deformación superficial (superior a 20 centímetros en la componente vertical), los resultados de la inversión de estos datos radar (LOS ascendentes y descendentes) muestran como el magma asciende aumentando el volumen del reservorio y se aprecia cómo mientras lo que podríamos denominar un ramal del reservorio superficial asciende

hacia la fisura eruptiva, aparecen otros dos intrusiones que, afortunadamente, no llegaron hasta la superficie. Estos están situados uno al sur de Puerto Naos y otro al oeste de Jedey. El disponer de miles de valores de deformación obtenidos con InSAR (frente a decenas de datos que suministraría el GNSS) permite, mediante el uso de una técnica de interpretación de última generación, el obtener una visión 3D del sistema de alimentación magmática, de las fracturas que se producen en el entorno, así como su evolución temporal. Obtener estos resultados a partir de la observación GNSS, bien utilizando las estaciones existentes en los meses previos a la erupción (de un número reducido y pertenecientes a diferentes instituciones provocando el que no se procesaran de forma conjunta) o incluso con los existentes actualmente, era imposible.

Por tanto, las opciones que permite la disponibilidad de este gran número de datos InSAR de alta precisión, cobertura y resolución espacial, permite determinar la configuración geométrica y ubicación del reservorio, además de la distribución de fracturas en su entorno, y la evolución temporal del conjunto de fuentes. Todo esto es una información importante para ayudar a explicar fenómenos poseruptivos como las emisiones de gases presentes en Puerto Naos y la Bombilla que provocan que las zonas sigan, hoy en día, desalojadas.

Durante la fase coeruptiva sin embargo, la baja resolución temporal de esta técnica (6 días por geometría utilizando dos satélites), así como la saturación de la señal a causa de los cambios en la superficie, no la hacen adecuada para estudiar las variaciones existentes en los fenómenos de deformación, que pueden variar en cuestión de horas e incluso minutos. Por tanto, durante la fase coeruptiva, como apoyo fundamental en la toma de decisiones, parece óptimo combinar los resultados InSAR con observaciones de una red de estaciones GNSS permanentes que puedan ofrecer datos en tiempo real.

No obstante, los resultados suministrados por la serie temporal de datos radar de deformación y su inversión durante la fase coeruptiva y el inicio de la poseruptiva, son, como puede verse en el trabajo publicado en *Scientific Reports*, de gran importancia tanto para el estudio científico del proceso eruptivo, como para apoyar la toma de decisiones. Por ejemplo, estos resultados no muestran una acumulación masiva de magma en el reservorio somero, como se observó en la fase anterior de inicio de la erupción, sino una alimentación directa desde zonas más profundas, apoyando la teoría de que después de los primeros días el magma provenía de zonas más profundas. No obstante, también se detecta la formación de un pequeño reservorio somero a una profundidad de 2 kilómetros entre Jedey y Puerto Naos que cesa su actividad a final de noviembre de 2021.

El estudio en detalle de cinco zonas diferentes afectadas por fenómenos de deformación superficial de origen natural y/o antrópico han permitido sentar las

bases para poder establecer la complementariedad de estas dos técnicas para su aplicación en diferentes ámbitos, obteniendo una serie de conclusiones desde un punto de vista observacional, así como en la interpretación de resultados que se discuten en el siguiente capítulo.

Conclusiones

Hemos visto que tanto la interferometría radar de apertura sintética (InSAR) como el GNSS son dos técnicas geodésicas ampliamente utilizadas para el control de la deformación superficial con gran precisión que además permiten la observación a diferentes escalas de diferentes tipos de fenómenos geológicos y antrópicos. A día de hoy, ambas técnicas son complementarias, pero para poder hacer estudios interferométricos es necesaria información previa de la zona de estudio, para lo que se suele requerir información de redes GNSS para poder establecer el punto de referencia, así como la validación de los resultados.

Determinar con precisión las componentes horizontales del desplazamiento es necesario para determinar la geometría de las fuentes mientras que la componente vertical nos aporta información sobre la profundidad de estas[51]. Por lo que para poder obtener la información más completa posible a la hora de interpretar la deformación del terreno necesitamos conocer ambos tipos de desplazamientos, vertical y horizontal, con la mayor densidad posible de puntos (pixeles) dato en la zona de estudio. Considerando esto, las características de ambas técnicas descritas en la Introducción y el Anexo 1, y los resultados descritos en los Capítulos 1 a 7, podemos completar de forma importante el objetivo fundamental de esta Tesis Doctoral: hacer un **estudio sistemático de la complementariedad de ambas técnicas geodésicas, desde los puntos de vista observacional y de su uso en la interpretación de resultados**, para en el estudio de peligros naturales y antrópicos.

Veamos las conclusiones obtenidas desde ambos enfoques:

Complementariedad Observacional

1) Los resultados de las técnicas InSAR son medidas de desplazamiento relativas con respecto a un pixel, o píxeles, de referencia (denominados semilla o semillas) con desplazamiento nulo o conocido. La determinación de esta referencia se suele determinar usando estaciones GNSS de las múltiples redes de observación continua disponibles. Esto se ha llevado a cabo en los trabajos descritos en los Capítulos 1 a 7. En el caso de monitorización de actividad volcánica en islas, como La Palma, donde la deformación puede variar

espacial y temporalmente, el disponer de valores de desplazamiento de diferentes estaciones GNSS en ubicaciones distribuidas en diferentes regiones de esta es fundamental para definir la semilla, o semillas apropiadas, como ha quedado demostrado en los Capítulos 5-7.

2) Científicamente la técnica InSAR es una técnica validada, pero en casos extremos (como puede ser el caso de la erupción en La Palma), o para la presentación de datos a la sociedad, administración o empresas como usuarios, no familiarizados todavía con la técnica, sigue siendo necesario disponer y presentar una validación de resultados con otra técnica independiente y aceptada de forma general. Esto nos lo permite realizar la observación GNSS. Esto se ha realizado en los Capítulos 1, 3 y 5-7. En el caso de monitorización de actividad volcánica en islas, como La Palma, la complementación de observación con diferentes técnicas y de diferentes parámetros es algo fundamental, y en particular, como veremos más adelante, en las diferentes etapas de actividad volcánica, como se ha mostrado en los Capítulos 5-7.

3) Otro aspecto observacional en el que se complementan ambas técnicas es en aspectos de cobertura espacial. La interferometría radar permite cubrir grandes zonas geográficas, pudiendo alcanzar actualmente cobertura continental, con resoluciones espaciales mucho mayores que la observación GNSS. Esto permite disponer de una cantidad de información de desplazamientos en superficie de alta precisión nunca disponibles anteriormente, capaz de suministrar información científico-técnica que todavía no es posible explotar completamente por falta de herramientas de interpretación adecuadas, como parecen ser las utilizadas en esta Tesis Doctoral. Por otro lado, el coste operacional del InSAR es infinitamente menor que el que sería necesario para obtener una densidad de datos comparables usando GNSS. El programa de observación de la Tierra Copernicus[79], cuya finalidad es la observación de alta calidad y de manera continua de la Tierra para la mejor gestión de los recursos naturales y la mitigación del cambio climático, ha marcado un antes y un después en el mundo de la teledetección. La política de libre disponibilidad de datos que ofrece ha facilitado enormemente el acceso a los datos de satélite lo que ha estandarizado su uso para múltiples usos, como por ejemplo las técnicas InSAR. Su éxito ha motivado que otras organizaciones adopten políticas similares, como por ejemplo la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (NASA)[134] y la Agencia India de Investigación Espacial (ISRO)[135] que seguirá una política de distribución de datos similares para el satélite NISAR de próximo lanzamiento. La investigación realizada en esta Tesis Doctoral no habría sido posible sin este tipo de programas. Los estudios a partir de

técnicas InSAR para la monitorización sistemática de zonas de estudio tiene unos costes operacionales inferiores respecto a la monitorización a través de redes GNSS, pudiendo además obtener una mayor cobertura espacial lo que genera un valor añadido descubriendo zonas inestables no conocidas con anterioridad y minimizando los daños que pueden producir realizando las actuaciones necesarias para su estabilización. Pese a que se requiere de una inversión inicial considerable, así como de formación específica para la aplicación de estas técnicas, la disponibilidad de datos gratuitos a nivel global de gran precisión a través del programa Sentinel-1 permite disminuir drásticamente los costes asociados a su implementación como servicio. El reciente fallo en el sistema de alimentación de la antena SAR sufrido por el satélite Sentinel-1B ha inutilizado el instrumento puesto que todos los intentos de reactivarlo han fracasado[136]. Esta situación ha llevado a la Agencia Espacial Europea a iniciar el proceso de desorbitación del satélite mermando significativamente la resolución temporal de la órbita, pasando de un tiempo de 6 días de revista a 12 días. Esto tiene consecuencias directas en las aplicaciones de monitorización que utilicen esta constelación de satélites. Afortunadamente el programa Copernicus es una prioridad para la Unión Europea, manteniendo un plan de financiación a largo plazo lo que ha llevado a adelantar el lanzamiento de los satélites Sentinel-1C y Sentinel-1D para poder mantener las observaciones de manera continua en el tiempo[137]. Esto se refleja en los resultados obtenidos en los Capítulos 1-7.

4) Otro aspecto importante es la complementariedad en cuanto a la opción de solventar distintas limitaciones de ambas técnicas. El InSAR funciona solo en zonas donde se mantiene la coherencia, pero esto no siempre sucede. En las zonas donde esto no ocurre se puede complementar la información usando GNSS (ver p.e., el Capítulo 5). Mientras que las estaciones GNSS solo se pueden instalar en zonas accesibles, estas se pueden complementar con la observación InSAR en zonas no accesibles (Capítulos 5-7). Adicionalmente, solo dispondremos de datos de deformación GNSS desde el momento de instalación del receptor en campo, y únicamente en las zonas donde estos se localizan, pudiéndose perder gran cantidad de información de la deformación temporal y espacialmente, lo que se puede resolver usando observación radar de satélite, disponible en gran parte de la superficie de Tierra sólida desde 1992. Este aspecto se trata en los Capítulos 1, 3,5-7.

5) Otra complementariedad en cobertura espacial es la que se origina por la mayor resolución disponible en los satélites de observación radar de segunda generación, que puede llegar a ser menor o igual a 1 m para satélites de banda X. Esto permite entrar en el campo de aplicación de la topografía, con mayores precisiones e incluso densidad de datos de observación, y menor coste para uso científico, aunque en uso comercial su coste se dispara a 2000-

3000 € por imagen, con lo que se debe hacer un estudio de coste/rendimiento. Esto se trata en el Capítulo 2.

6) Otro aspecto importante de complementariedad es la determinación de desplazamientos 3D. El disponer del campo de desplazamientos 3D del terreno, aparte de claras aplicaciones científicas (que veremos posteriormente), puede ser fundamental en aspectos de difusión de resultados a la sociedad, administraciones públicas y empresas, como usuarios de estos datos de desplazamiento. Todos entendemos un mapa de desplazamientos 3D en coordenadas (X, Y, Z), pero solo usuarios expertos pueden entender mapas de desplazamientos LOS obtenidos para órbitas ascendentes y descendentes. Actualmente no existe ninguna técnica geodésica que permita obtener datos 3D con alta precisión, cobertura y resolución espacial. La fusión de datos GNSS e InSAR, o de InSAR con diferentes satélites, o su combinación con datos de deformación determinados a partir de observaciones con sensores ópticos, permite solventar este problema y facilitar el entendimiento de los resultados obtenidos. Esto se trata en el Capítulo 2.

7) Un aspecto de gran importancia en esta complementariedad entre ambas técnicas se presenta en la vigilancia temporal de peligros naturales, en particular en la vigilancia de actividad volcánica, como el caso de la isla de La Palma estudiada en los Capítulos 5-7. Hemos visto que solo el InSAR (usando semillas determinadas con apoyo GNSS) nos permite estudiar todo el ciclo de actividad volcánica (periodo entre erupciones, preeruptivo, coeruptivo y poseruptivo), en particular en zonas volcánicas caracterizadas por deformaciones pequeñas (pocos cm) salvo en periodos muy próximos a la una erupción, y que cambian espacial y temporalmente (como ocurre en Canarias). En todas las fases, su alta cobertura y resolución espacial, permite detectar las posibles deformaciones siendo una técnica especialmente aplicable y adecuada en vigilancia para fenómenos que ocurren más lentamente que el periodo de revisita del satélite utilizado en la observación (p.e, 6 o 12 para el caso de Sentinel-1). En las zonas no coherentes debería usarse GNSS. En la fase coeruptiva, donde es necesario disponer de resultados en tiempo lo más posible al real posible, el InSAR da una información incompleta, aunque importante (Capítulo 7), por lo que debe usarse una red GNSS de observación continua, con un número de estaciones y una disposición adecuada (dentro de lo posible), que nos permita usar las técnicas de interpretación apropiadas para hacer un seguimiento de la evolución temporal del sistema de alimentación magmático en tiempo real. En la definición de la distribución y el número adecuado de estaciones GNSS que formen esta red resulta necesaria la información obtenida a partir de la técnica InSAR (ver resultados en el Capítulo 7).

Complementariedad en la interpretación de resultados

Las aplicaciones científicas del conocimiento del desplazamiento 3D son muy importantes, ya que como se ha descrito previamente la componente vertical suministra información sobre la profundidad a la que se encuentra la fuente perturbadora, y las componentes horizontales sobre su geometría[51], pudiendo suministrar también información sobre las propiedades reológicas de la corteza inferior o el manto en el estudio de actividad sísmica o volcánica[52]. La técnica GNSS nos proporciona información 3D, pero con pocas estaciones y no siempre distribuidas cubriendo zonas amplias. El InSAR nos proporciona datos 1D o 2D usando solo imágenes adquiridas en una o en las dos órbitas (ascendente y descendente) con gran cobertura y resolución espacial. La información de desplazamiento vertical y E-W estaría proyectada en los correspondientes desplazamientos LOS. Los resultados obtenidos en los Capítulos 1-7 permiten obtener las siguientes conclusiones sobre cómo se complementan ambas técnicas en la interpretación de los desplazamientos medidos:

8) Realizar simplificaciones asumiendo que la deformación detectada por las técnicas InSAR tiene únicamente componente vertical, como se ha hecho habitualmente en el pasado, puede resultar en errores en la interpretación del resultado como hemos visto en el Capítulo 1 en el caso del Alto Guadalentín.

9) Las técnicas InSAR ofrecen resultados unidimensionales en la línea de visión del satélite (LOS), y puesto que son sensores de visión lateral, la geometría de adquisición es compleja involucrando diferentes ángulos de incidencia. La descomposición de este vector en una geometría común referenciada a la superficie, usando técnicas geométricas cuando se puede asumir una dirección predominante para la deformación como las presentadas en el Capítulo 3 de este trabajo, así como las más avanzadas técnicas de fusión de datos presentadas en el Capítulo 2 y que requieren de una densa red GNSS para su cálculo, son necesarias para una interpretación más precisa e intuitiva de los resultados obtenidos por estas técnicas y facilitando su uso en entornos geotécnicos. Desgraciadamente no suele ser el caso habitual. Por cuestiones de operatividad no se ha tenido la oportunidad de realizar la inversión de datos 3D provenientes de una fusión de datos GNSS e InSAR, quedando este aspecto como trabajo futuro.

10) Cuando se dispone de un número de estaciones GNSS reducido (hasta varias decenas, hemos comprobado que la inclusión de los datos 3D GNSS (aproximadamente un centenar de valores dato) en una inversión conjunta con datos InSAR (preferiblemente LOS ascendentes y descendentes, siendo varios miles de datos) es despreciable (las fuentes obtenidas y sus

características no cambian). Por ello lo apropiado en cuanto eficiencia y rapidez de cálculo en la interpretación, y minimizando el coste de la observación, es usar datos InSAR en la interpretación, quedando la observación GNSS básicamente para la definición de semillas y tareas de validación, cuando sean necesarias. Ver Capítulos 1, 5-7.

11) También podemos usar la descomposición en componentes E-W y vertical del desplazamiento partiendo de las observaciones LOS ascendentes y descendentes. Esto, al utilizar ciertas aproximaciones en su cálculo puede introducir pequeños errores en la inversión, como hemos comprobado en la inversión de las deformaciones centimétricas en el caso de la reactivación volcánica de la isla de La Palma, por lo que se considera más adecuado usar directamente, y de forma conjunta, los datos LOS ascendentes y descendentes. Esto se apoya en los resultados obtenidos en los Capítulos 1, 6 y 7. La inversión en serie temporal de estos datos suministra una información que puede utilizarse para planificar y densificar la monitorización en esas zonas para su posterior estudio. En el caso concreto de La Palma, el uso de la información obtenida a partir de la aplicación de modelos de inversión a los datos de deformación superficial presentados en el Capítulo 7 de esta Tesis Doctoral, hubiese permitido la densificación de la red GNSS en la zona sur de la isla, facilitando un mejor seguimiento de la erupción en tiempo real y sirviendo para una mejor gestión de la emergencia por los servicios de protección civil.

No quiero terminar esta Tesis Doctoral sin mencionar algunos trabajos futuros, cuyo desarrollo se ha puesto de manifiesto al desarrollarla. Aparte del ya mencionado en la conclusión 9) resultan de interés los siguientes:

a) Un procesado radar a gran escala con cobertura nacional tendría un gran valor a nivel científico y geotécnico. Pese a que ya existen algunas iniciativas similares[138,139] con diferentes grados de cobertura, para determinadas aplicaciones es necesario poder controlar los parámetros geofísicos del procesado tales como el punto de referencia a utilizar, el *multilook* empleado (que condiciona la resolución espacial) o el filtrado atmosférico a emplear. Además, la posibilidad de fijar la resolución temporal de los resultados puede resultar crítico ante eventos puntuales como la erupción volcánica de la isla de La Palma, donde se requiere la mayor cantidad de información posible para realizar un seguimiento de esta. En los servicios actuales es imposible controlar ninguno de estos parámetros.
   En este aspecto, desde el Laboratorio de Teledetección del IGEO se ha trabajado para actualizar las infraestructuras disponibles y dotarlas de la

capacidad de cálculo y almacenamiento necesarias para realizar un proyecto de estas dimensiones.

En esta línea, los resultados de un procesado a gran escala pueden combinarse con las técnicas de fusión de datos para obtener mapas de deformación tridimensionales. Para ello es necesario disponer de resultados GNSS que pueden ser obtenidos a partir de la red de estaciones permanentes de las diferentes redes autonómicas, así como de la red nacional del IGN. Una característica a tener en cuenta en la aplicación de estas técnicas es el efecto que introducen las fallas en la deformación, actuando como discontinuidades de esta, por lo que se deben considerar como tal en el cálculo.

Estos resultados pueden tener un gran valor, tanto a nivel científico como geotécnico, por ello resulta imprescindible ponerlos a disposición de la sociedad desarrollando sistemas de visualización que simplifiquen su uso en diferentes ámbitos.

b) Las Islas Canarias requieren de un estudio en profundidad para determinar el estado de actividad de cada una de ellas, trabajo que actualmente estamos desarrollando. Una de las ventajas de la metodología aplicada en La Palma es que puede aplicarse a cualquier otra isla volcánica oceánica de características similares, existiendo en el planeta cientos de potenciales casos de estudio. La detección de intrusiones magmáticas con meses de antelación a una erupción volcánica sería de gran valor para los servicios de prevención de riesgos permitiendo minimizar los daños ocasionados por este fenómeno natural.

El futuro lanzamiento del primer satélite radar de apertura sintética bifrecuencia NISAR, un proyecto conjunto entre NASA[134] e ISRO[135], brinda una oportunidad única para un estudio en detalle del archipiélago canario. La posibilidad de usar adquisiciones con una mayor longitud de onda (banda L, $\lambda \approx 24$ cm) permitirá una mayor penetración de la señal a través de la densa vegetación presente en las islas mientras que disponer de adquisiciones simultáneas con una longitud de onda menor (banda S, $\lambda \approx 9$ cm) permitirá determinar con mayor detalle la contribución atmosférica, dos de las mayores dificultades de la aplicación de técnicas InSAR en las Islas Canarias. Además, los responsables de la misión se han comprometido a adoptar una política de distribución de datos similar al programa Copernicus, lo que facilitará enormemente el acceso a los datos y, en consecuencia, los estudios interferométricos.

Conclusions

We have seen that both synthetic aperture radar interferometry (InSAR) and GNSS are two widely used geodetic techniques for monitoring surface deformation with great precision allowing the observation at different scales of different types of geological and anthropic phenomena. Nowadays, both techniques are complementary, but in order to carry out interferometric studies, prior information on the study area is necessary, for which information from GNSS networks is usually required to establish the reference point, as well as for validating results.

Precise determination of the horizontal components of the displacement is necessary to determine the geometry of the sources, while the vertical component provides us with information on the depth of the sources[51]. Therefore, to obtain the most complete information possible when interpreting measured ground deformation, we need to know both types of displacements, vertical and horizontal, with the highest possible density of data points (pixels) in the study area. Taking this into consideration, the characteristics of both techniques described in the Introduction and Annex 1, and the results described in Chapters 1 to 7, we can complete the fundamental objective of this Ph.D. Thesis: to carry out a **systematic study of the complementarity of both geodetic techniques, from the observational points of view and their use in the interpretation of results**, for the study of natural and anthropic hazards.

Let us review the conclusions drawn from both approaches:

Observational Complementarity

1) The InSAR technique results in relative displacement measurements with respect to a reference pixel, or pixels, (called seed(s)) with zero or known displacement. This reference is usually determined using the information from the available continuous network of GNSS stations. This has been done for the work described in Chapters 1 to 7. In the case of monitoring volcanic activity on islands, such as La Palma, where deformation can vary spatially and temporally, the availability of displacement values from different GNSS stations at locations distributed at different regions of the island is fundamental to define the appropriate seed, or seeds, as has been demonstrated in Chapters 5 to 7.

2) Scientifically, the InSAR technique is a validated technique, but in extreme cases (such as the eruption at La Palma), or for the presentation of data to society, public administrations or companies as users, not yet familiar with the technique, it is still necessary to present a validation comparing results from another independent and generally accepted technique. This can be done by comparing the InSAR processing results with the GNSS observations. This has been done in Chapters 1, 3 and 5 to 7. In the case of monitoring volcanic activity on islands, such as La Palma, the complementation of observation with different techniques and different parameters is fundamental, and in particular, as we will see later, in the different stages of volcanic activity, as has been shown in Chapters 5 to 7.

3) Spatial coverage is an added aspect in which both techniques complement each other. Radar interferometry makes it possible to cover large geographical areas, currently reaching continental coverage, with much higher spatial resolutions than GNSS observation. This makes available a quantity of high-precision surface displacement information never previously available, capable of providing scientific-technical information that is not yet fully exploitable due to the lack of suitable interpretation tools, such as those used in this Ph.D. Thesis. On the other hand, the operational cost of InSAR is infinitely lower than what would be necessary to obtain a comparable data density using GNSS. The Copernicus Earth observation program[79], which aims at high-quality and continuous observation of the Earth for better management of natural resources and mitigation of climate change, has marked a turning point in the world of remote sensing. Its policy of open data availability has greatly facilitated access to satellite data and standardized its use for multiple applications, such as InSAR techniques. Its success has prompted other organizations to adopt similar policies, such as the National Aeronautics and Space Administration (NASA)[134] and the Indian Space Research Organization (ISRO)[135], which will follow a similar data distribution policy for the soon-to-be-launched NISAR satellite. The research conducted in this PhD thesis would not have been possible without such programs. Studies based on InSAR techniques for the systematic monitoring of study areas have lower operational costs than monitoring through GNSS networks and can obtain greater spatial coverage, which generates added value by discovering previously unknown unstable areas and minimizing the damage they can cause by carrying out the necessary actions to stabilize them. Although a considerable initial investment is required, as well as specific training for the application of these techniques, the availability of free, highly accurate global data through the Sentinel-1 program drastically reduces the costs associated with its implementation as a service. The recent failure of the

SAR antenna's power system of the Sentinel-1B satellite has rendered the instrument unusable, as all attempts to reactivate it have failed[136]. This situation has led the European Space Agency to initiate the de-orbiting process of the satellite, significantly reducing the time resolution of the orbit from 6 days to 12 days. This has direct consequences for monitoring applications using this satellite constellation. Fortunately, the Copernicus program is a priority for the European Union, maintaining a long-term funding plan, which has led to the early launch of the Sentinel-1C and Sentinel-1D satellites to maintain continuous observations over time[137]. This is reflected in the results obtained in Chapters 1 to 7.

4) Another important aspect is the complementarity of both techniques in terms of overcoming their limitations. InSAR works only in areas where interferometric coherence is maintained; this is not always the case. In areas where this is not the case, the information can be complemented using GNSS (see e.g. Chapter 5). GNSS can only be installed in accessible areas and can be complemented by InSAR observation in non-accessible areas (Chapters 5 to 7). In addition, GNSS deformation data will only be available from the time the receiver is installed in the field, and in the areas where it is located, and a large amount of deformation information can be lost temporally and spatially, which can be resolved by using satellite radar observation, available over much of the solid Earth surface since 1992. This is discussed in Chapters 1, 3 and 5 to 7.

5) Another complementarity in spatial coverage is the higher resolution available in second-generation radar observation satellites, which can be less than or equal to 1m. This makes it possible to enter in competition with the surveying observation techniques, with greater precision and even density of observation data, and lower cost for scientific use, although in commercial use their cost soars to 2000-3000 € per image, which means that a cost/performance study must be carried out. This is discussed in Chapter 2.

6) Another important aspect of complementarity is the determination of 3D displacement fields. To have 3D surface displacement field maps, apart from clear scientific applications (which we will see later), can be fundamental for the dissemination of results to society, public administrations and the private sector, as the potential users of these displacement data. We all understand a 3D displacement map with coordinates (x, y, z), but only subject-matter experts can understand LOS displacement maps obtained for ascending and descending orbits. Currently, there is no geodetic technique that allows obtaining 3D displacement data with high accuracy, coverage and spatial resolution. The

fusion of GNSS and InSAR, or GNSS and multiple SAR satellites InSAR data, or both previous with deformation data obtained from optical sensors, can solve this problem and facilitates the understanding of the results. This is discussed in Chapter 2.

7) An aspect of the great importance of the complementarity between both techniques is related to the temporal monitoring of natural hazards, in particular in the monitoring of volcanic activity, such as the case of the island of La Palma studied in Chapters 5 to 7. We have seen that only InSAR (using seeds determined with GNSS support) allows us to study the whole cycle of volcanic activity (inter-eruptive, pre-eruptive, co-eruptive and post-eruptive period), in particular in volcanic areas characterized by small deformations (few cm) except in periods very close to an eruption, and which change spatially and temporally (as occurs in the Canary Islands). In all phases, its high coverage and spatial resolution allow for the detection of possible deformations, being a particularly applicable and suitable technique for monitoring phenomena that occur slower than the revisit period of the satellite used in the observation (e.g. 6 or 12 in the case of Sentinel-1). GNSS should be used in non-coherent areas. In the co-eruptive phase, where it is necessary to have results as close to real-time as possible, InSAR gives incomplete but important information (Chapter 7), so a GNSS network for continuous observation should be used, with several stations and a suitable layout (as far as possible), allowing us to use the correct interpretation techniques to monitor the time evolution of the magmatic supply system in real-time. In the definition of the distribution and the appropriate number of GNSS stations to form this network, the InSAR information obtained (see results in Chapter 7) is essential for us.

Complementarity of interpretation of results

The scientific applications of 3D displacement are significant since, as previously described, the vertical component provides information on the depth at which the disturbance source is located, and the horizontal components of its geometry [51], and can also provide information on the rheological properties of the lower crust or the mantle in the study of seismic or volcanic activity [52]. The GNSS technique provides us with 3D information, but with fewer stations and not always distributed over large areas. InSAR technique provides 1D or 2D data using only images acquired in one or both orbits (ascending and descending) with high coverage and spatial resolution. The vertical and E-W displacement information would be projected onto the corresponding LOS offsets. The results obtained in Chapters 1 to 7 allow the following conclusions on how the two techniques complement each other in the interpretation of the measured displacements:

8) Making simplifications assuming that the deformation detected by InSAR techniques has only a vertical component, as has been done in the past, can result in errors in the interpretation of the result as we have seen in Chapter 1 in the case of the Alto Guadalentín.

9) InSAR techniques offer one-dimensional results in the satellite's line of sight (LOS), and since they are side-viewing sensors, the acquisition geometry is complex involving different angles of incidence. The decomposition of this vector into a common geometry referenced to the surface, using geometric techniques when a predominant direction for the deformation can be assumed such as those presented in Chapter 3 of this work, as well as the more advanced data fusion techniques presented in Chapter 2 and requiring a dense GNSS network for their calculation, are necessary for a more accurate and intuitive interpretation of the results obtained by these techniques and facilitating their use in geotechnical environments. Unfortunately, this is not usually the case. For operational reasons, we have not had the opportunity to perform the inversion of 3D data from a fusion of GNSS and InSAR data, leaving this aspect for future work.

10) When a small number of GNSS stations are available (up to several dozens), we have found that the inclusion of 3D GNSS data (approximately one hundred data values) in a joint inversion with InSAR data (preferably upward and downward LOS, several thousand values) is negligible (the sources obtained and their characteristics do not change). Therefore, in terms of efficiency and speed of calculation, and to minimize the cost of the observation, it is appropriate to use InSAR data in the interpretation, leaving the GNSS observation for the definition of seeds and validation when needed. See Chapters 1, 5 to 7.

11) We can also use the decomposition into E-W and vertical components of the displacement based on the upward and downward LOS observations. This, when using certain approximations in its calculation can introduce small errors in the inversion, as we have verified in the inversion of the centimetric deformations in the case of the volcanic reactivation for the island of La Palma, so it is considered more appropriate to use directly, and jointly, the upward and downward LOS data. This is supported by the results obtained in Chapters 1, 6 and 7. The time series inversion of these data provides information that can be used to plan and densify monitoring in these areas for further study. In the specific case of La Palma, the use of the information obtained from the application of inversion models to the surface deformation data presented in Chapter 7 of this Ph.D. Thesis

would have allowed for the densification of the GNSS network in the southern part of the island, facilitating real-time monitoring of the eruption and serving for improved emergency management by the civil protection services.

I cannot end this Ph.D Thesis without mentioning some future work, the development of which has become apparent in the course of the thesis. Apart from the already mentioned in conclusion 9), the following are of interest:

a) Large-scale radar processing with national coverage would be of great scientific and geotechnical value. Although some similar initiatives already exist [138,139] with different degrees of coverage, for certain applications it is necessary to be able to control the geophysical parameters of the processing, such as the reference point to be used, the multilook used (which conditions the spatial resolution) or the atmospheric filtering to be used. In addition, the possibility of setting the temporal resolution of the results can be critical for specific events such as the volcanic eruption of the island of La Palma, where the greatest possible amount of information is required to monitor it. It is impossible to control any of these parameters with the current services.
In this spirit, the IGEO Remote Sensing Laboratory has worked to update the available infrastructures and equip them with the necessary calculation and storage capacity to carry out a project of this size.
For this purpose, the results of large-scale processing can be combined with data fusion techniques to obtain three-dimensional deformation maps. This requires GNSS results that can be obtained from the network of permanent stations of the different regional networks, as well as from the national IGN network. A point to be taken into account in the application of these techniques is the effect that faults introduce in the deformation, as they act as discontinuities and must be considered as such in the calculation.
These results can be of great value, both scientifically and geotechnically, and it is, therefore, essential to make them available to society by developing visualization systems that simplify their use in different fields.

b) The Canary Islands require an in-depth study to determine the state of activity of each island, work that we are currently carrying out. One of the advantages of the methodology applied in La Palma is that it can be applied to any other oceanic volcanic island with similar characteristics, with hundreds of potential case studies on the planet. The detection of magmatic intrusions months in advance of a volcanic eruption would be of great value to risk prevention services, allowing them to minimize the damage caused by this natural phenomenon.
The future launch of the first dual-frequency synthetic aperture radar satellite NISAR, a joint project between NASA[134] and ISRO[135], provides a unique

opportunity for a detailed study of the Canary Islands. The possibility of using longer wavelength acquisitions (L-band, $\lambda \approx 24$ cm) will allow greater penetration of the signal through the dense vegetation present on the islands, while simultaneous shorter wavelength acquisitions (S-band, $\lambda \approx 9$ cm) will allow the atmospheric contribution to be determined in greater detail, two of the greatest difficulties in applying InSAR techniques in the Canary Islands. In addition, the mission managers are committed to adopting a data distribution policy similar to the Copernicus program, which will greatly facilitate access to the data and, consequently, interferometric studies.

Referencias

1. Tralli, D. M., Blom, R. G., Zlotnicki, V., Donnellan, A. & Evans, D. L. Satellite remote sensing of earthquake, volcano, flood, landslide and coastal inundation hazards. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **59**, 185–198 (2005).

2. Bilham, R. The seismic future of cities. *Bulletin of Earthquake Engineering 2009 7:4* **7**, 839–887 (2009).

3. González Méndez, P. J. Medida y caracterización de deformaciones usando técnicas geodésicas y de teledetección. Aplicación en volcanología y sismotectónica. (Universidad Complutense de Madrid, 2010).

4. Fernández, J., González, P. J., Camacho, A. G., Prieto, J. F. & Brú, G. An Overview of Geodetic Volcano Research in the Canary Islands. *Pure Appl Geophys* **172**, 3189–3228 (2015).

5. Fernández, J., Pepe, A., Poland, M. P. & Sigmundsson, F. Volcano Geodesy: Recent developments and future challenges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **344**, 1–12 (2017).

6. Fernández, J. *et al.* Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. *Sci Rep* **8**, 14782 (2018).

7. Terranova, C., Ventura, G. & Vilardo, G. Multiple causes of ground deformation in the Napoli metropolitan area (Italy) from integrated Persistent Scatterers DinSAR, geological, hydrological, and urban infrastructure data. *Earth Sci Rev* **146**, 105–119 (2015).

8. Tanyaş, H. *et al.* Presentation and Analysis of a Worldwide Database of Earthquake-Induced Landslide Inventories. *J Geophys Res Earth Surf* **122**, 1991–2015 (2017).

9. Haque, U. *et al.* The human cost of global warming: Deadly landslides and their triggers (1995–2014). *Science of The Total Environment* **682**, 673–684 (2019).

10. Klose, M., Highland, L., Damm, B. & Terhorst, B. Estimation of direct landslide costs in industrialized countries: Challenges, concepts, and case study. *Landslide Science for a Safer Geoenvironment: Volume 2: Methods of Landslide Studies* 661–667 (2014) doi:10.1007/978-3-319-05050-8_103/COVER.

11. Sim, K. ben, Lee, M. L. & Wong, S. Y. A review of landslide acceptable risk and tolerable risk. *Geoenvironmental Disasters* **9**, 1–17 (2022).

12. Camacho, A. G., Fernández, J., Samsonov, S. v., Tiampo, K. F. & Palano, M. 3D multi-source model of elastic volcanic ground deformation. *Earth Planet Sci Lett* **547**, 116445 (2020).

13. Herrera-García, G. *et al.* Mapping the global threat of land subsidence. *Science (1979)* **371**, 34–36 (2021).

14. Camacho, A. G. & Fernández, J. Modeling 3D Free-geometry Volumetric Sources Associated to Geological and Anthropogenic Hazards from Space and Terrestrial Geodetic Data. *Remote Sensing 2019, Vol. 11, Page 2042* **11**, 2042 (2019).

15. Camacho, A. G., Díaz, J. I. & Fernández, J. Introduction: Linking Earth Sciences and Mathematics. *Pure and Applied Geophysics 2008 165:6* **165**, 997–1001 (2008).

16. Geospatial Information Authority of Japan. GEONET. https://www.gsi.go.jp/ENGLISH/geonet_english.html.

17. Palano, M., González, P. J. & Fernández, J. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth Planet Sci Lett* **430**, 439–447 (2015).

18. ESA. COSMO-SkyMed. https://earth.esa.int/eogateway/missions/cosmo-skymed.

19. Samsonov, S. v. *et al.* Multidimensional Small Baseline Subset (MSBAS) for volcano monitoring in two dimensions: Opportunities and challenges. Case study Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **344**, 121–138 (2017).

20. Beato, M., Coratella, G., Stiff, A. & Iacono, A. dello. The validity and between-unit variability of GNSS units (STATSports apex 10 and 18 Hz) for measuring distance and peak speed in team sports. *Front Physiol* **9**, 1288 (2018).

21. Cannavò, F. *et al.* Real Time Tracking of Magmatic Intrusions by means of Ground Deformation Modeling during Volcanic Crises. *Scientific Reports 2015 5:1* **5**, 1–10 (2015).

22. Nevada Geodetic Laboratory. MAGNET + Global GPS Network Map. http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/gpsnetmap/GPSNetMap_MAG.html.

23. Space News. Thales Alenia Space Signs Contract To Build 2 More Sentinel Satellites for ESA. https://spacenews.com/thales-alenia-space-signs-contract-to-build-2-more-sentinel-satellites-for-esa/.

24. BBC News. European Sentinel satellites to map global CO2 emissions. https://www.bbc.com/news/science-environment-53613336 (2020).

25. Copernicus. Access to data. https://www.copernicus.eu/en/access-data (2022).

26. Airbus. Pioneering sustainable aerospace. https://www.airbus.com/en.

27. Hisdesat. https://www.hisdesat.es/.

28. DLR. COFUR Prices for TerraSAR-X – products (scientific use). https://sss.terrasar-x.dlr.de/docs/pricelist_04.pdf

29. Rosen, P. A. *et al.* The InSAR scientific computing environment 3.0: A flexible framework for NISAR operational and user-led science processing. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* **2018-July**, 4897–4900 (2018).

30. GitHub. insarlab/MintPy: Miami InSAR time-series software in Python. https://github.com/insarlab/MintPy.

31. Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P. & Peltzer, G. Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophys Res Lett* **38**, n/a-n/a (2011).

32. Yunjun, Z. *et al.* Range Geolocation Accuracy of C-/L-Band SAR and its Implications for Operational Stack Coregistration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **60**, (2022).

33. Dares Technology. Looking Forward – InSAR worlwide monitoring. http://dares.tech/.

34. TRE ALTAMIRA - A CLS Group Company. InSAR. https://site.tre-altamira.com/.

35. Ferretti, A. *et al.* A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **49**, 3460–3470 (2011).

36. Hohensinn, R. *et al.* Low-Cost GNSS and Real-Time PPP: Assessing the Precision of the u-blox ZED-F9P for Kinematic Monitoring Applications. *Remote Sens (Basel)* **14**, 5100 (2022).

37. MIT. GAMIT/GLOBK. http://geoweb.mit.edu/gg/.

38. MIT. Massachusetts Institute of Technology. https://www.mit.edu/.

39. del Soldato, M., Confuorto, P., Bianchini, S., Sbarra, P. & Casagli, N. Review of Works Combining GNSS and InSAR in Europe. *Remote Sensing 2021, Vol. 13, Page 1684* **13**, 1684 (2021).

40. Tomás, R. *et al.* Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: A review of practical issues through cases in Spain. *Environ Earth Sci* **71**, 163–181 (2014).

41. Bonì, R. *et al.* Twenty-year advanced DInSAR analysis of severe land subsidence: The Alto Guadalentín Basin (Spain) case study. *Eng Geol* **198**, 40–52 (2015).

42. Lees, M., Knight, R., Unversity, S. & Smith, R. Modeling 65 Years of Land Subsidence in California's San Joaquin Valley. (2021) doi:10.21203/RS.3.RS-609832/V1.

43. López-Comino, J. Á., Mancilla, F. D. L., Morales, J. & Stich, D. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophys Res Lett* **39**, 3301 (2012).

44. González, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavó, F. & Fernández, J. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geoscience 2012 5:11* **5**, 821–825 (2012).

45. Blanco-Sànchez, P., Mallorquí, J. J., Duque, S. & Monells, D. The Coherent Pixels Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring. *Earth Sciences and Mathematics* 1167–1193 (2008) doi:10.1007/978-3-7643-8907-9_10.

46. Intituto Geográfico Nacional (IGN). Centro de Descargas del CNIG (IGN). http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/catalogo.do?Serie=MDT02.

47. González, P. J. *et al.* The 2014-2015 eruption of Fogo volcano: Geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophys Res Lett* **42**, 9239–9246 (2015).

48. Camacho, A. G., Fernández, J. & Cannavò, F. PAF: A software tool to estimate free-geometry extended bodies of anomalous pressure from surface deformation data. *Comput Geosci* **111**, 235–243 (2018).

49. Camacho, A. G., González, P. J., Fernández, J. & Berrino, G. Simultaneous inversion of surface deformation and gravity changes by means of extended bodies with a free geometry: Application to deforming calderas. *J Geophys Res* **116**, B10401 (2011).

50. Polcari, M. *et al.* 3D displacement field retrieved by integrating Sentinel-1 InSAR and GPS data: the 2014 South Napa earthquake. *https://doi.org/10.5721/EuJRS20164901* **49**, 1–13 (2017).

51. Dieterich, J. H. & Decker, R. W. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism. *J Geophys Res* **80**, 4094–4102 (1975).

52. Folch, A., Fernández, J., Rundle, J. B. & Martí, J. Ground deformation in a viscoelastic medium composed of a layer overlying a half-space: A comparison between point and extended sources. *Geophys J Int* **140**, 37–50 (2000).

53. Samsonov, S., Tiampo, K., Rundle, J. & Li, Z. Application of DInSAR-GPS optimization for derivation of fine-scale surface motion maps of southern California. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **45**, 512–521 (2007).

54. Airbus Defence and Space. TerraSAR-X / TanDEM-X. https://www.intelligence-airbusds.com/en/8694-terrasar-x-tandem-x.

55. Bru, G. *et al.* Suitability Assessment of X-Band Satellite SAR Data for Geotechnical Monitoring of Site Scale Slow Moving Landslides. *Remote Sens (Basel)* **10**, 936 (2018).

56. Instituto Geográfico Nacional. Centro de Descargas del CNIG (IGN). https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/.

57. Schwarzenberg-Czerny, A. On matrix factorization and efficient least squares solution. *Astron Astrophys Suppl Ser* **110**, (1995).

58. Polcari, M. *et al.* An improved data integration algorithm to constrain the 3D displacement field induced by fast deformation phenomena tested on the Napa Valley earthquake. *Comput Geosci* **109**, 206–215 (2017).

59. Fernández, J. Estudio de Riesgos Geológico-Geotécnicos por Explotación de Acuíferos Mediante Técnicas Espaciales y Terrestres. (AQUARISK)" (ESP2013-47780-C2-1,2-R).

60. UP42 Documentation. TerraSAR-X. https://docs.up42.com/tasking/datasets/terrasar-x.

61. Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. & McClusky, S. C. *GAMIT Reference Manual. GPS Analysis at MIT GLOBK, Release 10.6*. (Massachusetts Institute of Technology, 2015).

62. United Nations. A/CONF.151/26/Vol.I: Rio Declaration on Environment and Development. *Report of the United Nations Conference on Environment and Development* **I**, (1992).

63. The World Bank. Uganda - Sustainable Management Of Mineral Resources Project (English). *https://documents.worldbank.org/en/publication/documents-reports/documentdetail/126511474648897466/uganda-sustainable-management-of-mineral-resources-project* (2014).

64. Girard, J. M., Mayerle, R. T. & McHugh, E. L. Advances in Remote Sensing Techniques for Monitoring Rock Falls and Slope Failures. in *17th Intl Conference on Ground Control in Mining* 326–331 (1998).

65. Wang, Q., Guo, H., Chen, Y., Lin, Q. & Li, H. Application of remote sensing for investigating mining geological hazards. *http://dx.doi.org/10.1080/17538947.2011.629009* **6**, 449–468 (2013).

66. New Zealand Government. Ground or strata instability in underground mines and tunnels | WorkSafe. https://www.worksafe.govt.nz/topic-and-industry/extractives/guidance-position-statements/ground-or-strata-instability-in-underground-mines-and-tunnels/ (2022).

67. American Geophysical Union (AGU). Thelkoloi: another tailings failure, this time in India - The Landslide Blog. https://blogs.agu.org/landslideblog/2022/01/24/thelkoloi/ (2022).

68. National Aeronautics and Space Administration (NASA). Dam Collapse in Brumadinho, Brazil. https://appliedsciences.nasa.gov/what-we-do/disasters/disasters-activations/dam-collapse-brumadinho-brazil (2019).

69. The Star. South Africa mine dam collapse kills three, injures over 40. https://www.thestar.com.my/news/world/2022/09/12/south-africa-mine-dam-collapse-kills-three-injures-over-40 (2022).

70. Delgado Dominguez, A. Cuenca Minera de Riotinto (Huelva), Paisaje hecho a mano. in *Libro de Actas - I Simposio anual de Patrimonio Natural y Cultural*

ICOMOS España 1–8 (Editorial Universitat Politècnica de València, 2020). doi:10.4995/icomos2019.2020.11055.

71. Barra, A. *et al.* Sentinel-1 Data Analysis for Landslide Detection and Mapping: First Experiences in Italy and Spain. *Advancing Culture of Living with Landslides* 201–208 (2017) doi:10.1007/978-3-319-53487-9_23.

72. European Space Agency (ESA). Orbit - Sentinel-1 - Sentinel Handbook - Sentinel Online. https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/satellite-description/orbit.

73. European Space Agency (ESA). Sentinel-1B anomaly. https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/-/copernicus-sentinel-1b-anomaly (2021).

74. Sanz-Ramos, M., Bladé, E., Dolz, J. & Sánchez-Juny, M. Revisiting the Hydraulics of the Aznalcóllar Mine Disaster. *Mine Water Environ* **41**, 335–356 (2022).

75. de Zan, F. & Guarnieri, A. M. TOPSAR: Terrain observation by progressive scans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **44**, 2352–2360 (2006).

76. ESA - Sentinel Online. Sentinel-1- Observation Scenario - Planned Acquisitions. https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/observation-scenario.

77. Kumar, D. Urban objects detection from C-band synthetic aperture radar (SAR) satellite images through simulating filter properties. **125**, (2013).

78. European Space Agency (ESA). ESA unclassified-for public release SENTINEL-1B IN-FLIGHT ANOMALY SUMMARY REPORT. https://sentinel.esa.int/documents/247904/4819394/Sentinel-1B+In-Flight+Anomaly+Summary+Report.pdf.

79. Unión Europea. Página de inicio | Copernicus. https://www.copernicus.eu/es.

80. European Union Copernicus. Open Access Hub. https://scihub.copernicus.eu/.

81. Alaska Satellite Facility. ASF Data Search. https://search.asf.alaska.edu/#/.

82. Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J. J., Duque, S. & Monells, D. The coherent pixels technique (CPT): An advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring. *Pure Appl Geophys* **165**, 1167–1193 (2008).

83. Ma, Z. F., Jiang, M., Zhao, Y., Malhotra, R. & Yong, B. Minimum Spanning Tree Co-registration Approach for Time-Series Sentinel-1 TOPS Data. *IEEE J Sel Top Appl Earth Obs Remote Sens* **12**, 3004–3013 (2019).

84. Fattahi, H., Agram, P. & Simons, M. A Network-Based Enhanced Spectral Diversity Approach for TOPS Time-Series Analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **55**, 777–786 (2017).

85. Sandwell, D. T., Mellors, R. J., Tong, X., Wei, M. & Wessel, P. GMTSAR Software for Rapid Assessment of Earthquakes. *American Geophysical Union* (2010).

86. Escayo, J. Intarsis: Processing chain for GMTSAR developed to monitor a zone using Sentinel-1 on GitHub. https://github.com/krasny2k5/Intarsis.

87. Fernández, J. Clúster de cálculo y servicio en remoto del nodo español de EPOS Espacio. (UCMA15-EE-3294). (Duración: 01/01/2016-30/06/2018). Organismo financiador: Ministerio de Economía y Competitividad, España. Convocatoria de Infraestructura Científico Tecnológica 2015. Fondos FEDER. Centro de ejecución: IGEO (CSIC-UCM).

88. Elkhrachy, I. Vertical accuracy assessment for SRTM and ASTER Digital Elevation Models: A case study of Najran city, Saudi Arabia. *Ain Shams Engineering Journal* **9**, 1807–1817 (2018).

89. Instituto Geográfico Nacional. Mapa Topográfico Nacional de España MTN50 | Catálogo Cartoteca IGN. https://www.ign.es/web/catalogo-cartoteca/apibadasid/cartoteca/searchAuthority/T650&37825.

90. Escayo Menéndez, J. INSAR_utils/DEM_WAP en Github. https://github.com/krasny2k5/INSAR_utils/tree/main/DEM_WAP.

91. Yunjun, Z., Fattahi, H. & Amelung, F. Small baseline InSAR time series analysis: Unwrapping error correction and noise reduction. *Comput Geosci* **133**, 104331 (2019).

92. Tange, O. GNU Parallel 2018. (2018) doi:10.5281/ZENODO.1146014.

93. Escayo, J. GITHUB InSAR utils: run_all_isce_parallel_v4. https://github.com/krasny2k5/INSAR_utils/blob/main/run_all_isce_parallel_v4 (2021).

94. Github. pyaps: scipy.RGI reports error 'The points in dimension 1 must be strictly ascending' when the grid file passing 0 longitude · Issue #447 · insarlab/MintPy. https://github.com/insarlab/MintPy/issues/447 (2020).

95. Python.org. https://www.python.org/.

96. MATLAB - El lenguaje del cálculo técnico - MATLAB & Simulink. https://es.mathworks.com/products/matlab.html.

97. Hernández-Pacheco, A. & Valls, M. C. The historic eruptions of La Palma Island (Canaries). *Arquipelago, Universidade dos Açores. Série Ciências da Natureza.* **3**, 83–94 (1982).

98. Prieto, J. F. *et al.* Geodetic and Structural Research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1992–2007 Results. *Pure Appl Geophys* **166**, 1461–1484 (2009).

99. Camacho, A. G. *et al.* Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *J Geophys Res* **114**, B05411 (2009).

100. Løvholt, F., Pedersen, G. & Gisler, G. Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island. *J Geophys Res* **113**, C09026 (2008).

101. Perlock, P. A. *et al.* Time Evolution of Deformation Using Time Series of Differential Interferograms: Application to La Palma Island (Canary Islands). *Pure Appl Geophys* **165**, 1531–1554 (2008).

102. González, P. J., Tiampo, K. F., Camacho, A. G. & Fernández, J. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet Sci Lett* **297**, 545–557 (2010).

103. Gottsmann, J. *et al.* New evidence for the reawakening of Teide volcano. *Geophys Res Lett* **33**, L20311 (2006).

104. Almendros, J., Ibáñez, J. M., Carmona, E. & Zandomeneghi, D. Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **160**, 285–299 (2007).

105. López, C. *et al.* Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption. *Geophys Res Lett* **39**, n/a-n/a (2012).

106. González, P. J. *et al.* Magma storage and migration associated with the 2011-2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J Geophys Res Solid Earth* **118**, 4361–4377 (2013).

107. Torres-González, P. A. *et al.* Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **392**, 106757 (2020).

108. Girona, T., Realmuto, V. & Lundgren, P. Large-scale thermal unrest of volcanoes for years prior to eruption. *Nat Geosci* **14**, 238–241 (2021).

109. Escayo, J. *et al.* New A-DInSAR study of La Palma, Canary Islands, Spain. Results and interpretation. *EGUGA* EPSC2016-16734 (2016).

110. IGS. International GNSS Service – Enabling the highest-accuracy usability of openly available GNSS data & products. https://igs.org/.

111. International Earth Rotation and Reference System Services IERS. https://www.iers.org/IERS/EN/Home/home_node.html.

112. Moss, J. L., McGuire, W. J. & Page, D. Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **94**, 251–265 (1999).

113. Ward, S. N. & Day, S. Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys Res Lett* **28**, 3397–3400 (2001).

114. Escayo, J. *et al.* Geodetic Study of the 2006–2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results. *Remote Sens (Basel)* **12**, 2566 (2020).

115. Prieto, J. F. *et al.* Geodetic and Structural Research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1992–2007 Results. *Pure Appl Geophys* **166**, 1461–1484 (2009).

116. INVOLCAN. Deformación. https://www.involcan.org/vigilancia/red-geodesica/.

117. Hu, Z. & Mallorquí, J. J. An Accurate Method to Correct Atmospheric Phase Delay for InSAR with the ERA5 Global Atmospheric Model. *Remote Sensing 2019, Vol. 11, Page 1969* **11**, 1969 (2019).

118. Padrón, E. *et al.* Early Precursory Changes in the 3He/4He Ratio Prior to the 2021 Tajogaite Eruption at Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands. *Geophys Res Lett* **49**, e2022GL099992 (2022).

119. Padrón, E. *et al.* Dynamics of diffuse carbon dioxide emissions from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. *Bull Volcanol* **77**, 28 (2015).

120. Instituto Geográfico Nacional. Erupción en la isla de La Palma. https://www.ign.es/web/vlc-serie-palma.

121. Longpré, M.-A. Reactivation of Cumbre Vieja volcano. *Science (1979)* **374**, 1197–1198 (2021).

122. Romero, J. E. *et al.* The initial phase of the 2021 Cumbre Vieja ridge eruption (Canary Islands): Products and dynamics controlling edifice growth and collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **431**, 107642 (2022).

123. Europa Press. Amplían hasta más de 906 millones los daños provocados por el volcán en La Palma. *https://www.europapress.es/islas-canarias/noticia-amplian-mas-906-millones-danos-provocados-volcan-palma-20211119151638.html* (2021).

124. Instituto Geográfico Nacional. Catálogo de terremotos. https://www.ign.es/web/sis-catalogo-terremotos.

125. The Internet Archive. Wayback Machine. *Internet Archive* https://web.archive.org/web/20220000000000*/http://www.ign.es/web/resources/volcanologia/html/PA_serie_DEF_20210911.html (2022).

126. Fernández, J. *et al.* Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications. *Sci Rep* **11**, 2540 (2021).

127. Luca, C. de *et al.* De Luca et al._GRL_GNSSandDInSARdata. (2022) doi:10.5281/ZENODO.6123266.

128. D'Auria, L. *et al.* Rapid magma ascent beneath La Palma revealed by seismic tomography. *Sci Rep* **12**, 17654 (2022).

129. Ward, S. N. & Day, S. Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys Res Lett* **28**, 3397–3400 (2001).

130. Abadie, S. M., Harris, J. C., Grilli, S. T. & Fabre, R. Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects. *J Geophys Res Oceans* **117**, 5030 (2012).

131. González, P. J. Volcano-tectonic control of Cumbre Vieja. *Science (1979)* **375**, 1348–1349 (2022).

132. Pankhurst, M. J. *et al.* Rapid response petrology for the opening eruptive phase of the 2021 Cumbre Vieja eruption, La Palma, Canary Islands. *Volcanica* **5**, 1–10 (2022).

133. Brown, S. K., Auker, M. R. & Sparks, R. S. J. Populations around Holocene volcanoes and development of a Population Exposure Index. *Global Volcanic Hazards and Risk* 223–232 (2015) doi:10.1017/CBO9781316276273.006.

134. NASA. National Aeronautics and Space Administration. https://www.nasa.gov/.

135. ISRO. Indian Space Research Organisation. https://www.isro.gov.in/.

136. Sentinel Online. Copernicus Sentinel-1B anomaly (6th update) - Copernicus Sentinel-1B anomaly (6th update) . https://sentinel.esa.int/web/sentinel/-/copernicus-sentinel-1b-anomaly-6th-update/1.1.

137. ESA. SENTINEL-1B IN-FLIGHT ANOMALY SUMMARY REPORT. https://sentinel.esa.int/documents/247904/4819394/Sentinel-1B+In-Flight+Anomaly+Summary+Report.pdf

138. Geological Survey of Norway. InSAR Norway. https://insar.ngu.no/.

139. Copernicus Land Monitoring Service. European Ground Motion Service. https://land.copernicus.eu/pan-european/european-ground-motion-service.

140. Centolanza, G. Quality evaluation of DInSAR results from the phase statistical analysis. (Universitat Politècnica de Catalunya, 2015).

141. Tymofyeyeva, E. & Fialko, Y. Mitigation of atmospheric phase delays in InSAR data, with application to the eastern California shear zone. *J Geophys Res Solid Earth* **120**, 5952–5963 (2015).

142. GitHub. isce-framework/isce2: InSAR Scientific Computing Environment version 2. https://github.com/isce-framework/isce2.

143. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). PAZ_Ciencia | PAZ Science Activities. https://www.inta.es/paz-ciencia/en/paz-science-activities/.

144. Slurm Workload Manager - Overview. https://slurm.schedmd.com/overview.html.

145. Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. & Wasle, E. *GNSS – Global Navigation Satellite Systems. GNSS – Global Navigation Satellite Systems* (Springer Vienna, 2008). doi:10.1007/978-3-211-73017-1.

146. Leick, A., Rapoport, L. & Tatarnikov, D. *GPS Satellite Surveying: Fourth Edition. GPS Satellite Surveying: Fourth Edition* (2015). doi:10.1002/9781119018612.

147. de Gruyter, W. Günter Seeber: Satellite Geodesy Foundations, Methods, and Applications. *Journal of the Geodetic Society of Japan* **40**, (1994).

148. Torge, W. & Müller, J. *Geodesy*. (DE GRUYTER, 2012). doi:10.1515/9783110250008.

149. Kaplan, E. D. & Hegarty, C. J. *Understanding GPS Principles And Applications*. (Artech House, Inc., 2006).

150. Leica Geosystems. Software Topográfico y Geoespacial Leica Infinity. https://leica-geosystems.com/es-es/products/gnss-systems/software/leica-infinity.

151. Samama, N. *Global Positioning: Technologies and Performance. Global Positioning: Technologies and Performance* (2007). doi:10.1002/9780470241912.

Anexo 1

Interferometría radar de apertura sintética (InSAR) y Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS).

En este primer anexo se hará una breve descripción de los conceptos básicos de las dos técnicas geodésicas utilizadas en el desarrollo de esta Tesis Doctoral: la interferometría radar de apertura sintética (InSAR) y los sistemas globales de navegación por satélite (GNSS). Ambas técnicas son ampliamente utilizadas para el control de la deformación en diferentes ámbitos y son técnicas validadas en el ámbito científico.

1.1 Interferometría radar de apertura sintética de satélite (InSAR)

1.1.1 Señal radar

Un dispositivo radar (acrónimo de Radio Detection And Ranging) utiliza luz en el rango electromagnético de las microondas (que corresponde a longitudes de onda entre 1 mm y 1 metro) para caracterizar objetos. Es un sistema activo que emite pulsos y registra los ecos reflejados (backscattering), de cuyo análisis obtenemos información sobre la forma y distancia del objeto reflector (target). Un sensor activo es independiente de las condiciones de iluminación externas porque incorpora su propia fuente de energía electromagnética.

La señal radar es compleja, contiene amplitud (A) y fase (Φ),y se pueden representar en el sistema de referencia de números complejos (Figura A1.1).

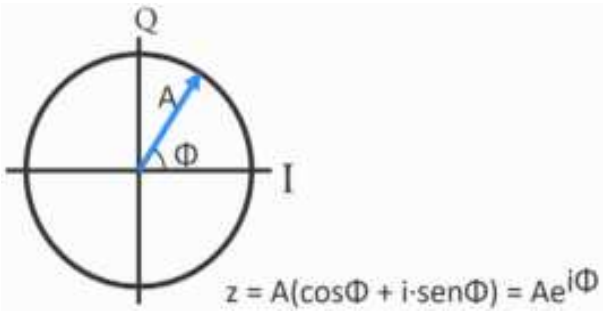


Figura A1.1 - Las señales de radar se representan en los ejes complejos, que generalmente se denominan fase (I) a la parte real, y cuadratura (Q) a la parte imaginaria. La amplitud (A) es el módulo y la fase (Φ) es el ángulo del vector complejo.

El dispositivo radar emite una señal monocromática y mide la cantidad de energía, o amplitud, que regresa a la antena, así como el retraso de este retorno, que se denomina fase (Figura A1.2). Gracias a su longitud de onda relativamente larga, las microondas pueden penetrar las nubes y el humo, y al ser sensores activos, también pueden trabajar durante la noche (lo que supone una gran ventaja respecto a sensores pasivos, como son los denominados ópticos, que utilizan la luz solar como fuente de detección). La amplitud del eco contiene información sobre la forma y las propiedades dieléctricas del target; por lo que se puede utilizar para clasificar terrenos, mapear usos de suelo, incendios forestales, humedad y cuerpos de agua, entre otros. La fase, a su vez, se refiere al retraso del eco respecto a una señal de referencia, lo que representa una medida de distancia al reflector. Si la distancia cambia en el tiempo obtenemos una medida de desplazamiento.

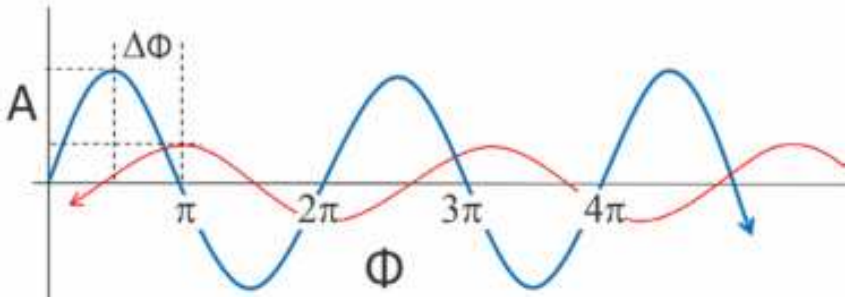


Figura A1.2 - Esquema de la amplitud (A) y fase (Φ) de la señal emitida (en azul) y el retorno (en rojo). En este caso particular, la diferencia de fase (ΔΦ) es equivalente a π/2.

1.1.2 Formación de una imagen SAR (Radar de Apertura Sintética)

Los satélites radar utilizan sensores activos de microondas para obtener imágenes complejas de la superficie terrestre. A medida que el satélite avanza en su órbita,

emite pulsos y recibe ecos con los que se reconstruye una imagen que contiene la amplitud y la fase en cada pixel de la zona iluminada (Figura A1.3). En rigor un sensor radar no adquiere una imagen sino algo similar a una línea de tiempos. El sensor registra los tiempos de llegada e intensidad de los ecos que, posteriormente, se geolocalizan utilizando un modelo digital del terreno y, de esta forma, se reconstruye la imagen de fase y amplitud. La imagen obtenida está referenciada al sistema del sensor, cuyos ejes son rango y azimut. El eje azimut representa la dirección de la órbita que describe el satélite. El rango es la dirección del haz emitido, y que es perpendicular al azimut. La señal no incide verticalmente en el terreno, sino que se emite con cierto ángulo respecto al zenit, ángulo de incidencia (θ), necesario para romper simetrías y poder distinguir entre los ecos que retornan de la superficie terrestre. La formación de imágenes SAR consiste en geolocalizar el origen de cada eco y su intensidad, y proyectarlos al sistema de referencia. Para ello se requiere la integración de varios parámetros tales como la órbita, la apertura del haz, la huella del haz, el retardo del eco, el efecto Doppler, la amplitud y un modelo digital de terreno.

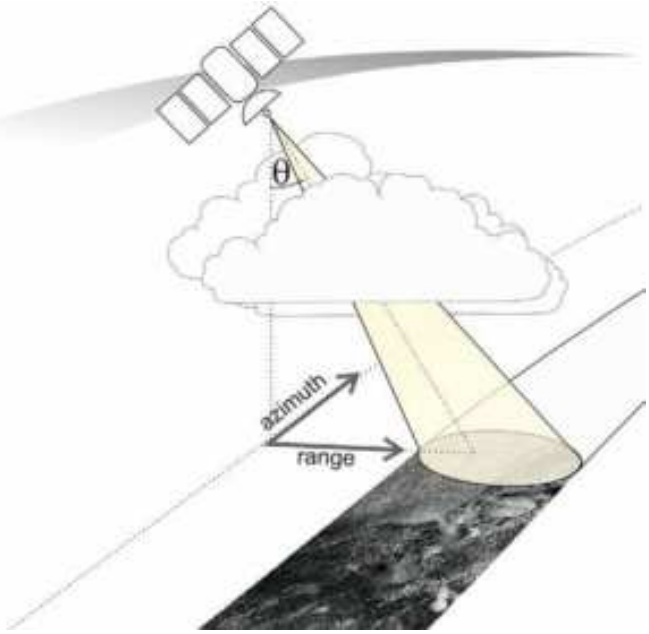


Figura A1.3 - Adquisición de radar satelital. La señal radar puede penetrar las nubes para construir una imagen a partir de los ecos de su señal emitida. Los satélites radar son de visión lateral, lo que significa que el haz se emite con un ángulo respecto a la vertical, llamado ángulo de incidencia (θ). La imagen se forma en el sistema de referencia de rango y azimut.

La resolución de una imagen radar depende de la longitud de la antena y la frecuencia del pulso emitido, pero la antena que puede transportar un satélite es de pocos metros y los pulsos emitidos son relativamente largos por eficiencia energética. Como resultado una imagen satelital radar en bruto tiene baja resolución, del orden de kilómetros, porque la antena que se puede transportar es de pocos metros y los

pulsos emitidos son relativamente largos por eficiencia energética. Para alcanzar una resolución del orden de metros en una imagen radar se requiere un enfoque en rango y amplitud. El enfoque en rango se consigue mediante la emisión de pulsos modulados tipo chirp que permiten compresiones de hasta 2 órdenes de magnitud. Para mejorar la resolución en azimut, la antena se estira sintéticamente integrando las múltiples posiciones en las que el haz ilumina una misma escena, desde que entra hasta que sale (Figura A1.4). Esta técnica se denomina Radar de Apertura Sintética, o SAR por sus siglas en inglés. Como ejemplo de enfoque en azimut, la antena del satélite europeo Sentinel-1 tiene una longitud de 10 metros y proporciona una resolución bruta de 5 km. En postprocesado, se combinan los pulsos de una sección de orbita para generar una antena sintética de 2.5 km, mejorando de esta forma la resolución unas 250 veces. Gracias a estas técnicas de enfoque, una imagen del satélite Sentinel-1 en su modo de adquisición estándar (IW) consigue una resolución final de 5 m en rango y 20 m en azimut.

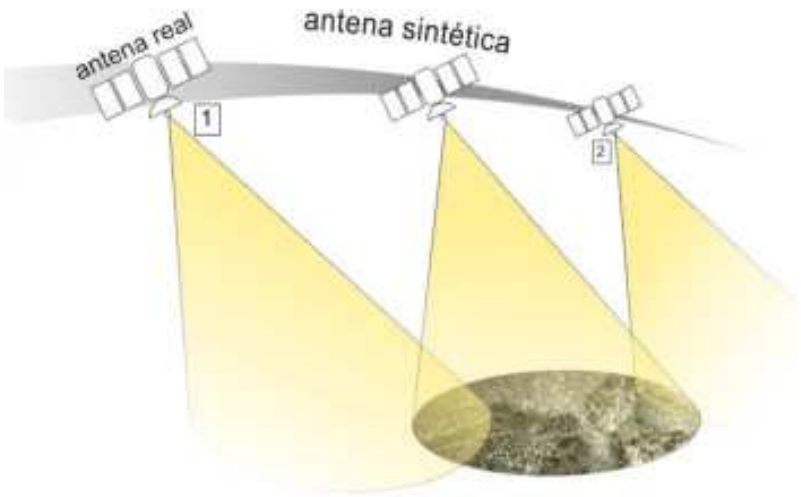


Figura A1.4 - Antena de apertura sintética. El esquema representa un satélite radar capturando una escena desde que entra en el haz (1) hasta que sale (2). La longitud de la antena sintética resulta de la integración de todas las posiciones del satélite que iluminan la escena entre los puntos 1 y 2. Esto permite mejorar la resolución en azimut drásticamente sin ampliar el tamaño físico de la antena.

Un hecho relevante es que la geometría de adquisición descrita produce, para algunas topografías, distorsiones y puntos ciegos en la imagen debidos principalmente al ángulo de incidencia. Para solventar esta limitación y tener una caracterización completa de la superficie terrestre, se adquieren dos imágenes de un mismo punto desde dos perspectivas diferentes. Dado que la Tierra está girando mientras el satélite orbita, en un ciclo orbital se adquiere la misma escena dos veces: primero cuando el satélite "asciende" Sur-Norte y después cuando "desciende" de Norte-Sur (Figura A1.5). De esta forma se obtienen dos imágenes complementarias de una misma zona, llamadas "ascendente" y "descendente", con diferente azimut y ángulos de incidencia opuestos, y, por lo tanto, distorsiones complementarias.

Figura A1.5 - Aprovechando la rotación de la Tierra, el satélite radar toma dos imágenes de una misma zona desde ángulos diferentes: una cuando el satélite asciende y otra cuando desciende. La imagen representa las dos adquisiciones simultáneamente, pero en realidad tienen 12 horas de diferencia en el caso del satélite Sentinel-1.

Las principales ventajas de los satélites radar frente a los llamados ópticos, que son pasivos y miden la reflectividad de la luz solar, es que pueden escanear la Tierra en condiciones climáticas adversas, también de noche, y pueden penetrar la vegetación (en función de su longitud de onda), aportando información de la estructura, textura y las propiedades dieléctricas del terreno, y permitiendo medir distancias y, con ello, construir topografías o medir deformaciones del terreno con alta resolución y cobertura espacial. Por otro lado, sus principales desventajas son que las imágenes requieren un costoso procesado, no son fáciles de interpretar, y se ven afectadas por una serie de distorsiones no siempre posibles de corregir.

1.1.3 Parámetros de la señal radar y mecanismos de "backscattering"

La interacción de la señal radar con el terreno es un proceso complejo que involucra diversos parámetros, tanto propios a la señal como al reflector. Los parámetros que más relevantes relacionados con la señal son (Figura A1.6):

1. Longitud de onda. Una onda interacciona con objetos del tamaño de su longitud de onda o mayores, por lo tanto, a mayor longitud de onda, mayor penetración, pero menor resolución (Figura A1.6).

2. Ángulo de incidencia. Cuanto más vertical incide la señal, mayor penetración y recuperación de señal (mayor brillo), pero aumenta, a su vez, el riesgo de saturar al sensor dificultando la discriminación entre ecos.

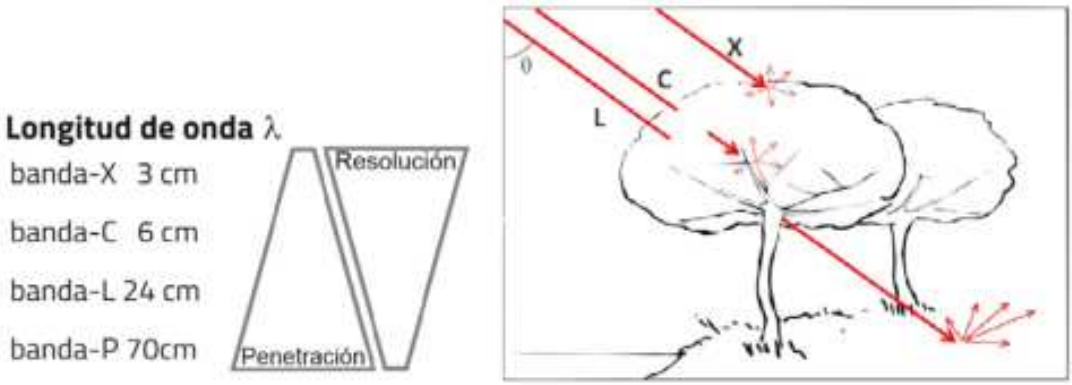


Figura A1.6 - Las bandas radar más comunes en los satélites y una representación de su capacidad de penetración. Cuanto mayor sea la longitud de onda, mayor será la penetración y menor la resolución. El ángulo de incidencia (θ) también juega un papel importante en la interacción de la señal con el objetivo.

3. Polarización. Los dispositivos de radar emiten luz en polarización, en vertical (V) u horizontal (H) y, además pueden recibir el retorno polarizado en V o H. Por lo tanto, son posibles las siguientes combinaciones de emisión-recepción: VV, HH, VH y HV. Los dos últimos se denominan polarizaciones cruzadas. La señal tiende a despolarizarse con múltiples interacciones. Así, el análisis de las bandas de polarización aporta información sobre propiedades de los reflectores, como tipos de vegetación, rugosidad del terreno o anisotropía.

Por otro lado, en lo que se refiere al reflector (Figuras A1.7 y A1.8), los parámetros más relevantes son:

4. Rugosidad. Cuanto mayor sea la rugosidad del terreno, mayor será el "backscattering" (retrodispersión). Puede llegar a darse el caso de que en aguas calmas la señal rebota y se pierde (efecto espejo), por eso las masas de agua aparecen como una mancha oscura en las imágenes radar.

5. Estructura. Geometrías específicas del terreno pueden favorecer el backscattering como el doble rebote en muros o en troncos de árboles (Figura A1.7). Aprovechando este fenómeno, se instalan reflectores artificiales (*corner reflectors*) en localizaciones precisas como puntos de calibración.

6. *Constante dieléctrica*. Es un parámetro que cuantifica la tendencia de un material a polarizarse oponiéndose al paso de una señal electromagnética incidente. Cuanto mayor sea la constante dieléctrica, menor será la penetración de la señal y, por lo tanto, mayor será la dispersión. El agua tiene un valor dieléctrico un orden de magnitud superior a los materiales secos típicos del terreno (Figura A1.8). Esta propiedad se utiliza para medir variaciones de humedad en el terreno y vegetación.

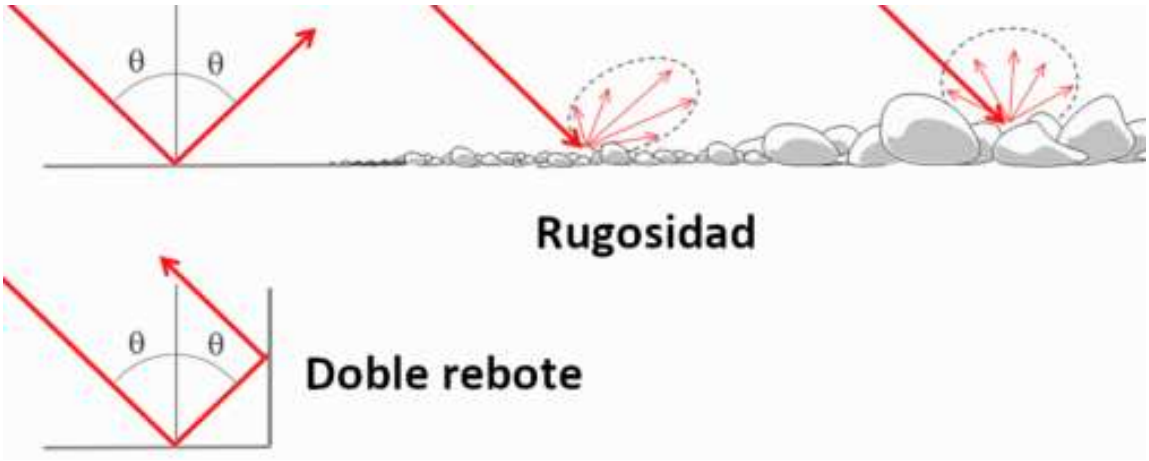


Figura A1.7 - Arriba, se muestra la relación entre rugosidad y mecanismos de "backscattering". El primer esquema muestra el efecto espejo, la señal rebota y se pierde en superficies muy lisas, como el agua, y la imagen aparece negra. A medida que aumenta la rugosidad, aumenta el espectro de dispersión y, con ello, el "backscattering", incrementando el brillo de la imagen. Abajo, se muestra el efecto doble rebote que sucede en esquinas y produce un fuerte retorno de señal dando una imagen muy brillante; es común en áreas urbanas.

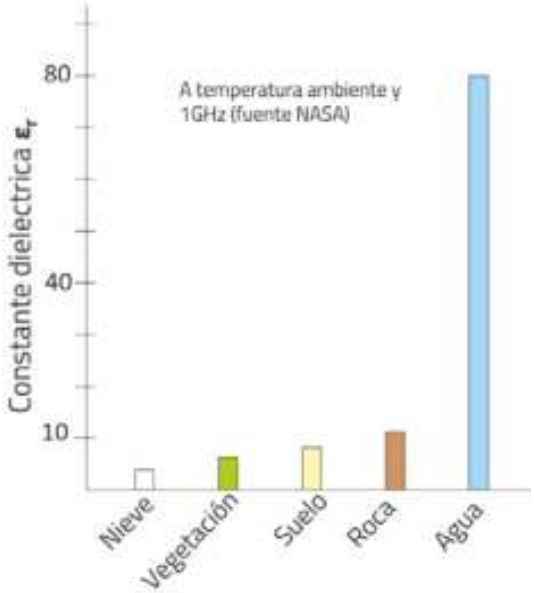


Figura A1.8 - Valores promedios de la constante dieléctrica de los reflectores más comunes en la superficie terrestre.

1.1.4 Distorsiones de la señal radar

Las imágenes radar se ven afectadas por distorsiones específicas que deben corregirse para extraer información confiable. Se dividen en dos tipos: las distorsiones radiométricas (específicas de la señal y del sensor), y las distorsiones geométricas (específicas de la geometría de adquisición y la topografía).

Las principales fuentes de distorsión radiométrica son: las interferencias de señal, la pérdida de señal, la falta de uniformidad de la antena sintética o la saturación del sensor. La distorsión radiométrica más común es el "moteado" (o speckle), que causa esa textura granular tan característica de las imágenes radar de amplitud. El moteado es un tipo de ruido causado por interferencias aleatorias de ecos coherentes dentro de un píxel, a veces constructivas, a veces destructivas, alterando el brillo de los píxeles. Las correcciones de las distorsiones geométricas son posibles, aunque, en algunos casos, puede requerir filtrado y, por tanto, perdida de resolución.

La principal causa de las distorsiones geométricas es la incidencia lateral de la señal radar. Esta es necesaria para romper la simetría y favorecer una llegada ordenada de ecos, primero los de los reflectores más cercanos y después los más lejanos, pero con el coste asociado de obtener distorsiones en la imagen que no siempre se podrán corregir. La primera y, más evidente, es la llamada distorsión de "tierra plana" que causa un acortamiento del rango cercano del cono del haz, porque la incidencia es más vertical que en el rango lejano. Por esta misma razón en el rango cercano suele haber mar retorno y se ve más brillante en la imagen de amplitud. Como ejemplo, el ángulo de incidencia del satélite Sentinel-1 varía entre 18,3° (rango cercano) y 46,8° (rango lejano). Esta distorsión se corrige fácilmente usando las posiciones orbitales y los parámetros de adquisición.

Otra fuente de distorsión es la topografía, que añade relieve al problema de tierra plana modificando la incidencia local en función de las pendientes. Un término muy útil trabajando con geometrías de adquisición radar es la línea de visión (LOS), que es la dirección que conecta un reflector terrestre con el satélite. Según la combinación entre pendiente y LOS pueden producirse las siguientes distorsiones (Figura A1.9):

1. No hay distorsión cuando la LOS es paralela a la pendiente local. Esta es la situación óptima de observación y la órbita (ascendente o descendente) que favorezca estas condiciones será la más favorable para un correcto análisis radar.

2. El "*foreshortening*" o acortamiento se produce cuando la pendiente local se enfrenta total o parcialmente al LOS. Con esta geometría se favorece el retorno y los tiempos de llegada entre ecos se reducen, la pendiente se ve brillante y más corta en la imagen de amplitud. Esta geometría se asemeja a una incidencia vertical. Si la distorsión no es muy severa, se puede corregir utilizando un modelo de elevación digital del terreno.

3. El "*layover*" se produce en topografías muy escarpadas, cuando los ecos de la cima de una montaña llegan antes que los del piedemonte y se superponen, no pudiéndose diferenciar entre ellos. Como consecuencia la montaña aparece invertida en la imagen de radar. Esta distorsión no se puede corregir.

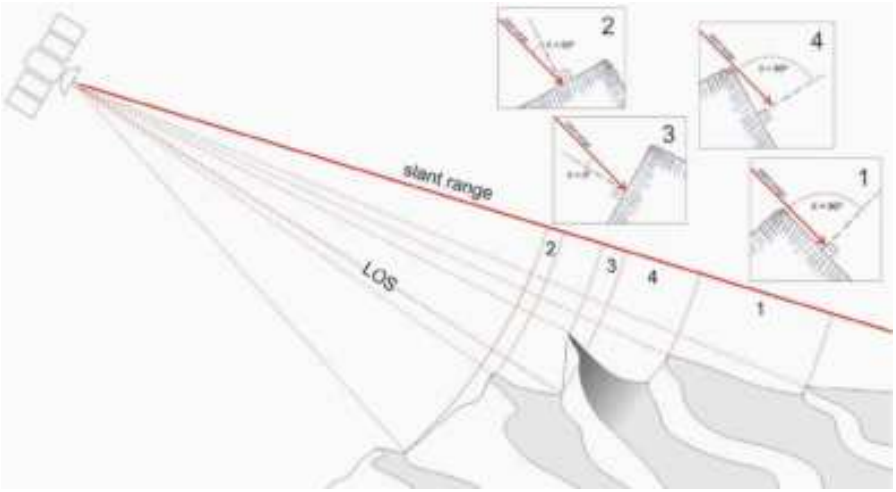


Figura A1.9 - Esquema de la geometría de adquisición de un satélite radar. El satélite escanea la superficie lateralmente con un rango de ángulos de incidencia asociados a la apertura del haz, pero es la topografía la que determina la incidencia local y el tipo de reflexión. Los arcos que cortan la línea de visión (LOS) conectan puntos de igual distancia al sensor, los ecos llegan desde ellos al mismo tiempo. En la configuración número 1, la pendiente es paralela a LOS y no se produce distorsión; en la número 2, la pendiente se enfrenta a LOS y se produce acercamiento; en la número 3, se produce layover; y, en la número 4, sombra.

4. La sombra se produce cuando la pendiente opuesta es muy escarpada y no puede ser iluminada por el haz incidente. En este caso no se puede recuperar información y la imagen aparece oscura. Esta distorsión no se puede corregir.

Las distorsiones geométricas descritas son originadas por la visión lateral del satélite y esta es una de las razones principales para adquirir dos puntos de vista de la misma escena, ascendente (mirando hacia el este) y descendente (mirando hacia el oeste). Esta estrategia resuelve problemas de incidencia local y permite un estudio más completo de cada escena.

1.1.5 Interferometría radar de apertura sintética (InSAR)

La interferometría es la superposición de dos señales coherentes con el objetivo de detectar diferencias en el trayecto recorrido por cada una de ellas con una precisión extremadamente alta. Tomando como ejemplo un interferómetro de laboratorio que usa espejos y prismas para dividir un rayo de luz coherente en trayectos diferentes y luego hacerlos interferir, se obtiene un patrón de franjas que varía con el movimiento de un reflector y que está directamente relacionado con la longitud de onda. Un satélite radar puede equipararse a un interferómetro móvil. La interferencia de fases entre dos imágenes radar de una misma escena crea un mapa de franjas llamado interferograma que revela diferencias en los tiempos de viaje de la señal por cambios en la posición (órbita), en el medio (atmosfera), o en el reflector (terreno) (Figura A1.10). Las franjas son el resultado de asignar colores a valores de desfase entre 0 y 2π (un ciclo completo). La franja cromática generada en un ciclo se vuelve a repetir en los ciclos siguientes. Los interferogramas de dos imágenes radar

tomadas desde dos posiciones orbitales diferentes al mismo tiempo se utiliza para construir modelos digitales de elevación (DEM). Con esta técnica se han generado los modelos SRTM a partir de imágenes del transbordador espacial equipado con dos sensores radar separados 33 metros. Igualmente, usando interferogramas de dos imágenes tomadas desde la misma posición orbital en diferentes momentos se miden deformaciones del terreno con milímetros de precisión. Esto tiene extraordinarias aplicaciones para caracterizar y monitorizar procesos geodinámicos, como terremotos y volcanes; pero también procesos de menor escala como detectar movimientos precursores de deslizamientos, avance de glaciares, subsidencias por bombeo, o inestabilidad en infraestructuras (presas, edificios, minas ...).

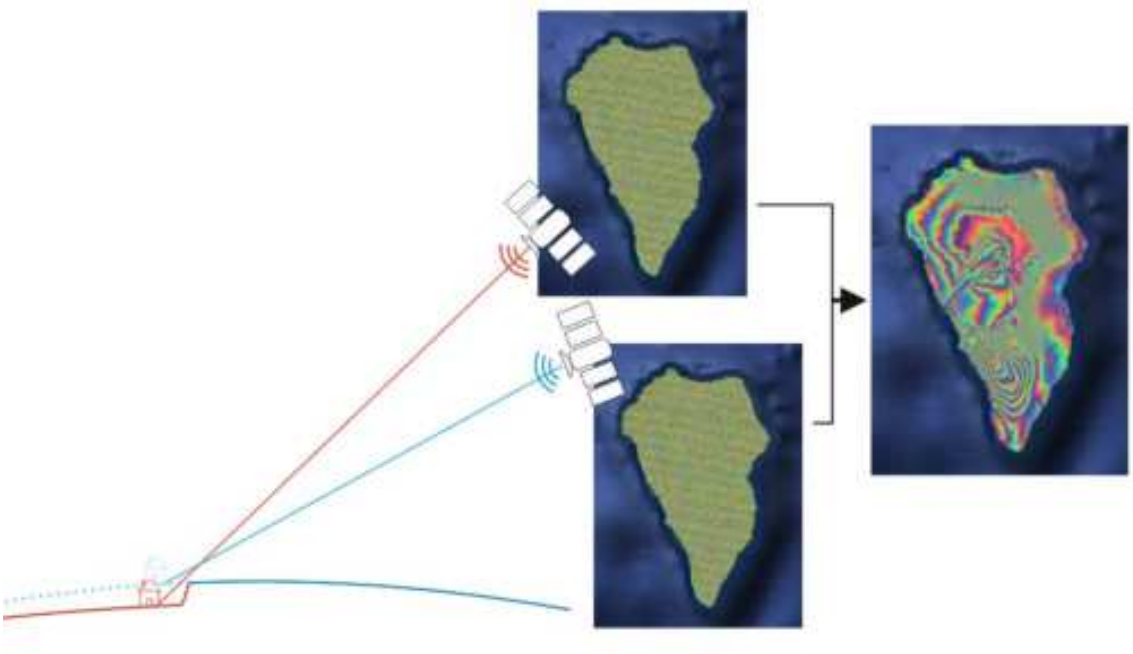


Figura A1.10 - Ilustración de la formación de la formación de un interferograma en la isla de La Palma. La correlación de fase de dos imágenes tomadas antes (azul) y después (rojo) de un desplazamiento del terreno da como resultado un interferograma cuyas bandas reflejan las diferencias de fase entre ambas imágenes. La diferencia de posición de los satélites (línea de base perpendicular), así como las diferentes condiciones atmosféricas se ven reflejadas en el interferograma y deben ser corregidos.

Esta tesis se centra en el uso de la técnica InSAR para el estudio deformación superficial en escenarios muy diferentes, tales como la deformación asociada a la reactivación volcánica de la isla de La Palma, la subsidencia de la cuenca del Guadalentín o las inestabilidades de terreno dentro de la mina de Riotinto.

1.1.6 Contribuciones a la fase

Uno de los principales problemas en el uso de la interferometría radar para determinar deformaciones del terreno es que un interferograma es el resultado de una suma de contribuciones. Entre dos imágenes radar de una misma escena

tomadas en tiempos diferentes, además del desfase producido por posible deformación, $\Delta\Psi_D$, hay un desfase producido por la diferente perspectiva orbital, por la diferente contribución atmosférica, y por ruido de origen diverso (Ecuación A1.1).

$$\Delta\Psi_{int} = \underbrace{\Delta\Psi_O}_{Tierra\ plana} + \underbrace{\Delta\Psi_T}_{Topografía} + \underbrace{\Delta\Psi_D}_{Deformación} + \underbrace{\Delta\Psi_A}_{Atmósfera} + \underbrace{\Delta\Psi_R}_{\substack{Ruido\ y\ otras \\ fuentes\ de\ error}} \quad \text{(A1.1)}$$

Los dos primeros términos de la ecuación, $\Delta\Psi_O$ y $\Delta\Psi_T$, se deben a que el satélite no adquiere las imágenes de la escena exactamente desde la misma posición. Hay una diferencia orbital, llamada línea de base espacial (B_n), que en los satélites modernos es pequeña (menos de 100 m), pero cuya contribución a la fase es importante (Fig 2.2). Sin embargo, estos dos términos son fáciles de modelar y extraer gracias al conocimiento preciso que se tiene de las posiciones orbitales y a la disponibilidad de modernos modelos digitales de elevación (DEM).

La contribución $\Delta\Psi_A$, conocida como Atmospheric Phase Screen o APS, es consecuencia de las diferentes condiciones atmosféricas entre las dos adquisiciones. La troposfera es un medio muy variable, especialmente en lo que se refiere al contenido de humedad. Estos cambios producen variaciones en el índice de refracción que puede inducir retrasos relativos en el tiempo de viaje de la señal entre imágenes. Para eliminar la contribución atmosférica a la fase se suelen usar dos estrategias. Una es el filtrado, puesto que la atmósfera se comporta de manera muy aleatoria temporalmente y de forma bastante coherente espacialmente, un filtrado espacial paso bajo y un filtrado temporal paso alto, puede eliminar esta contribución, aunque a riesgo de perder parte de la señal. Otra estrategia es la utilización de modelos atmosféricos calculados a partir de datos meteorológicos que permiten modelar la contribución a la fase en el interferograma y eliminarla. Los capítulos de esta tesis sobre la isla de La Palma abordan la complejidad que introduce este término al procesado radar y lo fundamental que es su corrección, especialmente en islas volcánicas.

Por último, la contribución del ruido $(\Delta\Psi_R)$ es un factor especialmente relevante en la medición de deformaciones de muy pequeño grado, del orden milimétrico. Las principales fuentes de ruido son residuos de las correcciones topográficas y atmosféricas, errores en la precisión de las orbitas, decorrelación de la señal y ruido instrumental. Estos errores son aleatorios y se eliminan por redundancia de datos, como veremos más adelante.

Una vez aislada la contribución a la fase de deformación del terreno que pueda haber entre dos adquisiciones, podremos establecer una equivalencia entre el patrón de franjas y la deformación. En la ecuación A1.2 muestra la contribución a la fase con la que se forman la franjas interferométricas en función de la deformación, $\Delta\rho$. De esta ecuación se deduce que cada ciclo cromático completo (o banda), equivalente a

un desfase de 2π radianes, implica una deformación igual a la mitad de la longitud de onda $\lambda/2$. En el caso del Sentinel-1, una satélite de banda C y longitud de onda 6 cm, cada franja equivale a 3 cm de deformación (Figura A1.11). Se ha de tener muy en cuenta que el desplazamiento observado es unidimensional. El sensor radar detecta únicamente la proyección en la dirección LOS (línea de visión) de la deformación del terreno. Por lo tanto, esta técnica mide cuanto se acerca (valor positivo) o se aleja (valor negativo) el terreno del satélite.

$$\Delta\Psi_D = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \Delta\rho \qquad \text{(A1.2)}$$

1.1.7 Desenrollado de fase

Cuando observamos las franjas de un interferograma estamos viendo lo que se llama fase enrollada, son ciclos de 0 a 2π uno a continuación del otro. Esto equivale a ver "escalones" de desplazamiento uno al lado del otro sin apilar. El proceso del desenrollado consiste en apilar estos escalones para formar una "escalera" de desplazamientos acumulados, algo esencial para el cálculo de desplazamientos. Es un paso aparentemente sencillo y funciona bien cuando las variaciones de fase son suaves y continuas, pero se complica cuando hay discontinuidades, como cambios de pendiente fuertes o cuando la señal se decorrela.

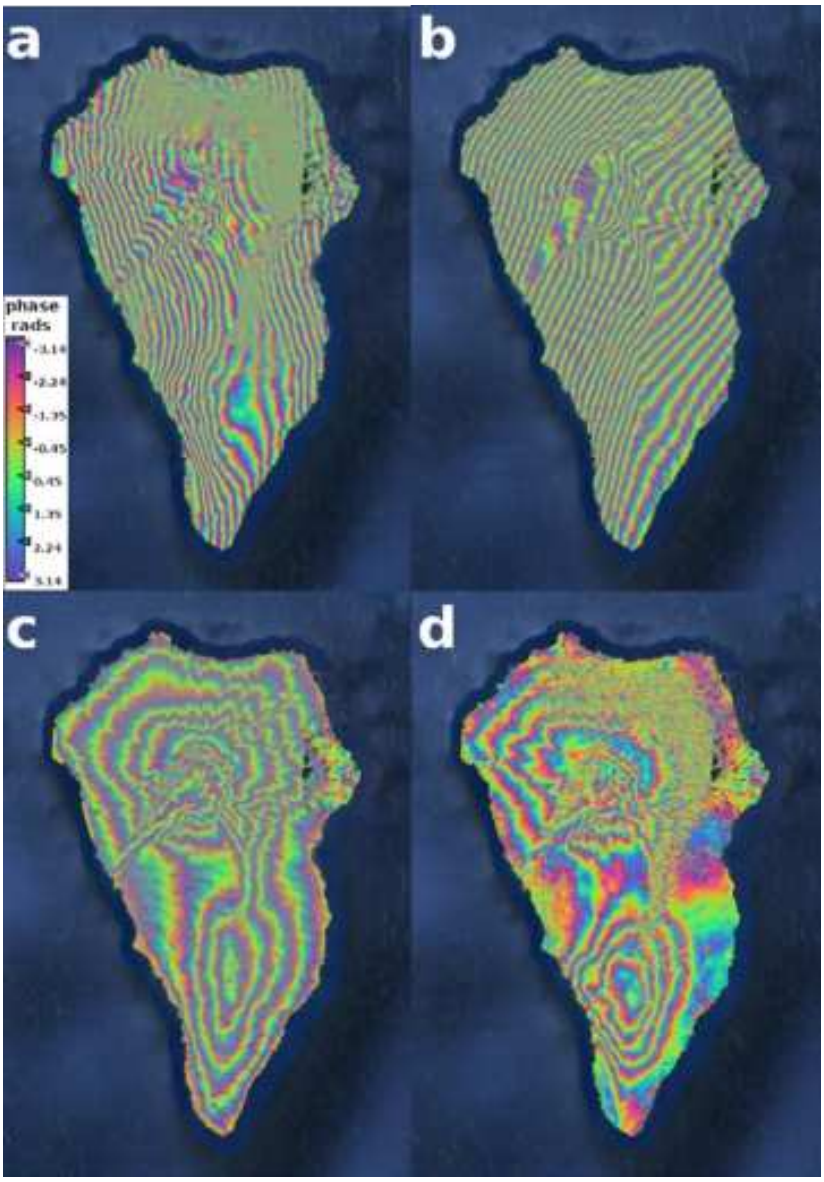


Figura A1.11 – Interferograma para la isla de La Palma entre una adquisición del satélite Sentinel-1A el día 10/09/2021 y otra tomada por el satélite Sentinel-1B el 16/09/2021. a) Interferograma generado tras corregistrar las dos imágenes radar sin eliminar la contribución debida al efecto de tierra plana ni la topografía. B) Contribución debida al efecto de tierra plana. C) Contribución debida a la topografía. D) Interferograma diferencial con las contribuciones debidas a tierra plana y topografía eliminadas. En este caso, en la zona sur de la isla, se aprecia un patrón concéntrico de franjas debido a la deformación preeruptiva del volcán Tajogaite. En la zona norte se debe a retraso atmosférico.

1.1.8 Coherencia entre imágenes SAR

La coherencia es una medida de calidad de un interferograma. Es un valor acotado entre 0 y 1, y cuando los valores son cercanos a cero hablamos de perdida de coherencia o decorrelación de la señal. Se llama decorrelación temporal a la debida a cambios en los reflectores entre las dos adquisiciones, como la alteración brusca del terreno por un derrumbe o una excavación, o por la presencia de vegetación cuyas hojas reflejan la señal aleatoriamente. Por esta razón, la vegetación es uno de los principales inconvenientes en la técnica InSAR. Como es lógico, las señales con

gran longitud de onda son menos sensibles a la vegetación y, como resultado, sus interferogramas son más coherentes. Las líneas de base temporales grandes favorecen la perdida de coherencia, de ahí la importancia de trabajar con satélites con periodos de revista pequeños y regulares. Por otro lado, la llamada decorrelación espacial es un fenómeno debido principalmente a problemas de alineado de los pixeles en el momento de corregistrar las imágenes, y suele suceder en zonas con fuertes gradientes topográficos.

Otra causa de decorrelación es la debida a la longitud de la línea de base espacial entre adquisiciones. Al aumentar la distancia entre posiciones del sensor, aumenta el ruido interferométrico debido a diferencias espectrales. Este problema se ha reducido considerablemente con los satélites de nueva generación, que tienen tubos orbitales muy estrechos, como el del Sentinel-1 inferior a 100 m.

1.1.9 Proyección de las observaciones LOS

Como ya se ha dicho, las observaciones de desplazamiento obtenidas por interferometría radar son proyecciones en LOS de la deformación del terreno. Aunque ya es de por si importante tener una observación espacial con gran cobertura de los movimientos de acercamiento o alejamiento del terreno hacia el satélite, cuando se quiere modelizar los mecanismos de deformación es necesario tener su proyección en coordenadas geodésicas: vertical, Este-Oeste y Norte-Sur. La combinación de desplazamientos calculados en geometría ascendente y descendente permite hacer esta proyección, pero con una limitación importante. La máxima sensibilidad de los satélites se da hacia movimientos del terreno en la dirección del rango. En cambio, el satélite no es sensible a los movimientos que suceden en la dirección del azimut, la dirección de vuelo del satélite. Como los satélites radar tienen órbitas cuasi-polares, son muy poco sensibles a los movimientos en dirección Norte-Sur. Por esta razón, la proyección a coordenadas geodésicas se hace en contextos en los que se pueda asumir que el desplazamiento Norte-Sur es despreciable.

En contextos donde dominan las fuerzas gravitacionales, como en estudios de deslizamientos de ladera, se utiliza otra estrategia consistente en proyectar LOS a la máxima pendiente. El estudio de la mina de Riotinto que se presenta en el Capítulo 3 de esta tesis, es un ejemplo de este tipo de aproximaciones, donde se utiliza la proyección a la máxima pendiente para caracterizar movimientos en la corta minera y en las escombreras.

Además, como en toda técnica de teledetección, es fundamental combinar las observaciones satelitales con observaciones a nivel de tierra, y para ello es especialmente adecuado el uso de técnicas GNSS. Las observaciones GNSS proporcionan medidas de deformación tridimensional muy precisas que permiten la correlación con las observaciones radar. Y, a su vez, las observaciones radar

permiten extender las observaciones puntuales GNSS. Este tema se estudia en detalle en Capitulo 1 de esta tesis, para estudiar la subsidencia de la cuenca del Guadalentín, como también en los Capítulos 5 a 7, donde se estudian las deformaciones en la isla volcánica de La Palma, que también integra observaciones gravimétricas.

1.1.10 Interferometría radar diferencial avanzado (A-DInSAR)

Para poder estudiar la deformación ocurrida entre dos adquisiciones realizadas en tiempos diferentes deben eliminarse las diferentes contribuciones a la fase interferométrica. Se habla de interferometría radar diferencial o DInSAR cuando se eliminan del interferograma las contribuciones geométricas, tierra plana y topografía, que habitualmente son las más importantes. Esta técnica se usa habitualmente para el estudio de grandes deformaciones como las producidas por un terremoto, o el levantamiento de un volcán activo, que llegan a valores de muchos centímetros en periodos de tiempo muy cortos. En estas condiciones, la contribución a la fase de la atmósfera o del ruido, se pueden considerar despreciables.

Pero la técnica DInSAR no es válida para el estudio de deformaciones de pequeña escala (mm/año) ya que las contribuciones restantes son suficientemente importantes como para apantallar la deformación. Necesitamos una técnica más avanzada, que llamamos A-DInSAR que consiste en una combinación de muchas imágenes adquiridas a lo largo de meses o años, para generar múltiples interferogramas y así, mediante el análisis de la evolución temporal de los píxeles, poder extraer la deformación. Hay dos estrategias de procesado A-DInSAR:

- PSI (Persistent Sacatterer Interferometry). Se seleccionan los pixeles con una amplitud muy estable a lo largo de toda la serie de interferogramas (reflectores puntuales) para analizar su evolución temporal. Esto permite utilizar la máxima resolución del sensor, pero la cobertura queda limitada a los PSI identificados. Esta técnica es especialmente eficaz en contextos urbanos donde los edificios son reflectores ideales.

- SBAS (Small Baseline Subset). Se seleccionan los pixeles en función de la coherencia espacial de su entorno. Como a nivel de píxel la coherencia espacial es muy variable, los pixeles se agrupan y promedian (*multilooking*) para mejorar la estabilidad. El análisis de la evolución temporal se realiza sobre estos reflectores que llamamos distribuidos, y como resultado se gana en cobertura, pero se pierde en resolución espacial. Esta técnica es más favorable en áreas rurales o naturales.

También existen técnicas híbridas que han demostrado su capacidad para integrar reflectores puntuales y distribuidos en un mismo análisis.

Una de los principales beneficios de las técnicas A-DInSAR es que permiten extraer series temporales de la evolución de cada reflector, y con las que se puede construir las gráficas de su desplazamiento acumulado en el periodo temporal estudiado.

En la comunidad científica es habitual el uso del término InSAR para agrupar estas tres técnicas (InSAR, DInSAR y A-DInSAR) puesto que los procesados A-DInSAR han reemplazado a las técnicas predecesoras, por este motivo nos referiremos a estas técnicas como InSAR durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral.

1.1.11 Software interferométrico usados en el desarrollo de esta Tesis Doctoral

Las técnicas de interferometría radar de apertura sintética requieren una gran potencia de cálculo debido a la multitud de operaciones que requiere obtener un interferograma. Podemos dividir el proceso de obtención de series temporales en dos grandes bloques: la generación de interferogramas y la obtención de series temporales. Algunos softwares integran ambas partes en un único software (Subsidence-GUI)[82], mientras que otros usan dos módulos diferenciados (GMTSAR)[85] o son dos softwares completamente diferentes (ISCE+MintPy)[29,91].

Durante el desarrollo de esta tesis se han usado diferentes programas puesto que cada uno ofrece ventajas propias frente al resto o facilidades de uso. A continuación, detallamos los más utilizados.

1.1.11.1 Subsidence-GUI:

Este software está desarrollado por la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) e integra la metodología conocida como Coherence Pixel Technique (CPT)[82]. Su desarrollo se remota al lanzamiento de los primeros satélites ERS de la Agencia Espacial Europea (ESA) y desde entonces ha ido evolucionando hasta soportar la mayoría de los satélites SAR tales como TerraSAR-X, COSMO-SkyMed, ALOS-PALSAR o Sentinel-1.

Este software integra un procesador interferométrico que permite obtener un "stack" (un conjunto de interferogramas corregistrados a una imagen referencia) de interferogramas a partir de imágenes Single Look Complex (SLC) de una constelación de satélites (conocido internamente como PRISAR) así como un segundo módulo para el estudio de series temporales (internamente conocido como SUBSOFT), permitiendo así partir de imágenes SLC para obtener valores de velocidad y series temporales. El flujo de trabajo de SUBSOFT está representado en la Figura A1.12.

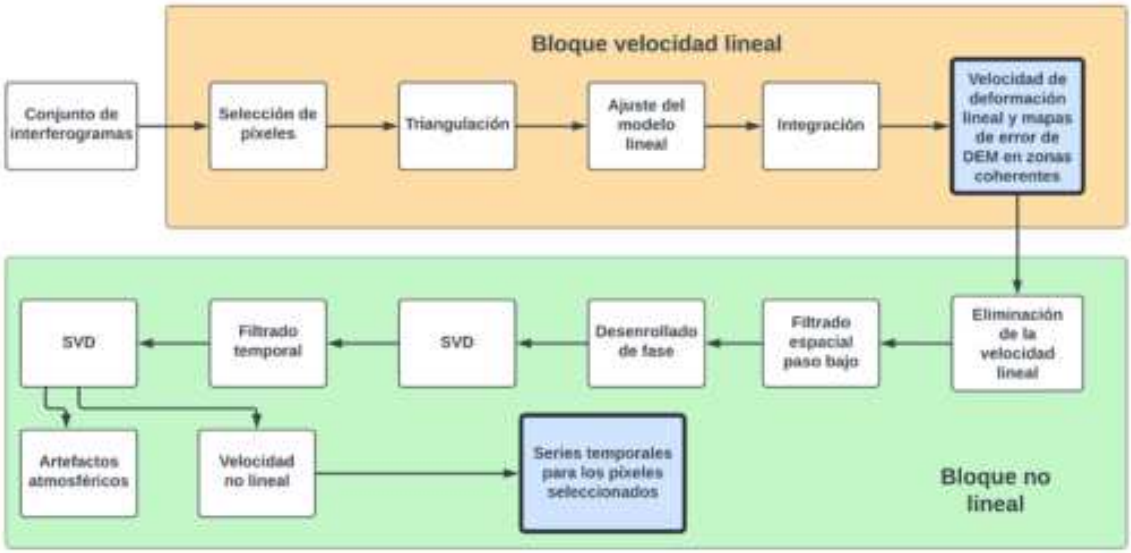


Figura A1.12 - Flujo de trabajo de Subsoft. A diferencia de otros softwares interferométricos hace una primera estimación de la velocidad lineal a partir de los interferogramas enrollados para luego calcular la velocidad no lineal tras desenrollar los interferogramas. En fondo azul los pasos donde se obtienen resultados de ambos bloques.

Este software fue uno de los primeros en incluir una estimación puramente estadística (sin tener en cuenta factores físicos) del error en los valores de velocidad y series temporales[140].

Entre 2016 y 2018 realicé dos estancias en Barcelona, en la Universidad Politécnica de Cataluña, en el laboratorio CommSensLab del Departamento de Teoría de la Señal y Comunicaciones, bajo la supervisión del Profesor Jordi J. Mallorquí, que me permitieron familiarizarme con las diferentes técnicas InSAR así como con el software CPT que fue utilizado para el estudio inicial de La Palma así como en el estudio de Sentinel-1 de Lorca.

Está escrito en lenguaje de programación IDL y actualmente lo explota comercialmente la empresa Dares Technology[33], haciendo imposible el acceso al código fuente del programa. A nivel científico esto supone serios problemas, puesto que hay partes no documentadas y durante su ejecución es frecuente encontrarse errores que únicamente pueden ser solucionados por la UPC o Dares. Pese a que en el IGEO disponemos de una licencia para su uso científico, su uso ha ido disminuyendo en favor de otros programas de código abierto debido a que su desarrollo ha evolucionado muy rápidamente y han ido ofreciendo las mismas opciones que CPT, siendo posible participar de manera activa en el desarrollo.

1.1.11.2 GMTSAR

Este procesador InSAR es software de código abierto bajo licencia GNU y está desarrollado usando el sistema de procesado gráfico Generic Mapping Tools (GMT), por lo que dispone de potentes herramientas para representar los resultados. El software está compuesto por cuatro componentes: un preprocesador de las imágenes radar para cada satélite diferente que extrae la información orbital y de la observación y la convierte en un formato legible por el programa, un procesador interferométrico para alinear las imágenes y formar los interferogramas, un postprocesador que filtra el interferograma y genera archivos de fase, coherencia y desplazamiento LOS y por último, un subprograma para calcular series temporal a partir de la metodología SBAS[141].

La mayoría del código está escrita en C y Shell script, por lo que resulta fácil su comprensión y modificación. La parte de corregistrado de imágenes se ha simplificado mediante el uso de la información orbital, reduciendo así el tiempo de cálculo de este paso, pero perdiendo precisión en este paso.

No cuenta con un módulo específico de corrección atmosférica, sino que recurre a operaciones entre imágenes para la estimación de esta.

Debido a su sencillez de uso y a su carácter de código abierto, sobre este software se construyó un workflow[86] con el fin de simplificar el procesado radar interferométrico dentro del proyecto InTarsis y en el marco de esta Tesis Doctoral. La idea es que, a partir de un sencillo fichero de configuración con los parámetros preestablecidos, se pueda procesar una zona y obtener las series temporales de manera sencilla corriendo cada uno de los seis pasos del proceso de manera consecutiva. De esta forma, en caso de querer procesar zonas de manera sistemática (monitorización) únicamente habría que añadir nuevas imágenes y ejecutar el software con la misma configuración preestablecida.

En la Tabla A1.1 se detallan los diferentes pasos de InTarsis y en la Figura A1.13. se muestra el principio del archivo de configuración de InTarsis.

Tabla A1.1 - Diferentes pasos definidos en el software InTarsis para el cálculo de series temporales a partir de imágenes SLC.

PASO	DESCRIPCIÓN
INTARSIS_01_FILE PREPARATION	En este paso se comprueba que se disponen de los archivos necesarios para el procesado interferométrico, crea la estructura de directorios necesaria para su ejecución y recorta las SLC en función del área de interés definido.
INTARSIS_02_ALLIGN	En este paso se corregistran las imágenes para cada *swath* utilizado.
INTARSIS_03_INTF	Genera la nube de interferogramas. Para ello se hace uso del software "Parallel"[92] que paraleliza el cálculo permitiendo optimizar el tiempo en procesadores con múltiples núcleos.
INTARSIS_04A_MERGE	Paso opcional. En el caso de que la zona de interés utilice dos o tres *swaths* este paso los junta para procesarlos de manera conjunta.
INTARSIS_04B_MASK	Paso opcional. Crea y aplica una máscara para filtrar los píxeles de baja coherencia y así simplificar el desenrollado de fase.
INTARSIS_05_UNWRAP	Se desenrolla la fase. Este paso puede ser computacionalmente muy costoso, por lo que también se paraleliza.
INTARSIS_06_SBAS	El último paso se crean los archivos necesarios para correr la rutina SBAS y se calcula. Puede correrse múltiples pasos ajustando parámetros como la estimación atmosférica.

```
#################################################
###    Configuration for Intarsis processing   ######
#################################################
# Not every parameter is mandatory and some of the   #
# included routines can be called with them as       #
# parameters. Leave an space between the name and the#
# value.                                             #
#################################################

# Step 01: file preparation
# dem filename
dem_filename dem_srtmv1.grd              # filename of the DEM

# Step 02: allignment
# Master acquisition for corregistration
master_slc 20150402                      # master SLC. Use one in the middle of the cluster. Format: YYYYMMDD
swath_number F3                          # Swath to process. Currently does not support merging. F1, F2 or F3 valid for IW1, IW2 and IW3
use_esd true                             # Use ESD for fine corregistration (TOPS)
esd_mode 0                               # ESD mode: 0 for average, 1 for median and 2 for interpolation.

# Step 03: Intererogram generation
b_perp 250                               # Maximum perpendicular baseline
b_temp 250                               # Maximum days between interferometric pairs

# Step 03 and 05: Parallelization of task (for interferogram generation and unwrapping)
use_parallel true                        # false disables paralellization (NOT IMPLEMENTED YET, USE TRUE)
num_cores 20                             # number of cpu cores to use


# Step 04: Merge and Masking (optional steps)
# Merging
merge_swaths false                       # true for merging swaths false for skip this step
swaths_to_merge F1,F2,F3                 # Swaths to merge. Minimum 2 separated by comma.
```

Figura A1.13 - Inicio del archivo de configuración de InTarsis. Se ha intentado reducir al mínimo el número de parámetros necesarios siendo algunos opcionales para un mayor control del procesado. Archivo disponible en Github[86].

1.1.11.3 Interferometric synthetic aperture radar Scientific Computing Environment, ISCE

ISCE es un procesador interferométrico de código abierto cuyo desarrollo está liderado por el Jet Propulsion Laboratory (JPL) de California, financiado por NASA y disponible en GitHub[142]. Se trata de un procesador interferométrico desarrollado en varios lenguajes de programación, entre los que destaca Python, que permite el corregistro y formación de interferogramas a partir de imágenes SLC. Tiene soporte para la totalidad de misiones radar que se encuentran actualmente en órbita, incluido el satélite radar español PAZ[143] (clon de TerraSAR-X) con sus principales modos de adquisición (Stripmap con resolución de 3 m x 1 m y Spotlight 1 m x 2 m).

Una de las ventajas de este procesador es que está diseñado para ser incorporado en otros flujos de trabajo y siendo fácil su inclusión, en forma de librería, en cadenas de procesado más grandes, como, por ejemplo, servicios web. Actualmente está disponible la segunda versión del programa (ISCE2) mientras que la tercera versión del software (ISCE3), en la que se ha reescrito el código por completo, se encuentra actualmente en desarrollo[29].

Gracias a la introducción del sistema de corregistrado de imágenes radar NESD (Network-Based Enhanced Spectral Diversity)[84] este software es capaz de generar stacks interferométricos de la constelación Sentinel-1 aun cuando las imágenes presentan líneas de base temporales grandes (superiores a dos años).

1.1.11.4 Mintpy

Mintpy es un programa de código abierto para el análisis de series temporales a partir de interferometría radar de apertura sintética desarrollado en Python por la Universidad de Miami y disponible en GitHub[30]. Su principal ventaja es su carácter de código abierto que le ha permitido soportar conjuntos de interferogramas generados a partir de los principales procesadores interferométricos como ISCE o Gamma (el procesador interferométrico comercial más usado).

Además, ha ido incorporando diferentes metodologías según se ha ido demostrando su efectividad en publicaciones científicas, ejemplos de esto es el cálculo de retraso atmosférico en la señal radar a partir de modelos atmosféricos como ERA5 a través de PyAPS[31], o el cálculo de la contribución debido a mareas terrestres a partir de PySolid[32].

Tiene soporte para gestores de colas como SLURM[144] que hace que su ejecución en clústeres de cálculo aumente la velocidad de las tareas computacionalmente más complejas como la inversión para el cálculo de desplazamientos, que involucra procesos "*Single Value Decomposition*" o SVD con matrices de grandes dimensiones.

Su combinación con ISCE2 lo convierte en una solución completa para el procesado InSAR de acceso libre, sin coste, y que permite estudiar una gran variedad de fenómenos físicos a partir de interferometría radar. Esto también lo convierte en una gran opción para su uso en el ámbito académico en cursos de postgrado.

1.2 Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS)

Cuando se trata de conseguir un posicionamiento de un punto de la superficie terrestre, un elemento del terreno, un móvil, un equipo o incluso la navegación, los sistemas basados en satélite son la técnica más utilizada y extendida de todo el conjunto de posibles soluciones al problema. Así, los Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS) se han usado en todos los trabajos presentados en esta Tesis Doctoral como sistema de posicionamiento y análisis de deformaciones.

No es objeto ahora describir unos sistemas que se idearon en la década de los 70 del siglo pasado como sistemas militares de navegación, y que consiguieron precisiones centimétricas y subcentimétricas en los años 80, y de los cuales existe una extensa bibliografía al respecto[145–148]. De aquellas primeras constelaciones hoy hemos pasado a una segunda generación de satélites, con una sustancial mejora de las iniciales y la llegada de otras nuevas. Así, hoy podemos contar con los sistemas GPS (EEUU), GLONASS (Rusia), Galileo (Unión Europea) y BeiDou (China). Entre estas cuatro constelaciones podemos tener más de 100 satélites dedicados a la navegación y el posicionamiento de precisión. El interés de disponer de estas diferentes observaciones viene del hecho de que estas constelaciones se complementan, en vez de entrar en competencia unas con otras. Los nuevos receptores utilizan todas ellas de forma integrada. Así, los usuarios nos beneficiamos de esta situación y de los avances que estas técnicas vienen realizando desde hace cuarenta años.

A continuación, se revisarán algunos conceptos y técnicas que ayudarán a entender los procedimientos utilizados en las diferentes secciones de esta Tesis Doctoral.

1.2.1 Señales GNSS y modelos de medida

Los sistemas GNSS se basan en el principio de trilateración, que es el método de determinar posiciones midiendo distancias a puntos de posición conocida. Como mínimo, la trilateración necesita las distancias medidas a tres puntos conocidos. En el caso de los sistemas GNSS, los puntos conocidos son los satélites que el receptor tiene en vista sobre su horizonte. Las distancias medidas serán las distancias entre los satélites y el receptor de las señales (receptor GNSS). Estos sistemas son en esencia pasivos puesto que los usuarios sólo reciben señales sin más interoperación con las constelaciones de satélites. Los receptores no pueden medir las distancias directamente y lo que ofrecen son las denominadas 'pseudodistancias'. La pseudodistancia es la medida de la diferencia de tiempo entre el instante de la llegada de la señal al receptor, medida con el reloj del mismo, y el instante de salida de esa misma señal del satélite, media con el reloj atómico a bordo del satélite. Esta medida se multiplica por la velocidad de la luz para convertirla unidades de distancia (Ecuación A1.3).

$$Pseudodistancia = (tiempo\ de\ receptor - tiempo\ de\ satélite) \cdot c \quad (A1.3)$$

siendo c, la velocidad de la luz en el vacío.

Para realizar esta función se ha diseñado un sistema de señales, cuyo esquema básico se muestra en la Figura A1.13, que se transmiten desde los satélites hacia los receptores. La señal GNSS es una señal modulada que se compone generalmente de una multiplicación de una frecuencia portadora (Portadora de Fase) y una yuxtaposición de códigos de medida (Código) y un mensaje de navegación[149]. El código también suele ser denominado como código PRN (Pseudo Random Noise). Los modernos sistemas de GNSS pueden trabajar con diversas frecuencias de portadoras de ondas, además de varios códigos de medida modulados sobre las portadoras.

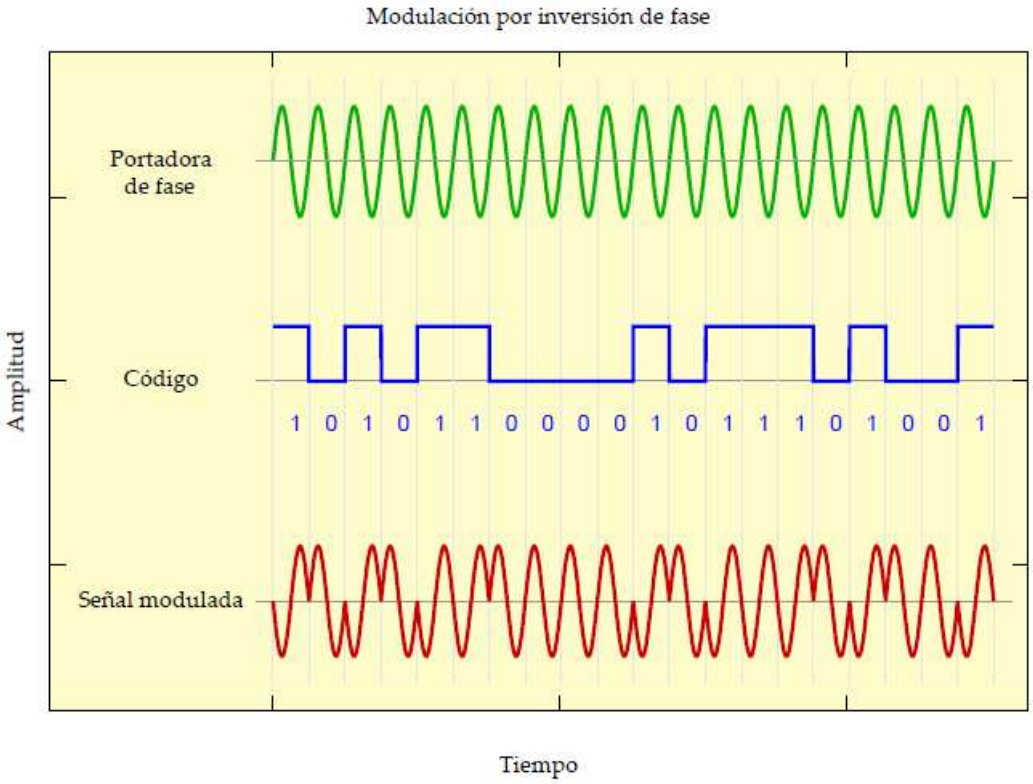


Figura A1.14 – Componentes de la señal GNSS transmitida por los satélites hasta los receptores.

1.2.2 Fuentes de error

Existen varios sistematismos provocados por diversas fuentes de error que afectan a los satélites, a la propagación de la señal, al receptor o al entorno de la estación donde usamos nuestro receptor. Por ejemplo, debido a que la señal que viaja a la velocidad de la luz y es transmitida desde un satélite que viaja también a una velocidad aproximada de 4 km/s, y que los vectores de estas dos velocidades con respecto al receptor irán tomando distintas posiciones según el satélite emerge sobre el horizonte, se acerca al receptor hasta que finalmente pasa por su meridiano, que es el punto más cercano al mismo, para alejarse de él hasta ocultarse sobre el horizonte. Este efecto provoca alteraciones por efecto de la relatividad general sobre

el reloj del satélite. Igualmente, también el satélite está sometido a la fuerza de la gravedad, que tendrá una componente de error en su reloj.

La señal se emite en satélites que están a unos 20.000 km de la Tierra. Durante todo el trayecto hasta el receptor sobre la superficie de la Tierra, la señal viaja en el vacío a la velocidad de la luz. Es solamente en los últimos 1000 km cuando entra en la atmósfera terrestre y va a sufrir alteraciones. La troposfera, que es una de las capas más cercanas a la superficie terrestre, se caracteriza por el alto grado de moléculas de vapor de agua que existen en la misma. Estas moléculas van a provocar reflexiones y refracciones de la señal que procede del satélite, provocando un retardo en la llegada de la señal al receptor. Este retardo es no-dispersivo, esto es, es independiente de la frecuencia en el rango de las frecuencias que corresponden a la banda L. Para mitigar este efecto, se utilizan modelos que calculan el retardo que sufre la señal en el cenit de la estación. En este sentido, desde los años 60 del siglo pasado hasta la actualidad, se han ido desarrollando y refinando varios modelos que ayudan a corregir este retardo.

De forma parecida, la capa superior de la atmósfera denominada ionosfera se caracteriza por la existencia de iones o electrones en suspensión. Estos iones son altamente excitados por la actividad solar. Análogamente a lo que ocurría en la troposfera, la señal procedente del satélite va a sufrir colisiones con estos electrones que alterarán su trayectoria. En la bibliografía ya comentada anteriormente podemos encontrar que el retardo ionosférico es proporcional al contenido total de electrones que hay en la zona de la ionosfera que atraviesa la señal del satélite. Igualmente, se define que este retardo es inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la portadora de fase. Para corregir este efecto se necesita conocer el contenido total de electrones (Total Electron Content o TEC) en la trayectoria de la señal. A tal fin, también diversas agencias generan verdaderos mapas del TEC para todo el globo terrestre.

Menores son las correcciones por movimiento del polo terrestre o por marea terrestre. Esta última provoca elevaciones o hundimientos de la superficie terrestre con respecto al centro de masas de la Tierra por la atracción de la Luna y el Sol y los cambios en las posiciones relativas de estos dos astros con respecto a la Tierra. Si la distancia entra las estaciones donde tenemos dispuestos nuestros receptores es moderadamente corta, podemos considerar que la superficie de la Tierra se deforma por igual para los receptores. Así, un posicionamiento relativo eliminaría este efecto. Aun así, también existen modelos de marea terrestre que calculan este efecto y que permiten su corrección. En las zonas costeras, la inundación que sufren las costas por las subidas y bajadas de la marea oceánica alteran la carga que soportan estas costas, provocando también elevaciones y hundimientos por esta carga oceánica. También se dispone de modelos para realizar esta corrección

1.2.3 Posicionamiento de precisión.

Midiendo pseudodistancias al menos a cuatro satélites de forma simultánea con un receptor de relativamente bajo coste, el posicionamiento se obtiene de forma inmediata con una precisión de metros. Del otro lado, el posicionamiento centimétrico o milimétrico solo es posible introduciendo mejoras a la técnica. En este sentido, un posicionamiento de precisión de nuestros puntos sobre el terreno requiere que conozcamos con muy alta precisión las posiciones de los satélites, incluidas en las distancias euclídeas satélite-receptor, y también conocer con alta precisión los estados de los relojes de estos. Si obtenemos las posiciones de los satélites del propio mensaje de navegación que ellos nos proporcionan, las llamadas efemérides transmitidas, estaríamos en un orden de precisión de 50-100 cm. Sin embargo, si utilizamos las comentadas efemérides precisas que varias agencias se encargan de calcular, estaríamos hablando de 2.5-5 cm de error en las posiciones de los satélites.

Para posicionamiento geodésico de alta precisión, en la práctica se necesitan cinco o más satélites en línea de visión, porque es esencial modelar la refracción troposférica antes comentada. Igualmente, los receptores tienen que ser mucho más sofisticados que simples dispositivos que registren pseudodistancias. Así necesitaremos equipos que registren la diferencia de fase de la onda portadora y el uso de distintas frecuencias de ésta o incluso distintas constelaciones de apoyo. El mayor problema de las medidas de este observable de fase es determinar el valor de la ambigüedad entera de fase. En esta línea se han venido desarrollando diversas técnicas y algoritmos para la 'resolución de la ambigüedad', esto es, obtener ese número entero de ciclos que hay en el instante inicial en que la señal del satélite llega hasta el receptor y comienza la medida de la diferencia de fase. La resolución de esta ambigüedad y conseguir un valor de número entero para ella es esencial para poder obtener la mayor precisión posible en aplicaciones geodésicas o geofísicas.

En un posicionamiento geodésico, tanto las medidas de pseudodistancias como las de diferencia de fase en dos o más frecuencias, se usan para obtener una autocalibración del retardo ionosférico. Si disponemos de equipos de dos frecuencias, tendremos cuatro observables que son fundamentales para el posicionamiento de alta precisión: dos pseudodistancias y dos diferencias de fase. Si disponemos de equipos de tres frecuencias, entonces dispondremos de seis observables. Esto proporciona más algoritmos para procesar los datos GNSS que incluso permiten modelar la ionosfera con los propios datos registrados por los receptores.

También es fundamental para un posicionamiento de precisión el uso de un programa informático, o "*software*" altamente especializado de estimación multiparamétrica que pueda modelar los datos de diferencia de fase, incluyendo el modelado de la geometría satélite-receptor, atmósfera terrestre, mareas terrestres,

rotación de la tierra y movimiento del polo, efectos en las antenas y efectos relativistas en los relojes. Además, el programa debe ser capaz de resolver a enteros las ambigüedades iniciales de fase comentadas anteriormente. En resumen, este tipo de posicionamiento de precisión necesita:

- receptores GNSS de calidad geodésica, con antenas calibradas, que al menos dispongan de dos frecuencias y que dispongan de observables de código y diferencia de fase;
- disponer de datos de precisión relativos a las órbitas y a los relojes de los satélites;
- observaciones simultáneas a cinco o más satélites; y
- programa informático de proceso de datos GNSS altamente especializado, que incorpore todos los modelos de precisión para las correcciones, algoritmos para el tratamiento de las diferencias de fase, y estimación simultánea de los parámetros. En el desarrollo de esta Tesis Doctoral hemos usado el programa GAMIT-GLOBK, del MIT[61] y el Leica Geo Office, predecesor del actual Leica Infinity[150].

Los datos de precisión se publican por diversas agencias. El International GNSS Service (IGS)[110] coordina este segmento de servicio que da apoyo con estos datos a la comunidad científica desde 1992. Así, se publican órbitas precisas de nivel centimétrico al día siguiente de la observación. Igualmente, también publica datos de precisión de los estados de los relojes de los satélites, aunque esta estimación es más complicada que la orbital. Con estos datos de precisión, habitualmente se usan tres técnicas para calcular las posiciones de los receptores con precisión milimétrica de calidad geodésica:

- Posicionamiento de punto preciso (PPP) de una única estación con datos de órbitas y relojes de precisión.
- Posicionamiento relativo de redes completas de receptores, con estimación de los relojes, usando datos precisos de órbitas.
- Posicionamiento relativo de redes con la técnica de dobles diferencias, usando datos orbitales de precisión.

1.2.4 Técnicas de posicionamiento

A la hora de poner en práctica en campo estos modelos y disponer los receptores en los puntos cuya posición se necesita determinar, se utilizan principalmente cuatro técnicas de observación[151].

La técnica que ofrece mayor precisión es el denominado **método estático geodésico**, que ha sido el método usado en todos los trabajos de esta Tesis Doctoral. Este método consiste en disponer los receptores GNSS sobre los puntos cuya posición necesitamos determinar de forma fija registrando medidas de fase y código. El posicionamiento que se obtiene es relativo, es decir, la posición de un receptor con

respecto a otro, y requiere de suficiente tiempo de observación para recoger gran cantidad de épocas que nos permita fijar las ambigüedades a entero. El tiempo de observación o duración de la sesión de observación, depende de las condiciones meteorológicas, de la longitud del vector y del número de satélites registrados en los receptores. Esto puede variar desde una hora hasta veinticuatro horas (un día completo). Para el estudio de la subsidencia del Alto Guadalentín (Capítulos 1 y 2) se utilizaron sesiones de 4 horas de observación en cada punto, mientras que para el Canal de Genil-Cabra (Capítulo 2) fueron sesiones de 30 minutos al tener este último caso una menor distancia entre puntos.

El **método estático-rápido** consiste en usar una metodología en campo similar al anterior, pero, la diferencia estriba en el proceso de datos posterior. Aquí los algoritmos de cálculo se han simplificado eliminando la determinación de parámetros, cuya variación depende de la distancia. Si reducimos la distancia entre los receptores hasta poder admitir que los sistematismos son iguales en ambos receptores, el posicionamiento relativo los cancelaría, permitiendo resolver ambigüedades con menos parámetros a calcular. En definitiva, con menor cantidad de épocas. Las duraciones de las sesiones son desde minutos hasta la media hora u hora completa, pero el límite de distancia se suele marcar en el entorno de los 20 km de distancia entre receptores.

Podemos disponer de un receptor de forma fija que registre observaciones de fase y código. De forma simultánea, podemos disponer de uno o varios receptores que hacemos mover por los puntos que queremos determinar, estacionando en cada uno de ellos algunos segundos o simplemente recorrerlos sin más. Mientras hayamos mantenido un mínimo de satélites comunes entre el receptor fijo y los móviles, el proceso de datos posterior fijará ambigüedades para cada receptor móvil y, mientras no se haya perdido el seguimiento a esos satélites, esas ambigüedades iniciales resueltas sirven para calcular todas las posiciones que ha ido generando el receptor móvil mientras lo movíamos por los puntos. Este es el denominado **método cinemático**. Este método, aunque empeora la precisión que se logra con los anteriores, ofrece la ventaja de su rapidez.

La cuarta técnica es el **método cinemático en tiempo real**, que en esencia es una mejora del método anterior. La metodología en campo es similar, pero los receptores incorporan un sistema de comunicaciones entre ellos, bien por radio, telefonía, satélite o mediante Internet. El receptor fijo recibe los datos de código y fase de los satélites que tiene en vista y los retransmite por su sistema de comunicaciones. Los receptores móviles reciben los datos de los satélites que tienen en vista mediante su antena GNSS. De forma cuasisimultánea, por el sistema de comunicaciones, reciben los datos de código y fase que se registraron en el receptor fijo. El receptor móvil ahora es capaz de poder procesarlos en tiempo real, fijar ambigüedades y obtener la posición relativa con el receptor fijo. Todo esto se sucede en fracciones de segundos

una vez fijadas las ambigüedades. Este método ofrece la ventaja de poder disponer en el propio campo las coordenadas de los puntos cuyo posicionamiento se quiere determinar y es muy efectivo cuando se dispone de seis o más satélites comunes. Esta técnica es la empleada por las denominadas redes en tiempo real con líneas de base que oscilan entre los 70-100 km. Estas distancias tan grandes son posibles porque estas redes usan datos interpolados de los receptores en las posiciones fijas.

Anexo 2

Material suplementario del artículo "Modeling the two and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications".

Supplementary Information

Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications.

Jose Fernandez[1,*], Juan F. Prieto[2], Joaquin Escayo[1], Antonio G. Camacho[1], Francisco Luzón[3], Kristy F. Tiampo[4], Mimmo Palano[5], Tamara Abajo[1], Enrique Pérez[6], Jesus Velasco[2], Tomas Herrero[6], Guadalupe Bru[1], Iñigo Molina[2], Juan López[6], Gema Rodriguez-Velasco[7], Israel Gómez[1], Jordi J. Mallorquí[8]

[1]Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Calle del Doctor Severo Ochoa, nº 7. Facultad de Medicina (Edificio Entrepabellones 7 y 8, 4ª planta). Ciudad Universitaria. 28040-Madrid, Spain.

[2]ETSI Topografia, Geodesia y Cartografia. Universidad Politécnica de Madrid. Ctra. Valencia km 7 - 28031 Madrid, Spain.

[3]Departamento de Quimica y Física. Universidad de Almería. Edificio CITE-IIA. Cañada de San Urbano s/n. 04120, Almería. Spain.

[4]Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO, 80309, USA.

[5]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo, 95125, Catania, Italy.

[6]Dpto. Ingeniería Agroforestal. ETSI Agronómica, Alimentaria y de Biosistemas. Universidad Politécnica de Madrid. Avda. Puerta de Hierro, nº 2 – 4. 28040-Madrid, Spain.

[7] Dpto. Física de la Tierra y Astrofisica, Unidad Departamental Astronomía y Geodesia. Universidad Complutense de Madrid, Fac. C. Matemáticas, Plaza de Ciencias, 3. 28040-Madrid, Spain

[8]CommSensLab, Dep. Signal Theory and Communications, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), D3-Campus Nord-UPC, C. Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, Spain

---

*Correspondence and request for materials should be addresses to J.F. (email: jft@mat.ucm.es, phone: +34-913944632)

Global Navigation Satellite System (GNSS) network

In order to perform spatio-temporal monitoring of the 3D displacement field in the Lorca subsiding area, a GNSS network was designed and implemented in 2015. This geodetic network consists of 33 survey-mode GNSS stations covering the Alto Guadalentin Basin area of about 70 km^2 (see Figure 2), the region also studied by InSAR (Gonzalez and Fernández, 2011; González et al., 2012; Boni et al., 2015).

Special care has been taken regarding the stability of the monitoring sites during the design phase of the network. Monuments of 31 of these stations consist on reinforced concrete cabinets originally settled for irrigation control sensors (see Figure S1). Each cabinet, having dimensions of 2 x 0.6 x 2 meters (for length, width and height, respectively), rests on a reinforced concrete slab (min. 40 cm thick) anchored to the floor. These cabinets have been equipped with a forced centering system for the GNSS antenna to guarantee repeatability in the reoccupation during different campaigns with accuracy usually below 0.5 mm (Figure S1a). The remaining two stations have been located on existing geodetic pillars previously built in the area. These two pillars also have GNSS antenna centering devices (Figure S1b).

Raw GNSS observations collected on this geodetic network were processed using GAMIT/GLOBK 10.6 software and taking into account precise ephemerides from the IGS (International GNSS Service; http://igscb.jpl.nasa.gov) and Earth orientation parameters from the International Earth Rotation Service (www.iers.org). As mentioned in the main text, to improve the overall configuration of the network and tie the local measurements to a regional reference frame, data coming from more than 20 continuous stations belonging to regional (REGAM and MERISTEMUM) and wide-scale (IGNE and EPN) networks were introduced in the processing. See Table S1 for details on used continuous stations.

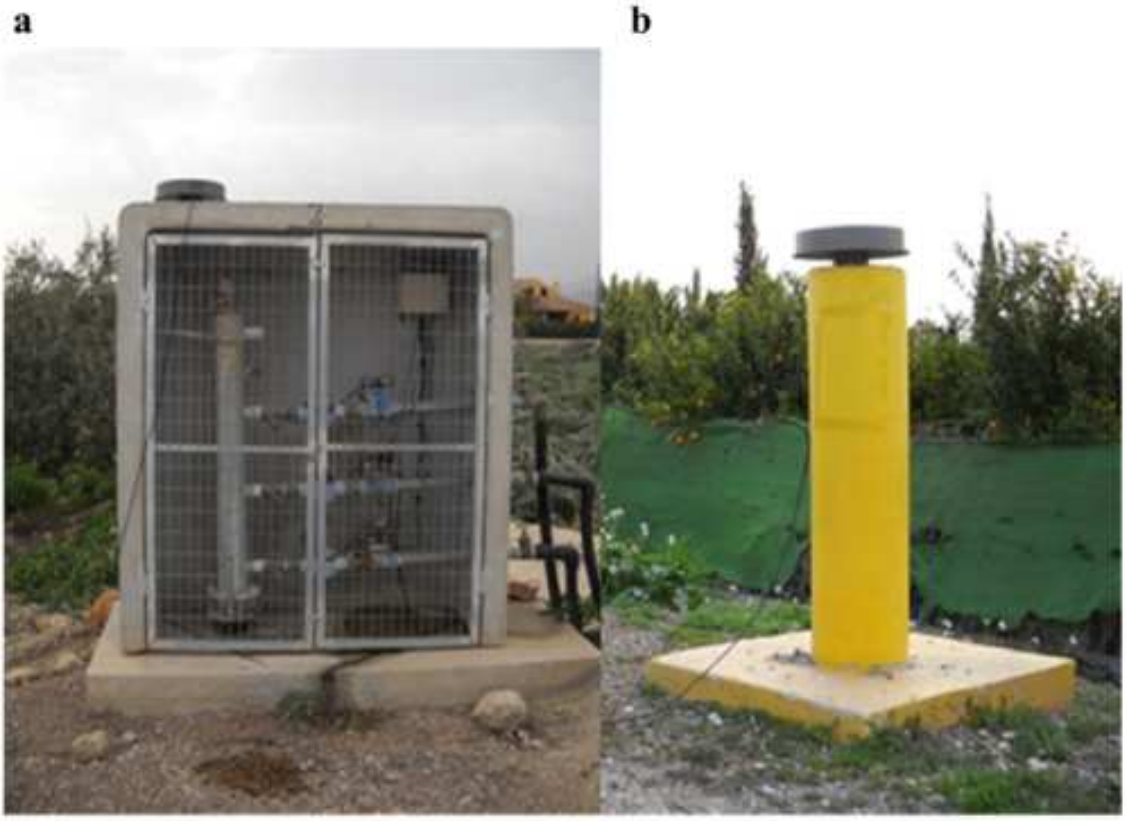


Figure S1 | Monument types adopted for GNSS stations. (a) Concrete cabinet anchored to reinforced concrete slab and **(b)** concrete pillar. The GNSS antenna is mounted on a fixed centering device to the top of the cabinet and pillar. Photographs by authors.

Site Id	Long	Lat	Ve	Vn	Ve(1σ)	Vn(1σ)	RHO	Up	Up 1σ	NETWORK
ABAN	358.94633	38.17506	20.01	17.66	0.18	0.16	0.004	1.57	0.46	REGAM
ALCA	359.1392	37.73077	20.42	17.23	0.11	0.11	0.003	0.65	0.40	REGAM
AIRM	358.87139	37.80653	20.00	15.50	0.35	0.38	0.020	0.13	1.49	REGAM
ALAC	359.51877	38.33892	19.81	16.61	0.07	0.06	0.003	0.63	0.21	EPN
ALBA	358.1436	38.97792	18.45	16.67	0.14	0.13	0.000	-9.26	0.97	EPN
ALME	357.54056	36.85254	18.52	16.15	0.07	0.07	0.001	0.84	0.39	IGNE
CABO	359.3016	37.63087	20.74	17.12	0.14	0.20	0.005	2.55	0.95	MERISTEMUM
CARG	359.02615	37.5966	---	---	---	---	---	---	---	IGNE
CARA	358.03232	38.04588	19.30	16.36	0.14	0.14	0.004	0.57	0.52	REGAM
CIEZ	358.61914	38.23316	18.63	17.03	0.29	0.26	0.009	-0.15	0.85	REGAM
CRTG	359.02072	37.60664	19.20	17.27	0.18	0.16	0.005	-1.22	0.55	MERISTEMUM
CRVC	358.13136	38.11459	18.64	16.97	0.11	0.30	0.001	0.28	0.42	MERISTEMUM
JUMA	358.67436	38.50207	19.96	16.81	0.14	0.12	0.002	0.27	0.44	REGAM
JUMI	358.67285	38.47122	19.49	15.96	0.11	0.17	0.002	-1.46	0.37	MERISTEMUM
LORC	358.31323	37.65389	27.89	8.82	0.27	0.48	0.001	-86.17	1.60	MERISTEMUM
LRCA	358.30043	37.65791	---	---	---	---	---	---	---	REGAM
MAZA	358.68951	37.59344	19.93	18.36	0.17	0.12	0.004	1.64	0.42	REGAM
MCIA	358.87748	37.99016	20.26	17.16	0.11	0.14	0.002	1.57	0.40	REGAM
MRAT	358.00118	38.24753	19.97	17.04	0.19	0.26	0.002	-0.27	0.57	REGAM
MUL1	358.55116	38.04111	19.54	16.71	0.13	0.12	0.003	0.45	0.42	REGAM
MURC	358.87532	37.99217	19.77	16.73	0.10	0.11	0.001	-0.97	0.40	MERISTEMUM
SALI	359.22147	37.83491	20.71	16.89	0.13	0.15	0.003	-0.47	0.64	MERISTEMUM

Table S1. Site coordinates and long-term velocities (referred to the ITRF2008 reference frame) of the continuous stations used in the processing. Ve and Vn are the east and north components of the site velocities in mm/yr. Uncertainties are within the 1-σ confidence level. No long-term velocity estimations, referred to ITRF2008, are currently available for LRCA and CARG stations. To adequately show the crustal deformation pattern over the studied area, as explained in the main text, we rotated our estimated GNSS velocities to a local reference system defined by the minimization of the long-term velocities of ALAC, ALBA and ALME continuous stations, externally located with respect the study area.

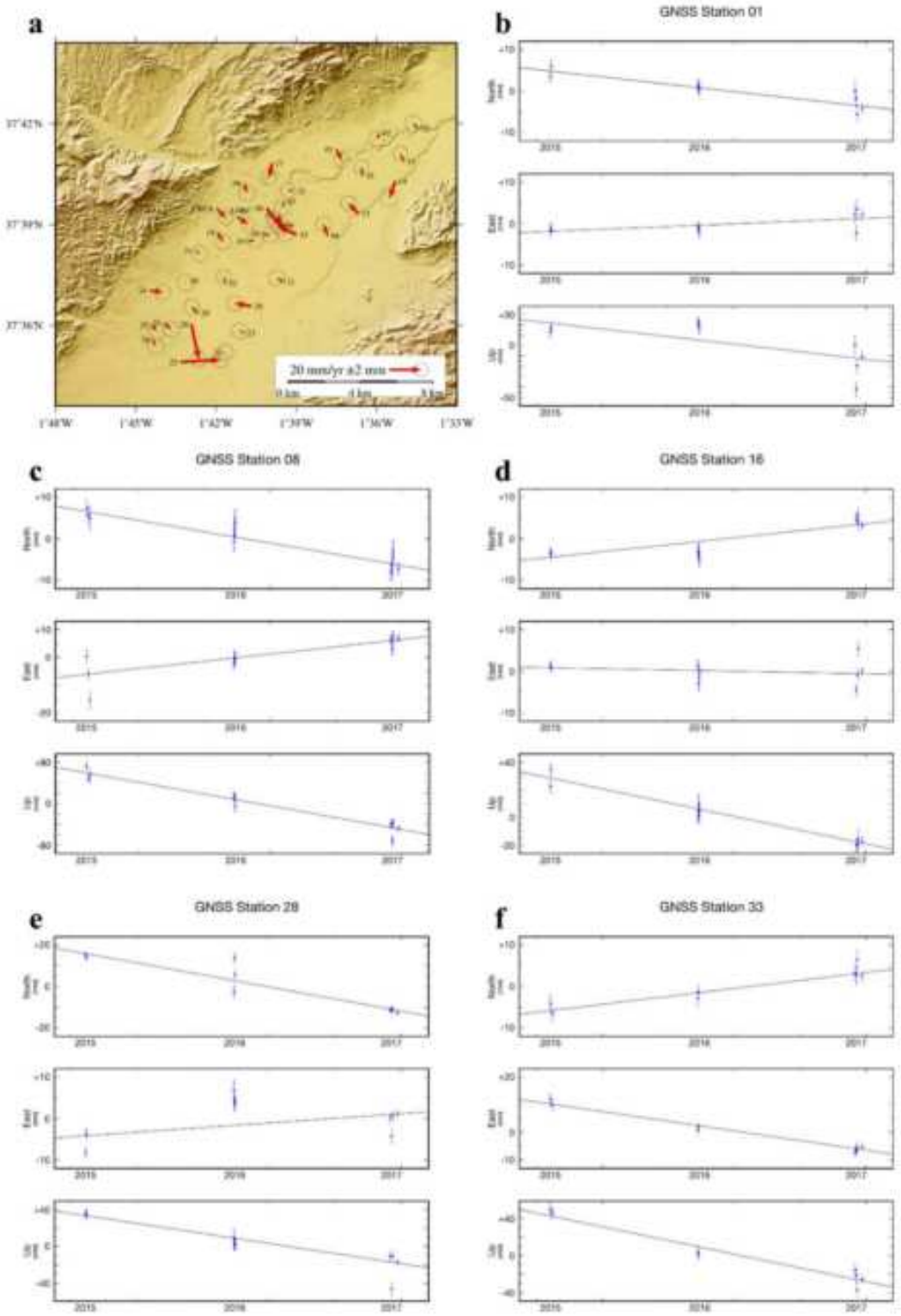


Figure S2 | Time series determined from GNSS observations for selected stations. Results correspond to the period November 2015-February 2017. **(a)** Average annual horizontal displacements with standard confidence regions. **(b)-(f)** 3D time series displacements for some selected stations representing the variety of cases. Most stations show a clearly linear behavior. Only some components in limited stations do not show linear trends. GNSS station 28 has an anomalous horizontal displacement [see panels (**a**) and (**e**), Figure S4 and main text]. GMT software (Wessel et al., 2013) has been used to generate panel **(a)** of this figure; the remainder of the panels were generated using Inkscape software (https://inkscape.org/en/).

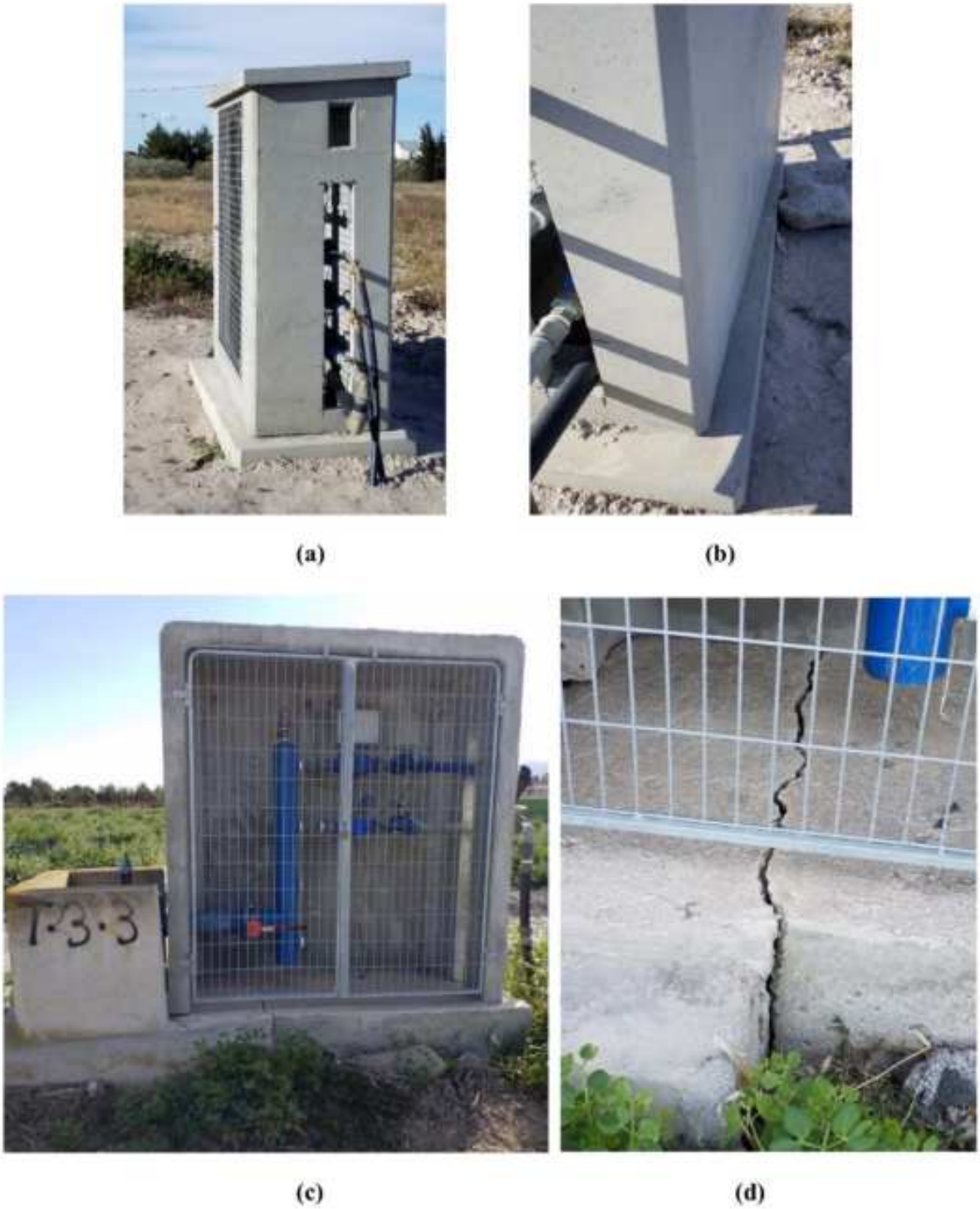


Figure S3 | Monuments corresponding to GNSS stations 23 [panels (a) and (b)] and 28 [(c) and (d)]. The monument for station 23 has been moved horizontally due to water operations and the monument for station 28 had its base broken due to very local instability problems. Both monument problems result in the anomalous horizontal displacements at the SW part of the deformation area shown in Figure 3 of the main text. Photographs by authors.

Advanced Differential Synthetics Aperture Radar Interferometry (A-DInSAR)

The A-DInSAR technique allowed us to obtain deformation maps of the Alto Guadalentin Basin in line-of-sight (LOS) for the same time period as the GNSS campaigns. Due to the data availability we selected the C-Band Sentinel-1A satellite and used a Single-Look-Complex (SLC) image every two orbits, where available (see Table S2 for the acquisition dates of each orbit).

Using SUBSIDENCE-GUI software (Blanco-Sánchez et al., 2008), interferogram pairs were generated (see Table S3 and Table S4). For the ascending orbit a bigger set of interferograms were necessary due a greater atmospheric phase screen found in this geometry. For topographic phase removal a 5-meter DEM were used generated using Instituto Geográfico Nacional (IGN) MDT05 data.

Linear velocity and time series were calculated using Coherent Pixel Technique (Blanco-Sánchez et al., 2008). A mask of the zone were applied to reduce the computation time of the processing. Figure S4 shows the pixel's triangulations over the area, needed to calculate the linear velocity.

Figure S5 shows the calculated time-series of different points showing different patterns (stable points, subsidence and uplift).

Ascending orbit		Descending orbit	
20151112	20160721	20151212	20160727
20151206	20160814	20151224	**20160820**
20151230	20160907	20160117	20160913
20160123	20161001	20160210	20161007
20160216	20161025	20160305	20161031
20160311	20161106	20160329	20161124
20160404	20161130	20160422	20161218
20160428	20161224	20160516	20170111
20160510	20170105	20160609	20170204*
20160603	20170129	20160703	20170228
20160627	20170222		

Table S2. Acquisition dates of the SLC images used in this study. Bold numbers denote master images selected for registration. Marked with asterisk are those that were not used due to coregistration problems.

Ascending			
SLC1 – SLC2	SLC1 – SLC2	SLC1 – SLC2	SLC1 – SLC2
20151112 - 20151206	20160216 - 20160814	20160510 - 20160627	20160907 - 20161106
20151112 - 20151230	20160216 - 20160907	20160510 - 20160721	20160907 - 20161130
20151112 - 20160123	20160216 - 20161025	20160510 - 20160814	20160907 - 20161224
20151112 - 20160216	20160216 - 20161106	20160510 - 20161025	20160907 - 20170105
20151112 - 20160721	20160311 - 20160404	20160510 - 20161106	20160907 - 20170129
20151206 - 20151230	20160311 - 20160428	20160603 - 20160627	20160907 - 20170222
20151206 - 20160123	20160311 - 20160510	20160603 - 20160721	20161001 - 20161025
20151206 - 20160216	20160311 - 20160603	20160603 - 20160814	20161001 - 20161106
20151206 - 20160311	20160311 - 20160814	20160603 - 20160907	20161001 - 20161130
20151206 - 20160404	20160311 - 20160907	20160603 - 20161001	20161001 - 20161224
20151206 - 20160428	20160311 - 20161001	20160603 - 20161025	20161001 - 20170105
20151206 - 20160603	20160311 - 20161025	20160603 - 20161224	20161001 - 20170129
20151206 - 20160814	20160311 - 20161224	20160603 - 20170105	20161001 - 20170222
20151206 - 20160907	20160311 - 20170105	20160603 - 20170129	20161025 - 20161106
20151230 - 20160123	20160404 - 20160428	20160603 - 20170222	20161025 - 20161130
20151230 - 20160216	20160404 - 20160510	20160627 - 20160721	20161025 - 20161224
20151230 - 20160311	20160404 - 20160603	20160627 - 20160814	20161025 - 20170105
20151230 - 20160404	20160404 - 20160627	20160627 - 20160907	20161025 - 20170129
20151230 - 20160428	20160404 - 20160814	20160627 - 20161001	20161106 - 20161130
20151230 - 20160510	20160404 - 20160907	20160627 - 20161106	20161106 - 20161224
20151230 - 20160603	20160404 - 20161025	20160721 - 20160814	20161106 - 20170105
20151230 - 20160814	20160404 - 20161106	20160721 - 20160907	20161106 - 20170129
20151230 - 20160907	20160404 - 20170105	20160721 - 20161001	20161130 - 20161224
20151230 - 20161025	20160404 - 20170129	20160721 - 20161025	20161130 - 20170105
20160123 - 20160216	20160428 - 20160510	20160721 - 20161130	20161130 - 20170129
20160123 - 20160311	20160428 - 20160603	20160721 - 20161224	20161130 - 20170222
20160123 - 20160404	20160428 - 20160627	20160721 - 20170222	20161224 - 20170105
20160123 - 20160428	20160428 - 20160721	20160814 - 20160907	20161224 - 20170129
20160123 - 20160721	20160428 - 20160814	20160814 - 20161001	20161224 - 20170222
20160123 - 20161001	20160428 - 20160907	20160814 - 20161025	20170105 - 20170129
20160216 - 20160311	20160428 - 20161025	20160814 - 20161106	20170105 - 20170222
20160216 - 20160404	20160428 - 20161106	20160814 - 20170105	20170129 - 20170222
20160216 - 20160428	20160428 - 20170105	20160814 - 20170129	
20160216 - 20160510	20160428 - 20170129	20160907 - 20161001	
20160216 - 20160603	20160510 - 20160603	20160907 - 20161025	
Total: 137 Interferograms			

Table S3. Interferogram pairs obtained combining ascending radar images used in the DInSAR processing. All pairs were selected minimizing temporal or spatial baselines, avoiding those with high temporal and spatial baselines.

Descending	
SLC1 – SLC2	SLC1 – SLC2
20151212 - 20151224	20160609 - 20160703
20151212 - 20160117	20160609 - 20160727
20151212 - 20160210	20160609 - 20160913
20151224 - 20160117	20160703 - 20160727
20151224 - 20160210	20160703 - 20160820
20151224 - 20160305	20160703 - 20161031
20151224 - 20160422	20160703 - 20170111
20160117 - 20160210	20160727 - 20160820
20160117 - 20160305	20160727 - 20160913
20160117 - 20160727	20160820 - 20160913
20160210 - 20160305	20160820 - 20161007
20160210 - 20160329	20160820 - 20161218
20160210 - 20160422	20160913 - 20161007
20160210 - 20160820	20160913 - 20161031
20160305 - 20160329	20160913 - 20170228
20160305 - 20160422	20161007 - 20161031
20160329 - 20160422	20161007 - 20161124
20160329 - 20160516	20161007 - 20170228
20160329 - 20160913	20161031 - 20161218
20160422 - 20160516	20161031 - 20170111
20160422 - 20160609	20161124 - 20161218
20160516 - 20160609	20161124 - 20170111
20160516 - 20160703	20161124 - 20170228
20160516 - 20160913	20161218 - 20170111
Total: 48 Interferograms	

Table S4. Interferogram pairs obtained combining descending radar images used in the DInSAR processing. All pairs were selected minimizing temporal or spatial baselines, avoiding those with high temporal and spatial baselines.

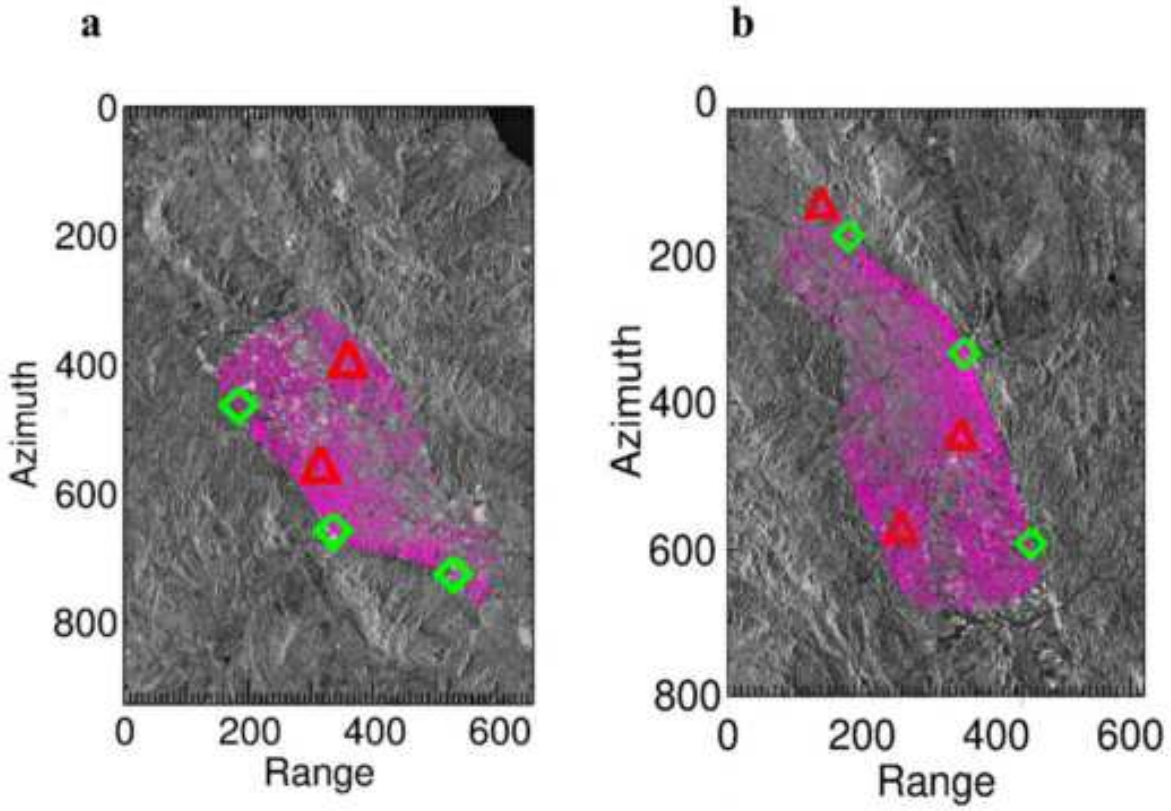


Figure S4 | Pixel triangulations over amplitude image maps for both geometries. (a) ascending and **(b)** descending orbit. CPT performs the integration of velocities using the Conjugate Gradient Method (CGM), an iterative and efficient method used for solving large systems of linear equations. This method requires points (seeds) with known velocity (green diamonds) and DEM error (red triangles) and performs a Delaunay triangulation between pixels (plotted in pink) to estimate the motion of the pixel. Stable points outside the deformation area has been used as velocity seeds and flat zones with good reflectivity as DEM error seeds. Connection graphs have been generated using SUBSIDENCE-GUI software (Blanco-Sánchez et al., 2008) and ESA Sentinel-1 toolbox (snap, step.esa.int/main/toolboxes/snap/).

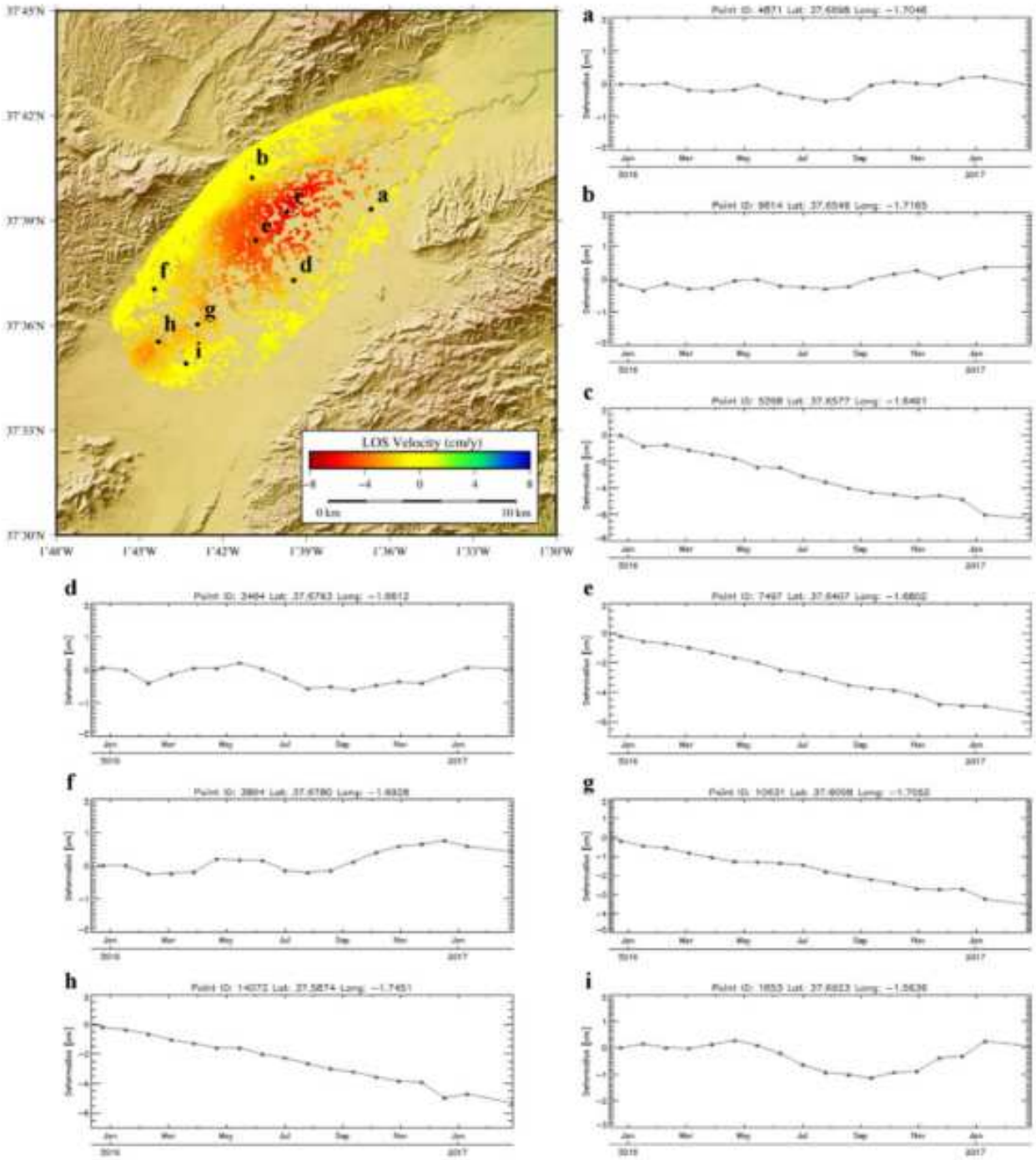


Figure S5 | A-DInSAR Time series for selected pixels in the deformation area. Pixels **a**, **b**, **d**, **f** and **i** show the measured signal in stable areas, which provides an indication of the noise/error level. Results are in agreement with the numerical values obtained from Table S6 and described in the main text (about ± 0.7 for LOS). The remainder of the pixels (**c**, **e**, **g** and **h**) show clear deformation time series with a very linear behavior. GMT software (Wessel et al., 2013) has been used to generate the map of the area of interest; times series has been generated using SUBSIDENCE-GUI software (Blanco-Sánchez et al., 2008)

Comparison of GNSS and A-DInSAR results

Since the A-DInSAR technique provide values of the velocity in LOS geometry, it cannot be compared directly with GNSS values. Having two geometries, East-West and Up-Down decomposition is possible, but still no information for the North-South component is available (see Methods section).

To compare both techniques, A-DInSAR and GNSS, we used two different approaches. First, we consider the E-W and vertical components using only those points which had a coherent pixel within 100 meters in both geometries and comparing the obtained values with the closest GNSS station. Results are shown on Table S5, it shows a difference of about 0.7 cm in the vertical component and 1.0 cm in the E-W.

Secondly we compare the LOS projected value of the GNSS velocity of each station with the A-DInSAR closest point. It is important to note that some of the GNSS stations are in low-coherence zones and do not have any close pixels, so for those points the results may be less accurate. Results shows good agreement between the two techniques, showing differences of about 0.7 cm as shown in the Table S6.

Table S5. Mean displacement rates over the studied period for GNSS and A-DInSAR (LOS and computed Up-Down and E-W components) techniques given in cm/year.

GNSS			A-DInSAR						
			Ascending Orbit		Descending Orbit		LOS Decomposition		
Station Number	Up-Down rate	E-W rate	D1 (m)	LOS rate	D2 (m)	LOS rate	D3 (m)	Up-Down rate	E-W rate
05	-8,3	-0,1	45	-6,7	33	-6,3	30	-9.0	1.3
06	-1,5	0,2	13	-1,2	41	-0,7	35	-1.4	0.0
07	-9.0	0,5	42	-7,0	84	-6,8	70	-9.5	1.5
08	-8,2	0,9	29	-7,0	56	-5,7	33	-9.0	1.0
10	-7,1	0,5	66	-6,4	62	-5,5	29	-8.3	0.9
18	-5,8	0,4	9	-4,2	22	-3,6	30	-5.4	0.5
19	-6,2	0,5	88	-4,8	64	-4,1	89	-6.1	0.6
23	-0,8	2,5	55	-1,0	63	-0,5	4	-1.0	-0.2
24	-0,6	0,8	37	-0,5	44	-0,5	8	-0.7	0.1
27	-4,1	0,4	28	-2,1	90	-1,9	58	-2.6	0.1

D1 (in m) denotes the distance of the closest coherent pixel in the ascending orbit results to the corresponding GNSS station. **D2** denotes the same as **D1** for descending orbit. **D3** denotes the distance between both pixels, ascending and descending, for the same GNSS station.

Table S6. Mean displacement rates over the studied period for GNSS (directly and projected LOS in ascending and descending orbits) and A-DInSAR (ascending and descending LOS) techniques given in cm/year.

GNSS						A-DInSAR			
						Ascending Orbit		Descending orbit	
Station	Up-Down rate	E-W rate	N-S rate	Ascending LOS	Descending LOS	D1	LOS	D2	LOS
01	-2,6	0,3	-0,7	-2,2	-1,8	31	-1,0	146	-1,5
02	-1,2	-0,2	-0,4	-0,8	-1,0	122	-1,2	27	-1,5
03	-0,7	-0,3	0,3	-0,4	-0,8	272	-0,5	324	-0,6
04	-1,3	-0,3	0,7	-1,0	-1,3	83	-0,4	124	-1,7
05	-6,3	-0,1	-0,4	-6,7	-6,6	45	-6,7	33	-6,3
06	-1,5	0,2	-0,6	-1,3	-1,0	33	-1,2	41	-0,7
07	-9,0	0,5	-1,1	-7,5	-6,7	42	-7,0	81	-6,8
08	-8,2	0,9	-1,1	-7,1	-5,8	29	-7,0	56	-5,7
09	-7,7	-0,6	0,4	-6,0	-6,5	270	-6,8	450	-6,1
10	-7,1	0,5	-0,1	-6,1	-5,3	66	-6,4	62	-5,5
11	-3,0	-0,4	0,2	-2,2	-2,7	157	-1,8	34	-2,2
12	-6,7	-0,4	0,0	-5,3	-5,5	115	-6,0	65	-5,3
13	-0,2	-0,6	0,6	0,1	-0,6	231	0,2	232	-1,0
14	0,4	-0,4	-1,1	0,7	0,2	232	0,5	150	-0,7
15	-2,2	-0,2	0,5	-1,7	-1,9	813	-1,1	721	-0,9
16	-3,6	-0,1	0,5	-3,0	-2,9	187	-2,7	157	-3,9
17	-1,7	-0,2	-0,9	-1,2	-1,4	125	-1,0	129	-0,7
18	-5,8	0,4	-0,6	-4,9	-4,3	9	-4,2	22	-3,6
19	-6,2	0,5	0,1	-5,3	-4,6	88	-4,8	64	-4,1
20	-2,7	-1,0	0,2	-1,6	-2,8	226	-2,1	156	-1,9
21	-0,7	-0,3	0,1	-0,4	-0,8	261	0,1	391	-0,5
22	-1,4	0,0	0,0	-1,2	-1,1	150	-0,2	157	-0,3
23	-0,8	2,5	0,1	-2,1	0,9	55	-1,0	63	-0,5
24	-0,6	0,8	-0,1	-0,9	0,0	37	-0,5	44	-0,5
25	-0,8	0,3	-0,4	-0,8	-0,4	205	-1,7	98	-2,3
26	-4,1	0,2	-0,4	-3,4	-3,1	165	-2,7	70	-2,7
27	-4,1	0,4	-0,4	-3,6	-2,9	28	-2,1	90	-1,9
28	-4	0,5	-2,2	-3,3	-2,6	240	-2,3	150	-2,4
29	-2,6	-0,4	0,4	-2,0	-2,3	77	-2,8	177	-2,7
30	-3,8	-0,1	-0,1	-3,1	-3,0	50	-2,0	130	-2,2
31	-1,1	0,3	0,2	-1,0	-0,7	100	2,6	62	-1,6
32	-2,2	-0,1	0,4	-1,8	-1,8	216	-3,5	102	-2,9
33	-5,3	-1,2	0,6	-3,7	-5,0	228	-4,6	23	-5,4

D1 (in m) denotes the distance of the closest coherent pixel in the ascending orbit results to the corresponding GNSS station. **D2** denotes the same as **D1** for descending orbit.

Inverse Modeling Results

As a complement to the inversion results shown in the main text, we describe here a more extended study. We employ ten different data sets of surface displacement (denoted as Cases) covering the period November 2015 to February 2017, and we carry out the inversion using the described forward model and inversion methodology in the Introduction and Methods section.

The Cases are the following:

(A) LOS A-DInSAR results obtained for descending orbit images, assuming 100% as vertical displacement.
(B) LOS A-DInSAR results obtained for ascending orbit images, assuming 100% as vertical displacement.
(C) Up-Down component obtained from the A-DInSAR, combining ascending and descending orbit images results.
(D) Purely LOS A-DInSAR results obtained for descending orbit images.
(E) Purely LOS A-DInSAR results obtained for ascending orbit images.
(F) Purely LOS A-DInSAR results obtained for ascending and descending orbit images.
(G) Up-Down and E-W A-DInSAR results obtained by combining ascending and descending orbit images results.
(H) 3D displacements determined using the GNSS surveys results.
(I) Purely LOS A-DInSAR results obtained for ascending and descending orbit images together with the 3D displacements determined using the GNSS surveys results.
(J) Up-Down and E-W A-DInSAR results obtained by combining ascending and descending orbit images, together with 3D displacements determined using the GNSS surveys results.

Cases **A-C** are one-dimensional (1D), **D-G** are 2D (either indirectly by combining Up-Down and E-W in any of the two measured LOS, or directly supplying the values for both displacement components separately), **H** is a purely 3D dataset, and **I** and **J** are a combination of 2D and 3D data (2D+3D data).

A very important difference between the purely GNSS 3D data and the rest of these cases is the number of displacement rate data points. For the 3D Case (**H**) data set we have just 108 displacement rates, while for the remainder we have thousands of measurements (see Table S7).

We invert each case and estimate the volume changes of the water table (volume and geometry) assuming a given pressure change value. Moreover, based on hydrogeological observations, we impose the criteria that sources are shallower than one kilometer. A summary of the results is provided in Table S7 and Figures S6 and S7. In these figures, the blue colors indicate negative pressure values, while white colors indicate positive pressure changes cells.

Inversion results include the volume and geometry of the active part of the aquifer which produced the measured displacements. Here this is quantified by the intensity, equal to the product of volume by pressure change, as it is impossible to determine both quantities separately. If we increase pressure, we decrease volume and vice versa. In order to determine a general geometry, we have constrained the value of pressure change (Camacho et al., 2011; Cannavò et al., 2015). After a trial analysis, we consider a pressure value of -3 MPa, selecting the value that gives us a source geometry most consistent with the characteristics of the Lorca aquifer.

Note that the inversion results obtained from these data sets can be organized into two subsets: (i) Cases **A-C** (1D, vertical displacement) and (ii) Cases **D-J** (2D and 2D+3D). Both sets of results are internally consistent, with respective scattering on the order of 9 and 6% respectively (Table S7).

The results of (i) are, on average, ~26% greater in intensity/volume than those of (ii), indicating that using only one component of the displacement field and assuming that displacement are only vertical significantly overestimates the volume of water extracted during the study period (on the order of tens of hm^3). This can have an important effect in predictions of future volume variations and surface displacements.

The results for group (i) show the largest discrepancies between Case **C** and the other two cases (**A** and **B**). For Case **C** we obtain an intensity value ~20% greater than the other ones. This data set has been obtained from combining LOS results from ascending and descending orbits and they suffer from the small systematic errors in the methodology. These include the non-application of the minor correction due to the squint angle as well as possible errors coming from interpolation required because the pixels identified for ascending and descending satellite orbits are not identical, combined with the small amplitude of the E-W displacements for most of the pixels. This problem is reflected in two aspects, the poorer misfit values and the appearance of additional sources at the edges of the study area that try to adjust these errors (see Figure S7). As a result, it clearly is more appropriate, as shown in previous works (Fokker et al., 2016), to mitigate this problem by using the ascending and/or descending LOS directly in the inversion procedure. In future work we will investigate the results if we estimate the vertical and E-W components using a more precise methodology, e.g. MSBAS (Samsonov et al., 2012).

As a result, we do not consider the results for Case **C** and use only those results from Cases **A** and **B**. We obtain very consistent results (see Table S7), with a dispersion of ~4% for group (i) and a mean intensity value of 40 $MPa \cdot km^3$.

For the group (ii) results, the data set for the vertical and E-W components determined using the combination of ascending and descending LOS (Cases **G** and **J**) (Table S7) again provides worst results (higher intensities, more additional sources and poorer misfit values, Figure S7 and Table S7). Case **H** (only GNSS determined displacements) also provides higher misfits (Table S7) and poorer adjusted geometries (Figure S7h), probably a result of using data with several important limitations. The first is the reduced number of data points available in relation to the number of unknown parameters (approximately one hundred versus several thousands, see Table S7 for details). As previously mentioned, in cases like this, a large number of measurement points are needed to reliably estimate the distribution of reservoir volume changes (Vasco et al., 2002). Also, their limited number produces a poorer spatial distribution than A-DInSAR data and does not cover the entire deformed area (see Figure 5). And finally, as described previously, in this reduced data set we have some anomalous results associated to very local effects (Figure 3b and Figure S3 in this Supplementary Information). To establish a denser and more extended GNSS network requires additional cost and time for field observation.

Table S7. Numerical summary of the inversion results obtained for the ten cases.

CASE	Intensity (MPa×Km^3)	Misfit (cm)	Mean Model Intensity (MPa×Km^3)	Pres. (MPa)	Vol. (Km^3)	Displacement components considered	Number of data used
A	-41	0.36	-42.7 ± 3.8 (9%) **[-40.0 ± 1.4 (4%)]**	-3	14.2 **[13.3]**	1D	1505
B	-39	0.31					1203
C	-48	0.19					1572
D	-32	0.30	-33.9 ± 1.9 (6%) **[-32.5 ± 1.1 (3%)]**	-3	11.3 **[10.8]**	2D	1505
E	-31	0.28					1203
F	-33	0.32					2708
G	-37	0.45					3144
H	-34	0.94				3D	108
I	-34	0.43				2D+3D	2816
J	-36	0.63					3252

Data are grouped into two types: 1D data (Cases **A-C**), 2D and 2D +3D (Cases **D-J**). 2D data come from A-DInSAR results. 2D+3D data sets combine data obtained from the A-DInSAR study with those obtained from GNSS observation campaigns. For each of these two sets, which give rise to very similar results, mean values of intensity and values of volume variation in the aquifer, as a function of the pressure variation assumed, are given. Blue color figures denote average values determined not considering Cases **C**, and Cases **G**, **H** and **J** respectively. See text for more details.

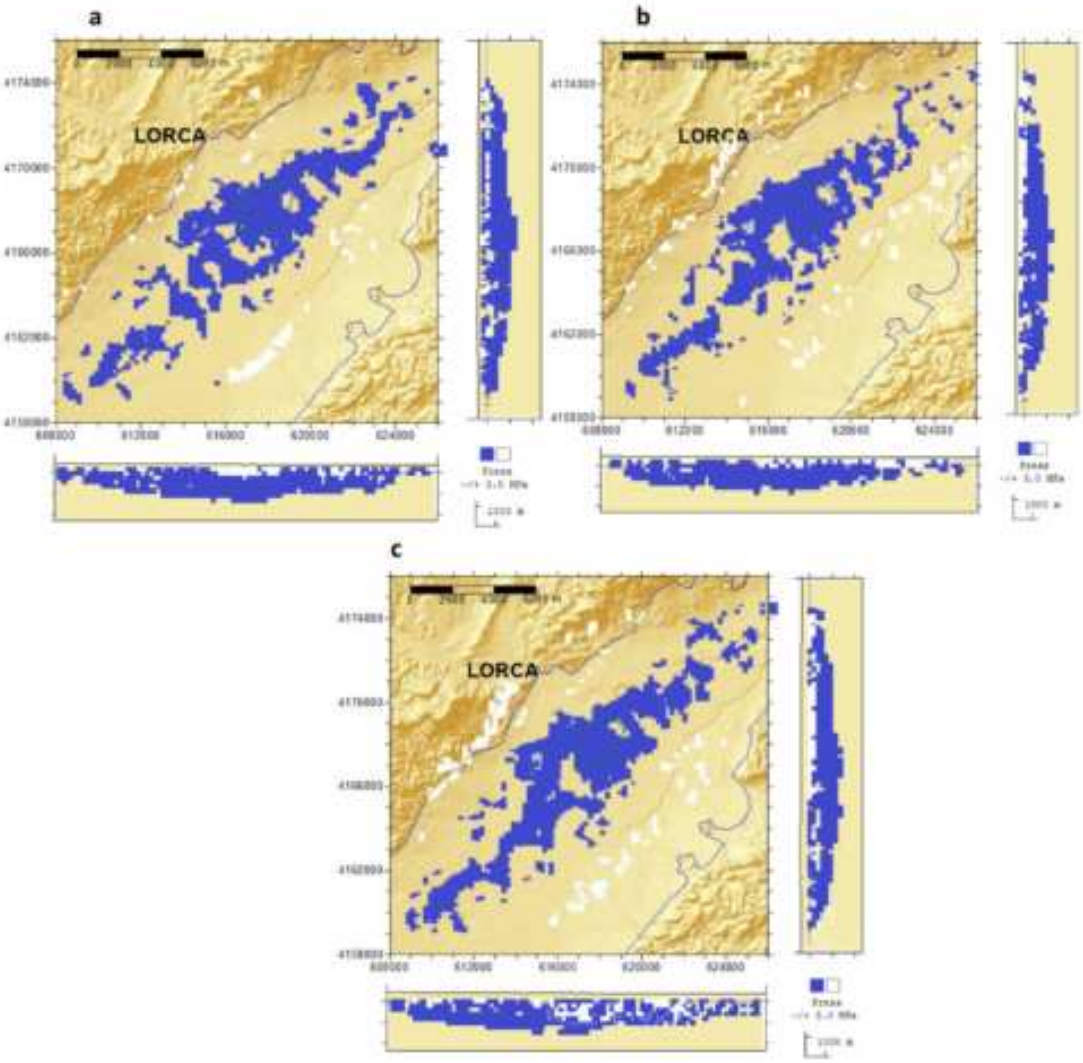


Figure S6 | Representation of the inversion results obtained for the 1D considered data sets. **(a)** Obtained source for Case **A**; **(b)** for Case **B**, and **(c)** for Case **C**. Blue color indicates negative pressure value cells, produced by water extraction. White color indicates positive pressure change cells. These positive pressure sources adjust the errors and the effects of other deformation sources, different from water extraction (e.g., of tectonic origin). This figure was created using Surfer 8.02 Surface Mapping System (www.goldensoftware.com/products/surfer) and Paint, Microsoft Windows 10.

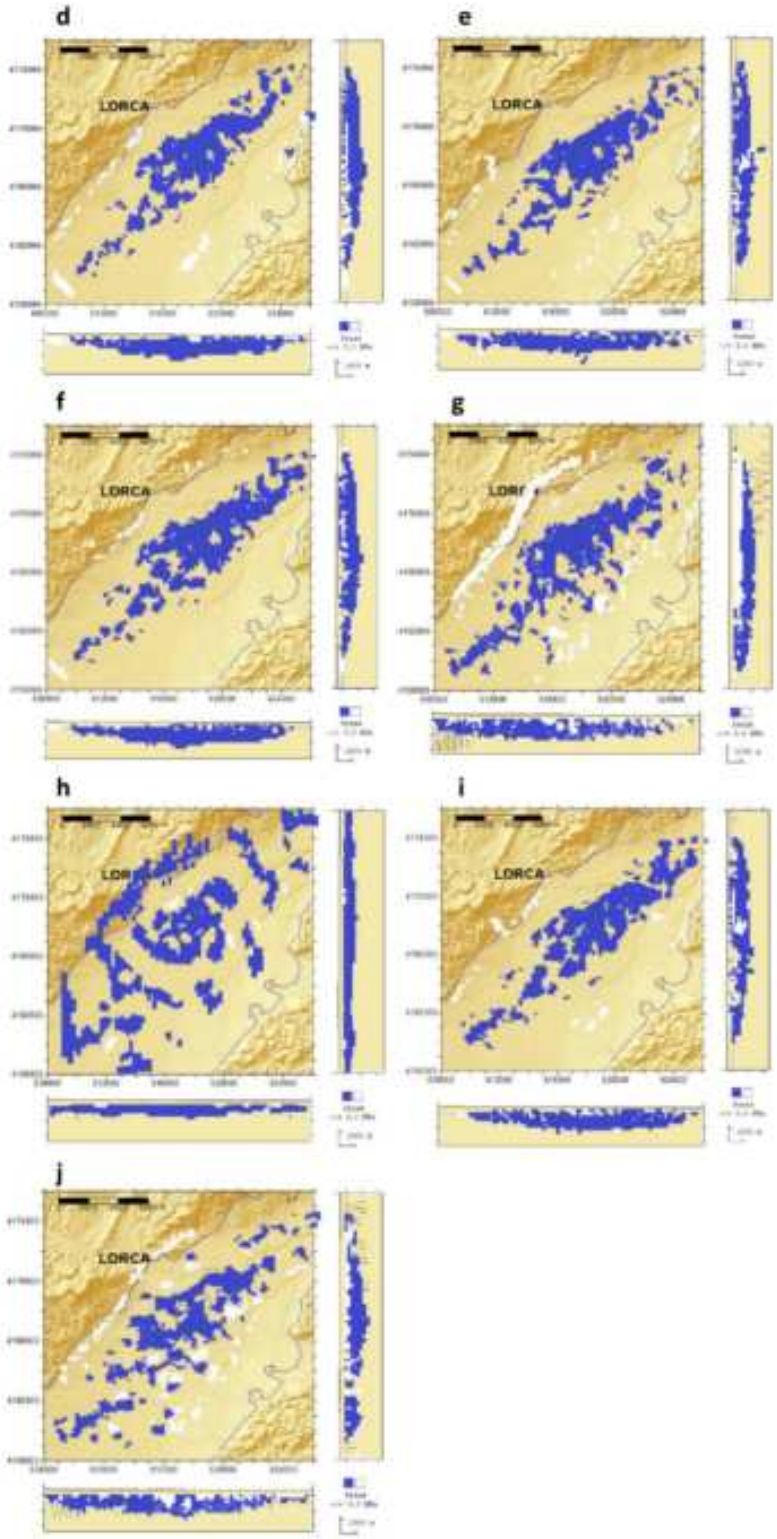


Figure S7 | Representation of the inversion results obtained for the 2D, 3D and 2D+3D data sets. (d) Results for Case **D**, **(e)** for Case **E**; **(f)** for Case **F**, **(g)** for Case **G**, **(i)** for Case **I**, and **(j)** for Case **J**. Blue color indicates negative pressure value cells, produced by water extraction. White color indicates positive pressure change cells. These positive pressure sources adjust the errors and the effects of others deformation sources different from water extraction. This figure was created using Surfer 8.02 Surface Mapping System (www.goldensoftware.com/products/surfer) and Paint, Microsoft Windows 10.

Synthetic test case

To compare our study to one in which the horizontal displacements are more significant with respect to the vertical than for Lorca, we consider a synthetic test case. For an area similar to the Lorca study area, we simulate displacements due to a buried low pressure body. It is constituted by an ellipsoidal disk (Figure S8a) with semi-axes a=2000 m and b=4000 m, thickness 1000 m, depth of the top 200 m, oriented with azimuth E 50ºN, and pressure contrast of -2 MPa.

For this simulated active body, we calculate the deformation effect on a set of 3127 observation points (see Figure S9) with a gridded distribution within a circular area (radius = 7000 m) above the ellipsoidal disk. The deformation values (upward u_z, easting u_x and northing u_y components) due to the homogeneously pressurized body are determined according the improved Geertsma method (Geertsma and Van Opstal, 1973; Brown et al., 2014). We divided the complete pressurized body into 2509 small rectangular prisms. Figure S8 shows the pattern of the u_z, u_x, and u_y deformation values.

To simulate InSAR data, we also estimate the displacement on the surface points measured along the radar line of sight (LOS) corresponding to the direction of the satellite. Then, the modeled changes u_{LOSi} for the n data points can be written as:

$$u_{LOSi} = u_{zi} \cdot \cos\beta + u_{xi} \cdot \sin\beta \cdot \cos\alpha - u_{yi} \cdot \sin\beta \cdot \sin\alpha;\ i=1,\ldots,n$$

where α, β are the direction angles (azimuth and incidence) for the antenna pointing direction and u_{xi}, u_{yi}, u_{zi} are the components of deformation along the axes. It is applied to both he ascending and descending orbits. Figure S9d,e shows the patterns of the LOS displacement values for both orbit cases.

For these different data sets, we apply the described inverse approach (see main text, Methods section) to model the causative body. Figure S8b shows the adjusted causative structure obtained as an aggregation of 8600 cells for the case of considering directly the computed three component deformation data. We observe in the geometrical pattern of the solution structure, apart from a general good fit, a clear rounding of the sharp (deepest) geometrical details. This is due to the smoothness constraints, included here to obtain a unique solution.

The inversion approach is carried out for several combinations of data sets, simulating we have observed ascending and descending LOS:

- **(SA)** LOS A-DInSAR results obtained for descending orbit images, considering 100% as vertical displacement.
- **(SB)** LOS A-DInSAR results obtained for ascending orbit images, considering 100% as vertical displacement.
- **(SC)** Purely LOS A-DInSAR results obtained for descending orbit images.
- **(SD)** Purely LOS A-DInSAR results obtained for ascending orbit images.
- **(SE)** LOS A-DInSAR results obtained for ascending and descending orbit images.

Table S8 shows a comparative study about the resulting model size for the several cases.

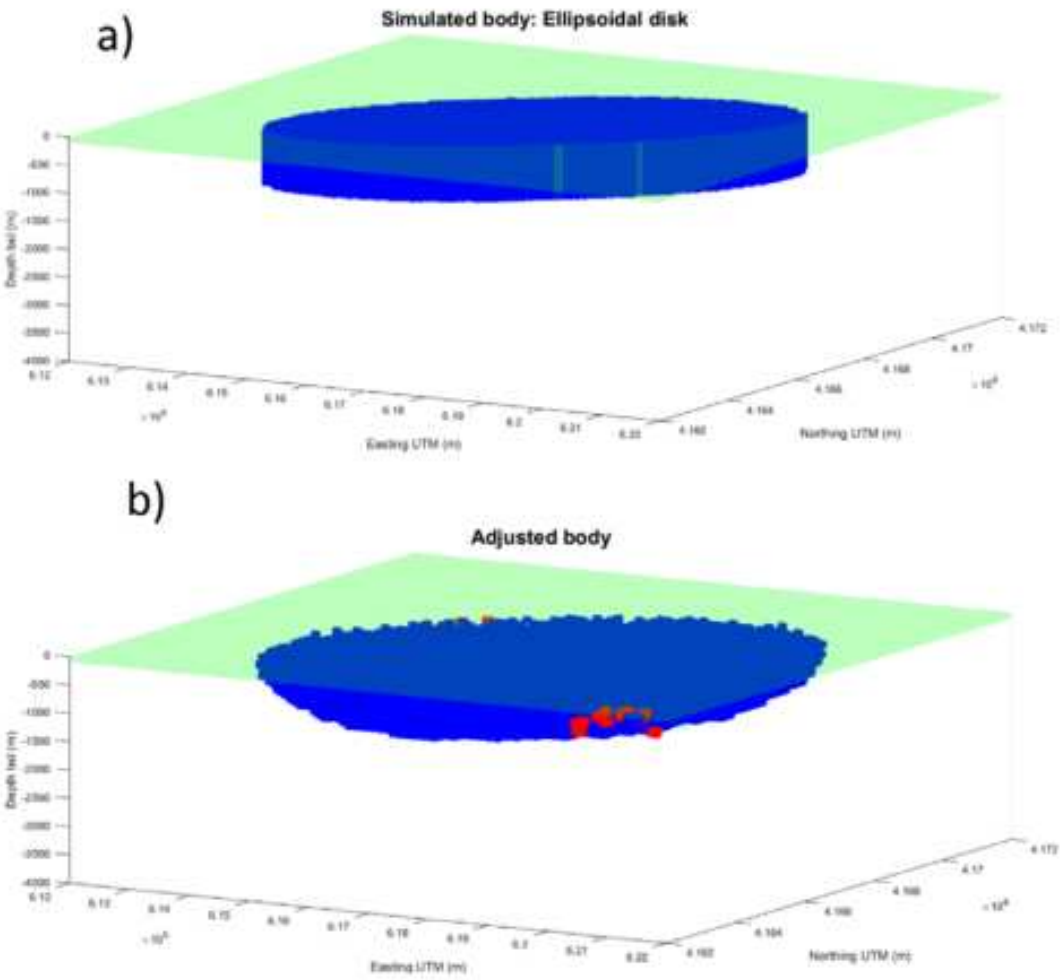


Figure S8 | Synthetic test case. (**a**) Simulated horizontal ellipsoidal disk for homogeneous low pressure Δp= -2 MPa. (**b**) Adjusted causative structure obtained as aggregation of 8600 cells inverted from the data set composed by the computed 3D displacement data.

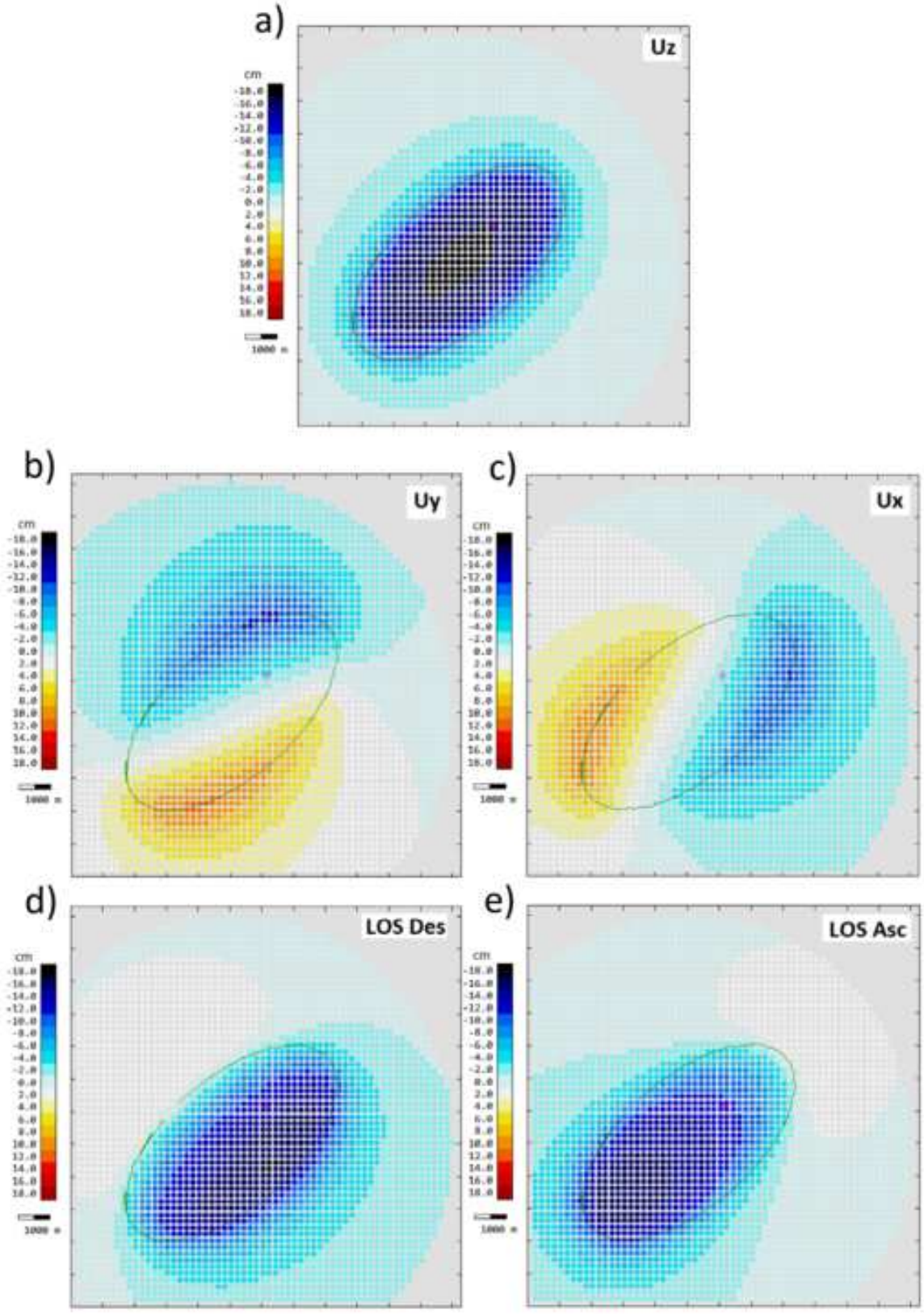


Figure S9 | Simulated displacements values due to the elliptical disk on a gridded distribution of data points. (**a**) Vertical component; (**b**) E-W component; (**c**) N-S component; (**d**) ascending LOS ascending values; (e) descending LOS values.

Table S8. Numerical summary of the inversion results obtained for the five synthetic cases.

CASE	Intensity (MPa×Km^3)	Misfit (cm)	Pressure (MPa)	Vol. (Km^3)	Displacement components	Discrepancies with 2D results
SA	-68	0.42	-2	34	1D	28%
SB	-60	0.37		30		13%
SD	-53	0.31		26.5	2D	0%
SE	-53	0.30				
SF	-53	0.30				

Supplementary References

Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J. J., Duque, S. & Monells, D., 2008. The Coherent Pixels Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring. Pure Appl. Geophys. 165, 1167–1193.

Boni, R., Herrera, G., Meisina, C., Notti, D., Béjar-Pizarro, M., Zucca, F., González, P.J., Palano, M., Tomás, R., Fernández, J., Fernández-Merodo, J.A., Mulas, J., Aragón, R., Guardiola-Albert, C., Mora, O., 2015. Twenty-year advanced DInSAR analysis of severe land subsidence: The Alto Guadalentín Basin (Spain) case study. Engineering Geology, 198, 40–52 doi:10.1016/j.enggeo.2015.08.014

Brown, N. J., Woods, A.W., Neufeld, J. A., Richardson, C. 2014. Constraining Surface Deformation Predictions Resulting from Coal Seam Gas Extraction. Record 2014/14. Geoscience Australia, Canberra. http://dx.doi.org/10.11636/Record.2014.044

Camacho, A.G., González, P.J., Fernández, J., Berrino, G., 2011. Simultaneous inversion of surface deformation and gravity changes by means of extended bodies with a free geometry: Application to deforming calderas. Journal of Geophysical Research, 116, B10401, doi: 10.1029/2010JB008165.

Cannavò, F., Camacho, A.G., González, P.J., Mattia, M., Puglisi, G., Fernández, J., 2015. Real Time Tracking of Magmatic Intrusions by means of Ground Deformation Modeling during Volcanic Crises. Scientific Reports, 5, 10970, doi: 10.1038/srep10970.

Fokker, P. A., Wassing, B. B. T., van Leijen, F. J., Hanssen, R. F., Nieuwland, D. A., 2016. Application of an ensemble smoother with multiple data assimilation to the Bergermeer gas field, using PS-InSAR. Geomech. Energy Environ. 5, 16–28.

Geertsma, J., Van Opstal, G., 1973. A numerical technique for predicting subsidence above compacting reservoirs based on the nucleus of strain concept, Verhandelingen Kon. Ned. Geol. Mijnbouwk, 28, 63-78.

González, P.J., Fernández, J., 2011. Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multitemporal satellite radar interferometry. Geology, 39(6), 551–554; doi: 10.1130/G31900.1.

González, P.J.; Tiampo, K.F.; Palano, M.; Cannavó, F.; and Fernández, J., 2012. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. Nature Geoscience, 5(11), 755-834. doi: 10.1038/NGEO1610.

Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. & McClusky, S. C., 2015. GAMIT Reference Manual. GPS Analysis at MIT GLOBK, Release 10.6. (Massachusetts Institute of Technology).

Samsonov, S., D'Oreye, N., 2012. Multidimensional time-series analysis of ground deformation from multiple InSAR data sets applied to Virunga Volcanic Province. Geophys. J. Int. 191, 1095–1108.

Vasco, D. W., Wicks, C., Karasaki, K., Marques, O., 2002. Geodetic imaging: reservoir monitoring using satellite interferometry. Geophys. J. Int. 149, 555–571.

Wessel, P.; Smith, W. H.; Scharroo, R.; Luis, J. F., Wobbe, F., 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released. EOS Trans. AGU, (94), pp. 409–410. doi:10.1002/2013EO450001.

Anexo 3

Disponibilidad de datos Sentinel-1 para la Península Ibérica e Islas Canarias y Baleares.

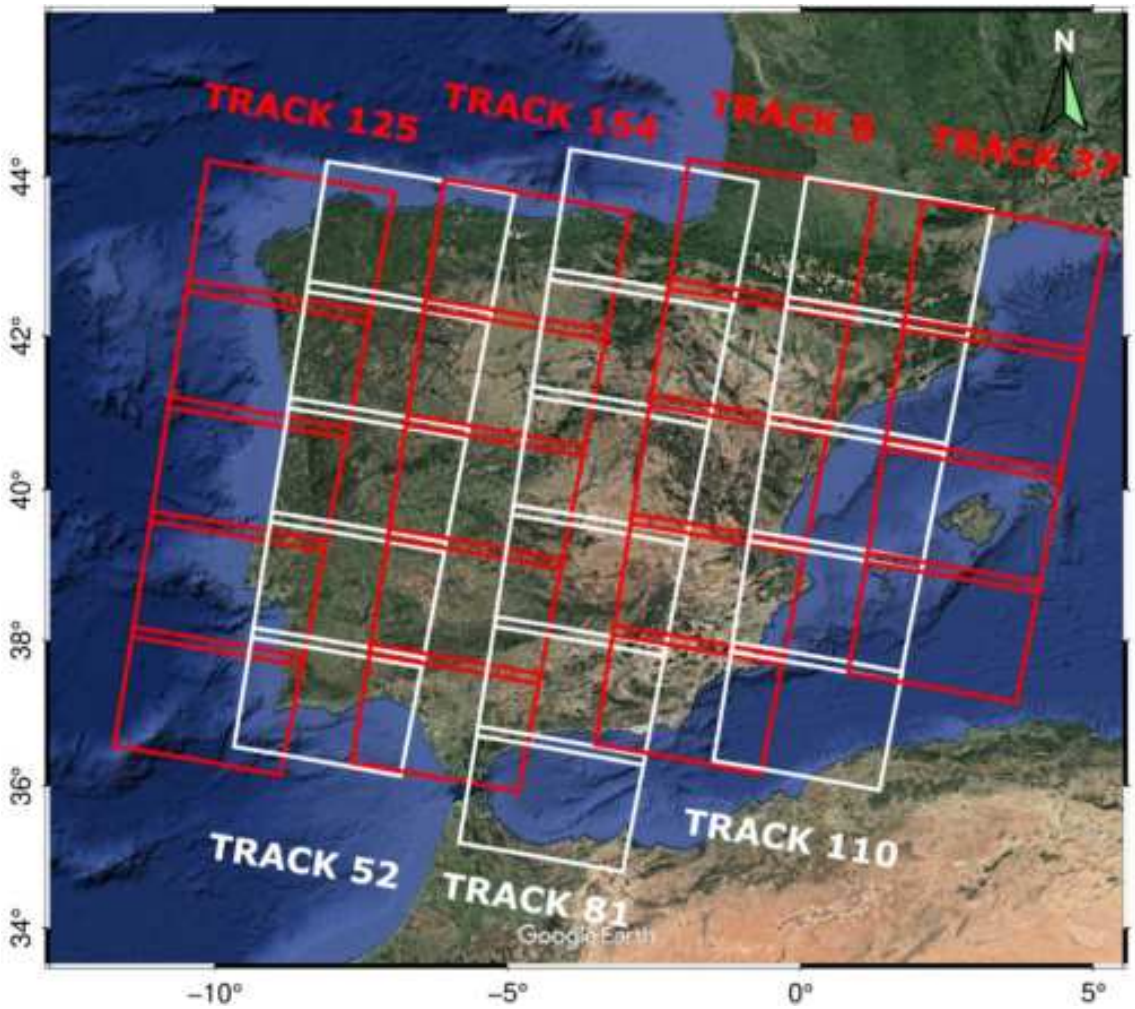


Figura A3.1 - Distribución espacial de las imágenes disponibles para la Península Ibérica e Islas Baleares en el catálogo de Sentinel-1 representada sobre una imagen óptica obtenida de Google Earth.

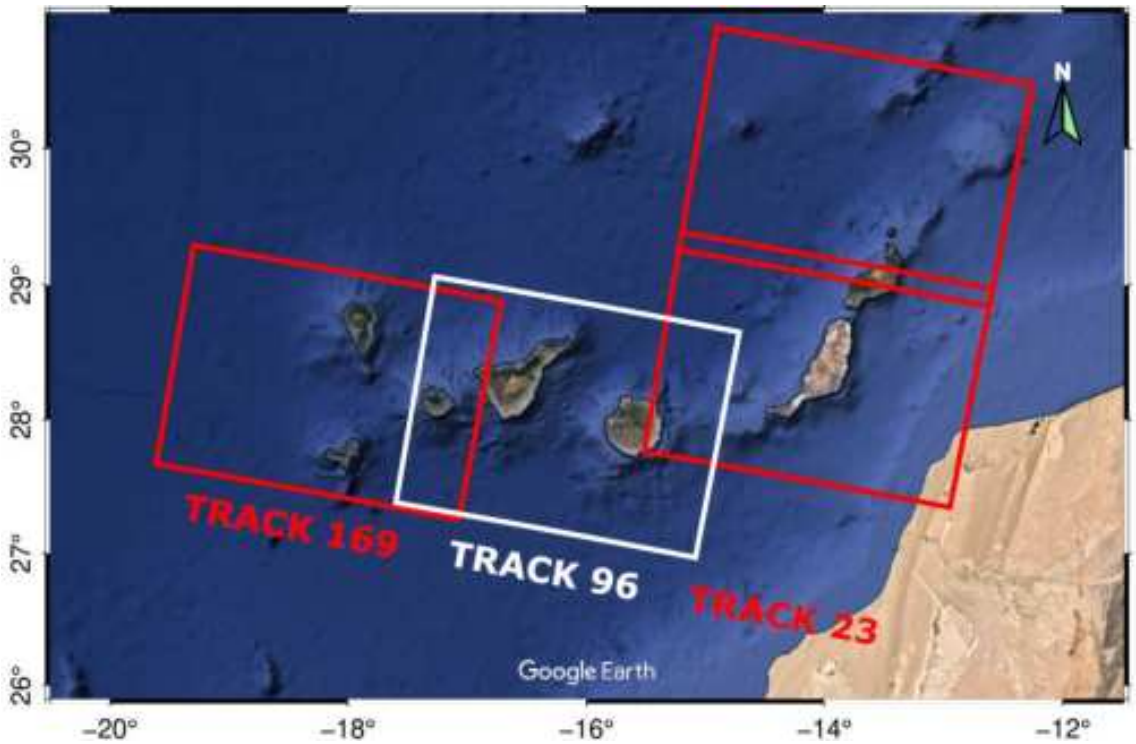


Figura A3.2 - Distribución de las imágenes SLC disponibles para las Islas Canarias en órbita descendente con sus correspondientes números de track.

Anexo 4

Material Suplementario de "Geodetic Study of the 2006-2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results".

remote sensing

MDPI

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Geodetic study of the 2006-2010 ground deformation in La Palma (Canary Islands): observational results.

Joaquín Escayo [1], José Fernández [1,*], Juan F. Prieto [2], Antonio G. Camacho [1], Mimmo Palano [3], Alfredo Aparicio [1,4], Gema Rodríguez-Velasco [5], Eumenio Ancochea [6]

[1] Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). C/ Doctor Severo Ochoa, nº 7. Ciudad Universitaria. 28040-Madrid, Spain; jescayo@ucm.es, jft@mat.ucm.es, antonio_camacho@mat.ucm.es, a.aparicioyague@gmail.com

[2] E.T.S. de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031-Madrid, Spain; juanf.prieto@upm.es

[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italy; mimmo.palano@ingv.it

[4] Retired & now at Dpto. de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. Calle de José Gutiérrez Abascal, 2, 28006-Madrid, Spain.

[5] Dpto. Física de la Tierra y Astrofísica, Unidad Departamental Astronomía y Geodesia, Universidad Complutense de Madrid, Fac. C. Matemáticas, Plaza de Ciencias, 3, 28040, Madrid, Spain. geos@mat.ucm.es

[6] Departamento de Mineralogía y Petrología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain; anco@ucm.es

* Correspondence: jft@mat.ucm.es; Tel.: +34-913944632 (J.F.)

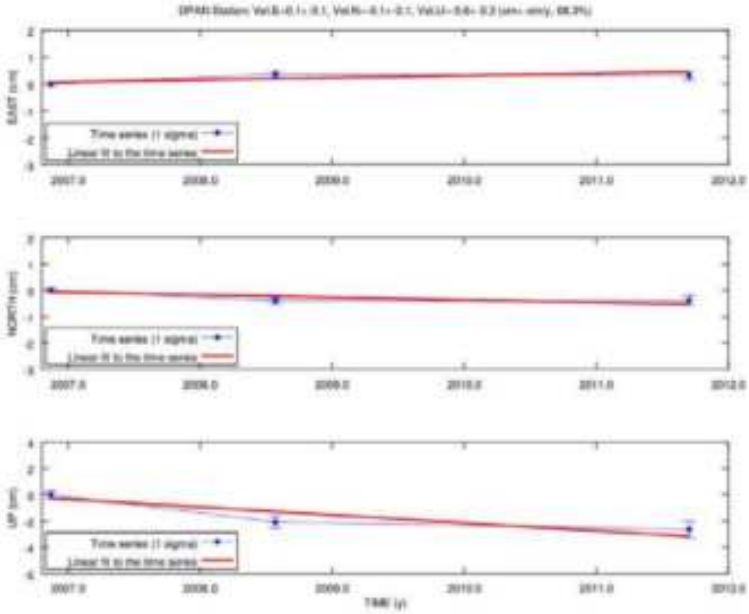


Figure S1. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station DPAN. The red lines on the subfigures, and on the following figures, show the linear fit to the time series used to estimate the mean annual velocities.

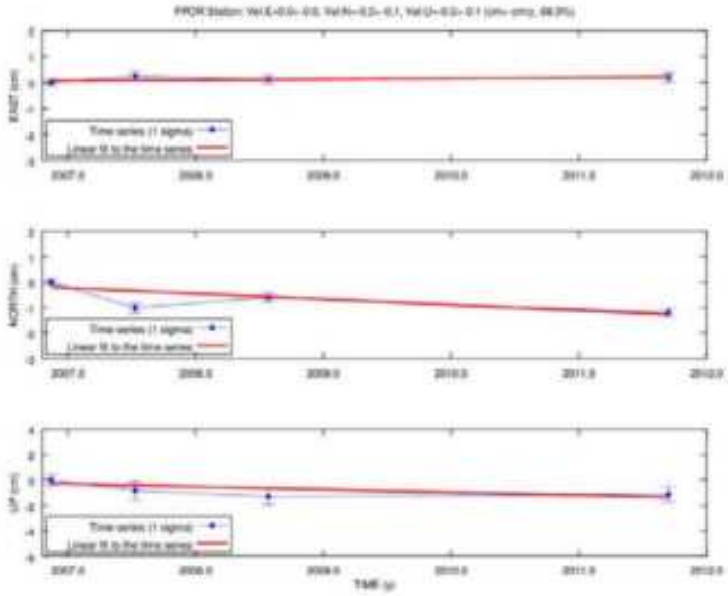


Figure S2. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station FPOR.

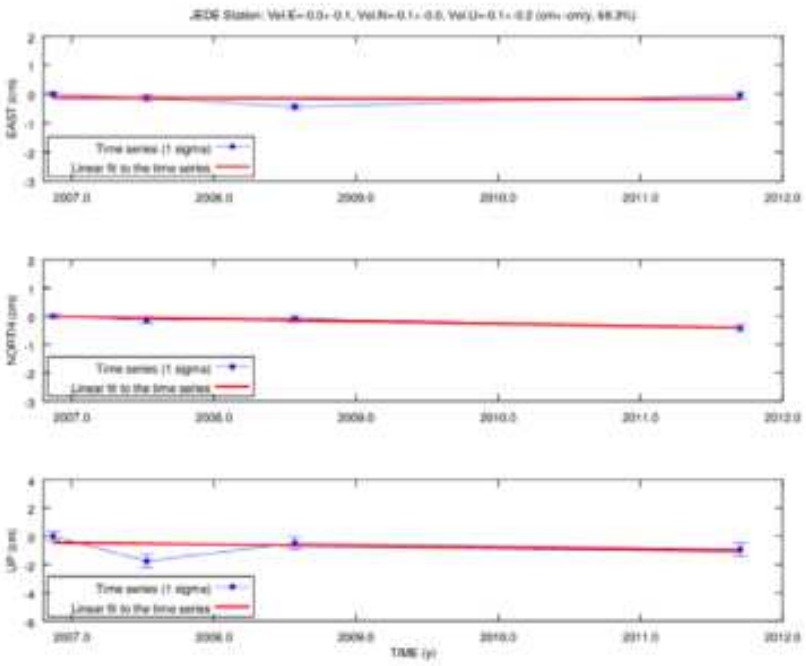


Figure S3. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station JEDE.

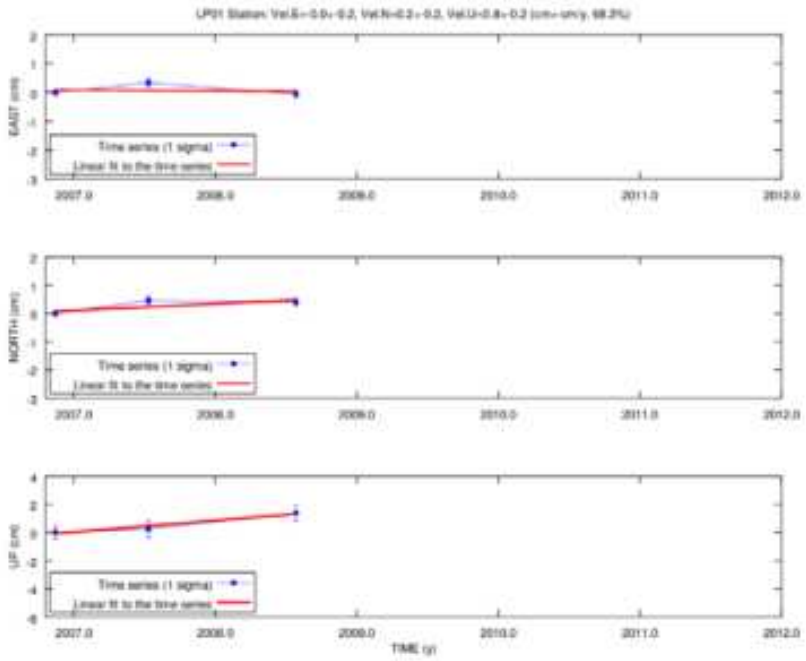


Figure S4. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP01.

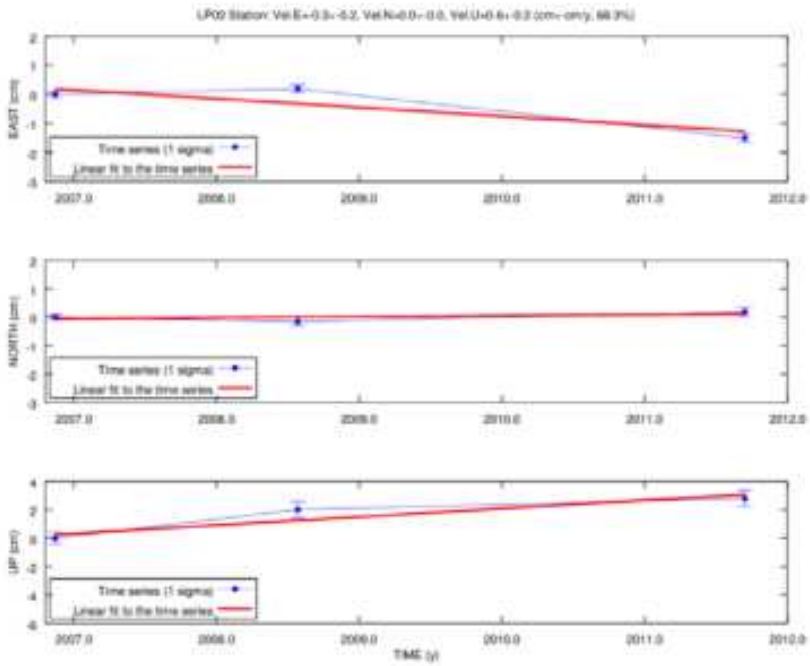


Figure S5. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP02.

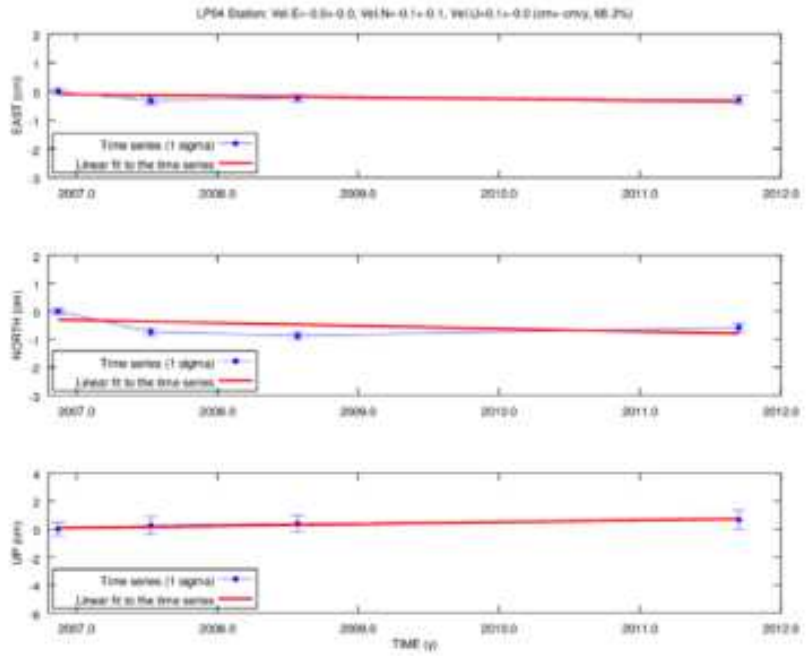


Figure S6. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP04.

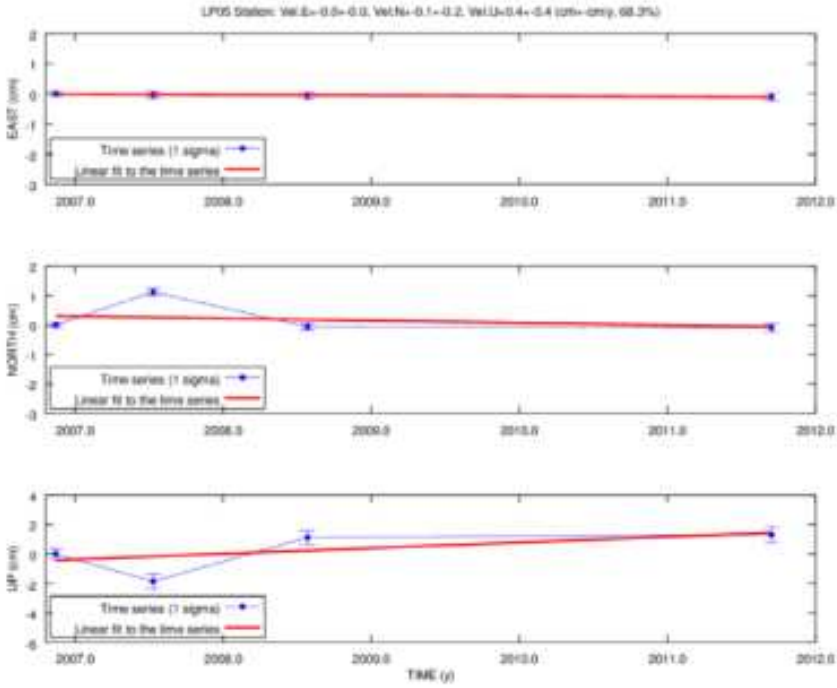


Figure S7. 3D GNSS displacement time series and adjusted fits for station LP05.

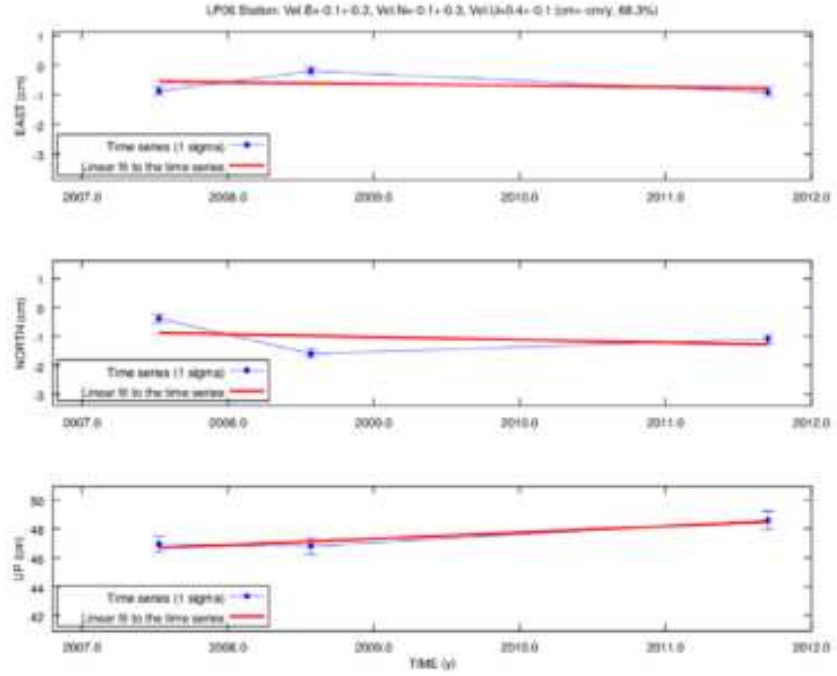


Figure S8. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP06.

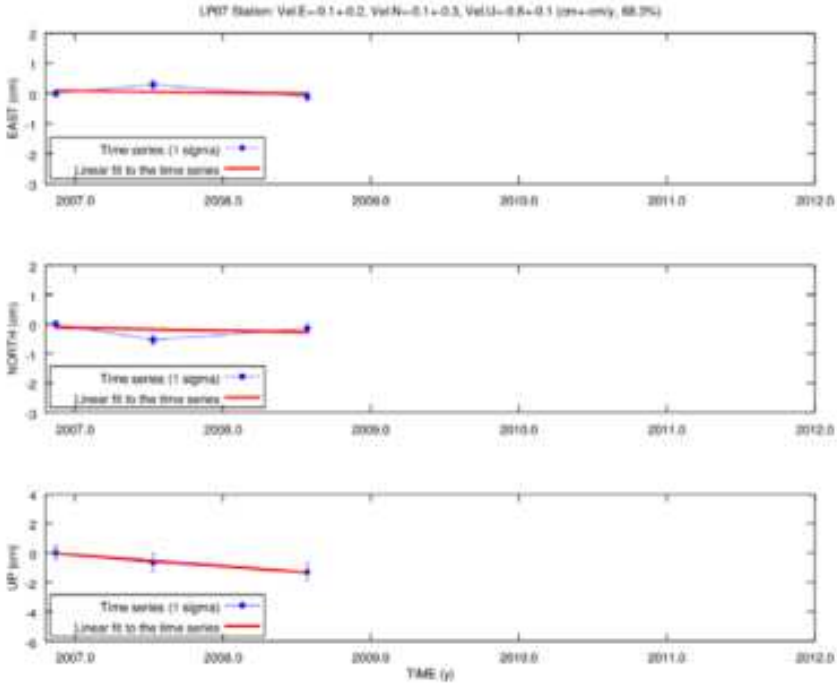


Figure S9. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP07.

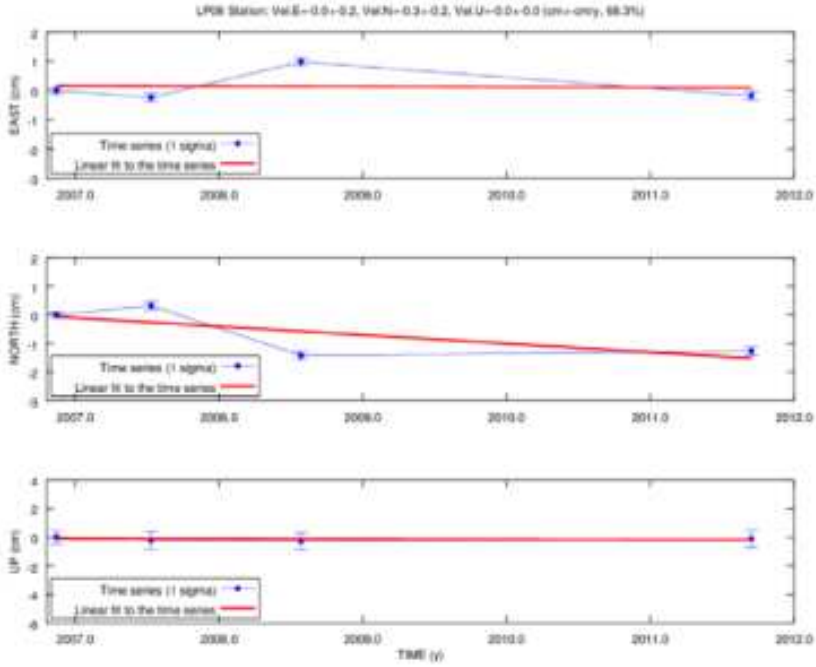


Figure S10. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP08.

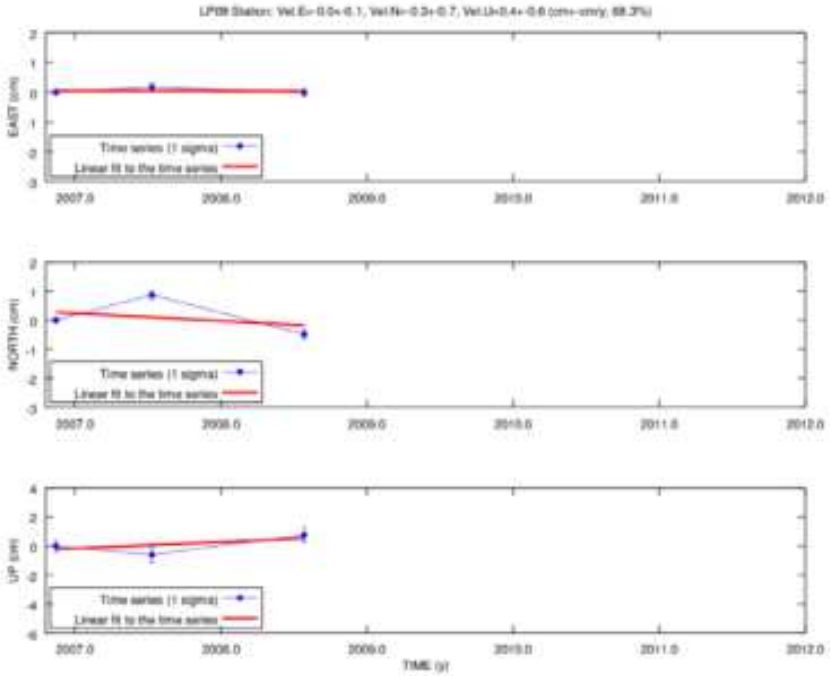


Figure S11. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP09.

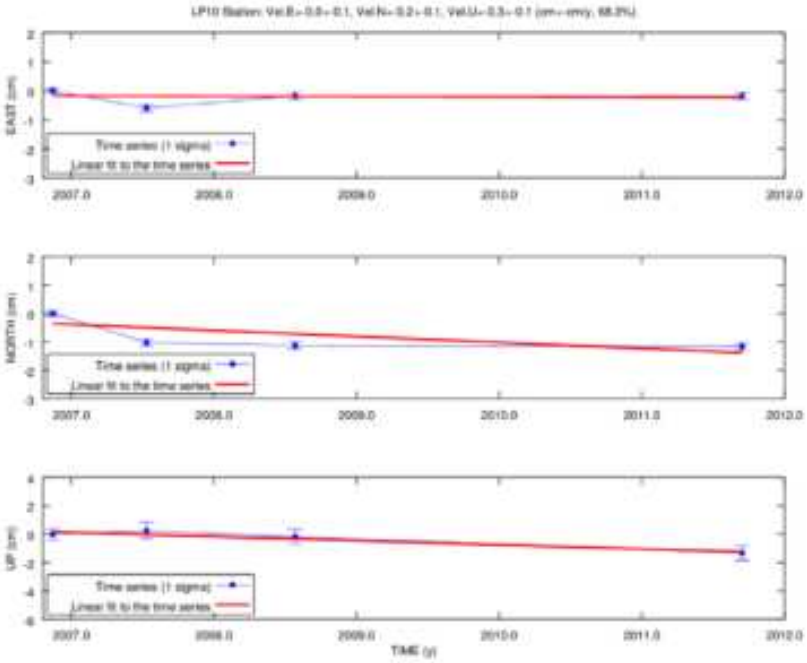


Figure S12. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP10.

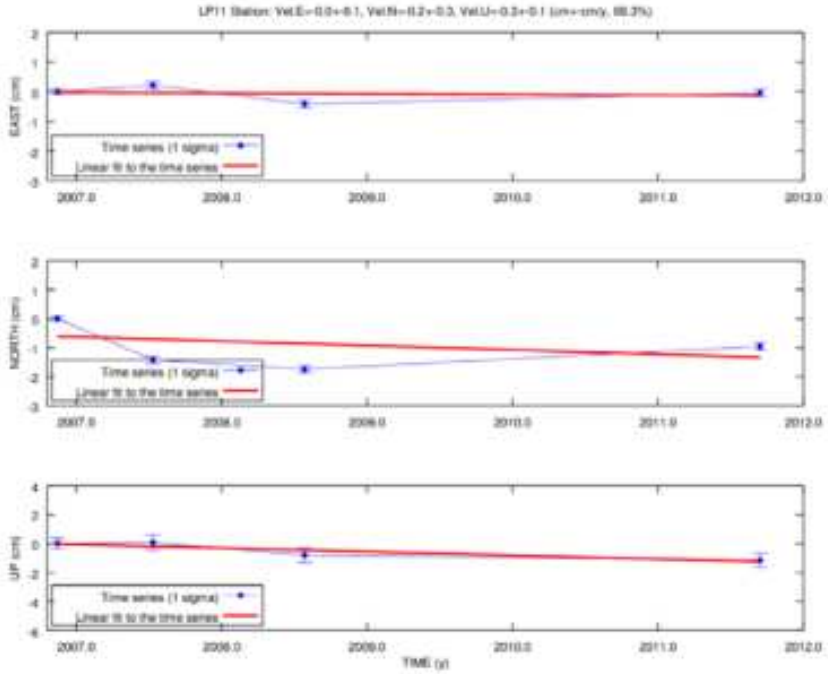


Figure S13. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP11.

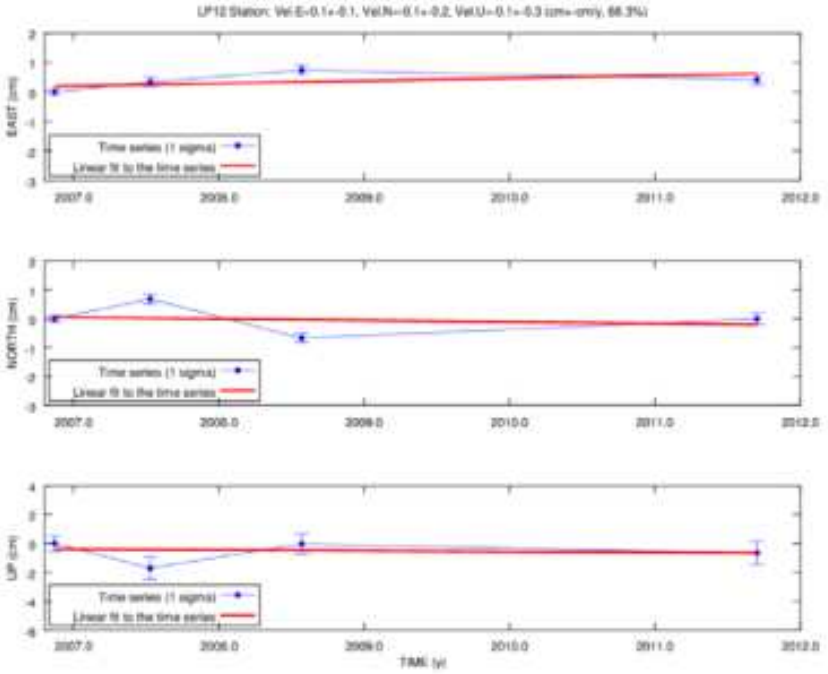


Figure S14. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP12.

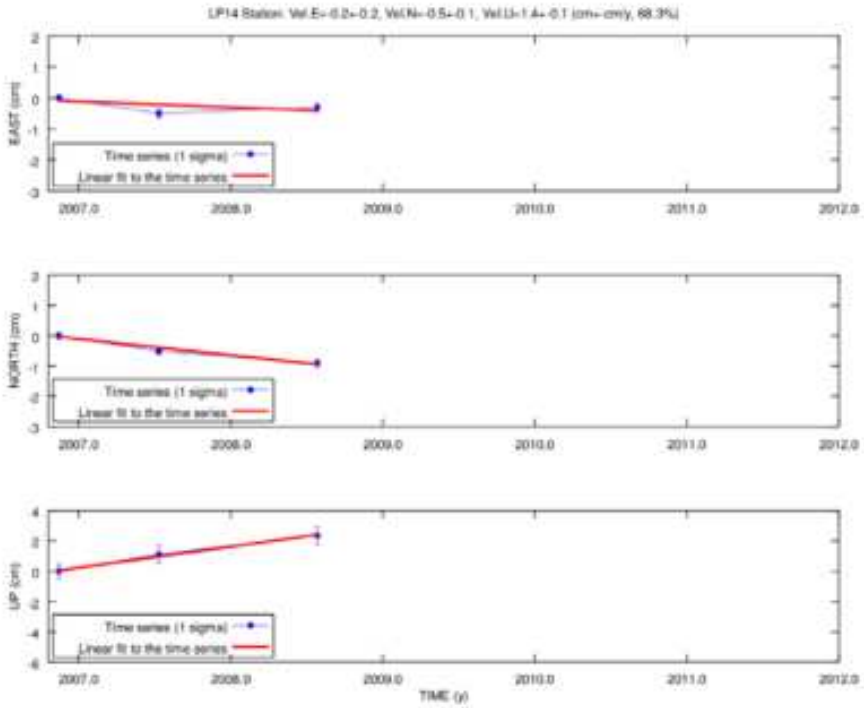


Figure S15. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP14.

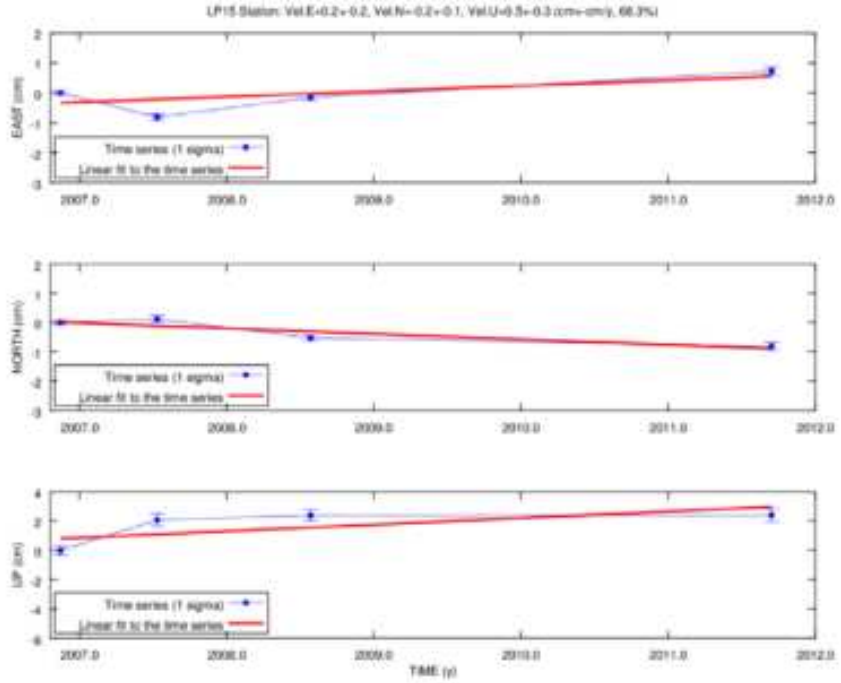


Figure S16. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP15.

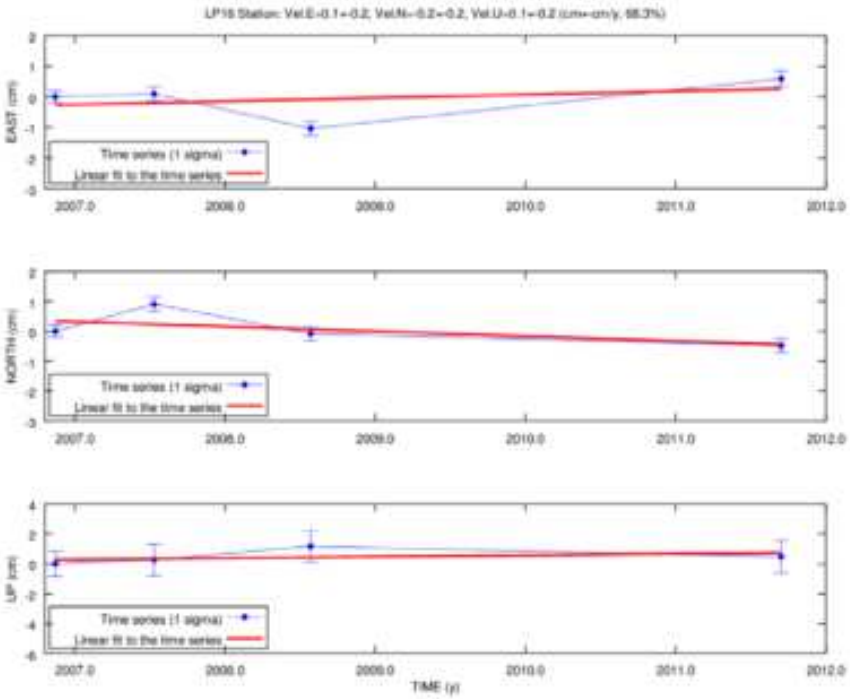


Figure S17. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP16.

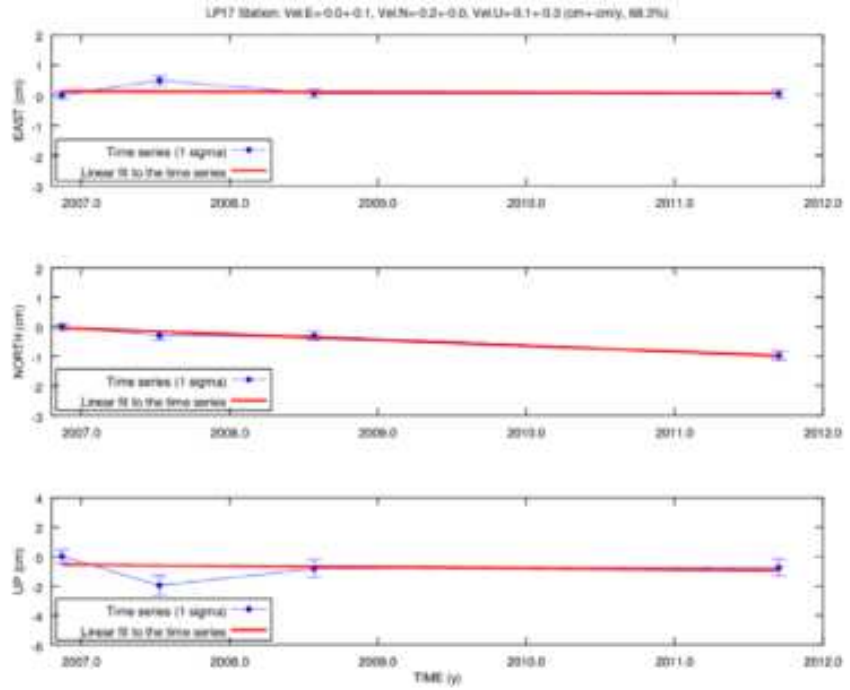


Figure S18. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LP17.

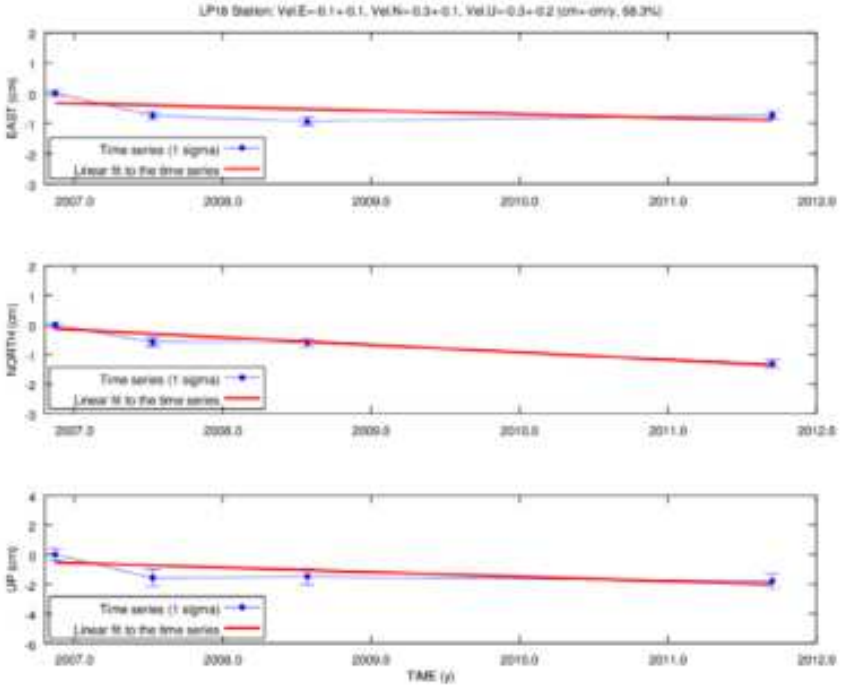


Figure S19. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear LP18.

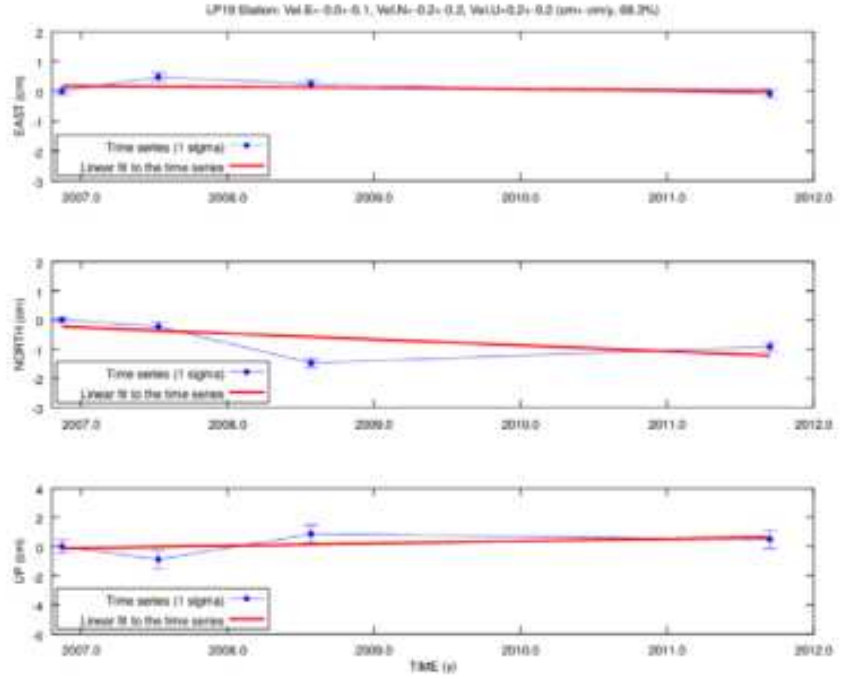


Figure S20. 3D GNSS displacement time series and adjusted fits for station LP19.

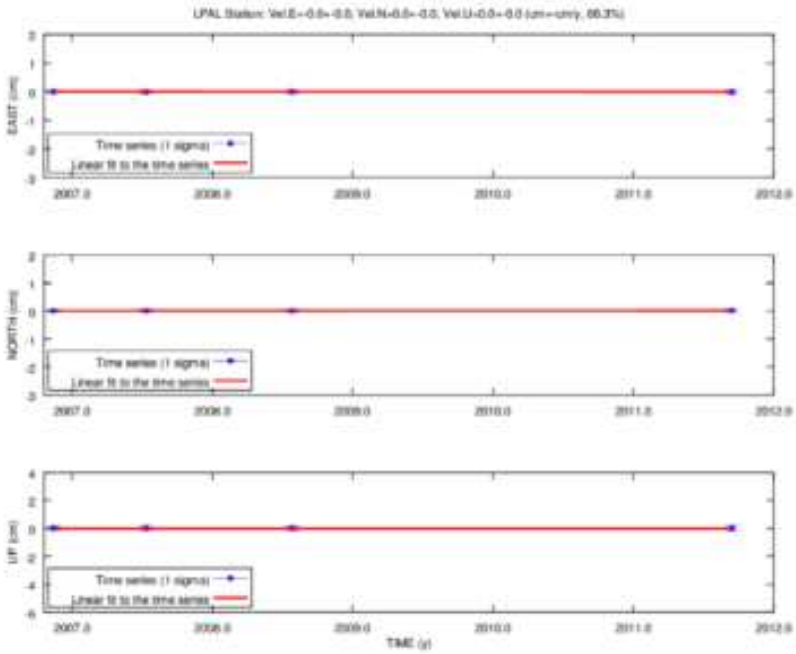


Figure S21. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station LPAL.

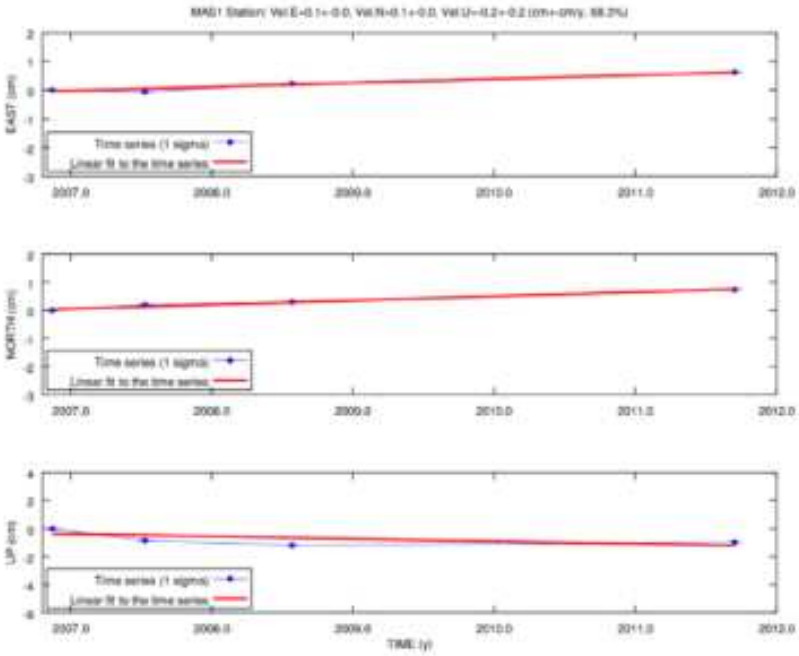


Figure S22. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station MAS1.

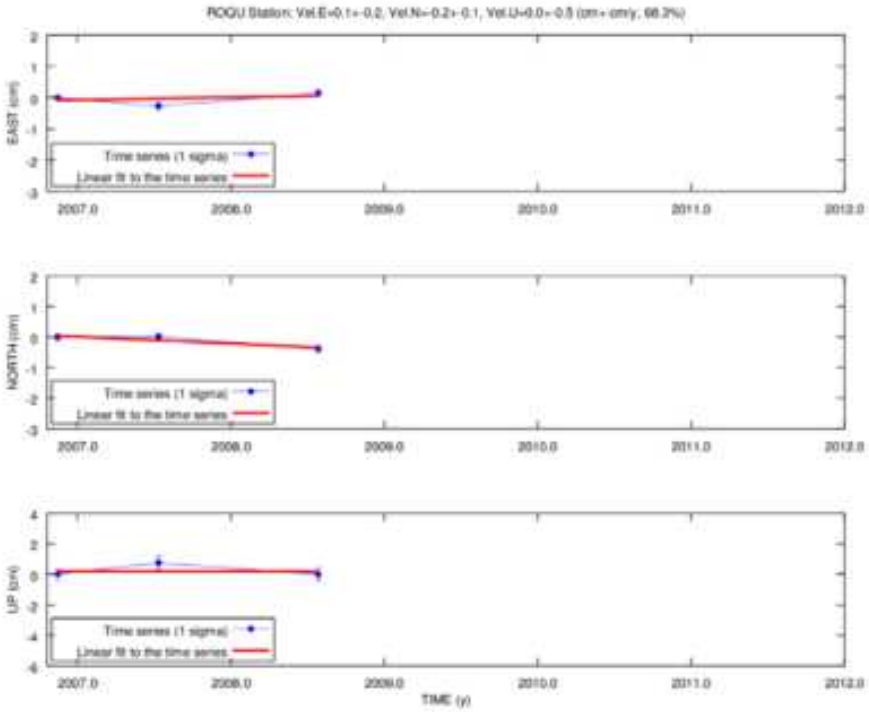


Figure S23. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station ROQU.

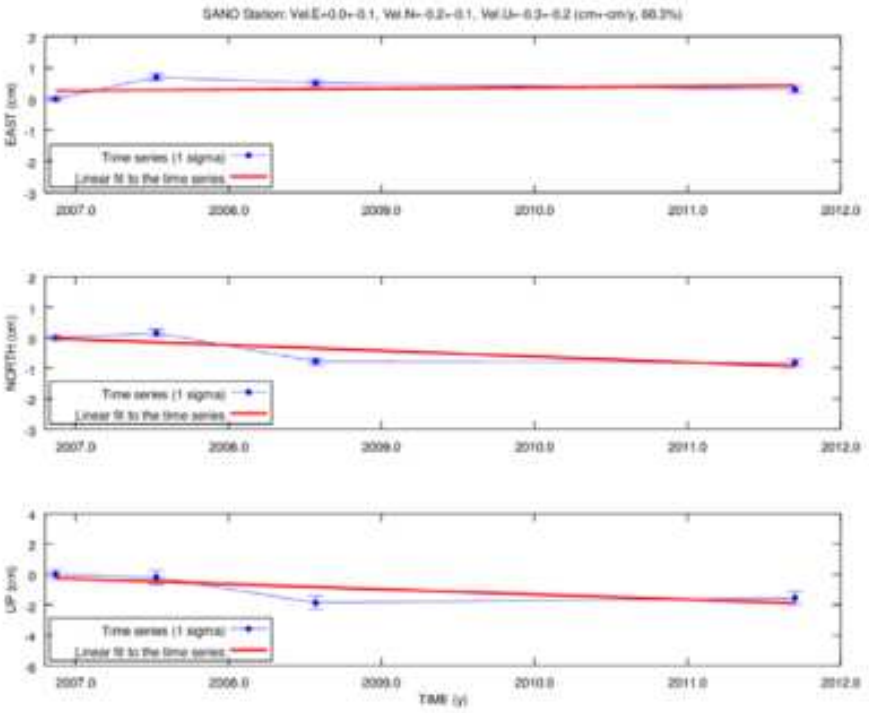


Figure S24. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station SANO.

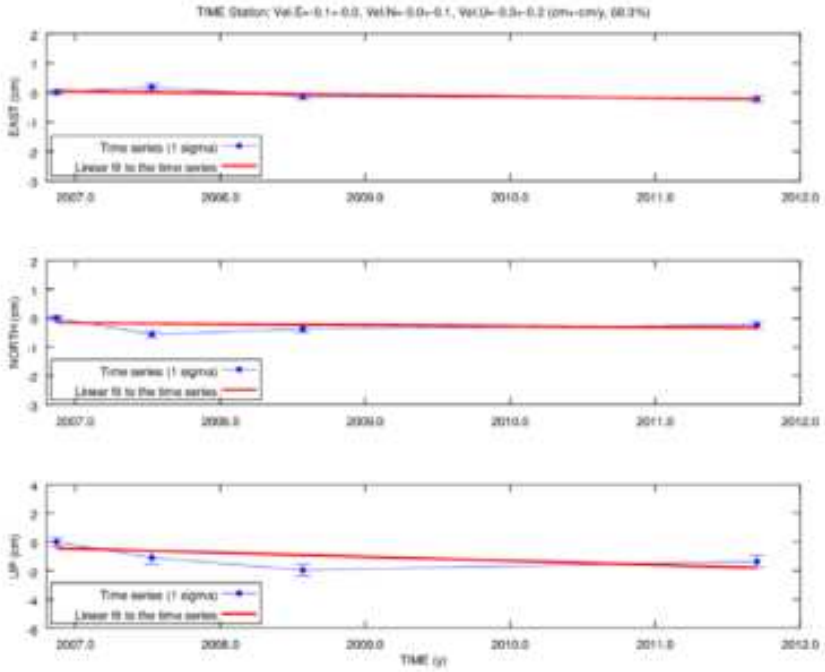


Figure S25. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station TIME.

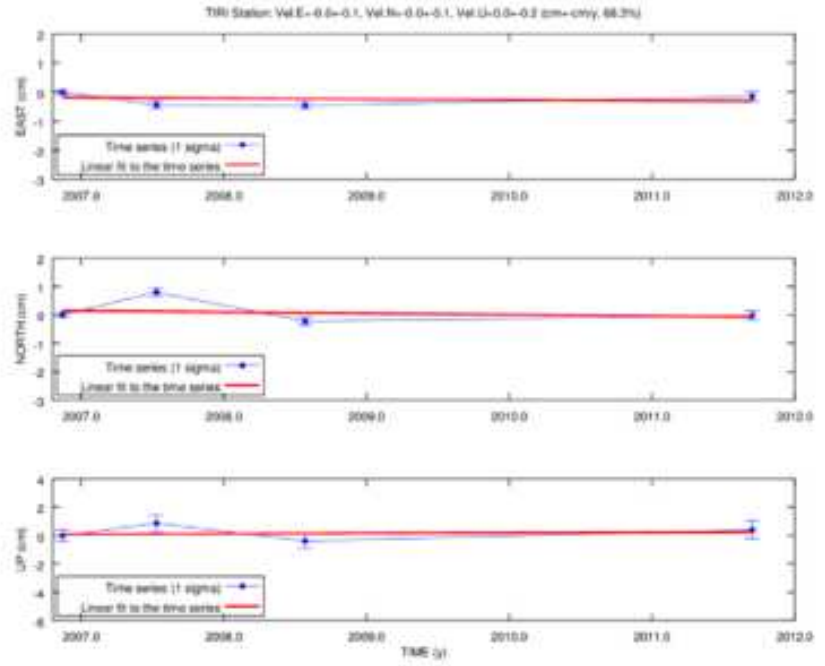


Figure S26. 3D GNSS displacement time series and adjusted linear fits for station TIRI.

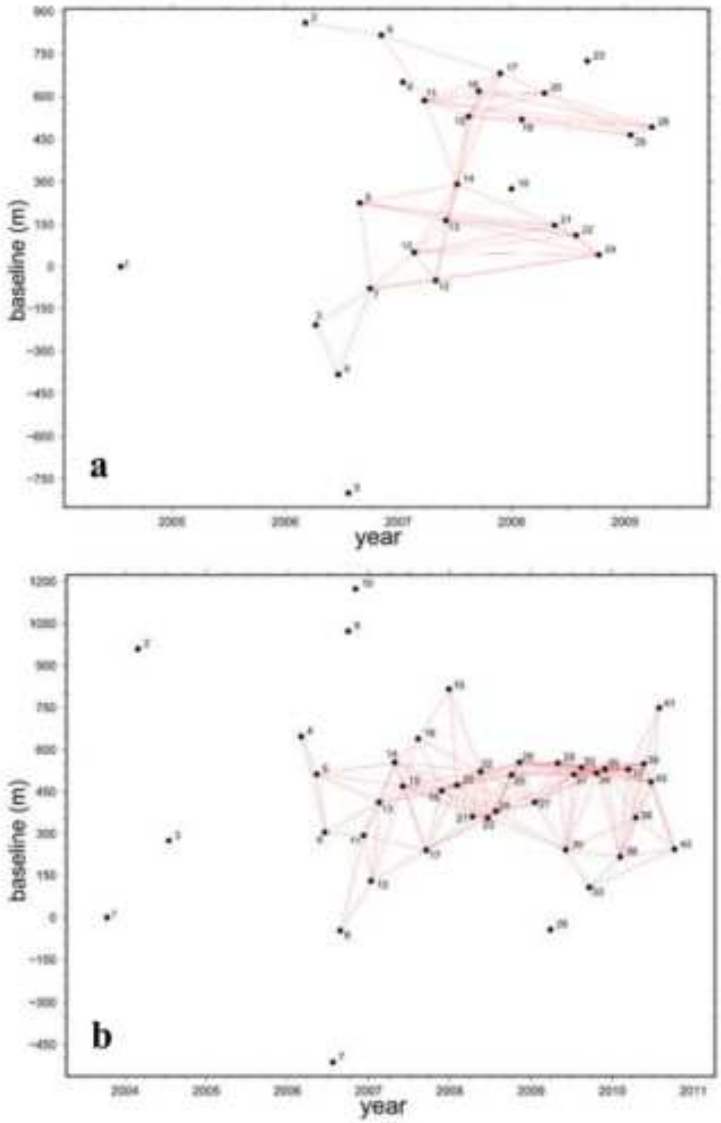


Figure S27. Interferogram clouds for both processed orbits. The criteria for choosing interferometric pairs is the same in both cases: all pairs within 350-m and 400-days perpendicular and temporal baselines, respectively, and discarding interferograms with temporal and spatial baselines over 150m and 150days simultaneously. The SLC's numbers are referred to Table S1. (**a**) Ascending orbit, (**b**) descending orbit.

Table S1. Annual mean velocities for the GNSS monitoring stations in La Palma with their uncertainties, for the period 2006-2011.

Mean velocities for La Palma 2006-2011 (mm/yr)			
Station	**East**	**North**	**Up**
DPAN	0.8 ± 0.7	-1.0 ±0.7	-6.0 ±3.0
FPOR	0.3 ±0.3	-2.2 ±1.1	-2.2 ±1.4
JEDE	-0.1 ±0.7	-0.8 ±0.2	-1.2 ±2.5
LP01	-0.3 ±2.1	2.4 ±1.8	8.1 ±1.6
LP02	-3.0 ±1.7	0.3 ±0.5	5.8 ±2.3
LP04	-0.5 ±0.5	-1.0 ±1.3	1.3 ±0.3
LP05	-0.2 ±0.0	-0.8 ±1.8	3.8 ±3.6
LP06	-0.6 ±1.9	-1.0 ±2.8	4.3 ±1.5
LP07	-0.6 ±2.0	-0.9 ±2.9	-7.6 ±1.0
LP08	-0.1 ±1.8	-3.0 ±1.9	-0.2 ±0.4
LP09	-0.1 ±1.1	-2.7 ±6.7	4.4 ±5.6
LP10	-0.1 ±0.8	-2.1 ±1.5	-2.9 ±0.7
LP11	-0.2 ±0.8	-1.5 ±2.5	-2.5 ±0.8
LP12	0.9 ±1.0	-0.5 ±1.8	-0.6 ±2.7
LP14	-1.8 ±2.3	-5.4 ±1.0	13.9 ±1.3
LP15	1.8 ±1.5	-1.9 ±0.6	4.5 ±3.4
LP16	1.1 ±2.1	-1.6 ±1.5	1.0 ±1.6
LP17	-0.1 ±0.7	-2.0 ±0.2	-0.8 ±2.5
LP18	-1.2 ±1.2	-2.5 ±0.6	-3.1 ±2.0
LP19	-0.4 ±0.8	-2.0 ±1.8	1.6 ±2.0
ROQU	0.8 ±2.0	-2.3 ±1.0	0.0 ±4.7
SANO	0.4 ±1.0	-1.9 ±1.0	-3.4 ±2.1
TIME	-0.6 ±0.4	-0.4 ±0.8	-2.8 ±2.4
TIRI	-0.3 ±0.9	-0.5 ±1.5	0.3 ±1.8

Table S2. SLC images in this study with their acquisition dates and relative ENVISAT orbit numbers. In bold, the images that were discarded due to their high baselines or high Doppler differences.

ASCENDING				DESCENDING					
#	DATE	#	DATE	#	DATE	#	DATE	#	DATE
1	**20040721**	14	20070711	1	**20031013**	15	20070604	29	20090504
2	20060308	15	20070815	2	**20040301**	16	20070813	30	20090608
3	20060412	16	20070919	3	**20040719**	17	20070917	31	20090713
4	20060621	17	20071128	4	20060306	18	20071126	32	20090817
5	**20060726**	18	**20080102**	5	20060515	19	20071231	33	20090921
6	20060830	19	**20080206**	6	20060619	20	20080204	34	20091026
7	20061004	20	20080416	7	**20060724**	21	20080414	35	20091130
8	20061108	21	20080521	8	22060828	22	20080519	36	20100208
9	**20070117**	22	20080730	9	**20061002**	23	20080623	37	20100315
10	20070221	23	**20080903**	10	**20061106**	24	20080728	38	20100419
11	20070328	24	20081008	11	20061211	25	20081006	39	20100524
12	20070502	25	20090121	12	20070115	26	20081110	40	20100628
13	20070606	26	20090401	13	20070219	27	20090119	41	20100802
				14	20070430	28	**20090330**	42	201001011

Table S3. A list of the interferograms used in this study for the ascending orbit. The selection criterion is to use all possible pairs within a 350-m of perpendicular baseline and 400-days of temporal baseline, removing those pairs with perpendicular and temporal baselines simultaneously exceeding 150-m and 150-days, respectively.

List of interferograms for ascending orbit (SLC 1 – SLC 2)			
20060308-20061108	20070221-20070502	20070502-20070711	20070815-20090121
20060412-20060621	20070221-20070606	20070502-20081008	20070815-20090401
20060412-20061004	20070221-20070711	20070606-20070711	20070919-20071128
20060621-20061004	20070221-20080521	20070606-20070815	20070919-20080416
20060830-20061004	20070221-20080730	20070606-20080521	20070919-20090401
20060830-20070606	20070221-20081008	20070606-20080730	20071128-20080416
20060830-20070711	20070328-20070711	20070606-20081008	20080416-20090121
20060830-20080521	20070328-20070815	20070711-20070815	20080416-20090401
20060830-20080730	20070328-20070919	20070711-20070919	20080521-20080730
20061004-20070221	20070328-20071128	20070711-20071128	20080521-20081008
20061004-20070502	20070328-20080416	20070711-20080521	20080730-20081008
20061004-20081008	20070328-20090121	20070815-20070919	20090121-20090401
20061108-20070328	20070328-20090401	20070815-20071128	
20061108-20071128	20070502-20070606	20070815-20080416	

Table S4. A list of the interferograms used in this study for the descending orbit. The selection criterion is to use all possible pairs within a 350-m of perpendicular baseline and 400-days of temporal baseline, removing those pairs with perpendicular and temporal baselines simultaneously exceeding 150-m and 150-days, respectively.

List of interferograms for descending orbit (SLC 1 – SLC 2)			
20060306-20060515	20070917-20080204	20080728-20090119	20090713-20100524
20060306-20060619	20070917-20080414	20080728-20090608	20090713-20100628
20060515-20060619	20070917-20080623	20080728-20090713	20090817-20091026
20060515-20070219	20070917-20080728	20081006-20081110	20090817-20091130
20060515-20070430	20071126-20080204	20081006-20090119	20090817-20100315
20060515-20070604	20071126-20080414	20081006-20090504	20090817-20100524
20060619-20061211	20071126-20080519	20081006-20090713	20090817-20100628
20060619-20070219	20071126-20080623	20081006-20090817	20090921-20100208
20060828-20061211	20071126-20080728	20081006-20091026	20090921-20101011
20060828-20070115	20071126-20081006	20081110-20090119	20091026-20091130
20061211-20070115	20071126-20081110	20081110-20090504	20091026-20100208
20061211-20070219	20071231-20080204	20081110-20090713	20091026-20100315
20061211-20070430	20071231-20080519	20081110-20090817	20091026-20100524
20061211-20070917	20080204-20080414	20081110-20091026	20091026-20100628
20070115-20070219	20080204-20080519	20081110-20091130	20091130-20100208
20070115-20070604	20080204-20080623	20090119-20090504	20091130-20100315
20070115-20070917	20080204-20080728	20090119-20090608	20091130-20100419
20070219-20070430	20080204-20081006	20090119-20090713	20091130-20100524
20070219-20070604	20080204-20081110	20090119-20090817	20091130-20100628
20070219-20071126	20080204-20090119	20090119-20091026	20100208-20100315
20070219-20080204	20080414-20080519	20090119-20091130	20100208-20100419
20070430-20070604	20080414-20080623	20090504-20090608	20100208-20100524
20070430-20070813	20080414-20080728	20090504-20090713	20100208-20100628
20070430-20070917	20080414-20081006	20090504-20090817	20100208-20101011
20070430-20071126	20080414-20090119	20090504-20091026	20100315-20100419
20070430-20080204	20080519-20080623	20090504-20091130	20100315-20100524
20070430-20080519	20080519-20080728	20090504-20100315	20100315-20100628
20070604-20070813	20080519-20081006	20090504-20100524	20100315-20100802
20070604-20070917	20080519-20081110	20090608-20090713	20100419-20100524
20070604-20071126	20080519-20090119	20090608-20090817	20100419-20100628
20070604-20080204	20080519-20090504	20090608-20090921	20100419-20101011
20070604-20080414	20080623-20080728	20090608-20091026	20100524-20100628
20070604-20080519	20080623-20081006	20090608-20100208	20100524-20100802
20070604-20080623	20080623-20081110	20090608-20100419	20100524-20101011
20070813-20071126	20080623-20090119	20090713-20090817	20100628-20100802
20070813-20071231	20080623-20090608	20090713-20091026	20100628-20101011
20070813-20080519	20080728-20081006	20090713-20091130	20090713-20100524
20070917-20071126	20080728-20081110	20090713-20100315	20090713-20100628
20060306-20060515	20070917-20080204	20080728-20090119	20090817-20091026
20060306-20060619	20070917-20080414	20080728-20090608	20090817-20091130
20060515-20060619	20070917-20080623	20080728-20090713	20090817-20100315
20060515-20070219	20070917-20080728	20081006-20081110	20090817-20100524
20060515-20070430	20071126-20080204	20081006-20090119	20090817-20100628

20060515-20070604	20071126-20080414	20081006-20090504	20090921-20100208
20060619-20061211	20071126-20080519	20081006-20090713	20090921-20101011
20060619-20070219	20071126-20080623	20081006-20090817	
20060828-20061211	20071126-20080728	20081006-20091026	

Table S5. Coordinates UTM and altitudes (in meters) of the 12 microgravimetric stations

Station	X	Y	Height
Hotel	230200	3172000	65
Cancajos	230239	3172193	76
Pista10	221403	3168769	1390
Pista20	220433	3166681	1273
Pista30	221082	3160151	1296
Gasolinera	222652	3156308	812
Teneguia10	220713	3153251	420
Teneguia20	220845	3153098	431
PIRS	219352	3162374	799
Jedey	218401	3165613	669
LasManchas	218141	3167859	637
Tajuya	218007	3169782	576

Table S6. Adjusted values for relative gravity (μGal) and standard errors for each station and each campaign after the reduction process. Heights in meters

Station	Height	2008	e	2009	e	2011	e	2014	e
Hotel	65	0	15	0	15	0	15	0	5
Cancajos	76	-967	15	-967	15	-967	15	-938	5
Pista10	1390	-291411	15	-291454	16	-291415	16	-291492	5
Pista20	1273	-282534	15	-282577	16	-282518	16	-282580	6
Pista30	1296	-314796	15	-314835	16	-314750	16	-314822	7
Gasolinera	812	-215229	15	-215243	16	-215209	16	-215254	7
Teneguia10	420	-131790	15	-131808	16	-131779	16	-131798	7
Teneguia20	431	-135080	15	-135082	16	-135055	15	-135069	7
PIRS	799	-192441	15	-192438	16	-192443	15	-192464	7
Jedey	669	-147448	15	-147476	16	-147439	15	-147456	7
LasManchas	637	-128671	15	-128698	16	-128662	15	-128694	7
Tajuya	576	-104812	15	-104818	16	-104804	15	-104811	7

Table S7. Adjusted additional instrumental scale factor for the four observation campaigns carried out in La Palma

Campaign	Gravimeter	Additional scale factor	Standard deviation
2008	G665	-0.00005	±0.00003
2009	G665	+0.00007	±0.00002
2011	G665	-0.00011	±0.00002
2014	CG5	+0.00009	±0.00006

Anexo 5

Material suplementario de "Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications".

Supplementary Information for

Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications

José Fernández[1*], Joaquin Escayo[1], Zhongbo Hu[2], Antonio G. Camacho[1], Sergey V. Samsonov[3], Juan F. Prieto[4], Kristy F. Tiampo[5], Mimmo Palano[6], Jordi J. Mallorquí[2], Eumenio Ancochea[7]

[1]Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Calle del Doctor Severo Ochoa, nº 7. Ciudad Universitaria. 28040-Madrid, Spain.

[2]CommSensLab-Universitat Politècnica de Catalunya, D3-Campus Nord-UPC, C. Jordi Girona 1-3, 08034, Barcelona, Spain.

[3]Canada Centre for Mapping and Earth Observation, Natural Resources Canada, 560 Rochester Street, ON K1A 0E4, Ottawa, Canada.

[4]ETS de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031-Madrid, Spain.

[5]Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO, 80309, USA.

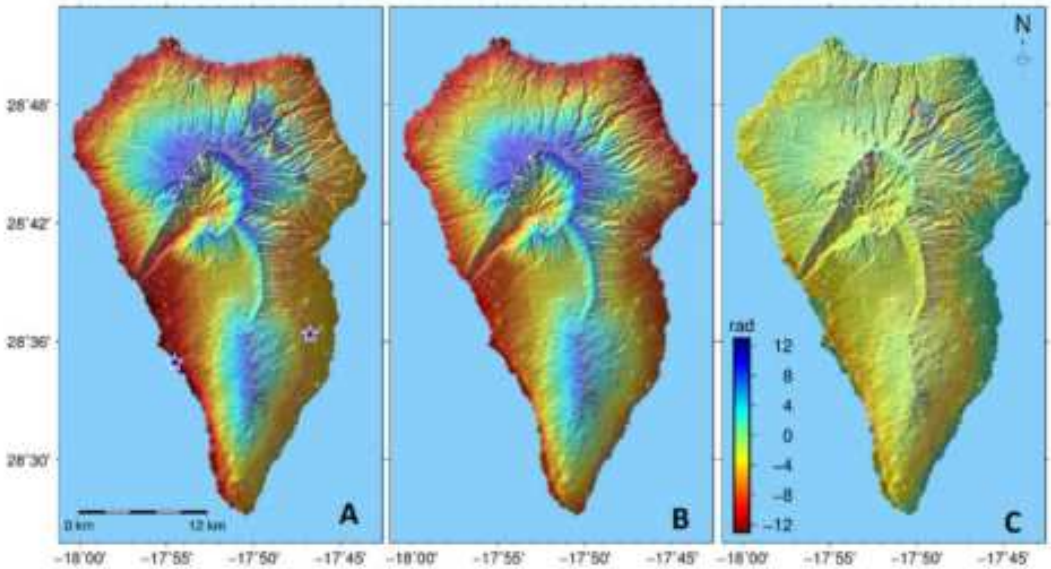
[6]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italy.

[7]Departamento de Mineralogía y Petrología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain.

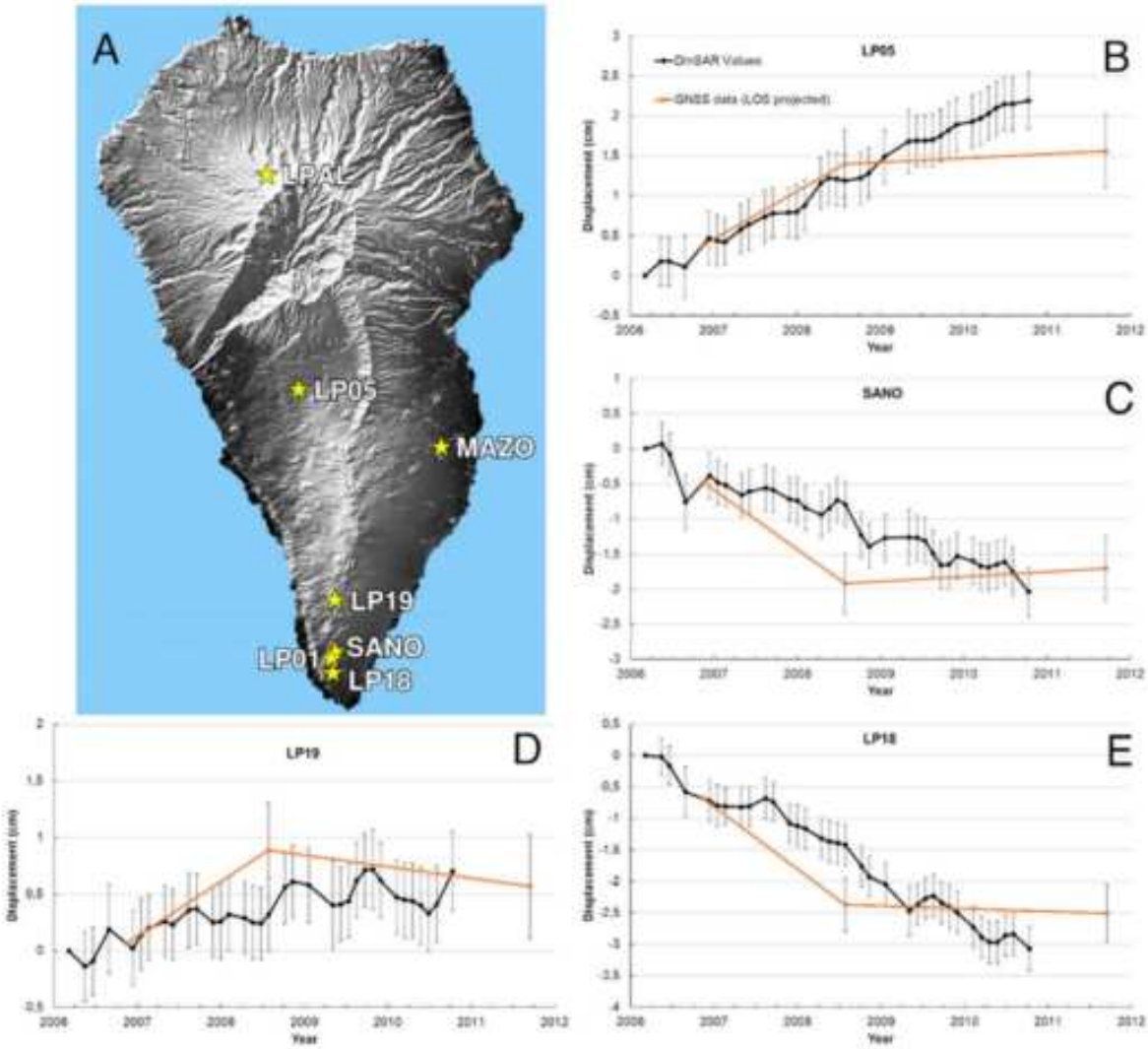
*Correspondence to: jfl@mat.ucm.es

This PDF file includes:

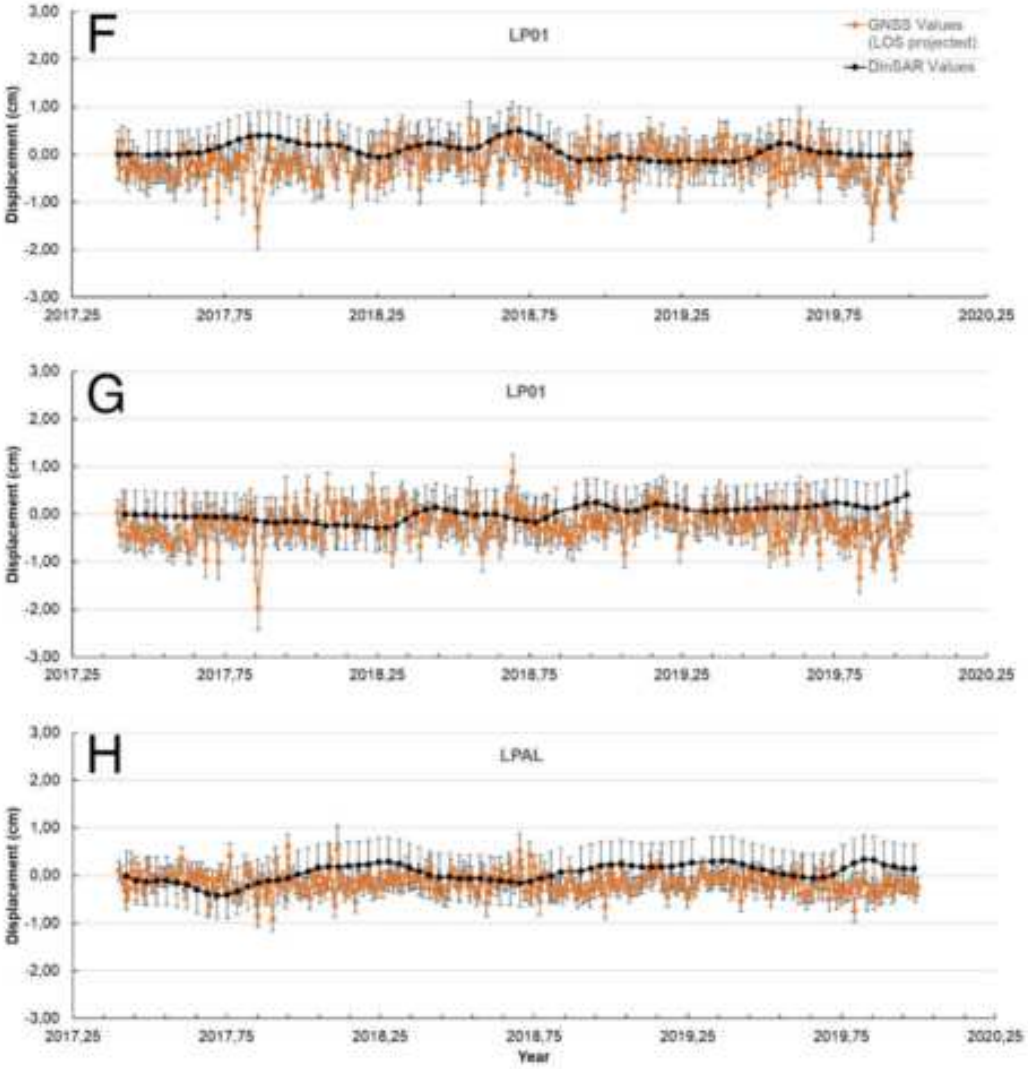
Supplementary Figs. 1 to 10
Supplementary Tables 1 to 3



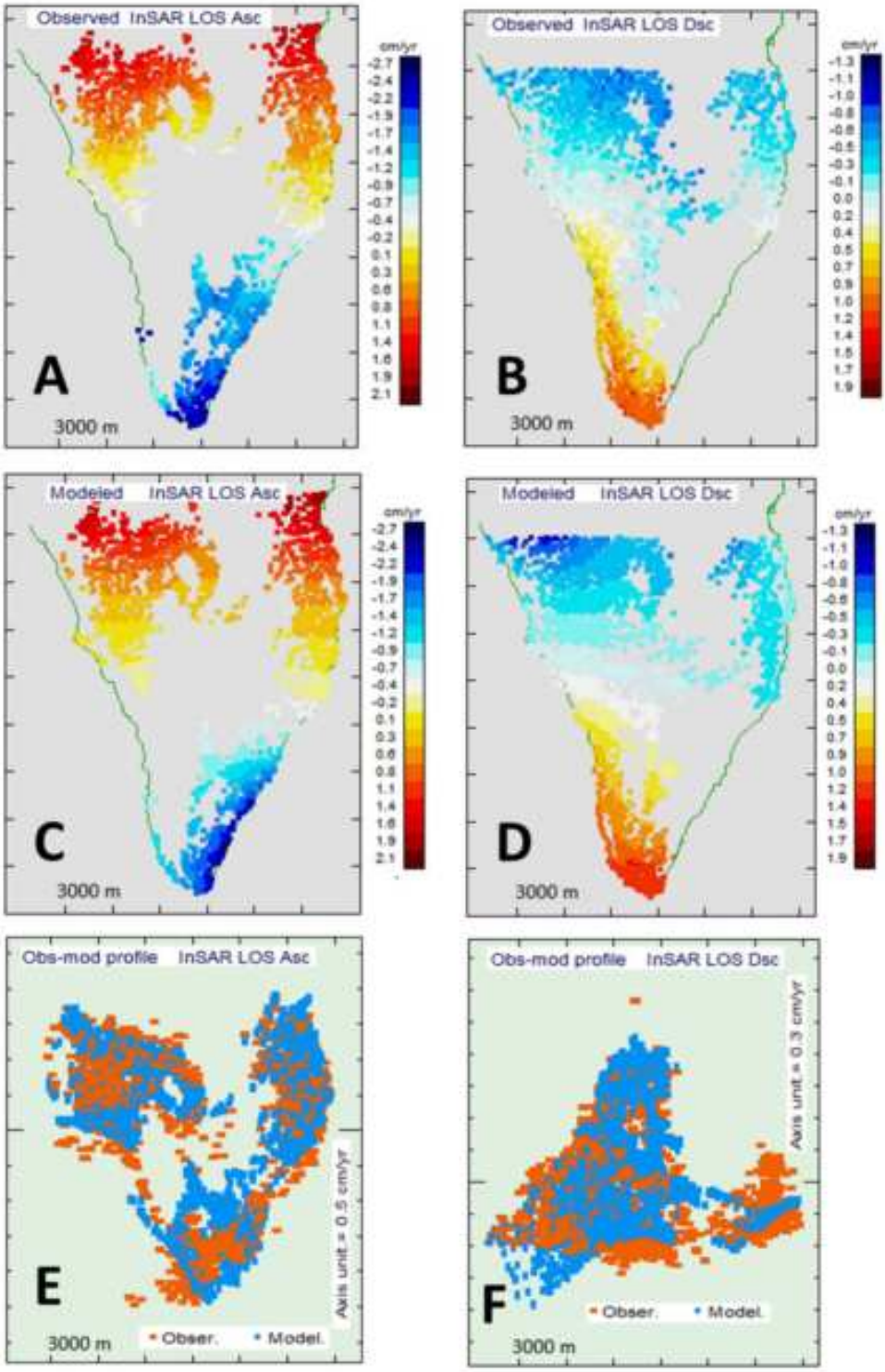
Supplementary Figure 1: Example of APS correction for a Sentinel-1 interferogram (interferogram 20180914-20180926). (**A**) shows the original unwrapped interferogram where star symbols represent the points used as velocity seeds, (**B**) is the estimated atmospheric screen phase, and (**C**) is the residual phase after subtracting the APS from the original interferogram. GMT software (www.generic-mapping-tools.org) software was used to create this figure.



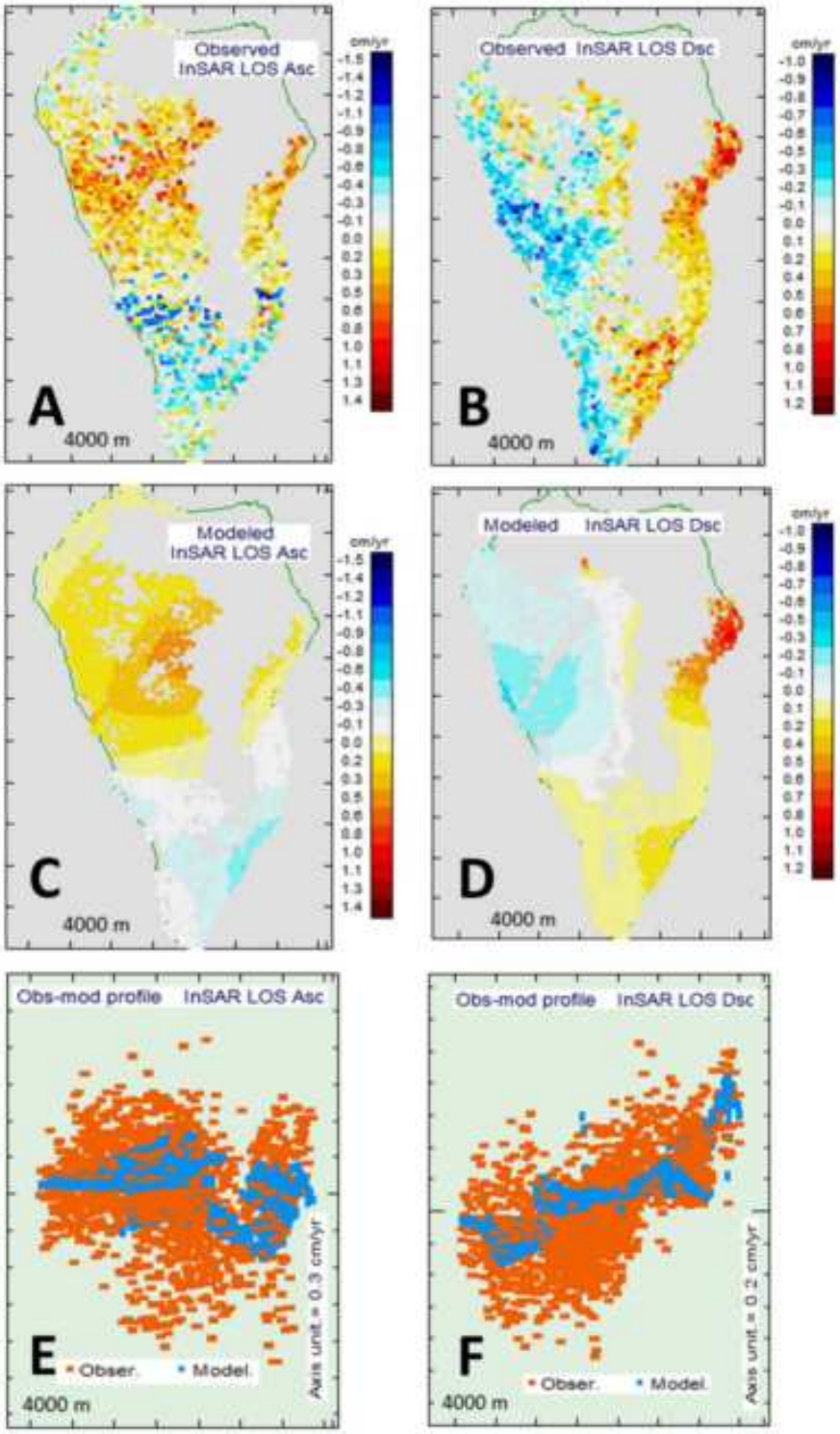
Supplementary Figure 2: Comparison between DInSAR time-series and the GNSS LOS projected values for several stations and survey points. (**A**) Location of the stations used in the comparison, (**B-E**) GNSS LOS projected data and ENVISAT descending time series of four different stations: LP05, SANO, LP18 and LP19[1]. (**F**) Time series obtained for Sentinel-1 ascending data plotted with GNSS LP01 station LOS projected values. (**G**) Time series for Sentinel-1 descending data plotted with GNSS LP01 station LOS projected values. (**H**) Time series for Sentinel-1 descending data plotted with GNSS LPAL LOS projected values. GMT software (www.generic-mapping-tools.org) and Microsoft Excel 365 were used to create this figure. (continues in the next page)



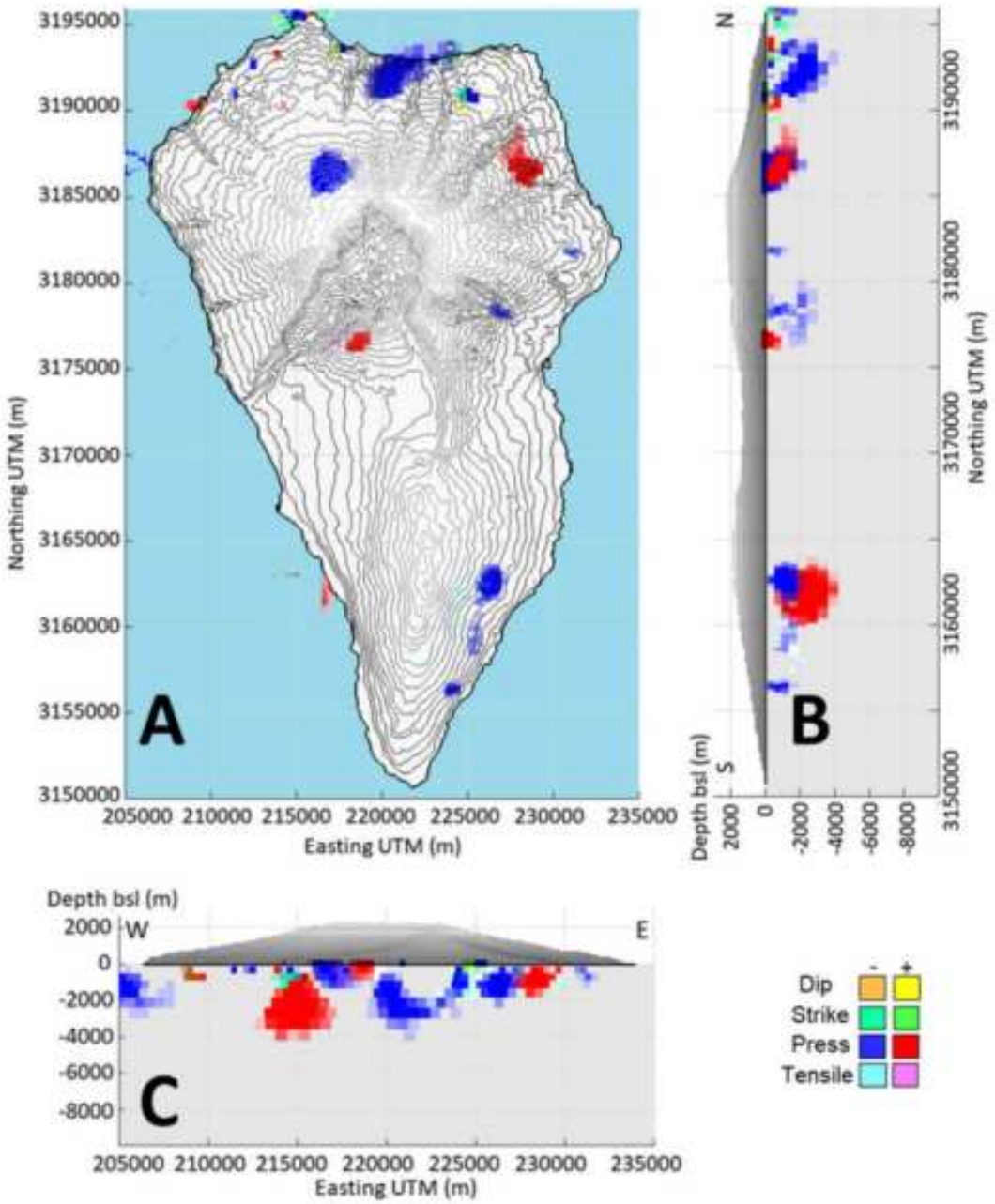
Supplementary Figure 2 (continuation).



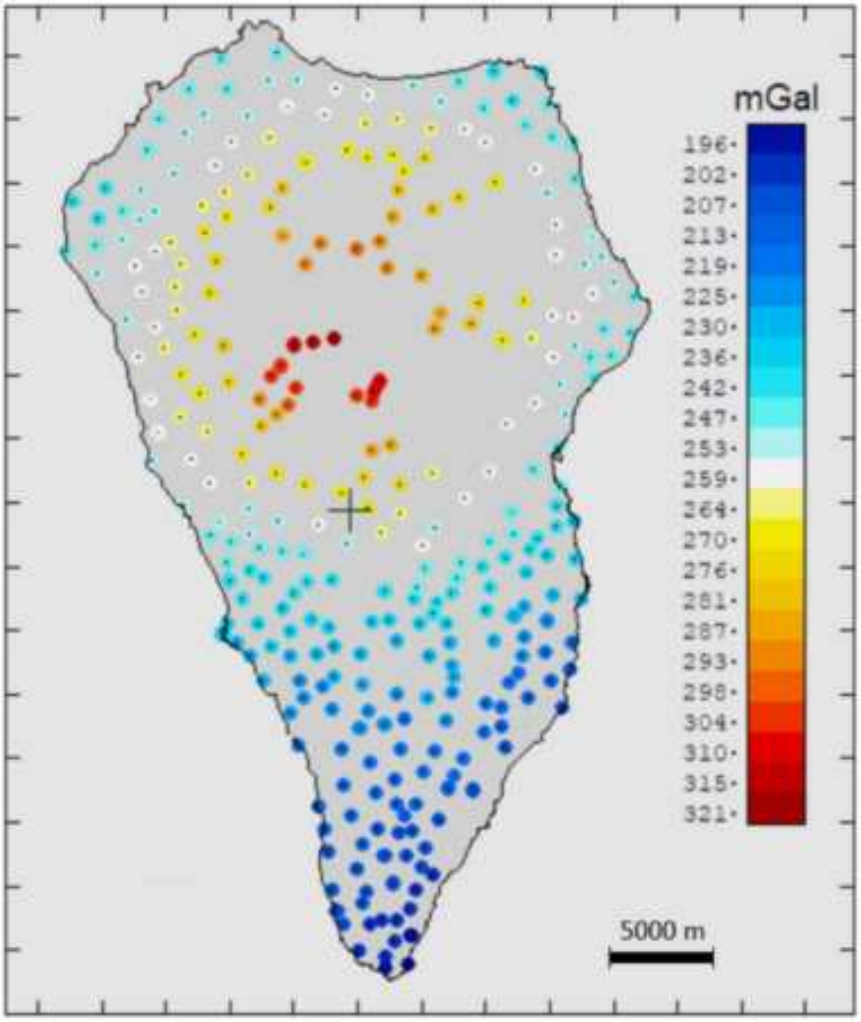
Supplementary Figure 3: 2006-2010 observed mean LOS velocity displacement values determined using (**A**) ascending and (**B**) descending ENVISAT radar images. Modeled ascending (**C**) and descending (**D**) LOS. Observed-modeled comparison of ascending (**E**) and descending (**F**) LOS velocity displacements. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.



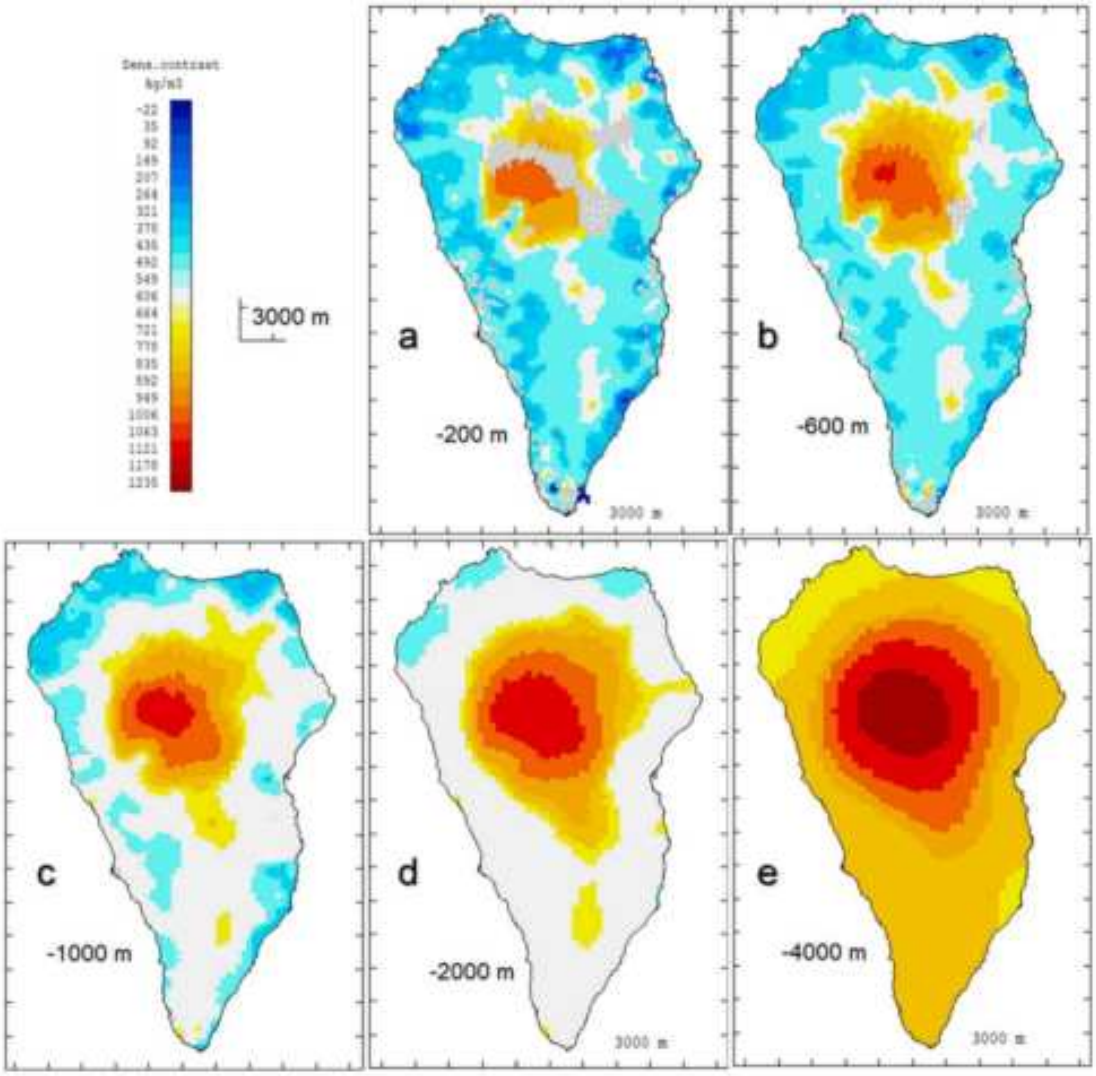
Supplementary Figure 4: 2017-2020 observed mean LOS velocity displacement values determined using (**A**) ascending and (**B**) descending Sentinel-1 radar images. Modeled ascending (**C**) and descending (**D**) LOS. Observed-modeled comparison of ascending (**E**) and descending (**F**) LOS velocity displacements. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.



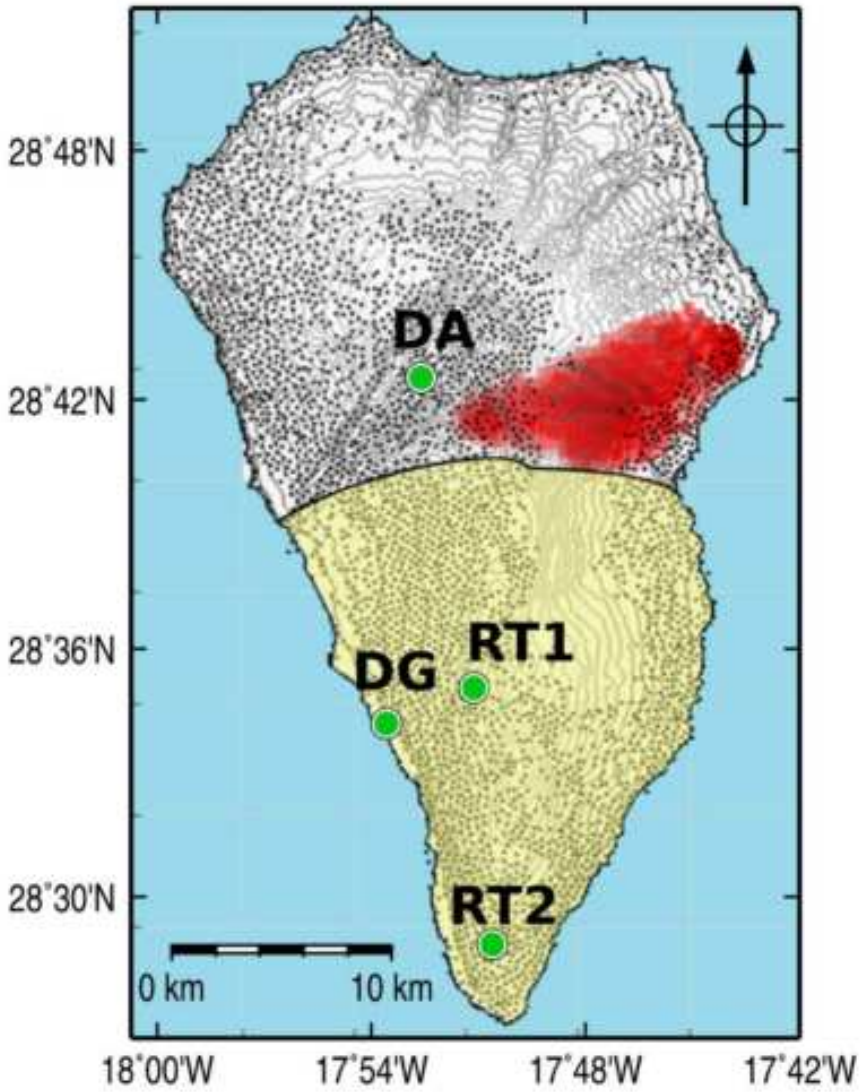
Supplementary Figure 5: (**A**) Planar, (**B**) NS and (**C**) WE vertical elevation views of the significant sources adjusted for the period 2010-2017. See color code for type of source and intensity. Dots denote location of ascending and descending LOS deformation data. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.



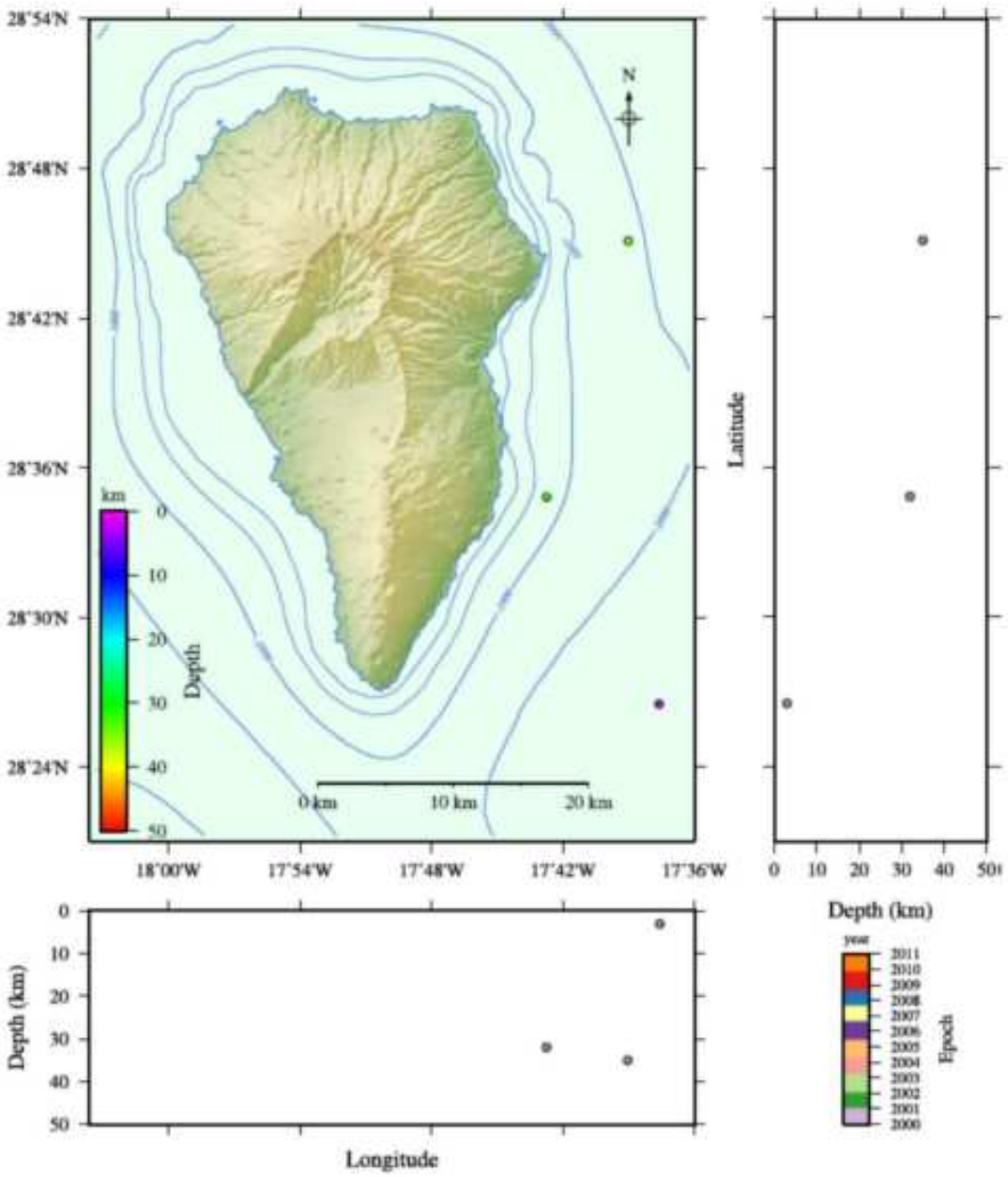
Supplementary Figure 6. Location of gravimetric stations on La Palma island and gravimetric anomaly map. The location of the 317 gravimetric stations is marked by the color dots. Color scale gives the values of the gravimetric anomaly (mGal) corrected from topography effect. Gravimetric data[30] was collected in 2006 specifically for the structural study. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.



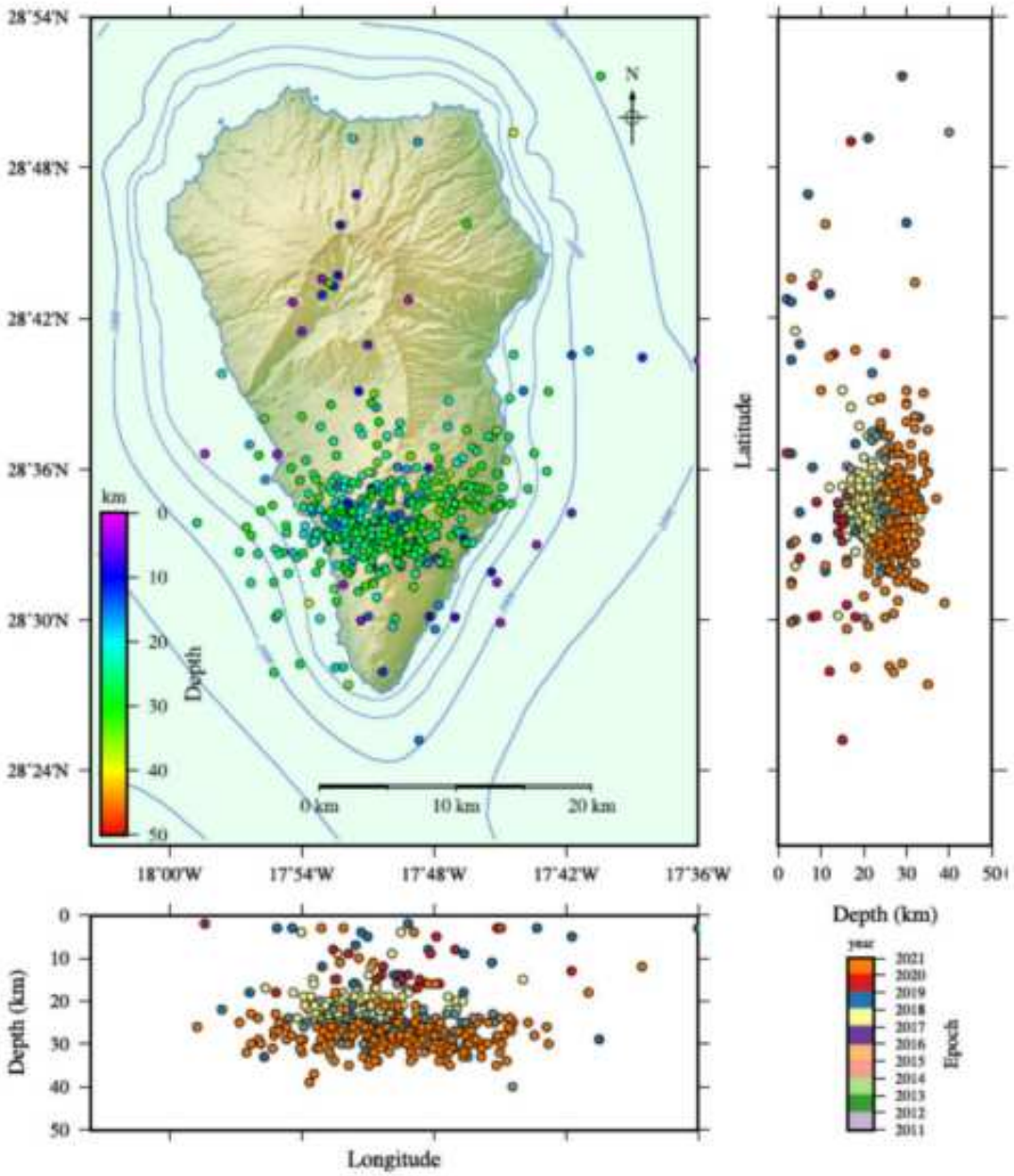
Supplementary Figure 7: Horizontal sections of the 3D model for anomalous density for La Palma at selected depths: (**a**) 200 m asl, (**b**) 600 m bsl, (**c**) 1,000 m bsl, (**d**) 2000 m bsl, and (**e**) 4,000 m bsl. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.



Supplementary Figure 8: Approximate location of the area covered by the soil CO_2 efflux survey carried out at Cumbre Vieja volcano marked with green lines[2], and location of the geochemistry observation stations[3] (Radon/Thoron stations (RT1 and RT2), the dissolved gas station (DG) and the Dos Aguas (DA) cold spring where the free gas station is located), superimposed on the image of the island with the average source of the period 2017-2020. Matlab software (www.mathworks.com) and GMT software (www.generic-mapping-tools.org) were used to create this figure.



Supplementary Figure 9: Seismicity under La Palma Island during the period January 2000-December 2010. GMT software (www.generic-mapping-tools.org) was used to create this figure.



Supplementary Figure 10: Seismicity under La Palma Island during the period January 2011-August 2020. GMT software (www.generic-mapping-tools.org) was used to create this figure.

ENVISAT									
ASCENDING				DESCENDING					
#	DATE	#	DATE	#	DATE	#	DATE	#	DATE
1	~~*20040721*~~	14	**20070711**	1	~~*20031013*~~	15	20070604	29	20090504
2	20060308	15	20070815	2	~~*20040301*~~	16	20070813	30	20090608
3	20060412	16	20070919	3	~~*20040719*~~	17	20070917	31	20090713
4	20060621	17	20071128	4	20060306	18	20071126	32	20090817
5	~~*20060726*~~	18	~~*20080102*~~	5	20060515	19	20071231	33	20090921
6	20060830	19	~~*20080206*~~	6	20060619	20	**20080204**	34	20091026
7	20061004	20	20080416	7	~~*20060724*~~	21	20080414	35	20091130
8	20061108	21	20080521	8	22060828	22	20080519	36	20100208
9	~~*20070117*~~	22	20080730	9	~~*20061002*~~	23	20080623	37	20100315
10	20070221	23	~~*20080903*~~	10	~~*20061106*~~	24	20080728	38	20100419
11	20070328	24	20081008	11	20061211	25	20081006	39	20100524
12	20070502	25	20090121	12	20070115	26	20081110	40	20100628
13	20070606	26	20090401	13	20070219	27	20090119	41	20100802
				14	20070430	28	~~*20090330*~~	42	20101011

Supplementary Table 1: ENVISAT SLC acquisition dates used in this study. In italics and strikethrough, the images that were discarded due to their long baselines or large Doppler differences. The SLC images used as reference for coregistration are in bold.

RADARSAT-2					
DESCENDING					
Wide-Fine Beam				Fine Beam	
#	DATE	#	DATE	#	Date
1	20110803	15	20141022	1	20091107
2	20120517	16	20150408	2	20100331
3	20121101	17	20150619	3	20100705
4	20131027	18	20150713	4	20100915
5	20131214	19	20160214	5	20101220
6	20140107	20	20160309	6	20110326
7	20140413	21	20160402	7	20110606
8	20140507	22	20160824	8	20110630
9	20140531	23	20160917	9	20110910
10	20140624	24	20161104	10	20111215
11	20140718	25	20161128	11	20121209
12	20140811	26	20161222	12	20130315
13	20140904			13	20130923
14	20140928			14	20131017

Supplementary Table 2: Acquisition dates of the RADARSAT-2 SLCs used in this study. Processing was performed pairwise without primary reference image to improve coregistration precision.

Sentinel-1											
Ascending						Descending					
#	Date	#	Date	#	Date	#	Date	#	Date	#	Date
1	20170526	31	20180602	61	20190603	1	20170603	31	20180529	61	20190617
2	20170607	32	20180614	62	20190621	2	20170615	32	20180610	62	20190629
3	20170701	33	20180626	63	20190703	3	20170627	33	20180622	63	20190711
4	20170713	34	20180708	64	20190715	4	20170709	34	20180704	64	20190723
5	20170725	35	20180720	65	20190727	5	20170721	35	20180716	65	20190804
6	20170806	36	20180801	66	20190808	6	20170802	36	20180728	66	20190816
7	20170818	37	20180813	67	20190820	7	20170814	37	20180809	67	20190828
8	20170830	38	20180825	68	20190901	8	20170826	38	20180821	68	20190909
9	20170911	39	20180906	69	20190913	9	20170907	39	20180902	69	20190921
10	20170923	40	20180918	70	20190925	10	20170919	40	20180914	70	20191003
11	20171005	41	20180930	71	20191007	11	20171001	41	20180926	71	20191015
12	20171017	42	20181012	72	20191019	12	20171013	42	20181008	72	20191027
13	20171029	43	20181024	73	20191031	13	20171025	43	20181020	73	20191108
14	20171110	44	20181105	74	20191112	14	20171106	44	20181101	74	20191120
15	20171122	**45**	**20181117**	75	20191124	15	20171118	**45**	**20181125**	75	20191202
16	20171204	46	20181129	76	20191206	16	20171130	46	20181207	76	20191214
17	20171216	47	20181211	77	20191218	17	20171212	47	20181219	77	20191226
18	20171228	48	20181223	78	20191230	18	20171224	48	20181231	78	20200107
19	20180109	49	20190104	79	20200111	19	20180105	49	20190112	79	20200119
20	20180121	50	20190116	80	20200123	20	20180117	50	20190124	80	20200131
21	20180202	51	20190128	81	20200204	21	20180129	51	20190205	81	20200212
22	20180214	52	20190209	82	20200216	22	20180210	52	20190217	82	20200224
23	20180226	53	20190221	83	20200228	23	20180222	53	20190301	83	20200307
24	20180310	54	20190305	84	20200311	24	20180306	54	20190313	84	20200319
25	20180322	55	20190317	85	20200323	25	20180318	55	20190325	85	20200331
26	20180403	56	20190329	86	20200404	26	20180330	56	20190406	86	20200412
27	20180415	57	20190410	87	20200416	27	20180411	57	20190430	87	20200424
28	20180427	58	20190428	88	20200428	28	20180423	58	20190512	88	20200506
29	20180509	59	20190510	89	20200510	29	20180505	59	20190524	89	20200518
30	20180521	60	20190522	90	20200522	30	20180517	60	20190605	90	20200530

Supplementary Table 3: Acquisition dates of the Sentinel-1 SLCs used in this study. The SLC images used as reference for the coregistration are in bold.

Anexo 6

Detección del inicio de reactivación volcánica en la isla de La Palma, Islas Canarias, y estudio de su evolución temporal.

CIGeo

Tercer Congreso en Ingeniería Geomática
Valencia,
7 – 8 de Julio de 2021
DOI: https://dx.doi.org/10.4995/CiGeo2021.2021.12746

DETECCIÓN DEL INICIO DE REACTIVACIÓN VOLCÁNICA EN LA ISLA DE LA PALMA, ISLAS CANARIAS, Y ESTUDIO DE SU EVOLUCIÓN TEMPORAL

DETECTION OF THE VOLCANIC UNREST ONSET ON LA PALMA ISLAND, CANARY ISLANDS, AND STUDY OF ITS TIME EVOLUTION

Joaquín Escayo[a], José Fernández[a,*], Zhongbo Hu[b], Antonio G. Camacho[a], Sergey V. Samsonov[c], Juan F. Prieto[d], Kristy F. Tiampo[e], Mimmo Palano[f], Jordi J. Mallorquí[b]

[a] Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), C/ del Doctor Severo Ochoa 7, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. jescayo@ucm.es; jfl@mat.ucm.es; antonio.camacho@mat.ucm.es

[b] CommSensLab-Universitat Politècnica de Catalunya, D3-Campus Nord-UPC, C/ Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, España. zhongbo.hu@tsc.upc.edu; mallorqui@tsc.upc.edu

[c] Canada Centre for Mapping and Earth Observation, Natural Resources Canada, 560 Rochester Street, ON K1A 0E4, Ottawa, Canadá. sergey.samsonov@canada.ca

[d] Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Campus Sur, A-3, Km 7, 28031 Madrid, España. juanf.prieto@upm.es

[e] Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO, 80309 USA. kristy.tiampo@colorado.edu

[f] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italia. mimmo.palano@ingv.it

Abstract:

The island of La Palma is one of those with the highest potential risk in the Canary archipelago, therefore it is important to carry out an in-depth study to define its state of volcanic activity. This has been done using satellite radar observations and a state-of-the-art original interpretation technique. Both things have made it possible to detect the beginning of the volcanic reactivation on the island of La Palma, probably decades before a possible eruption. Its temporal evolution shows a changing spatial and temporal nature of volcanic deformation with great spatial resolution and over a prolonged period of time (2009-2020), providing information on the dynamic nature of the associated processes. The geodetic techniques used allow detecting the fluid migration induced by the injection of magma in depth and identifying the existence of dislocation sources under the Cumbre Vieja volcano that could be associated with future landslides, making it necessary to continue with the monitoring of this reactivation process using these and other techniques.

Key words: La Palma, geodesy, volcanoes, 3D modelling, remote sensing

Resumen:

La isla de La Palma es de las de mayor riesgo potencial del archipiélago canario, siendo por tanto importante realizar un estudio en profundidad que permita definir su estado de actividad volcánica. Esto se ha realizado usando observaciones radar de satélite y una técnica de interpretación original de última generación. Ambas cosas han permitido detectar el inicio de la reactivación volcánica en la isla de La Palma, probablemente décadas antes de una posible erupción. Su evolución temporal muestra una naturaleza cambiante de la deformación volcánica, tanto espacial como temporalmente. El uso de imágenes radar permite obtener resultados con una gran resolución espacial y en un periodo de tiempo prolongado (2009-2020), obteniendo información sobre la naturaleza dinámica de los procesos asociados. Las técnicas geodésicas empleadas permiten detectar la migración de fluidos inducida por la inyección de magma en profundidad e identificar la existencia de fuentes de dislocación bajo el volcán Cumbre Vieja que podrían estar asociadas con futuros deslizamientos, siendo por tanto necesario continuar con la monitorización de este proceso de reactivación utilizando estas y otras técnicas.

Palabras clave: La Palma, geodesia, volcanes, modelización 3D, teledetección

1. Introducción

Durante las últimas dos décadas se han observado episodios de reactivación volcánica en las Islas Canarias, incluyendo la sismicidad anómala en Tenerife en 2004-2005, la erupción en El Hierro en 2011-2012 o la reciente sismicidad detectada en La Palma en 2017 y 2018 (Fernández *et al.* 2015; Martí *et al.* 2013, 2009). Considerando el riesgo que este tipo de actividad supone

* Corresponding Author: José Fernández, jfl@mat.ucm.es

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)
EDITORIAL UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

a la población y la economía, se hace necesario un estudio en profundidad para definir el estado de reactivación volcánica de las diferentes islas del archipiélago.

Las islas situadas más al oeste, las más jóvenes del archipiélago canario, son El Hierro y La Palma (Fig. 1). La Palma ha estado volcánicamente activa desde hace, por lo menos, 4 Ma. Está compuesta por dos unidades volcánicas principales: un gran complejo volcánico en el norte (complejo volcánico norte, NVC) que es la más antigua y posee morfología circular, y un rift volcánico más joven desarrollado en la zona sur de la isla y conocido como complejo de Cumbre Vieja (CV).

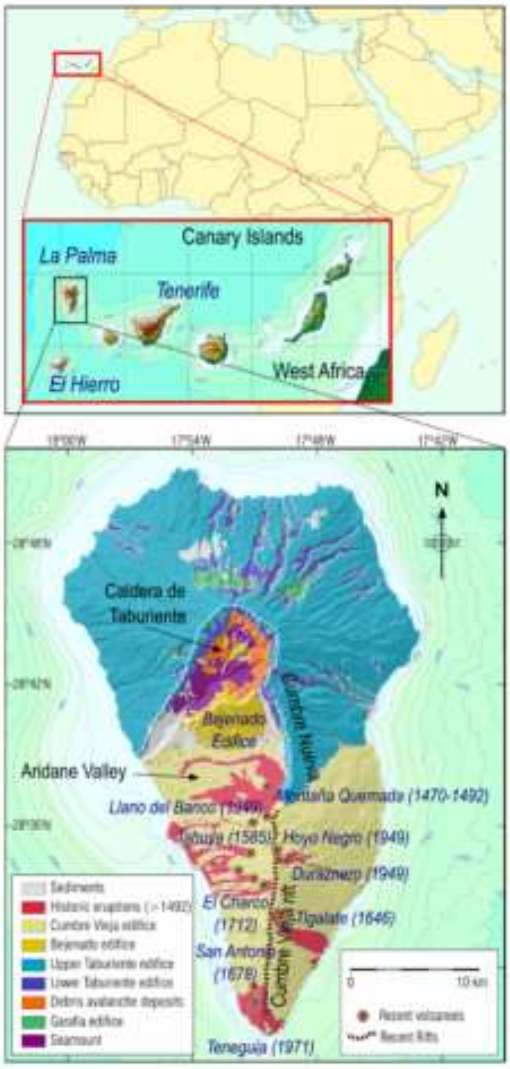


Figura 1: Localización geográfica de La Palma (panel superior) y sus principales elementos geológicos (panel inferior) (Fernández *et al.* 2021).

El NVC es el resultado de la superposición de varios edificios volcánicos basálticos. El edificio más antiguo consiste en cuerpo volcánico submarino cuya edad está comprendida entre 3 y 4 Ma (Staudigel *et al.* 1986), que tiene superpuestas tres grandes estructuras volcánicas subaéreas que se formaron desde 1.7 Ma a 0.4 Ma (Ancochea *et al.* 1994; Carracedo *et al.* 2001): el edificio de Garafía (1.7 a 1.2 Ma), el eficio de Taburiente-Cumbre Nueva, T-CN (1.2-0.4 Ma), y el edificio de Bejenado (0.56-0.49 Ma) (Fig. 1). NVC alcanza los 2426 m de altura. Grandes deslizamientos de ladera y fenómenos erosivos han afectado a NVC, exponiendo parte de la estructura submarina, cuerpos plutónicos y diques que constituyen las raíces de los edificios en el fondo de la Caldera de Taburiente. La parte submarina de la isla está inclinada y elevada unos 300 m de altitud, bajo los edificios de Garafía y Taburiente y ahora se pueden ver en la base de la caldera de Taburiente. El edicidio T-CN, que cubre los más antiguos, en su primera fase morfológica (1.2-0.8 Ma) tiene forma circular, lo que hace que la isla adopte esta forma en la zona norte. Sin embargo, en su segunda fase (0.8-0.4 Ma) su morfología es aproximadamente igual a la del rift N-S de CN.

La segunda mayor estructura volcánica de la isla es el edificio CV cuya actividad comenzó posteriormente a los edificios anteriores. El rift tiene una orientación N-S, como en el caso de CN, con una altitud máxima 1950 m y una longitud subáerea de aproximadamente 17 km que se extiende varios kilómetros en el fondo marino (Urgeles *et al.* 1999). La actividad volcánica más reciente en la isla se concentra en este edificio volcánico, incluyendo las seis erupciones históricas riencientes que han tenido lugar en los últimos 500 años. Uno de los últimos eventos fue la erupción de San Juan en 1949 cuando se registró actividad eruptiva en tres conos volcánicos: Duraznero, Llano del Blanco y Hoyo Negro (Fig. 1). La última erupción sub-aérea en La Palma (y en las Islas Canarias) fue en 1971 y ocurrió en el volcán Teneguía, hace aproximadamente 50 años (Fig. 1). Las reactivaciones volcánicas en La Palma, y especialmente en el área de CV, también se han asociado con deslizamientos de ladera y riesgos de tsunamis (Ward and Day 2001). Torres-González *et al.* (2020) encontraron evidencias de una intrusión magmática localizada a unos 25 km de profundidad en La Palma, basándose en el análisis de la sismicidad y anomalías geoquímicas durante el periodo de 2017-2018, aunque no detectaron deformación superficial con GNSS contínuo. Esto, junto con los riesgos asociados a una posible reactivación volcánica, motivaron el estudio de la deformación superficial utilizando para ello técnicas de interferometría radar de apertura sintética (DInSAR).

Históricamente, la sismicidad ha sido el primer precursor detectado en procesos de reactivación volcánica en las Canarias, mientras que la deformación superficial detectada durante episodios de reactivación no ha sido importante (Fernández *et al.* 2015, 2021). En El Hierro, en 2011, se detectaron deformaciones del orden de la decena de centímetros unos meses antes de la erupción. En Tenerife, durante la activación de 2004-2005, la deformación observada fue del orden de 2-3 cm, con una baja relación señal/ruido (Fernández *et al.* 2015). Obtener deformaciones a partir de técnicas DInSAR es complicado en entornos como La Palma, ya que la existencia de grandes desniveles hace que los efectos atmosféricos tengan especial importancia, requiriendo el uso de técnicas avanzadas para poder corregir su contribución de los valores de deformación. El uso de datos GNSS se ve limitado por la dificultad de realizar campañas con un gran número de puntos de observación (Escayo *et al.* 2020; Fernandez *et al.* 2018), así como la pequeña magnitud de los desplazamientos (Fernández *et al.* 2017). En La Palma, como también ocurre en otras muchas islas volcánicas, la localización de las

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)

deformaciones asociadas a posibles reactivaciones no son conocidas a priori y pueden variar con el tiempo. Esto hace que las redes GNSS con una baja densidad espacial puedan resultar de poca utilidad para la detección de deformaciones de pequeña magnitud, principalmente en las etapas iniciales de una reactivación (Escayo *et al.* 2020; Torres-González *et al.* 2020).

Para solventar estas limitaciones se emplean las técnicas DInSAR, ya que permiten la obtención de mapas de deformación con una gran resolución espacial (tamaños de píxel habituales de 1x1 m para banda X y 5x20 para banda C) y con alta precisión (los análisis de series temporales son capaces de determinar velocidades medias anuales con precisiones milimétricas). Además, mediante el uso de técnicas avanzadas, p.e. modelos climáticos globales como el caso de ERA5, podemos realizar un correcto filtrado atmosférico. Todo esto, combinado con un modelo de inversión avanzado (Camacho *et al.* 2020), que es capaz de hacer una inversión considerando múltiples fuentes de deformación, obteniendo la localización, tamaño y configuración tridimensional sin hacer ninguna hipótesis a priori del número, naturaleza o forma de la fuente. Adicionalmente, los resultados se discutirán considerando la estructura cortical tridimensional de la isla determinada a partir de observaciones gravimétricas.

2. Resultados

2.1. DInSAR

El estudio DInSAR se realizó utilizando imágenes Single Look Complex (SLC) adquiridas por diferentes satélites de banda C. Se consideran tres periodos de tiempo: 2006- 2010 donde se utilizó el satélite ENVISAT; 2010-2017 utilizando imágenes de satélite RADARSAT-2; y 2017-2020 donde se utilizó la constelación de satélites Sentinel-1. Los satélites ENVISAT y la constelación Sentinel-1 fueron puestos en órbita por la Agencia Espacial Europea (ESA) mientras que el satélite RADARSAT-2 fue puesto en órbita por la Agencia Espacial Canadiense (CSA). Todos los datos utilizados en este trabajo fueron suministrados por las respectivas agencias espaciales. Para eliminar la contribución a la fase debida por la topografía se utilizó un modelo digital del terreno de alta resolución generado a partir de los datos del MDT05 proporcionados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) descargados desde el centro de descargas del CNIG.

Para obtener los desplazamientos en la línea de visión (o Line of Sight, LOS) del satélite se utilizó la técnica "Coherent Pixel Technique" (CPT) (Blanco-Sánchez *et al.* 2008) para los conjuntos de datos de ENVISAT y Sentinel-1. Se aplicó una selección de píxeles por coherencia (técnica similar al SBAS) aplicando un multilook sobre la imagen de 5x25 muestras (obteniendo así una resolución cercana a los 100x100 m). Para seleccionar los píxeles con suficiente calidad de fase se aplicó un umbral de coherencia de 0.4 sobre la coherencia media generada a partir de todos los interferogramas. Para eliminar los efectos atmosféricos (Atmospheric Phase Screen) presentes en la isla se utilizaron dos técnicas diferentes dependiendo del sensor: para ENVISAT se utilizó un filtrado espacio-temporal mientras que pasa Sentinel-1 se generaron mapas de APS sintéticos a partir de los datos de los modelos globales de ERA5 (Hu and Mallorquí 2019), permitiendo una estimación más precisa de los efectos atmosféricos.

Para el conjunto de datos de RADARSAT-2 se utilizó el software MSBAS (Samsonov and D'Oreye 2017) con una ventana de multilook de 4x8 muestras, permitiendo una resolución de aproximadamente 40x40 m. Para la estimación del APS se calculó una correlación entre topografía y efecto atmosférico, usando el modelo digital del terreno.

En este trabajo se intentó disponer de la mayor cantidad de datos posible para el procesado, obteniendo órbitas ascendentes y descendentes para los satélites ENVISAT y la constelación Sentinel-1, mientras que para el satélite RADARSAT-2 únicamente se disponía de suficientes imágenes para el análisis DInSAR en la órbita descendente. Para todos los casos se calcularon las velocidades medias en LOS (Fig. 2), y en el caso de ENVISAT y Sentinel-1 se obtuvieron también las series temporales para cada uno de los tres periodos estudiados. Con el fin de validar los resultados obtenidos se compararon los valores de diferentes puntos GNSS de los que se disponían datos con los píxeles más cercanos obtenidos mediante DInSAR mostrando diferencias para las velocidades medias anuales inferiores a 4 mm/y en el caso de ENVISAT y 2 mm/y para Sentinel-1, lo que consideramos es una buena concordancia entre ambas técnicas. Las velocidades medias de RADARSAT-2 no se utilizaron para su inversión puesto que únicamente se disponía de una geometría de adquisición, lo que resultaba insuficiente para obtener una buena inversión.

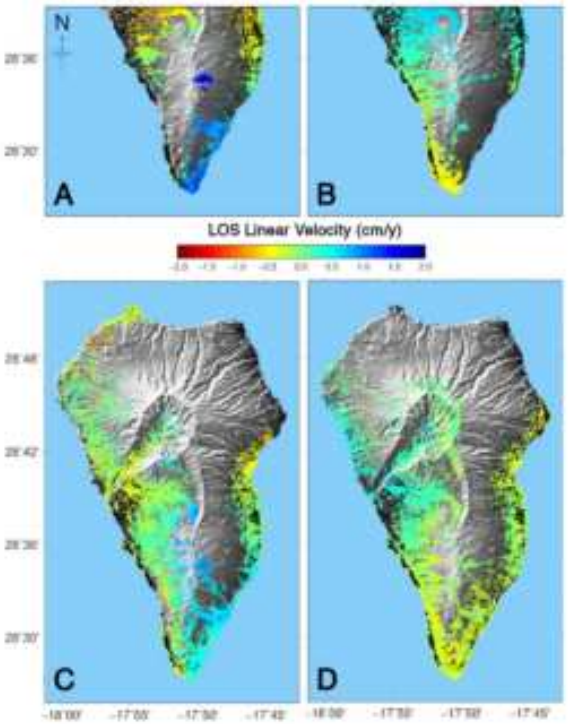


Figura 2: Velocidades medias anuales para los diferentes periodos estudiados: A) Periodo 2006-2010 en órbita ascendente; B) Periodo 2006-2010 en órbita descendente; C) Periodo 2017-2020 en órbita ascendente; D) Periodo 2017-2020 en órbita descendente. Modificado de Fernández *et al.* (2021).

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)

2.2. Inversión

Los datos de velocidades medias de deformación para los tres periodos fueron modelados para estimar la naturaleza, localización y geometría de las fuentes causantes utilizando la metodología de inversión de Camacho *et al.* (2020). El resultado del ajuste libre de los datos disponibles en LOS, para cada periodo considerado, permite obtener las fuentes de deformación como conjuntos de celdas 3D para los cuales el software de inversión ajusta automáticamente y asigna su tipo (cambios de presión, o diferentes tipos de dislocaciones: desgarre/direccional, deslizamiento y extensional/compresional), su magnitud (MPa para cambios de presión y centímetros para dislocaciones) y su posición y orientación (ángulos de los planos de dislocación).

Las fuentes modeladas se han representado en la Figura 3 para los periodos 2006-2010 y 2017-2020, coloreadas según su naturaleza. Dado que la cobertura espacial de los resultados DInSAR se ve afectada por la decorrelación temporal, para asegurar que el conjunto de datos disponía de suficiente densidad espacial para ser invertido se calcularon los valores LOS de las órbitas ascendentes y descendentes para las fuentes modeladas utilizando los modelos para cada tipo de fuente (Camacho *et al.* 2020) y se compararon los valores obtenidos con los observados. El ajuste entre ambos resultados es bastante bueno para ambas geometrías y los residuos (diferencia entre observado-modelado) tienen valores RMS inferiores a 0.4 cm/y.

En el caso del periodo 2010-2017 (datos del satélite RADARSAT-2) únicamente se dispone de velocidades medias para la órbita descendente y en su cálculo se ha utilizado un método para estimación del APS y su posterior filtrado que no es lo suficientemente preciso para un caso como La Palma, donde la topografía y ubicación hacen que presente un fuerte efecto atmosférico difícilmente modelable únicamente a partir de datos de elevación. Uno de los efectos que contribuyen a esto es el viento, que debido a que tiene una dirección predominante hace que la humedad se concentre en una de las costas de la isla. Los resultados de la inversión se muestran fuertemente afectados por estos aspectos y por ello no los hemos incluido en nuestro estudio.

Para el periodo 2017-2020 hemos sido capaces de estudiar la evolución temporal de las fuentes modeladas. La evolución temporal de las fuentes positivas de presión para el periodo 2017-2020 se muestra en la Figura 4. Este tipo de análisis no ha sido posible para el periodo 2006-2010 debido al bajo número de imágenes y la pobre distribución temporal de que dispone el satélite ENVISAT.

2.3. Gravimetría estructural

Es necesario disponer de cierta información básica, como por ejemplo la estructura cortical de la isla, para poder discutir los resultados de la inversión del campo de deformación. Utilizaremos la distribución de densidades 3D por debajo de la superficie de la isla obtenido a partir de mediciones gravimétricas.

Utilizando datos de campañas gravimétricas que cubren la superficie de la isla (Camacho *et al.* 2009; Prieto *et al.* 2009), y la metodología descrita en Camacho *et al.* (2011) hemos obtenido un modelo tridimensional para las anomalías en la distribución de densidad para la corteza de la isla. Los resultados se muestran en la Figura 5.

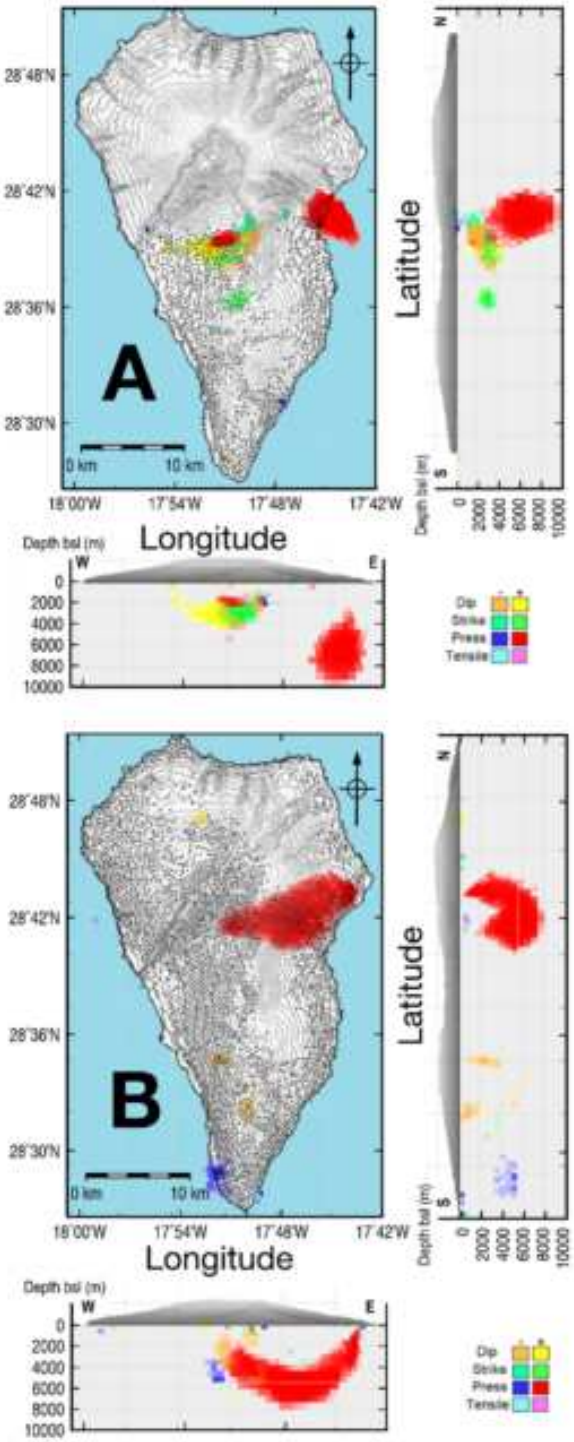


Figura 3: Ajuste del modelo para las fuentes de presión: A) Fuentes para el periodo 2006-2010; B) Fuentes para el periodo 2017-2020. En ambos casos se incluyen vistas zenital, E-W vertical y N-S vertical de las fuentes significativas. En la escala se representan los tipos de fuente y su magnitud. Modificado de Fernández *et al.* (2021).

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)

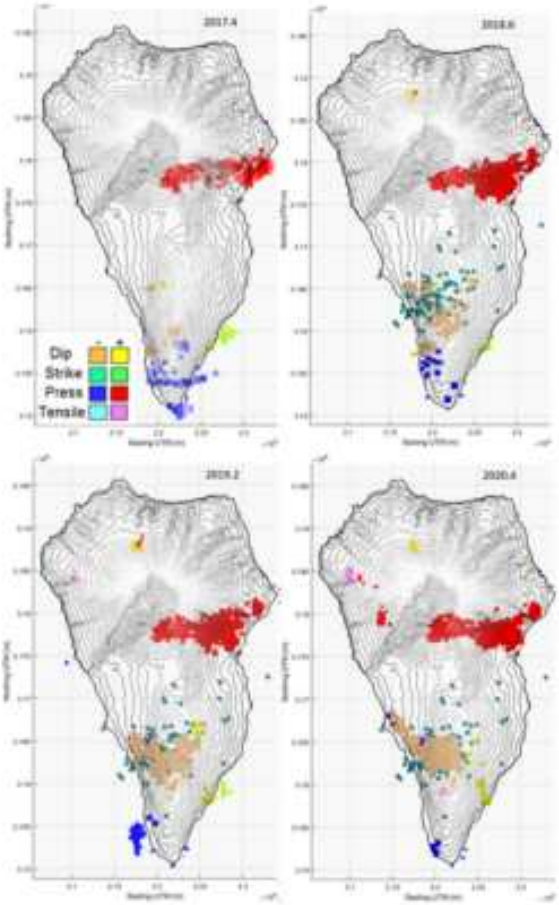


Figura 4: Evolución temporal de las fuentes obtenidas a partir del modelo para el periodo 2017-2020. Se han obtenido a partir de las series temporales en ambas geometrías (ascendente y descendente) y representado para diferentes fechas del periodo 2017-2020. Los círculos verdes representan la localización de los terremotos ocurridos durante los dos ejambres sísmicos registrados (octubre 2017 y febrero 2018). Modificado de Fernández *et al.* (2021).

La característica más destacable del modelo de inversión es un gran cuerpo central de gran densidad localizado debajo de NVC (Fig. 1) y que representa la existencia de un denso cuerpo intrusivo que contrasta con el material de baja densidad que lo rodea (material eruptivo no compactado con alto grado de vesiculación, fracturas o poros). Esta es la zona donde los diques radiales que alimentan el complejo del cuerpo volcánico submarino de Garafía y el eficio de T-CN convergen (Ancochea *et al.* 1994) y se localiza el cuerpo plutónico relativamente denso que no llegó a alcanzar la superficie.

La mitad sur de la isla, que principalmente consiste en el edificio CV (125 ka hasta la actualidad), esta caracterizado por mínimos distribuidos por las principales estructuras del rift. Se detectan mínimos significativos a profundidades de 1000-2000 m bajo del nivel del mar por debajo de la pendiente oeste del CV y distribuidas de manera escalonada con un azimuth de N130ºE. Esto se interpreta como asociado a proceso activo y lento de dislocación (Camacho *et al.* 2009).

3. Discusión y conclusiones

A partir de los resultados, podemos obtener varias hipótesis y conclusiones acerca de las fuentes responsables de las deformaciones observadas. En el caso de las fuentes de presión, debemos considerar la posibilidad de que no estén provocadas por magma y sean producidas por otras causas. Las fuentes de presión positivas, de baja intensidad, son importantes debido a sus implicaciones en el estado de actividad volcánica en la isla (Fernández *et al.* 2021).

Un aspecto importante es la detección de deformación en el Valle de Aridane (Fig. 2) mientras que en el estudio previo de González *et al.* (2010) no fue detectada durante los periodos 1992-2000 y 2003-2008. Esto, junto a otros resultados previos que no muestran anomalías antes de 2009, parece indicar que la fuente causante de la deformación superficial probablemente se activó entre 2009 y 2010, indicando el comienzo de una reactivación volcánica en la isla de La Palma tras cerca de 40 años de inactividad.

Se ha detectado un incremento en la componente magmática en las emisiones de helio en la estación de Dos Aguas en 2010, así como emisiones anómalas de CO2 en las campañas llevadas a cabo en CV en 2011 y 2013 (Padrón *et al.* 2015). Estas variaciones es muy probable que hayan ocurrido como respuesta a eventos que sucediesen cerca de un año antes (Padrón *et al.* 2015) y apoyan la hipótesis de que se produjo el inicio de una fase de reactivación.

La deformación producida por intrusiones superficiales suelen ocurrir durante periodos de reactivación y es habitual que se produzcan terremotos con intensidades que pueden ser sentidos por la población (González *et al.* 2010). Este no ha sido el caso para el periodo 2006-2010, donde muy pocos terremotos tuvieron lugar en la zona de estudio. Sin embargo, las reactivaciones pueden tener una sismicidad muy baja o indetectable (McNutt and Roman 2015). Por ejemplo, si consideramos la actividad volcánica reciente en la zona, la sismicidad precursora a la erupción de 1949 (Klügel *et al.* 2000) comenzó en 1936 en el Valle de Aridane, a 5-10 Km de los conos volcánicos, y continuaron durante unos meses antes de la erupción en la zona de Fuencaliente, a unos 10 km del cono de Duraznero. Los conos de Llano del Blanco y Hoyo Negro se abrieron sin que existiese sismicidad precursora. Entre 1936 y 1949 el magma ascendió desde el manto superior y se acumuló a diferentes niveles en la corteza sin que se sintiese actividad sísmica.

La actividad sísmica reciente empezó con dos enjambres sísmicos en 2017 y 2018 localizados a aproximadamente 15 km al sur de las fuentes de presión modeladas (Torres-González *et al.* 2020). Por tanto, podemos estar estudiando una fase muy inicial de reactivación volcánica decenas de años antes de una posible erupción (Fisher and Schmincke 1984), si esta llegase a ocurrir. Se estima que alrededor del 80% de los magmas que se forman en el entorno oceánico intraplaca no entran en erupción (Fernández *et al.* 2021).

Al observar la variación temporal de las fuentes modeladas en 2017-2020 (Fig. 4), se observa que la presión positiva de la fuente aumenta hasta 2019, casi con certeza relacionada con los dos enjambres sísmicos, que probablemente abrieron nuevas fracturas facilitando

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)

el ascenso de gases volcánicos y magma (Fernández *et al.* 2021). El mayor incremento parece estar asociado con los dos enjambres sísmicos entre 2017 y 2018. Ambos enjambres sísmicos fueron precedidos y acompañados de cambios en las emisiones de helio y dióxido de carbono, lo que sugiere una intrusión magmática por debajo de CV.

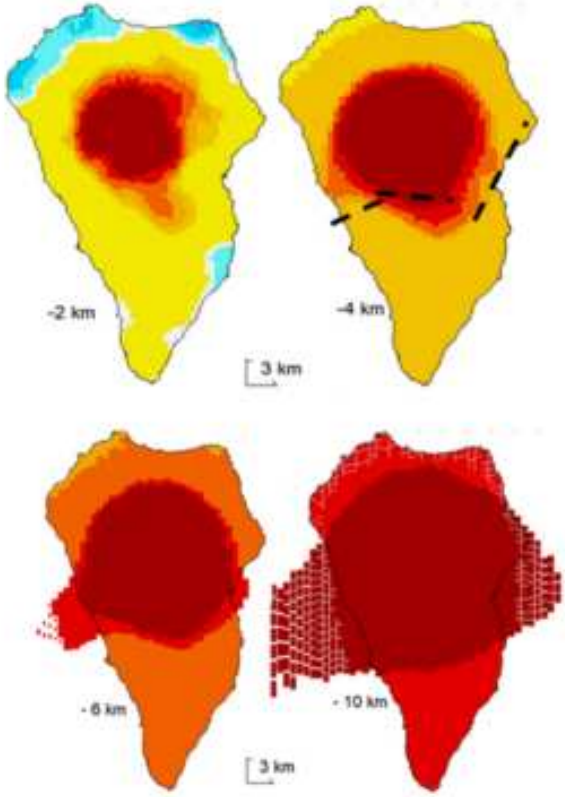


Figura 5: Secciones horizontales de la estructura anómala de densidad tridimensional y localización de las fuentes de presión modeladas para el periodo 2006-2010. Las secciones horizontales están tomadas a diferentes profundidades desde 2 km hasta 10 km bajo el nivel del mar. Modificado de Fernández *et al.* (2021).

La presión siguió aumentando durante 2019, probablemente asociada a una recarga asísmica. A partir de 2019, la presión promedio permanece constante o disminuye. Las fuentes de dislocación bajo CV son poco intensas en el periodo 2017-2018, pero a partir de 2019 aumentan, contrariamente a los valores de presión. Su ubicación (Fig. 4) coincide con el área donde la mayoría de los terremotos de los enjambres sísmicos se localizan y comenzaron a crecer varios meses después del segundo enjambre (Fernández *et al.* 2021). Estas fuentes podrían estar asociadas con fracturas y, considerando el peligro de deslizamiento de flanco existente, su evolución necesita seguir siendo monitorizada e interpretada.

El uso de técnicas DInSAR (con una corrección atmosférica en el estado del arte y utilizando ambas geometrías de adquisición, ascendente y descendente) resulta ser una herramienta fundamental para la monitorización y la detección de una posible reactivación volcánica teniendo en cuenta la distribución espacial y temporal de la deformación observada. Realizar campañas de medición GNSS puede resultar muy difícil y costoso en un entorno como La Palma, además de poder encontrar situaciones donde la magnitud de la deformación se encuentra en el límite de precisión ofrecido por este tipo de mediciones haciendo que no sean detectados este tipo de deformaciones (Escayo *et al.* 2020; Fernández *et al.* 2018, 2021). Sin embargo, disponer de estaciones GNSS resulta crucial para poder establecer puntos de referencia para las técnicas DInSAR (Fernández *et al.* 2018, 2021).

Los resultados obtenidos a partir de la inversión conjunta de los conjuntos de datos ascendente y descendente presentan una variedad de fuentes actuando simultáneamente, lo que no sería posible obtener a partir de técnicas de inversión y modelos clásicos que únicamente consideran fuentes magmáticas. Esto es importante en La Palma, donde se pueden producir deslizamientos de ladera como consecuencia de activad volcánica.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto de investigación DEEP-MAPS (RTI2018-093874-B-100) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. También ha sido parcialmente financiado por el proyecto del CSIC 201530E019, el proyecto GEOSIR (AYA2010-17448) del Ministerio de Ciencia e Innovación y el proyecto del MINECO CGL2017-86241-R. Agradecemos a DARES S.L por la licencia de uso del software interferométrico CPT en este studio. Este trabajo representa una contribución a la plataforma interdisciplinar del CSIC PTI TELEDETECT.

References

ANCOCHEA, E., HERNÁN, F., CENDRERO, A., CANTAGREL, J.M., FÚSTER, J., IBARROLA, E., and COELLO, J., 1994. Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **60**, pp. 243–262. DOI: 10.1016/0377-0273(94)90054-X

BLANCO-SÁNCHEZ, P., MALLORQUÍ, J.J., DUQUE, S., and MONELLS, D., 2008. The coherent pixels technique (CPT): An advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring. *Pure Appl. Geophys.*, **165**, pp. 1167–1193. DOI: 10.1007/s00024-008-0352-6

CAMACHO, A.G., FERNÁNDEZ, J., GONZÁLEZ, P.J., RUNDLE, J.B., PRIETO, J.F., and ARJONA, A., 2009. Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *J. Geophys. Res.*, **114**, B05411. DOI: 10.1029/2008JB005628

CAMACHO, A.G., FERNÁNDEZ, J., and GOTTSMANN, J., 2011. A new gravity inversion method for multiple subhorizontal discontinuity interfaces and shallow basins. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **116**. DOI: 10.1029/2010JB008023

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)

CAMACHO, A.G., FERNÁNDEZ, J., SAMSONOV, S. V., TIAMPO, K.F., and PALANO, M., 2020. 3D multi-source model of elastic volcanic ground deformation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **547**, 116445. DOI: 10.1016/j.epsl.2020.116445

CARRACEDO, J.C., BADIOLA, E.R., GUILLOU, H., DE LA NUEZ, J., and PÉREZ TORRADO, F.J., 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estud. Geol.*, **57**, pp. 175–273. DOI: 10.3989/egeol.01575-6134

ESCAYO, J., FERNÁNDEZ, J., PRIETO, J.F., CAMACHO, A.G., PALANO, M., APARICIO, A., RODRÍGUEZ-VELASCO, G., and ANCOCHEA, E., 2020. Geodetic Study of the 2006–2010 Ground Deformation in La Palma (Canary Islands): Observational Results. *Remote Sens.*, **12**, 2566. DOI: 10.3390/rs12162566

FERNÁNDEZ, J., ESCAYO, J., HU, Z., CAMACHO, A. G., SAMSONOV, S. V., PRIETO, J. F., TIAMPO,K.F., PALANO, M., MALLORQUÍ, J.J., and ANCOCHEA, E., 2021. Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications. *Scientific reports*, **11**(1), pp. 1-15. DOI: 10.1038/s41598-021-82292-3

FERNÁNDEZ, J., GONZÁLEZ, P.J., CAMACHO, A.G., PRIETO, J.F., and BRÚ, G., 2015. An Overview of Geodetic Volcano Research in the Canary Islands. *Pure Appl. Geophys.*, **172**, pp. 3189–3228. DOI: 10.1007/s00024-014-0916-6

FERNÁNDEZ, J., PEPE, A., POLAND, M.P., and SIGMUNDSSON, F., 2017. Volcano Geodesy: Recent developments and future challenges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **344**, pp. 1–12. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2017.08.006

FERNÁNDEZ, J., PRIETO, J.F., ESCAYO, J., CAMACHO, A.G., LUZÓN, F., TIAMPO, K.F., PALANO, M., ABAJO, T., PÉREZ, E., VELASCO, J., HERRERO, T., BRU, G., MOLINA, I., LÓPEZ, J., RODRÍGUEZ-VELASCO, G., GÓMEZ, I., and MALLORQUÍ, J.J., 2018. Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. *Sci. Rep.*, **8**, 14782. DOI: 10.1038/s41598-018-33128-0

FISHER, R. V., and SCHMINCKE, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Pyroclastic rocks. DOI: 10.1029/eo066i009p00092-03

GONZÁLEZ, P.J., TIAMPO, K.F., CAMACHO, A.G., and FERNÁNDEZ, J., 2010. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **297**, pp. 545–557. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.07.006

HU, Z., and MALLORQUÍ, J.J., 2019. An Accurate Method to Correct Atmospheric Phase Delay for InSAR with the ERA5 Global Atmospheric Model. *Remote Sens.*, **11**, 1969. DOI: 10.3390/rs11171969

KLÜGEL, A., HOERNLE, K.A., SCHMINCKE, H.-U., and WHITE, J.D.L., 2000. The chemically zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): Petrologic evolution and magma supply dynamics of a rift zone eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **105**, pp. 5997–6016. DOI: 10.1029/1999JB900334

MARTÍ, J., ORTIZ, R., GOTTSMANN, J., GARCIA, A., and DE LA CRUZ-REYNA, S., 2009. Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **182**, pp. 23–33. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.028

MARTÍ, J., PINEL, V., LÓPEZ, C., GEYER, A., ABELLA, R., TÁRRAGA, M., BLANCO, M.J., CASTRO, A., and RODRÍGUEZ, C., 2013. Causes and mechanisms of the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, pp. 823–839. DOI: 10.1002/jgrb.50087

MCNUTT, R., and ROMAN, D.C., 2015. Volcanic Seismicity. *The Encyclopedia of Volcanoes*. pp. 1011–1034. DOI: 10.1016/B978-0-12-385938-9.00059-6

PADRÓN, E., PÉREZ, N.M., RODRÍGUEZ, F., MELIÁN, G., HERNÁNDEZ, P.A., SUMINO, H., PADILLA, G., BARRANCOS, J., DIONIS, S., NOTSU, K., and CALVO, D., 2015. Dynamics of diffuse carbon dioxide emissions from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. *Bull. Volcanol.*, **77**, p. 28. DOI: 10.1007/s00445-015-0914-2

PRIETO, J.F., GONZÁLEZ, P.J., SECO, A., RODRÍGUEZ-VELASCO, G., TUNINI, L., PERLOCK, P.A., ARJONA, A., APARICIO, A., CAMACHO, A.G., RUNDLE, J.B., TIAMPO, K.F., PALLERO, J.L.G., POSPIECH, S., and FERNÁNDEZ, J., 2009. Geodetic and Structural Research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1992–2007 Results. *Pure Appl. Geophys.*, **166**, pp. 1461–1484. DOI: 10.1007/s00024-009-0505-2

SAMSONOV, S. V., and D'OREYE, N., 2017. Multidimensional Small Baseline Subset (MSBAS) for Two-Dimensional Deformation Analysis: Case Study Mexico City. Can. *J. Remote Sens.*, **43**, pp. 318–329. DOI: 10.1080/07038992.2017.1344926

STAUDIGEL, H., FERAUD, G., and GIANNERINI, G., 1986. The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, pp. 299–322. DOI: 10.1016/0377-0273(86)90018-1

TORRES-GONZÁLEZ, P.A., LUENGO-OROZ, N., LAMOLDA, H., D'ALESSANDRO, W., ALBERT, H., IRIBARREN, I., MOURE-GARCÍA, D., and SOLER, V., 2020. Unrest signals after 46 years of quiescence at Cumbre Vieja, La Palma, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **392**, 106757. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2019.106757

URGELES, R., MASSON, D.G., CANALS, M., WATTS, A.B., and LE BAS, T., 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **104**, pp. 25331–25348. DOI: 10.1029/1999JB900243

This work is licensed under a Creative Commons 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0)

Anexo 7

Material suplementario de “Shallow magmatic intrusion evolution below La Palma before and during the 2021 eruption”.

Supplementary Information for

Shallow magmatic intrusion evolution below La Palma before and during the 2021 eruption

José Fernández[1,*,+], Joaquin Escayo[1], Antonio G. Camacho[1,+], Mimmo Palano[2], Juan F. Prieto[3], Zhongbo Hu[4,8,11], Sergey V. Samsonov[5], Kristy F. Tiampo[6], Eumenio Ancochea[7]

[1]Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Calle del Doctor Severo Ochoa, nº 7. Ciudad Universitaria. 28040-Madrid, Spain.

[2]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo - Sezione di Catania, Piazza Roma 2, 95125 Catania, Italy.

[3]ETS de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031-Madrid, Spain.

[4]Dares Technology, C/ Esteve Terrades, 1, Building RDIT Office 117, Parc UPC – PMT 08860, Castelldefels Barcelona, Spain.

[5]Canada Centre for Mapping and Earth Observation, Natural Resources Canada, 560 Rochester Street, ON K1A 0E4, Ottawa, Canada.

[6]Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), 216UCB, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO, 80309, USA.

[7]Departamento de Mineralogía y Petrología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain.

[8]Also at CommSensLab, Dep. Signal Theory and Communications, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), D3-Campus Nord-UPC, C. Jordi Girona 1-3, 08034, Barcelona, Spain.

*Correspondence to: jft@mat.ucm.es

+These authors contributed equally: José Fernández, Antonio G. Camacho

[11]Now at: Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). Calle del Doctor Severo Ochoa, nº 7. Ciudad Universitaria. 28040-Madrid, Spain.

This file includes:

Supplementary Text
Supplementary Figures. 1 to 9
Supplementary Tables 1 to 2
Supplementary References
Captions for Supplementary Movies 1 to 6

Other Supplementary Materials for this manuscript include the following:

Supplementary Movies 1 to 6

Supplementary Text

Full details of the structural gravimetric modeling

Important and useful information for framing both discussion and interpretations of the origin of the deformations detected in volcanic areas is the comparison with the knowledge of the crustal structure of the active zone[1]. Valuable crustal structure information for La Palma Island comes from the modeling of gravity data modelling by using a fitted three-dimensional (3D) model for anomalous bedrock densities as we do for La Palma Island. This model reflects clear morphological patterns that help explain local volcanic and geodynamic behavior.

The gravimetric data were recorded in 2006 and corresponded to 314 stations[2], which are distributed throughout the island (except in some areas of very difficult access). Our gravimetric data for the structural anomaly study were obtained on mutually separated points at distances greater than 1.2 km covering the full island. For these distances, the resulting anomaly, as is usual in this type of study, has accuracies on the order of 0.5-1.0 mGal, and the possible effects produced by volcanic activity are normally significantly lower than this precision threshold. Therefore, the possible geodynamic variations of gravity have a negligible effect in large-scale (the whole island) structural studies. The gravimetric anomaly values corrected for topographic effects show a strong gradient (125 mGal) between the centre-north of the island and the southern tip[2]. Camacho et al.[2] used these gravimetric data to develop a three-dimensional (3D) model of anomalous density structures on La Palma using an almost automatic inversion process. This model assumes that the density anomalous bodies are embeddes in a homogeneous medium, and that, in addition to fitting the observed data, they verify the usual conditions of regularity (i.e minimizing of the total anomalous mass of the resulting source model in addition to data fit).

Recent work[3,4] improved the inversion methodology by also considering stratified structures, with increasing density with depth. Using this approach, somewhat more realistic anomalous models are obtained. This new approach was used in the modeling of all available gravity data at La Palma[5]. The main feature of that model is the existence and morphology of a very large and dense intrusive body located below the Northern Volcanic Complex (NVC)

corresponding to dike swarms and accumulated plutonic material. This outstanding structure is responsible for a gravimetric anomaly variation of about 130 mGal in 30 km, from its centre under the Taburiente caldera to the southern end of the island.

Considering that this large anomaly associated with the NVC of the Island can mask or distort other anomalies of smaller magnitude or extent existing on the island, we decided to test the option of using only the data from the southern part of the island (so that the main part of the NVC anomaly is excluded). To do this, we have applied the same gravimetric inversion methodology to the data reflected in Supplementary Fig. 4.

The inversion process starts by dividing the volume of the subsoil into a partition of small prismatic cells. In this case, we have considered approximately 90000 cells with an average size of 300 m that cover the subsoil to a depth of 9000 m with sufficient resolution. Furthermore, we have considered a regular layering in sub-horizontal layers (12 layers, arbitrarily, trying to offer information but avoiding very realistic models which could be represented by a model of few layers) of increasing density in depth as initial configuration to be modified in the inversion process. Finally, we have chosen an adequate value of the regularization parameter capable of separating correlated gravity signal from non-correlated noise. For that we analyze the resulting auto-correlation of the final residuals. The regularization value is chosen as that producing a null auto-correlation of residuals[2]. Once these parameters are set, the inversion process is automatic and a 3D model of anomalous densities is obtained.

Figs. 3 and 4 shows some results of the adjusted 3D density model. Looking at these figures, the following structural features can be seen:

a) The presence of the important Northern Volcanic Complex, NVC (Fig. 3), which dominates the centre and north of the island, stands mostly out in all of them. It is consistent with the previous results[2,5–7], including the updated ones for the full Island[5].

b) A smaller positive anomaly also is detected to the south, which was hidden in the results for the complete Island. It suggests the presence of an incipient Southern Volcanic Complex, SVC (Fig. 3), located outside the island to the southwest of it. As Camacho et al.[7] noted, a clear local minimum in the regional Bouguer disturbance is observed close to the SE border of La Palma (see Supplementary Figure 6 in the Supplementary Information from Fernández et al.[5]), which should correspond to the thickness pattern of the crust in this area. This was associated

with the presence of a thermal anomaly corresponding to recent volcanism, as the Teneguía volcano eruption which took place in this area in 1971, as also suggested by the long alignment of seamounts inferred from the bathymetric data southward to La Palma[2,8]. All those previous results agree with, and support, our findings.

c) The results, up to 1000-1500 m below sea level (bsl) are very similar, for both cases, the obtained for the entire island (see Figs. 3-4 and Fig. 6 and Supplementary Fig. 7 by Fernández et al.[5]), and our results for approximately the southern half, except for the extreme south. Discrepancies from other previous results[2,5] below these depths come from the different methodologies used for the inversion of the gravimetric data. We infer that the alignments of minimums reflect fractured surface areas associated with the N-S rift structure in CV[2,5]. These low-density structures, mainly on the western flank of the ridge, are formed by several small in echelon tracks with directions not far from that of the SW side of the main body[4,5]. Our updated results still delineating, at shallow level (Figs. 3-4), the alignment of low-density small bodies in the summit line, corresponding to the alignment of the last eruptive activity on the island. Those shallow (close to sea level) alignments of minima in the former figures (and our updated results) can be associated[2,5–7] with zones of shallow fractures associable to the N–S rift structure in CV. In Figs. 3-4, a low-density structure is detected beneath the western slopes of CV[2,5–7]. It is suggested that this body might represent either debris-avalanche and hyaloclastite deposits from CN collapse or significant deposits of an older sedimentary apron that surrounds the high-density core, or some combination of the two. The significant thicknesses may be the result of the superposition of long-term denudation of subaerial material or old collapses from the northern shield volcanoes. E-W profiles seem to indicate that extension diminishes southwards with a relatively larger thickness in the northern part of CV and smaller amount of material at the southern part of the island. Magnetotelluric survey[4,9,10] suggests the existence at similar depths of a low-resistivity body, which also confirms that this hypothesis is correct and the CV volcano series rests on the remains of the collapsed CN ridge (a breccoid layer). This low-density body also is spatially coincident in its depth range with the modelled fault planes obtained by González et al.[7] from InSAR displacements they obtained from ERS-1,2 and ENVISAT images in the times periods 1993-2004, 2006-2008 (see their Figure 10). Those results also are consistent with the lower bounds of possible intravolcanic structures, such as the CN collapse scar (debris avalanche process), or the very upper depth limits for the contact between pre-volcanic sediments and island-

volcanic slumping process[7]. This area also is related to the hydrothermal system[3,10] around CV.

d) A clear extension of the NVC towards the southeast (Northern Volcanic Complex Extension, NVCE), partially below and towards CV, is delineated. We also observe a possible northeast extension of the SVC, the Southern Volcanic Complex Extension (SVCE), going again towards CV, arriving below the summits. See Figs. 3-4.

e) As in the case for other volcanic Islands, NVC would correspond to large magma supply from the mantle, resulting in a complex edifice and volcanic structure formed by swarms of dikes mostly with radial symmetry. SVC also could be an incipient volcanic complex. These intrusive large bodies are normally denser than the surrounding volcanic rock in which they fit, so positive gravity anomalies indicate preferred areas of magma ascent throughout the volcanic complex.

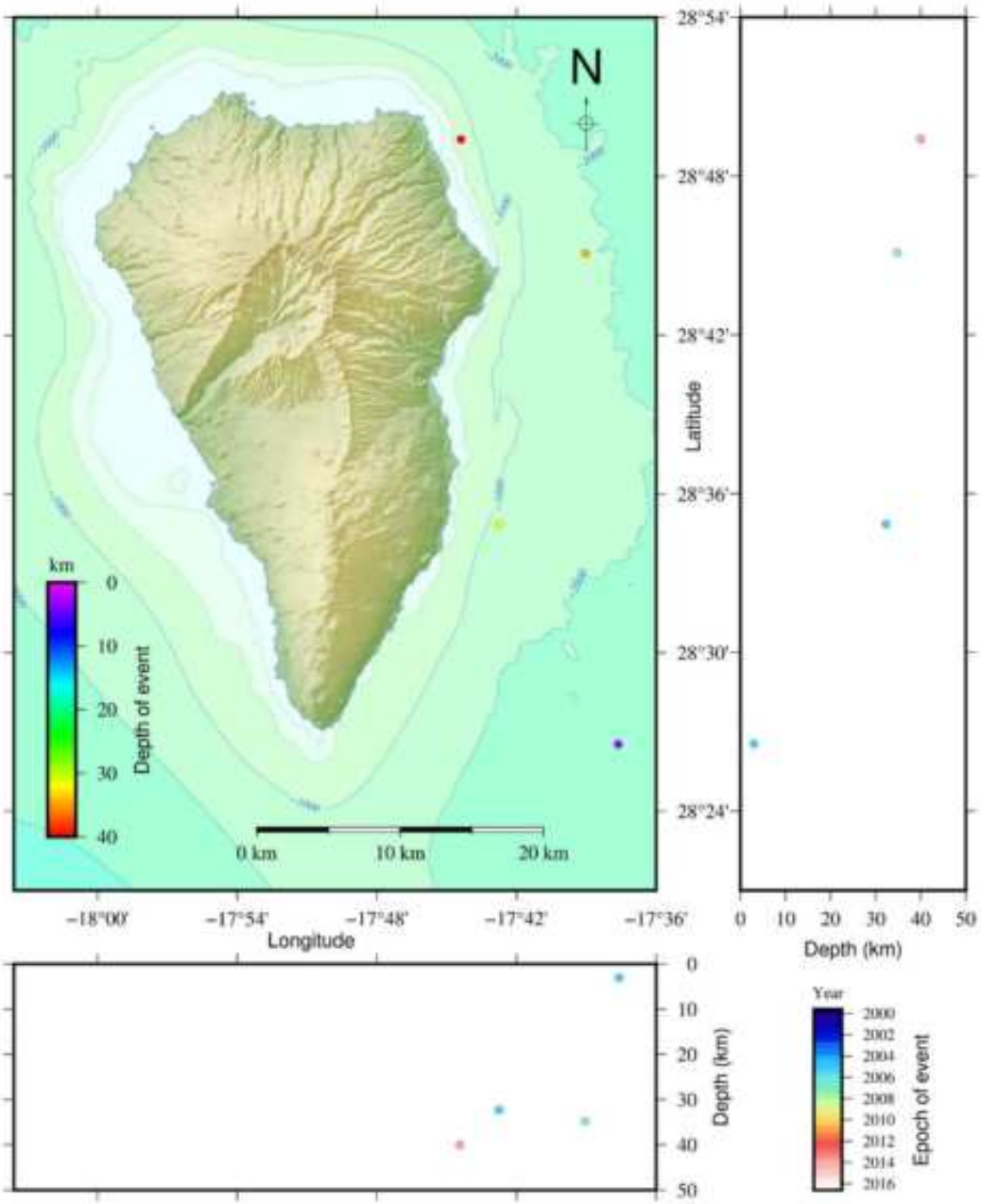
f) We interpret the new findings (Figs. 3-4), NVCE and SVCE, as composed of thousands of narrow dikes or other sheet-like intrusions propagated laterally from volcanic centres, NVC and SVC, along rift zones, following neutral buoyancy levels. They would represent sub-horizontal (and ascending paths, about 4-5 km depth), without deep roots for magma supply below. After the subsequent cooling and compaction of the magmatic material, these lateral structures would show positive anomalies of relative density concerning their environment (and concerning the materials immediately below them). They may suffer from some gravitational instability, with a tendency to subside in the very long term, much longer than the time period studied here with InSAR. This depth would correspond to the shallowest level of magma stagnation before the final eruptive phase[5,11–15] with short-term storage or an intrusive complex within the volcanic edifice. Similar depth for shallow magma stagnation appears in other islands of the Canaries (e.g., El Hierro[10]; Gran Canaria[13]; Tenerife[17]) and may represent a regional horizon of neutral buoyancy for the Canary Islands magma[17]. It corresponds to the average pre-island seafloor with a variable effect due to lithospheric flexural volcanic loading[16].

g) We observe a possible fracture alignment (Fig. 4) connecting the centres of the NVC and SVC, and another one delimiting the abrupt SE and SW edges of the NVC. González et al.[7] consider that the discontinuity in the border of the high-density body could represent a contrast between different materials, as expected in the buried "Coebra" collapse structure.

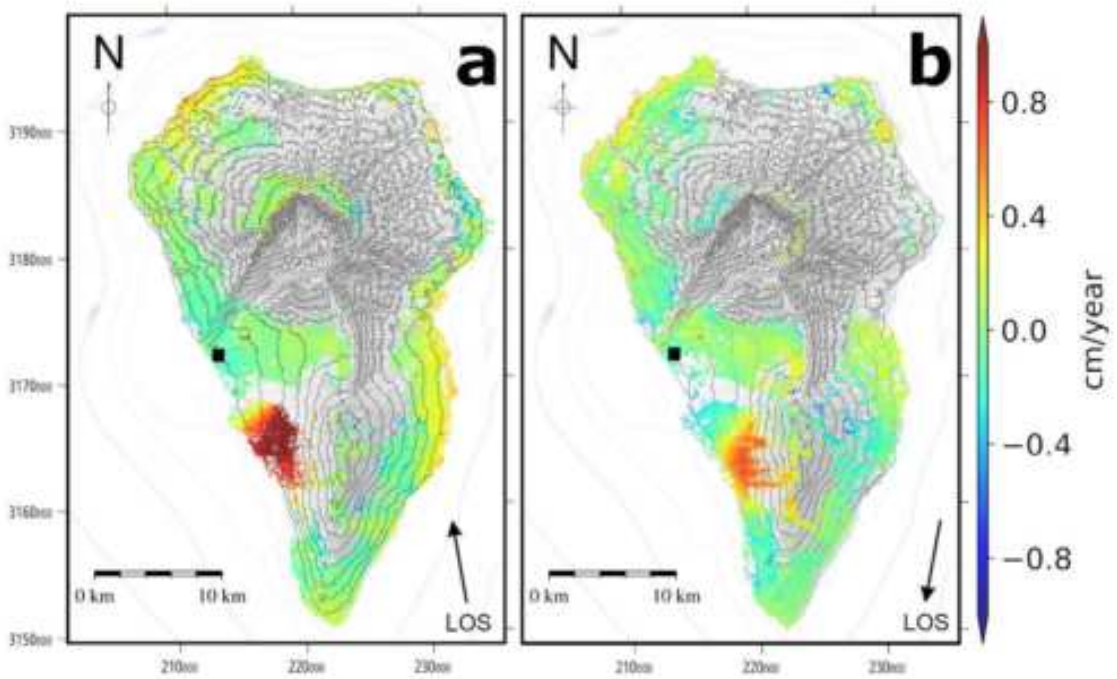
h) The structural evolution to the south should be consistent with the migration of the volcanism in La Palma in this direction[11]. Our result agrees with Camacho et al.[2] that pointed out that the southward elongation of the NVC suggests a possible change of the magmatic pattern toward the volcanism of CV complex. Previous works[7,18] conclude that TC-CN and CV volcanic systems are not only spatially separated but also represent two distinct volcanoes with separate magma plumbing systems.

Extended technical description of the Modeled Sources

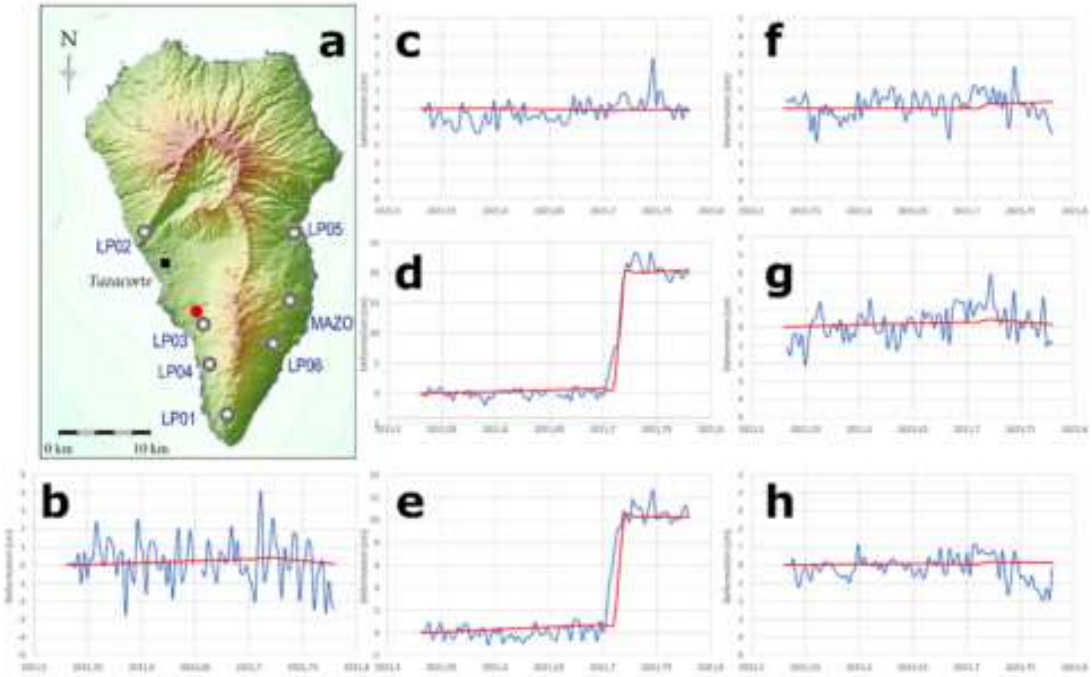
We performed a checker-board resolution test to ensure that InSAR results are sufficient for the inversion. We computed ascending and descending LOS for the modeled sources using the modeled sources for each kind of source described in the Methods section, and compare the obtained values with the observed ones (see Supplementary Fig. 5). The data fit is quite good for both data sets, and the root-mean square of the residuals (observed-modeled LOS) is of: about 1 cm/yr for periods before and after the jump and about 3.5 cm/yr for the jump values (2021.71). This is a good estimation of the uncorrelated noise level present in the LOS ascending and descending data deformation rates in the selected epoch t_i. The displacement data show several epochs with the clear systematic signal of deformation over the noise background. These signals correspond to values with non-null autocorrelation and they are the data we use for inversion.



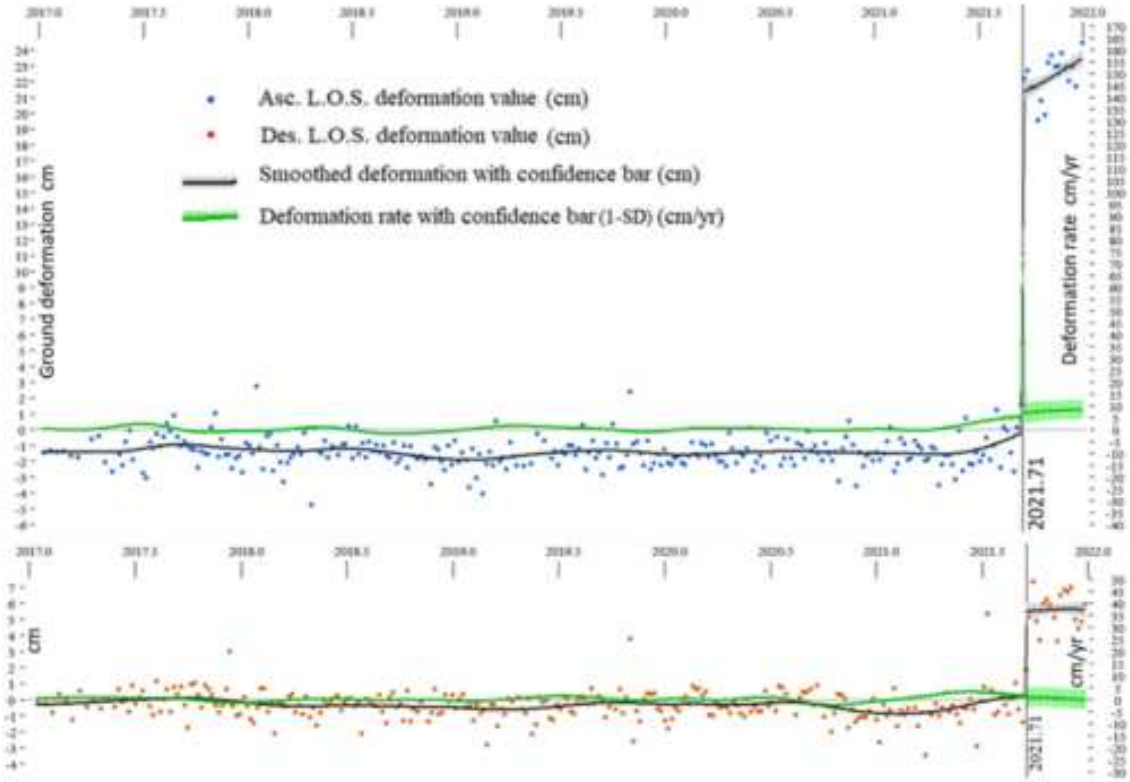
Supplementary Fig. 1. Seismicity under La Palma island during 2000-2016. Graphic representation of the detected seismicity[19] during the period January 2000-December 2016. GMT software (www.generic-maping-tools.org) was used to create this figure.



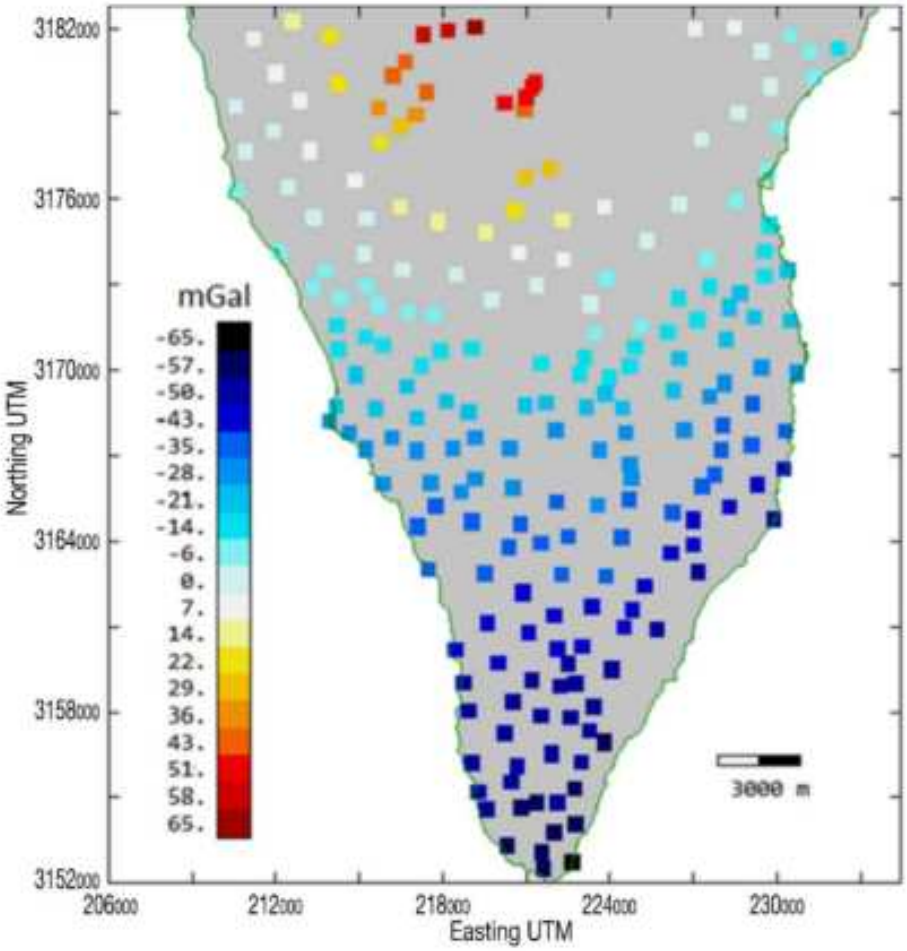
Supplementary Fig. 2. InSAR mean velocity maps. LOS InSAR mean velocity maps for ascending and descending geometries for the 2017-2021 period. The dark square identifies the reference point in Tazacorte village. a) ascending results, b) descending results. UTM28 North reference system. Coordinates in m. GMT software (www.generic-maping-tools.org) was used to create this figure.



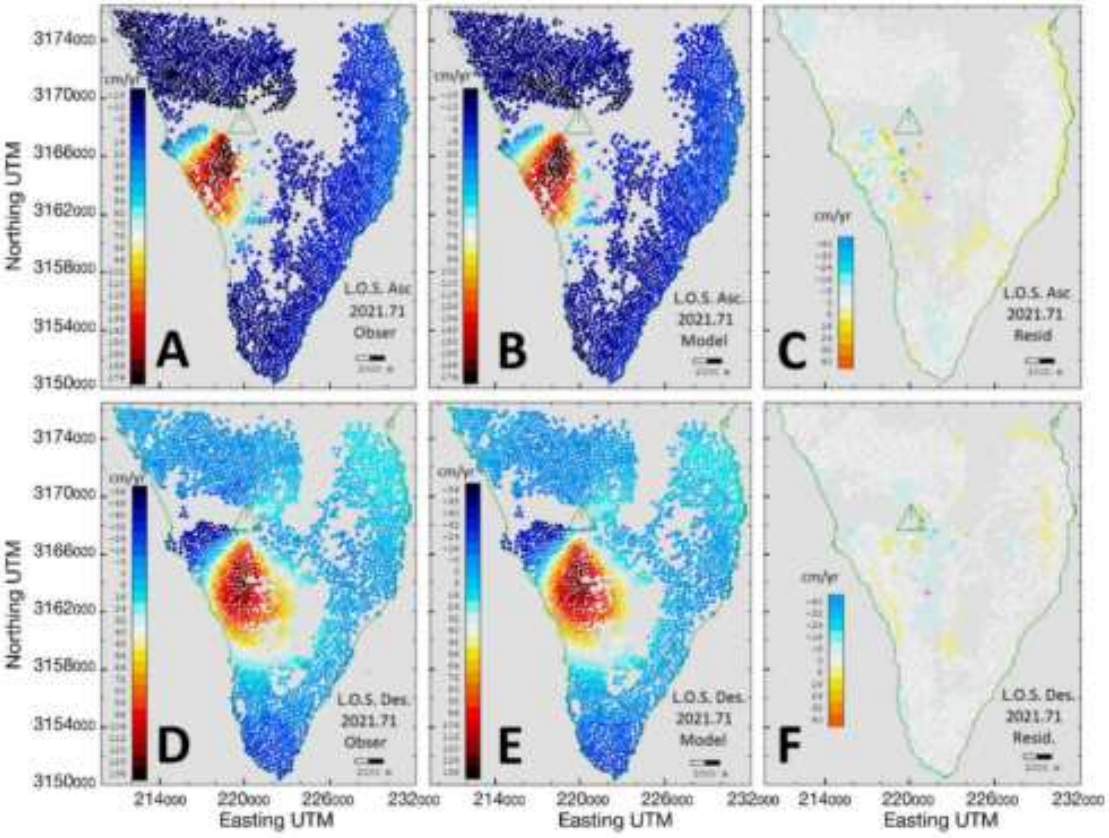
Supplementary Fig. 3. Comparison between InSAR results and GNSS permanent stations. Comparison between GNSS data from IGN's permanent stations[19,20] (blue lines) with the InSAR smoothed deformation data (red lines). For the comparison the GNSS data has been projected into the LOS vector and compared with the closest pixel used for the data inversion. InSAR data of LP01, LP02, LP05 and LP06 stations were selected from an ascending orbit while LP02, LP04 and MAZO stations are from a descending orbit and red dot illustrates the location of the pixel used to show the temporal series in Fig. 2 of the main text. **a**) Location of the IGN's permanent stations. Black square represents the area used as reference. Panels **b**) to **g**) LP01 to LP06 stations, **h**) MAZO station. GMT software (www.generic-mapping-tools.org) and Microsoft Excel 2016 were used to create this figure.



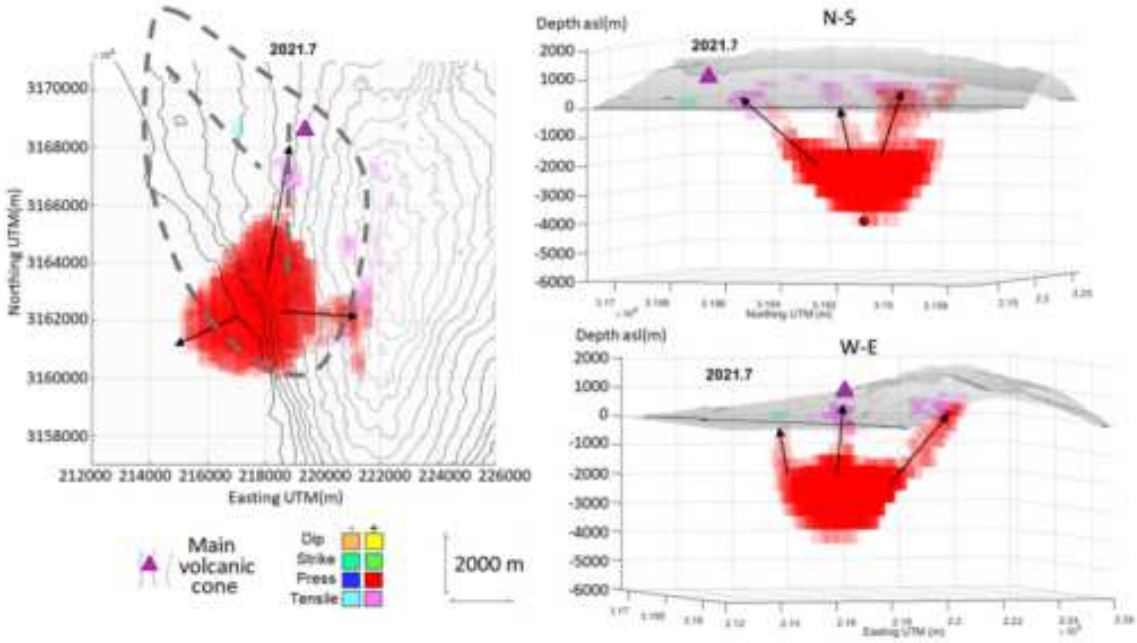
Supplementary Fig. 4. Input deformation data for a pixel close to the maximum deformation site with UTM coordinates (218000,3166000). Dots denote the discrete satellite data (blue for ascending and red for descending LOS displacements). Black lines are smoothed deformation (cm) (left axis) with confidence bars for one standard deviation. Smoothing approach is described in the Methods section. Green lines are smoothed deformation rate (cm/yr) (right axis) with confidence bars. At 2021.71 (09/17/2021) there is a clear jump in the deformation record. See location of the pixel in Supplementary Fig. 2. Matlab software (www.mathworks.com) was used to create this figure.



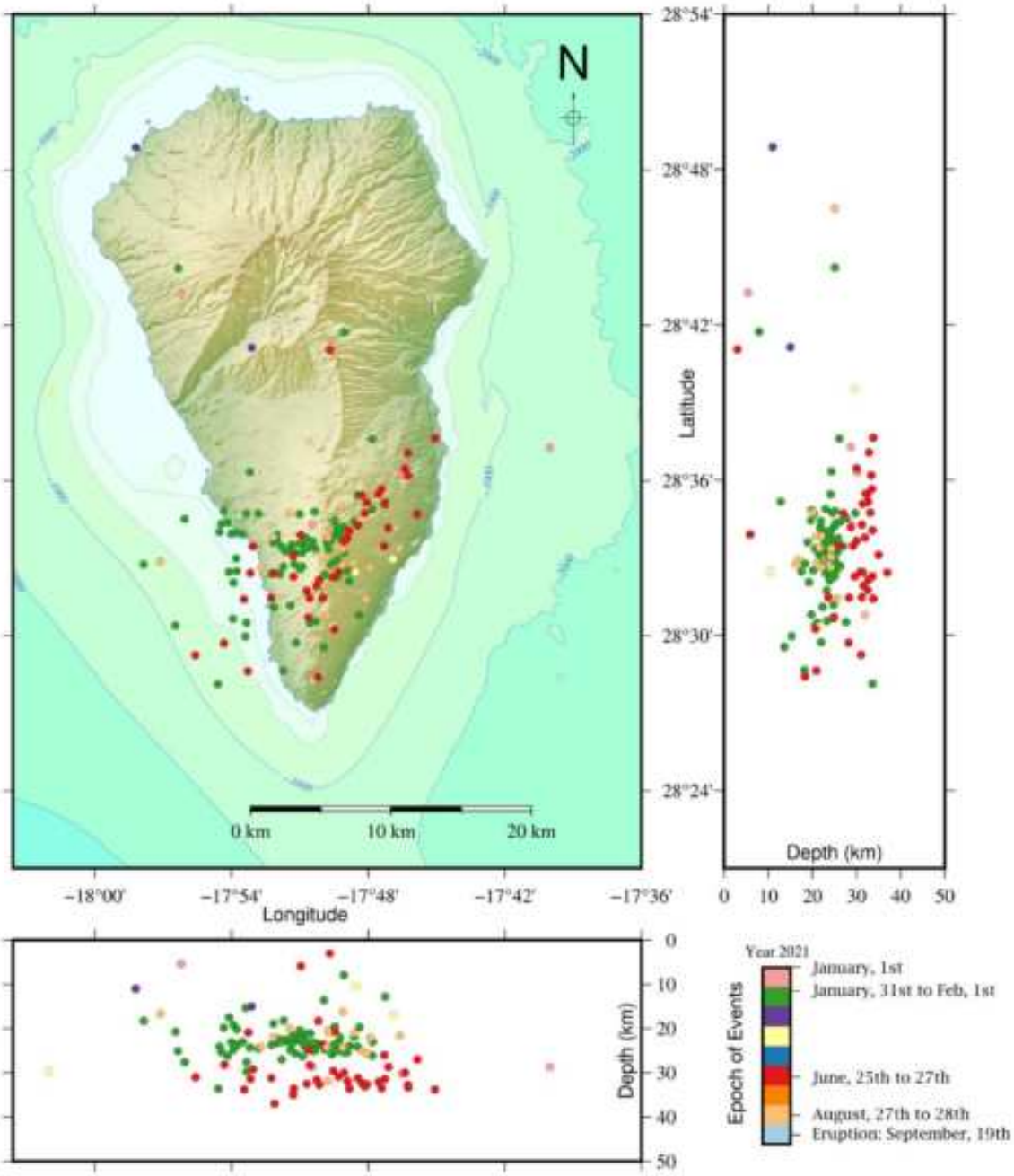
Supplementary Fig. 5. Gravity data used to model the crustal structure of La Palma. Location of the 194 gravimetric stations in the studied south part of La Palma Island, and values of relative gravimetric anomaly (step 5 mGal) corrected for topography. UTM28 North reference system. Coordinates in m. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-maping-tools.org) softwares were used to create this figure.



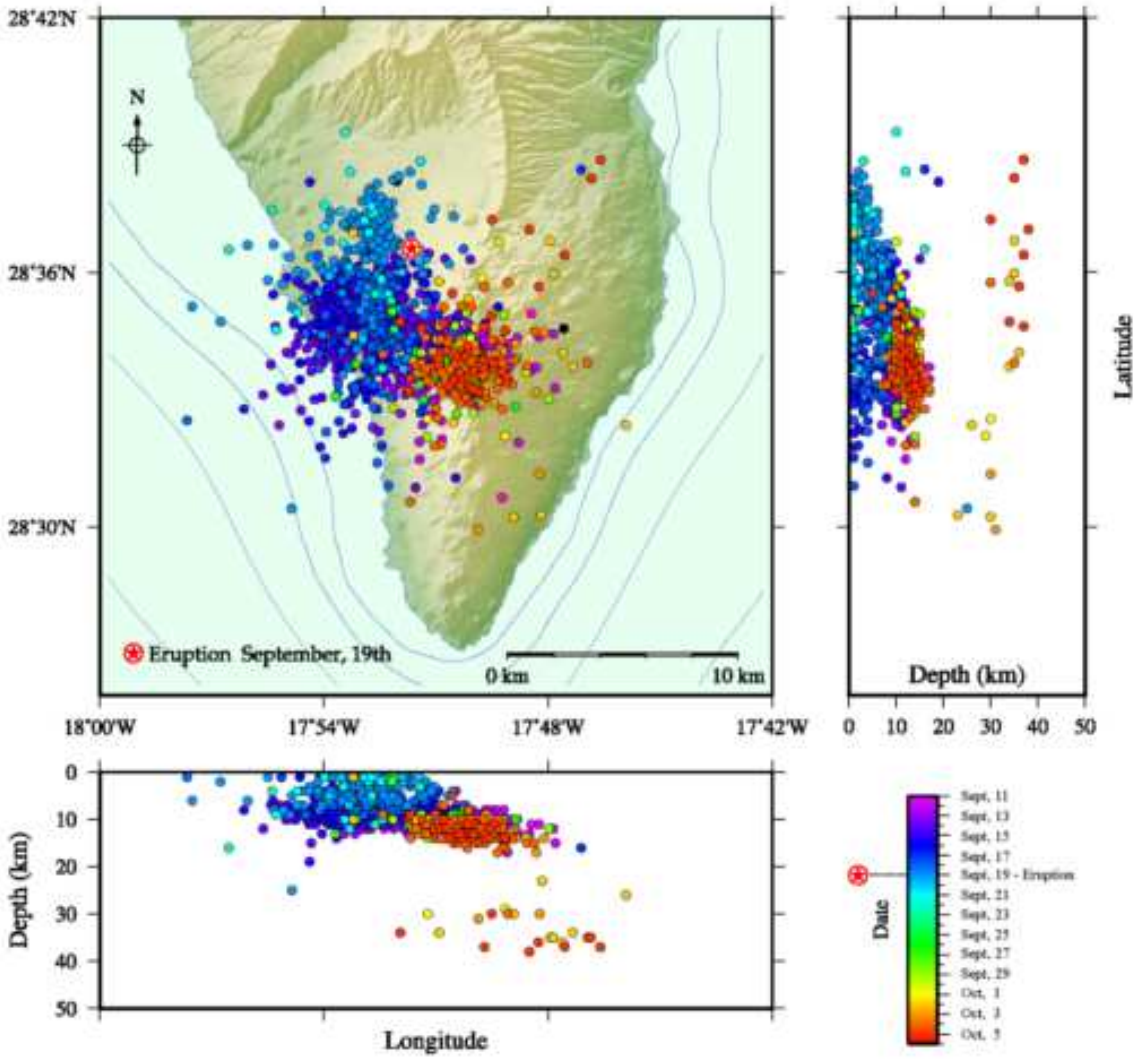
Supplementary Fig. 6. Checkerboard example. Epoch 2021.71 (09/17/2021). Input data (**A, D**), modelled values (**B, E**) and residual values (**C, F**) for the deformation rate (cm/yr) for the LOS. ascending (**A-C**) and descending (**D-F**) displacement rates. For this epoch, deformation rates are very high (e.g., about 180 cm/yr for ascending data.). The fit is good, and final residuals for 2021.71 are about 4 and 3 cm/yr r.m.s for ascending and descending data respectively. UTM28 North reference system. Coordinates in m. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-maping-tools.org) softwares were used to create this figure.



Supplementary Fig. 7. Time evolution of the modeled pressure and tensile sources for 09/13/2021-09/20/2021 (2021.70-2021.72) period. Horizontal and vertical N-S and W-E projections of the pressure and tensile sources obtained for the jump in displacements measured in 2021.70-2021.72. The horizontal projection has superimposed the outline of the low-density area and alignments as shown in Fig. 4. Looking at the three branches in the represented 3D source we can see the tensile sources in their upper part (representing dykes, what they should conceptually be). UTM28 North reference system. Coordinates in m. Matlab (www.mathworks.com) and GMT (www.generic-mapin-tools.org) softwares and Microsoft PowerPoint 2016 were used to create this figure.



Suplementary Fig. 8. Seismic swarms under La Palma island during January-August 2021. Graphic representation of the detected[19] seismic event detected and included in the seismic swarms occurred during the period January 2021-August 2021. GMT software (www.generic-maping-tools.org) was used to create this figure.



Suplementary Fig. 9. Seismic swarm under La Palma island during September 11-October 5, 2021. Graphic representation of the detected seismic events[19] included in the seismic swarm during September, 11-October, 5 2021, with accompanied the eruption onset. GMT software (www.generic-maping-tools.org) was used to create this figure.

Supplementary Table 1. Seismic swarms occurred beneath La Palma island from October 2017 to the date of the eruption. The table includes the number of seismic events detected and the events finally located in each swarm[19], when this information is available.

SEISMIC SWARM	DATES	SEISMIC EVENTS
1	7-13/10/2017	352 detected, 121 localized
2	10-15/02/2018	928 detected, 84 localized
3	24/07-02/08/2020	682detected, 160 localized
4	8-18/10/2020	69 localized
5	21/11/2020	118 detected, 14 localized
6	23-26/12/2020	602 detected, 130 localized
7	31/01-01/02/2021	77 localized
8	25-27/06/2021	37 localized
9	11-19/09/2021	6632 detected, 1373 localized. Eruption starts on Sept, 19th.

Supplementary Table 2. Summary of the dataset's main parameters. All available SLCs were included in this study for the considered time period.

	Ascending	*Descending*
Start date	20170120	20170128
End date	20211231	20211227
Number of SLC	277	281
Track / Relative orbit	60	110
Azimuth (°)	349.6	190.0
Mean Incidence (°)	39.21	39.23
Interferograms generated	2715	2805
Interferograms discarted	2478	2533

References

1. Fernández, J., Pepe, A., Poland, M. P. & Sigmundsson, F. Volcano Geodesy: Recent developments and future challenges. *J Volcanol Geotherm Res* **344**, 1–12 (2017).
2. Camacho, A. G. *et al.* Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *J Geophys Res* **114**, B05411 (2009).
3. Camacho, A. G., Fernández, J. & Gottsmann, J. A new gravity inversion method for multiple subhorizontal discontinuity interfaces and shallow basins. *J Geophys Res* **116**, B02413 (2011).
4. Camacho, A. G., Prieto, J. F., Aparicio, A., Ancochea, E. & Fernández, J. Upgraded GROWTH 3.0 software for structural gravity inversion and application to El Hierro (Canary Islands). *Comput Geosci* **150**, 104720 (2021).
5. Fernández, J. *et al.* Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications. *Sci Rep* **11**, 2540 (2021).
6. Prieto, J. F. *et al.* Geodetic and Structural Research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1992–2007 Results. *Pure Appl Geophys* **166**, 1461–1484 (2009).
7. González, P. J., Tiampo, K. F., Camacho, A. G. & Fernández, J. Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet Sci Lett* **297**, 545–557 (2010).
8. Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J Geophys Res Solid Earth* **102**, 10039–10054 (1997).
9. Garcia, X. & Jones, A. G. Internal structure of the western flank of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands, from land magnetotelluric imaging. *J Geophys Res* **115**, B07104 (2010).
10. di Paolo, F. *et al.* La Palma island (Spain) geothermal system revealed by 3D magnetotelluric data inversion. *Sci Rep* **10**, 18181 (2020).
11. Klügel, A., Galipp, K., Hoernle, K., Hauff, F. & Groom, S. Geochemical and Volcanological Evolution of La Palma, Canary Islands. *J Petrol* **58**, 1227–1248 (2017).
12. Lodge, A., Nippress, S. E. J., Rietbrock, A., García-Yeguas, A. & Ibáñez, J. M. Evidence for magmatic underplating and partial melt beneath the Canary Islands derived using teleseismic receiver functions. *Phys Earth Planet Inter* **212–213**, 44–54 (2012).
13. Romero Ortiz, J. La Erupción del Nambroque en la Isla de La Palma. *Bol Inst Geol Min Esp* **63**, (1951).
14. Hansteen, T. H., Klügel, A. & Schmincke, H.-U. Multi-stage magma ascent beneath the Canary Islands: evidence from fluid inclusions. *Contrib Mineral Petrol* **132**, 48–64 (1998).
15. Klügel, A., Hansteen, T. H. & Galipp, K. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth Planet Sci Lett* **236**, 211–226 (2005).
16. González, P. J. *et al.* Magma storage and migration associated with the 2011-2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J Geophys Res Solid Earth* **118**, 4361–4377 (2013).

17. Andújar, J., Costa, F. & Martí, J. Magma storage conditions of the last eruption of Teide volcano (Canary Islands, Spain). *Bull Volcanol* **72**, 381–395 (2010).
18. Galipp, K., Klügel, A. & Hansteen, T. H. Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* **155**, 285–306 (2006).
19. Instituto Geográfico Nacional. Volcanic activity surveillance. https://www.ign.es/web/ign/portal/vlc-area-volcanologia.
20. de Luca, C. *et al.* Pre- and Co-Eruptive Analysis of the September 2021 Eruption at Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands) Through DInSAR Measurements and Analytical Modeling. *Geophys Res Lett* **49**, e2021GL097293 (2022).

Title: Supplementary Movie 1.

Description: La Palma Island. Volcano area. Plan projected views. Sequential plan projected views of the adjusted models (2017.0-2022.0) for (incremental) deformation sources obtained from ascending and descending LOS radar data.

Title: Supplementary Movie 2.

Description: La Palma Island. Volcano area. SN projected views. Sequential SN projected views of the adjusted models (2017.0-2022.0) for (incremental) deformation sources obtained from ascending and descending LOS radar data.

Title: Supplementary Movie 3.

Description: La Palma Island. Volcano area. WE projected views. Sequential WE projected views of the adjusted models (2017.0-2022.0) for (incremental) deformation sources obtained from ascending and descending LOS radar data.

Title: Supplementary Movie 4.

Description: La Palma Island. Volcano area. Plan projected views. Sequential plan projected views of the adjusted models (2017.0-2022.0) for (incremental) deformation sources (only pressure and tensile sources) obtained from ascending and descending LOS radar data.

Title: Supplementary Movie 5.

Description: La Palma Island. Volcano area. SN projected views. Sequential SN projected views of the adjusted models (2017.0-2022.0) for (incremental) deformation sources (only pressure and tensile sources) obtained from ascending and descending LOS radar data.

Title: Supplementary Movie 6.

Description: La Palma Island. Volcano area. WE projected views. Sequential WE projected views of the adjusted models (2017.0-2022.0) for (incremental) deformation sources (only pressure and tensile sources) obtained from ascending and descending LOS radar data.
S