

Medidas de deformaciones cosísmicas con DInSAR para el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011

TANIT FRONTERA GENOVARD¹, PABLO BLANCO SÁNCHEZ², ALINE CONCHA DIMAS¹, XAVIER GOULA SURIÑACH¹, FERNANDO PÉREZ ARAGÜES² & JORDI MARTURIÀ ALAVEDRA¹

¹ Institut Geològic de Catalunya
² Institut Cartogràfic de Catalunya
tfrontera@igc.cat

Recibido: 02/05/2012

Aceptado: 16/10/2012

Resumen

La deformación cosísmica superficial en la región de Lorca debida al terremoto de M_w 5.1 ocurrido el día 11 de mayo de 2011 ha sido caracterizada por un equipo multidisciplinario que ha integrado técnicas de interferometría DInSAR (*Synthetic Aperture Radar Differential Interferometry*) y modelación numérica.

A pesar de la magnitud moderada del terremoto, se ha obtenido información cuantitativa mediante un estudio interferométrico de un par de imágenes TerraSAR-X. Los resultados DInSAR definen la traza del plano de falla y ponen en evidencia el levantamiento de algunos centímetros del bloque superior, en concordancia con la deformación estimada obtenida mediante un modelo numérico de ruptura en un medio elástico. Además, para el bloque inferior, los resultados interferométricos muestran que la deformación tectónica queda enmascarada por un movimiento de subsidencia relacionado con la extracción de agua del subsuelo, previamente identificada en la zona de estudio.

Palabras clave: Deformación cosísmica, DInSAR, Modelo numérico de dislocación.

DInSAR Coseismic Deformations Measurements of the 11 May 2011 Lorca Earthquake

Abstract

The coseismic superficial deformation at the region of Lorca (Murcia, south-eastern Spain) due to the M_w 5.1 earthquake, on 11 May 2011, was characterized by a multidisciplinary team, integrating information from DInSAR (*Synthetic Aperture Radar Differential Interferometry*) and numerical modelling techniques.

Despite the moderate magnitude of the event, quantitative information was obtained from the interferometric study of a pair of TerraSAR-X images. The DInSAR results defined the trace of the fault plane and evidenced uplift of some centimetres of the hanging wall block in agreement with the estimated deformation obtained through an elastic rupture dislocation numerical model. Meanwhile, for the footwall block, interferometric results showed that tectonic deformation is masked by an important subsidence related to groundwater extraction previously identified at the area of study.

Keywords: Coseismic deformation, DInSAR, Numerical dislocation model.

Sumario: Introducción. 1. Interferometría Diferencial SAR (DInSAR). 1.1. Introducción. 1.2. Estudio DInSAR del terremoto de Lorca M_w 5.1 de mayo de 2011. 2. Modelo numérico de deformación cosísmica. 2.1. Introducción. 2.2. Modelo numérico de deformación cosísmica para el terremoto de Lorca M_w 5.1 de mayo de 2011. 3. Discusión y conclusiones. Agradecimientos. Referencias bibliográficas.

Referencia normalizada

Frontera Genovard, T., Blanco Sánchez, P., Concha Dimas, A., Goula Suriñach, X., Pérez Aragüés, F. y Marturià Alavedra, J. (2012). Medidas de deformaciones cosísmicas con DInSAR para el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. *Física de la Tierra*, Vol. 24, 151-169.

Introducción

El día 11 de mayo de 2011 ocurrieron dos terremotos superficiales y de magnitud moderada a menos de 5 km al noreste de la ciudad de Lorca (Murcia). El primer terremoto (M_w 4.5) tuvo lugar a las 15:05 (UTC, Tiempo Universal Coordinado) y tuvo una intensidad máxima de VI en la escala Macrosísmica Europea (EMS). El segundo y principal (M_w 5.1) ocurrió a las 16:47 (UTC), con un hipocentro de coordenadas 37.69°N, 1.67°W y profundidad de 2 km (IGN, 2011), tal como se muestra en la Fig. 1. Durante el periodo de revisión de este manuscrito, se ha relocalizado el hipocentro, situándolo en 37.73°N, -1.69°W y a una profundidad de 5 km (López-Comino et al., 2012). Aunque esta relocalización no ha sido tomada en cuenta para este estudio, se ha podido comprobar la validez de los resultados presentados, tal como se puede ver más adelante. El terremoto principal, al que se le asignó una intensidad máxima de VII (EMS), causó nueve muertes y daños importantes en edificios de viviendas, centros de educación y monumentos. No provocó ninguna ruptura visible en superficie (Irizarry *et al.*, 2011; Carreño *et al.*, en prensa).

Los terremotos del día 11 de mayo de 2011 tuvieron lugar en la vertiente este de la Cordillera Bética, a lo largo de la falla de Alhama de Murcia, FAM (Bousquet, 1979). Se trata de una falla potencialmente sismogénica, de acimut entre N45°E y N65°E, y un movimiento de unos 4-5 mm/año desde el Neógeno (Masana *et al.*, 2004; Vissers y Meijninger, 2011). Está situada cerca del límite convergente entre las placas de Eurasia y África. La dirección de convergencia de esta falla ha permanecido constante desde el Mioceno hasta nuestros días (Martínez-Díaz, 2002).

Según Delouis (2011), el mecanismo focal del terremoto principal de Lorca (M_w 5.1) muestra un movimiento de desgarre sinistro con componente inversa, compatible con las observaciones geológicas y de GPS (Frontera *et al.*, 2012; Khazaradze *et al.*, 2012). Uno de los planos de falla calculados en el mecanismo focal concuerda con la orientación de la FAM (Fig. 1).

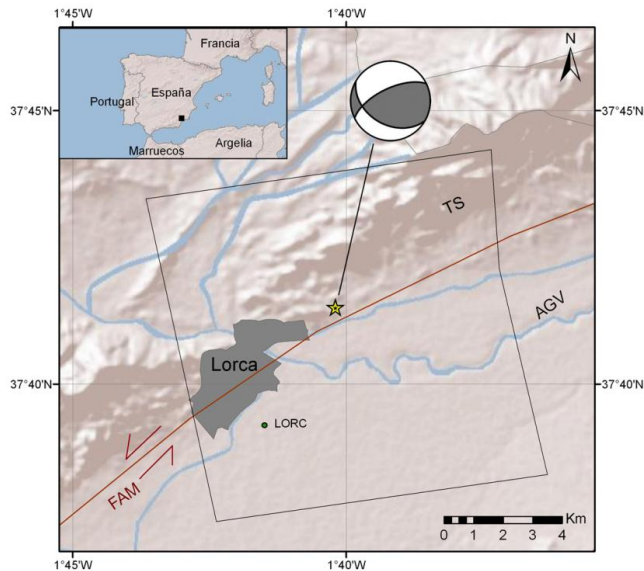


Fig. 1: Zona de estudio en el sureste de España en la que se muestra la traza de la falla principal en rojo; la localización epicentral del seísmo principal del 11 de mayo de 2011, con una estrella (IGN, 2011); el mecanismo focal del terremoto principal (Delouis, 2011). El contorno negro delimita el área mostrada en la Figs. 3a y 3b; AGV: Valle del Alto Guadalentín; FAM: Falla de Alhama de Murcia; TS: Sierra de la Tercia.

1. Interferometría Diferencial SAR (DInSAR)

1.1. Introducción

El Radar de Apertura Sintética (SAR) es un sensor activo que opera en las frecuencias de microondas. Esto significa, por un lado, que tiene su propio sistema de iluminación, por lo que es independiente del día y la noche, y que, por otro, al trabajar en este rango de frecuencia se minimiza la sensibilidad a los artefactos atmosféricos y se es sensible a escalas de deformación milimétricas.

El concepto de SAR se basa en la construcción de una antena muy directiva al combinar coherentemente los ecos recibidos por otra menos directiva en diferentes posiciones. Para lograrlo se explota el movimiento de la plataforma donde se embarca el radar. La dirección de vuelo recibe el nombre de acimut. El radar transmite pulsos electromagnéticos con cierta frecuencia de repetición y recibe el reflejo de los ecos dispersados que contienen información de la zona observada (*swath*). Los ecos sucesivos del área observada, convenientemente procesados (Franceschetti y Lanari, 1999), se almacenan en una matriz 2D de números complejos cuya amplitud proporciona una imagen de reflectividad conocida como imagen SAR. Del mismo modo, la fase ϕ de la matriz compleja está relacionada con la distancia (*range, r*)

entre el radar y cada punto de la escena observada y un término asociado al *scattering* de la señal en el blanco,

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}r + \phi_{scat} \quad (1)$$

Esta magnitud, la fase, es la que se explota en las técnicas de interferometría SAR.

Si S_1 y S_2 son las matrices complejas correspondientes a las imágenes SAR *master* (una manera de nombrar a la imagen de referencia) y *slave*, se llama interferograma I a la matriz compleja resultante de multiplicar la primera matriz por la compleja conjugada de la segunda,

$$I = S_1 \cdot S_2^* \quad (2)$$

Consecuentemente, la fase del interferograma es igual a la resta de las fases de las imágenes *master* y *slave*,

$$\phi = \phi_1 - \phi_2 = -\frac{4\pi}{\lambda}r_1 + \phi_{scat1} - \left(-\frac{4\pi}{\lambda}r_2 + \phi_{scat2}\right) \quad (3)$$

Bajo la hipótesis de que las características del blanco no cambian significativamente de una imagen a la otra, se puede asumir, $\phi_{scat1} \sim \phi_{scat2}$, de manera que,

$$\phi = \phi_1 - \phi_2 = -\frac{4\pi}{\lambda}(r_1 - r_2) \quad (4)$$

La técnica de Interferometría Diferencial SAR (DInSAR) está basada en la capacidad del SAR para medir de forma precisa la distancia *range*. Cuando se utiliza la fase de una imagen SAR, esta precisión es una fracción de la longitud de onda. Básicamente, el DInSAR permite extraer movimientos superficiales de la escena observada con dicha precisión (pocos centímetros o incluso milímetros dependiendo de la longitud de onda empleada). La configuración básica DInSAR consiste en adquirir dos imágenes SAR separadas en el tiempo durante el cual se ha producido el movimiento superficial.

Así pues, el desplazamiento ρ (es decir, cuánto ha cambiado la altura del área entre las dos imágenes) hace que el interferograma entre estas dos imágenes incluya, además de la topografía de la escena h , la diferencia de caminos debido al fenómeno de deformación. Es importante recalcar que ρ hace referencia a la deformación en la dirección *range*, es decir, sólo es posible medir la deformación en la dirección de apuntamiento del radar (LOS). La expresión general de la fase interferométrica es,

$$\phi = \phi_{topo} + \phi_{def} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n}{r \sin \theta} h - \frac{4\pi}{\lambda} \rho \quad (5)$$

donde r es la distancia al blanco, θ es el ángulo de incidencia de la observación y B_n la línea de base espacial. Así pues, empleando un modelo de elevación digital externo (DEM), la componente topográfica puede ser calculada y substraída. De esta manera, obtenemos el interferograma diferencial, que idealmente contiene exclusivamente información de la deformación:

$$\phi = \phi_{def} = -\frac{4\pi}{\lambda}\rho \quad (6)$$

El interferograma es complejo, por lo que su fase está confinada en el intervalo $[-\pi, \pi]$, es decir, está enrollada. Así pues, cada ciclo 2π de fase en el interferograma se representa con un ciclo de color. Cada franja de color corresponderá a una variación de movimiento entre los píxeles de $\lambda/2$ en la dirección de apuntamiento del radar. Para obtener una medida absoluta de la deformación habrá, por tanto, que desenrollar la fase (Fornaro *et al.*, 1996), es decir, calcular los correspondientes ciclos 2π . Es importante remarcar que, debido a la geometría de adquisición SAR satelital, la fase es más sensible a la componente vertical (*up-down*) del movimiento, en menor modo a la este-oeste y prácticamente ciega a la componente norte-sur. Para obtener la componente vertical se proyecta en dicha dirección empleando el ángulo de incidencia θ ,

$$\phi = \phi_{def,v} = \frac{\phi_{def}}{\sin \theta} \quad (7)$$

Hasta aquí, todos los términos de la fase interferométrica han sido considerados como deterministas. Evidentemente, existen diversos términos de ruido que hay que añadir a la expresión. El parámetro más común para medir la calidad de la fase interferométrica es la coherencia γ (Hanssen, 2001). Ésta mide el grado de correlación entre la imagen *master* y *slave*, tomando valores de 0 (decorrelación total) y 1 (coincidencia total y por tanto ausencia de ruido). Así, sobre una ventana de N píxeles, ésta viene dada por el estimador de máxima verosimilitud,

$$\gamma = \frac{|\sum_{n=1}^N S_1(n) \cdot S_2^*(n)|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |S_1(n)|^2 \sum_{n=1}^N |S_2(n)|^2}} \quad 0 \leq \gamma \leq 1 \quad (8)$$

La dimensión de la ventana es conocida comúnmente como factor de *multi-look* ML. Empleando la función densidad de probabilidad de la fase que, a su vez, contiene la medida de la coherencia y el factor de *multi-look*, se puede estimar la desviación estándar de ruido de la fase. Evidentemente, cuanto mayor sea ML menor será la desviación estándar, pero peor será la resolución espacial resultante.

Así pues, se pueden clasificar los términos de ruido en función de su longitud de decorrelación con respecto a la de coherencia: menor (por lo tanto contribuyentes a ella) o mayor (no contribuyentes a ella). Entre los primeros cabe destacar los términos de decorrelación geométrica y temporal.

Por el hecho de adquirir el par de imágenes desde posiciones distintas, cuya separación viene expresada por la línea de base perpendicular B_n , las imágenes observan una parte del espectro electromagnético ligeramente diferente en la dirección *range*. Esto causa que las partes no comunes introduzcan ruido en la fase de forma proporcional a B_n . Así pues, en el caso que nos ocupa, será conveniente adquirir pares de imágenes con valores de B_n bajos. La línea de base espacial es de 110 metros. Teniendo en cuenta que el término de decorrelación geométrica es proporcional a la línea de base y que este valor representa un 2% de la línea de base crítica (valor para el cual la decorrelación geométrica y, por tanto, la correspondiente al interferograma es total), dicho término de ruido será muy bajo.

El término de decorrelación temporal tiene en cuenta los posibles cambios entre las dos imágenes en las propiedades de los dispersores de la escena en la escala de la longitud de onda. Estos cambios provocan que los términos ϕ_{scat1} y ϕ_{scat2} no se puedan anular en (3), introduciendo un término de ruido de fase. Evidentemente, cuanto mayor sea la diferencia temporal entre el par de imágenes, mayor será este término. Consecuentemente, en nuestro estudio interesará que esta separación temporal sea lo más baja posible. La contribución de ambos términos geométrico y temporal (y del resto que aquí no se han comentado) a la coherencia es multiplicativa.

Respecto a los errores de longitud de decorrelación alta, merece la pena comentar los debidos a imprecisiones orbitales y a los artefactos atmosféricos. Como ya se ha comentado, éstos no se reflejarán en la coherencia. Para sintetizar el término topográfico en (5) es necesario tener un conocimiento preciso de los vectores orbitales del satélite. En caso de existir imprecisiones en ellos, la fase residual correspondiente puede ser interpretada como topografía o como un término de deformación de gran escala.

Las diferentes capas atmosféricas que atraviesa la onda electromagnética presentan variaciones en su índice de refracción. Esta modificación en la velocidad de propagación causa un retraso en el término de fase interferométrica, provocando la aparición de un nuevo término en la expresión de fase. Este término de fase puede inducir a errores en la estimación de la deformación.

La cadena de procesado DInSAR aplicada en este estudio se puede ver resumida en el diagrama de bloques de la Fig. 2.

1.2. Estudio DInSAR del terremoto de Lorca M_w 5.1 de mayo de 2011

La técnica de Interferometría Diferencial SAR para cuantificar deformaciones cosísmicas ha sido utilizada para grandes terremotos con deformaciones superficiales visibles, como en California (por ejemplo Massonet y Feigl, 1995) o en Turquía (por ejemplo Wright et al., 2001). Ha habido pocas aplicaciones en el área del Mediterráneo occidental, por ejemplo en Marruecos (Belabbes et al., 2009; Akoglu et al., 2006). En la Península Ibérica, también en la misma área sismogénica de la Cordillera Bética, González et al. (2009), no pudieron poner de manifiesto la existencia de deformaciones cosísmicas asociadas a ninguno de los terremotos estudiados.

En el presente estudio se ha realizado un procesado DInSAR inmediatamente después del terremoto de Lorca de magnitud M_w 5.1 que tuvo lugar el 11 de mayo

del 2011. A su vez, la deformación obtenida se ha comparado con la deformación teórica proporcionada por un modelo numérico de ruptura en un medio elástico.

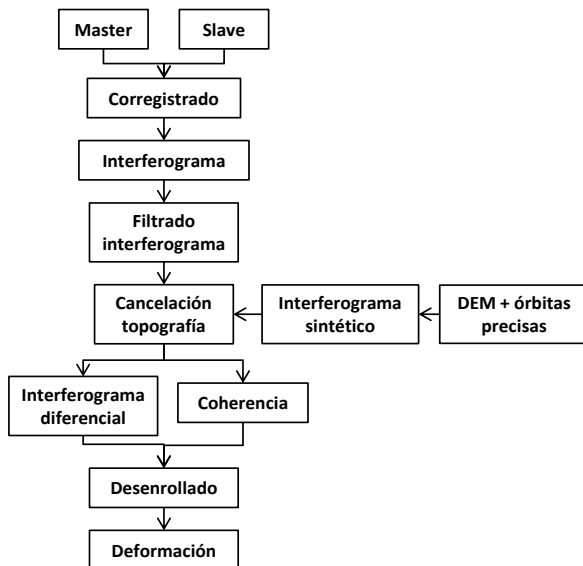


Fig. 2.: Diagrama de bloques del procesador DInSAR aplicado en el presente estudio.

Para el estudio DInSAR se ha utilizado una imagen TerraSAR-X previa al evento con fecha 25 de julio de 2008 y otra del mismo sensor posterior al evento, con fecha 14 de mayo de 2011. La frecuencia de trabajo de TerraSAR-X es de 9.6 GHz (banda X) que es equivalente a una longitud de onda de 3.1 cm. Se trata de imágenes *stripmap* con una resolución de 3 metros en *range* y 3 metros en acimut. El ángulo de incidencia es de aproximadamente 33°. El área cubierta por las imágenes es de 30 km de ancho por 50 km de alto. El procesado DInSAR se elaboró con un procesador desarrollado por el Institut Cartogràfic de Catalunya.

La separación temporal de las imágenes es de casi 3 años. Tal y como se ha comentado, para minimizar el término de decorrelación temporal y a su vez evitar deformaciones ajenas a la propia del terremoto, hubiera sido preferible haber reducido esta cantidad al máximo. Desafortunadamente, en el archivo existente de TerraSAR-X no existe ninguna otra imagen pre-evento. La línea de base espacial es de 110 metros. Este valor representa un 2% de la línea de base crítica (línea de base para la cual el término de decorrelación geométrica y, por tanto, el correspondiente al interferograma es total), por lo que dicho término de ruido será muy bajo.

El término de topografía fue calculado y compensado empleando el modelo digital del terreno de la misión *Shuttle Radar Topography Mission* (NASA,

<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) convenientemente interpolado. La resolución original de este DTM es de 90 metros. Las órbitas utilizadas son del tipo science, que es el tipo más preciso proporcionado para este sensor (10 cm de rms 3D). El interferograma diferencial y su mapa de coherencia asociado fueron calculados aplicando un factor de *multi-look* de 3 en *range* y 3 en acimut, intentando maximizar la relación entre la resolución espacial y la reducción de ruido interferométrico. El tamaño de píxel resultante es de aproximadamente 10 m por 10 m.

Los artefactos atmosféricos tienen un patrón con una ventana de correlación típica de 1 km por 1 km (Hanssen, 2001). En el interferograma diferencial calculado no se ha detectado tal patrón, por lo que podemos suponer que su influencia es baja. De todas formas, no se puede asegurar que su presencia sea totalmente nula.

La Fig. 3a muestra la fase del interferograma diferencial filtrada en radianes. Cada ciclo de color (ciclo 2π) es equivalente a un gradiente de deformación de 1.55 cm en la dirección de apuntamiento del radar (LOS). En ella se puede distinguir claramente un patrón de franjas muy marcado alineado con la dirección de FAM, mostrando un gradiente de deformación perpendicular a ésta. A medida que nos alejamos del epicentro hacia el sur y el sureste, la calidad de la señal (medida por la coherencia) es menor fuera de las áreas urbanas debido a la presencia de campos agrícolas en Valle del Alto Guadalentín (AGV). En dichas zonas se puede distinguir un patrón de franjas concéntrico.

A partir de esta fase diferencial se generó el correspondiente mapa de desplazamiento vertical (Fig. 3b). Para ello se desenrolló la fase interferométrica mediante un método basado en técnicas de *Minimum Cost Flow* (Costantini, 1998). Este método, a su vez, permite enmascarar aquellos píxeles con baja calidad para evitar posibles errores. En este caso no se tuvieron en cuenta los píxeles con coherencia menor de 0.3. La solución en dichos puntos se encuentra a partir de la interpolación del resto. Para fijar la solución se utilizó un píxel de alta coherencia con un valor de deformación cero según el modelo (ver siguiente sección). Además, se aplicó un filtro de mediana para aumentar la relación señal-ruido. Finalmente, aplicando (7) se proyecta en la dirección vertical.

El bloque norte de la falla (bloque superior), en concordancia con el reseñado mecanismo focal, tiene un movimiento máximo de levantamiento cercano a los 3 cm, mientras que el bloque sur (bloque inferior) muestra un movimiento máximo de subsidencia de 18 cm (Fig. 3b). Existe, pues, una diferencia considerable entre las magnitudes de los desplazamientos de ambos bloques. El límite de las tendencias de dichos movimientos coincide claramente con la dirección de FAM (Fig. 3a), reflejando también el cambio local en la traza de la falla desde N35°E a N60°E así como el contraste geológico entre los sedimentos de AGV y las rocas terciarias de la Sierra de la Tercia (TS).

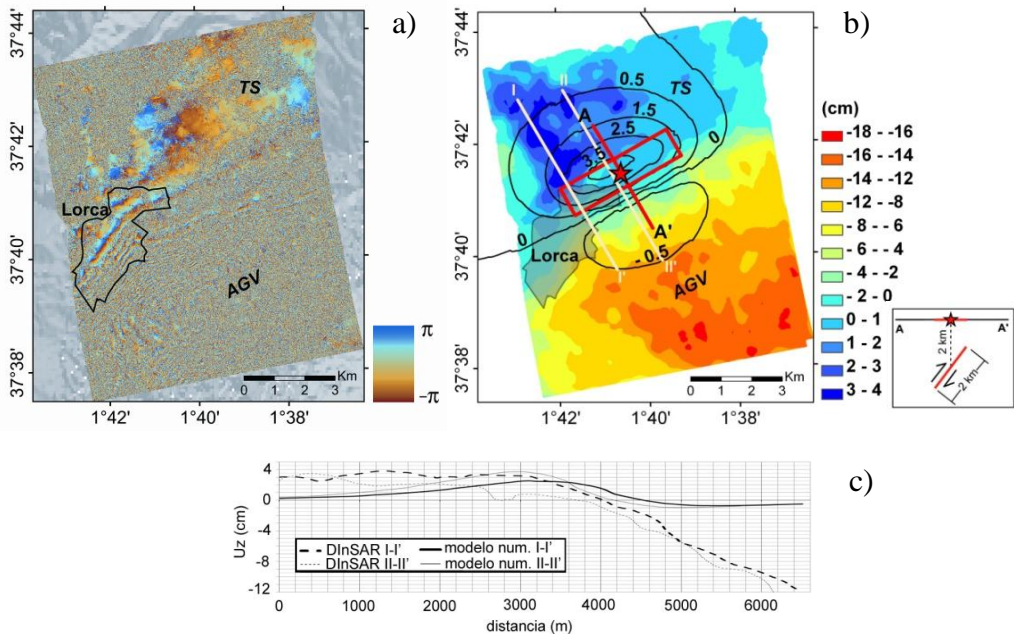


Fig. 3. a) Fase diferencial interferométrica filtrada en radianes de la zona de estudio. La fase está enrollada y toma valores entre $]-\pi, \pi]$. Cada ciclo de color (ciclo 2π) es equivalente a un gradiente de deformación de 1.55 cm en la dirección LOS. A modo de referencia, se marca el límite del área urbana de Lorca. b) Mapa de desplazamiento vertical. La escala de color muestra el desplazamiento obtenido con DInSAR. Las curvas negras muestran los isovalores obtenidos por el modelo numérico en cm. El rectángulo rojo y la línea A-A' indica la sección de un corte en el que se muestran las dimensiones y el emplazamiento del plano de ruptura considerado en el modelo numérico. Las líneas blancas, I-I' y II-II', son las trazas del perfil de desplazamiento vertical de la Fig. 3c. c) Perfiles de desplazamiento vertical comparando los resultados DInSAR con los del modelo numérico.

El movimiento de subsidencia máximo de 18 cm en el bloque sur supondría una tasa de desplazamiento constante cercana a los 64.2 mm/año. El origen de este movimiento es de carácter no tectónico (Tabla 1; González *et al.*, 2011) y similar a la inestabilidad del terreno reportada anteriormente en la estación LORC CGPS, de coordenadas 37.65° N y 1.69° W (Echeverría *et al.*, 2011). Hay que señalar que se espera que la precisión de la deformación calculada en el bloque sur sea menor que la del bloque norte. Esto se explica por el alto gradiente de deformación (comparado con la longitud de onda de la señal DInSAR) en esa área. Como no todos los píxeles tienen suficiente calidad para participar en el desenrollado, algunas franjas pueden no haber sido muestreadas y, por consiguiente, subestimadas. Teniendo esto en cuenta, podemos considerar compatibles dicha tasa de subsidencia constante DInSAR de 64.2 mm/año y la tasa de subsidencia inter-sísmica de 98.5 mm/año detectada en la estación LORC CGPS (Tabla 1; Echeverría *et al.*, 2011).

Tabla 1: Desplazamientos verticales máximos calculados mediante el modelo numérico, estudios interferométricos (DInSAR) y medidas GPS. El signo negativo indica subsidencia.

Técnica	Desplazamiento vertical máximo en el bloque norte (mm)	Desplazamiento vertical máximo en el bloque sur (mm)	Tasa de desplazamiento vertical máximo en el bloque sur (mm/año)
CGPS LORC (2008-2011) (Echeverría <i>et al.</i> , 2011)	-	-	-98.5*
DInSAR (2008-2011) (este estudio)	+30	-180	-64.2
DInSAR (1992-2007) (González y Fernández, 2011)	-	-	-100*
Modelo numérico (este estudio)	+40	-10	-

* Medidas realizadas antes del terremoto de Lorca del día 11 de mayo de 2011.

2. Modelo numérico de deformación cosísmica

2.1. Introducción

A medida que ha ido aumentando el número de campañas y estaciones que utilizan el sistema de posicionamiento global (GPS), así como la generación de imágenes a partir de interferogramas radar de apertura sintética (INSAR), ha ido mejorando la precisión con la que se observan las deformaciones de la superficie terrestre. Así, las técnicas de modelización numérica de dichas observaciones también requieren una mayor precisión (Wang *et al.*, 2003).

Desde un punto de vista estático y a escala local, una falla en el interior de la corteza es como un deslizamiento entre dos partes del medio. Un modelo simple de falla puede representarse como una dislocación en un medio semi infinito e isótropo. Existen numerosas formulaciones teóricas que describen la deformación de la superficie libre de tal medio, siendo la de Okada (1985) la más utilizada, ya que presenta fórmulas compactas y simples de expresiones analíticas (Ruegg, 1994).

El método de Wang *et al.* (2003), basado en un campo de deformaciones elásticas, considera un medio continuo isótropo y elástico que consiste en un número arbitrario pero finito de capas horizontales homogéneas. La parte superior la constituye una superficie libre de esfuerzos y la capa más interna se extiende hasta profundidad infinita, condición que asegura que de esta capa no emerge ningún tipo de onda.

Para este caso más general no existe una solución analítica y se requiere una solución numérica que utiliza la aproximación de las funciones de Green. Para una

fuente general definida por una dislocación son necesarias funciones de Green de tres tipos de fuente independientes, es decir, de dipolo de vector lineal compensado (CLVD) y doble par de fuerzas de tipo vertical (*dip-slip*) y de desgarre (*strike-slip*). Además, hay que definir el espacio para el cual se computan las funciones de Green mediante el número de distancias radiales equidistantes y las distancias de inicio y fin; el número de profundidades equidistantes de la fuente y las profundidades inicial y final; y la profundidad del punto de observación. Para el caso en que se modelice el desplazamiento en superficie, éste último parámetro será cero. Cabe destacar que una vez se ha calculado el conjunto de funciones de Green, no es necesario repetir este paso mientras no cambien las características del modelo de Tierra.

Por otro lado, la fuente se representa mediante uno o varios planos de falla rectangulares, mediante el valor del deslizamiento o dislocación (Δu), las dimensiones de la ruptura es decir, longitud (L) y anchura (A) y sus características geométricas: acimut (ϕ), buzamiento (δ) y ángulo de deslizamiento (λ); y coordenadas cartesianas del punto de referencia en la traza de la superficie en la dirección de desgarre (Fig.4).

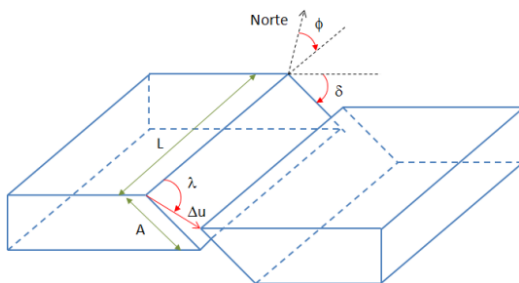


Fig. 4: Representación esquemática de la geometría de la fuente, donde L es la longitud de la falla; A , la anchura; Δu , el deslizamiento; ϕ , el acimut; δ , el buzamiento y λ , el ángulo de deslizamiento.

2.2. Modelo numérico de deformación cosísmica para el terremoto de Lorca M_w 5.1 de mayo de 2011

Para el terremoto de M_w 5.1 ocurrido en Lorca se ha generado un modelo numérico de deformación superficial cosísmica utilizando el método de Wang *et al.* (2003). En una primera etapa, se calculan las funciones de Green para un cierto número de distancias y profundidades de la fuente, y adoptando un modelo de corteza. En este caso, se ha construido una malla de 24 km de ancho por 30 km de largo y con un punto cada 200 m. Para la zona de Lorca se ha elegido un modelo de corteza semi-infinito realizado por Dañoibeitia *et al.* (1998) que consiste en siete capas entre 0 y 35 km de profundidad, detallado en la Tabla 2.

Tabla 2: Modelo de corteza para la generación del modelo numérico (Dañoibeitia *et al.*, 1998). Vp, Vs: velocidad de las ondas P y S, respectivamente; ρ : densidad media.

Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Vp/Vs	ρ (g/cm ³)
0-7	5.70	3.30	1.72	2.61
7-12	5.75	3.30	1.75	2.61
12-17	5.85	3.45	1.70	2.65
17-22	5.90	3.50	1.69	2.70
22-27	6.60	3.95	1.67	2.87
27-35	6.70	3.95	1.70	2.91
35-	7.90	4.70	1.68	3.30

La segunda etapa consiste en determinar el tamaño y la geometría de la ruptura, que se considera rectangular y se define mediante seis parámetros de falla. Se han considerado los valores detallados en la Tabla 3. Los valores de deslizamiento, longitud y anchura se han tomado de acuerdo con los valores medios proporcionados por Wells y Coppersmith (1994) para un sismo de M_w 5.1, y de conformidad con el momento sísmico $4.9 \cdot 10^{23}$ dyn·cm calculado por Delouis (2011). Los valores de acimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento se han tomado también de Delouis (2011).

Tabla 3: Parámetros medios adoptados para la definición de la ruptura (Wells y Coppersmith, 1994 y Delouis, 2011).

Deslizamiento (Δu)	15 cm	Acimut (ϕ)	245°
Longitud (L)	4 km	Buzamiento (δ)	65°
Anchura (A)	2 km	Ángulo de deslizamiento (λ)	58°

Asumiendo que la profundidad hipocentral se encuentra a 2 km y que la anchura de la superficie de ruptura es de 2 km, se hace la aproximación de que la parte superior de la superficie de ruptura se encuentra a 1 km de profundidad (Fig. 3)

Según esta geometría, el modelo predice una deformación máxima de 1 cm de subsidencia a unos 2 km al sureste del epicentro, y alrededor de 4 cm hacia arriba cerca del epicentro (Fig. 3). Tal como se muestra en la Tabla 1, hay una buena concordancia entre los resultados obtenidos mediante la técnica DInSAR y el modelo numérico para el bloque norte. Sin embargo, para el bloque sur la discordancia entre los resultados obtenidos mediante cada una de las dos técnicas es notable.

Tal como se ha apuntado anteriormente, los valores de longitud y anchura del área de ruptura han sido elegidos considerando los valores medios propuestos por Wells y Coppersmith (1994). La estimación de estos parámetros supone un valor estándar del módulo de cizalla $\mu = 30$ GPa. Sin embargo, este valor podría no ser el

más adecuado dadas las peculiaridades del caso de estudio, como son la existencia de rocas pre-fracturadas y la superficialidad del foco. Por lo tanto, podría considerarse un valor de módulo de cizalla más bajo. A tal efecto, se ha realizado un estudio paramétrico para calcular de nuevo el desplazamiento vertical en superficie, considerando un valor menor de μ , con la subsiguiente variación de las dimensiones de la superficie de ruptura y del deslizamiento a diferentes profundidades hipocentrales que hagan compatible la nueva configuración. Finalmente, se han comparado los resultados con los obtenidos mediante el análisis DInSAR.

Considerando el modelo de corteza utilizado por Delouis *et al.* (2009), se ha tomado un valor de $v_s = 1.9$ km/s para la velocidad de las ondas S y una densidad de $\rho = 2$ g/cm³ para obtener un límite inferior del módulo de cizalla $\mu_{test} = \rho v_s^2 = 7.22$ GPa, que es aproximadamente 6 veces menor que el μ utilizado en los cálculos presentado anteriormente (40.8GPa). Así, para mantener el mismo valor de momento sísmico, Mo, hay que multiplicar por 6 el valor del deslizamiento por la superficie de ruptura. El modelo se ha realizado tomando en consideración dos valores alternativos del deslizamiento: 15 y 30 cm. Para cada caso, se han elegido tres valores diferentes de profundidad focal (Tabla 4).

Tabla 4: Desplazamiento máximo vertical (Δ_{max}) del bloque norte en función del módulo de cizalla (μ), el deslizamiento medio (Δu), la longitud y anchura de la ruptura (L y A) y la profundidad hipocentral (Z_{Hip}). μ_{ini} , Δu_{ini} , L_{ini} y A_{ini} son los valores de cada una de estas variables utilizadas en el cálculo inicial.

	μ (GPa)	Δu (cm)	L (km)	A (km)	Z_{Hip} (km)	Δ_{max} bloque N (cm)
inicial	40.8	15	4	2	1.9	4
Test 1	7.22 ($\approx \mu_{ini}/6$)	15	10 ($\approx \sqrt{6}L_{ini}$)	5 ($\approx \sqrt{6}A_{ini}$)	3.3	6
Test 2	7.22 ($\approx \mu_{ini}/6$)	15	10 ($\approx \sqrt{6}L_{ini}$)	5 ($\approx \sqrt{6}A_{ini}$)	4.3	4.5
Test 3	7.22 ($\approx \mu_{ini}/6$)	15	10 ($\approx \sqrt{6}L_{ini}$)	5 ($\approx \sqrt{6}A_{ini}$)	6.3	3
Test 4	7.22 ($\approx \mu_{ini}/6$)	30 ($= 2\Delta u_{ini}$)	7 ($\approx \sqrt{3}L_{ini}$)	3.5 ($\approx \sqrt{3}A_{ini}$)	2.6	10
Test 5	7.22 ($\approx \mu_{ini}/6$)	30 ($= 2\Delta u_{ini}$)	7 ($\approx \sqrt{3}L_{ini}$)	3.5 ($\approx \sqrt{3}A_{ini}$)	5.6	4
Test 6	7.22 ($\approx \mu_{ini}/6$)	30 ($= 2\Delta u_{ini}$)	7 ($\approx \sqrt{3}L_{ini}$)	3.5 ($\approx \sqrt{3}A_{ini}$)	7.6	2.5

Para la suposición de un deslizamiento de 15 cm y una profundidad focal de 4 km, el valor máximo de desplazamiento superficial es de 4.5 cm (Tabla 4, test 2). Para el caso de un desplazamiento de 30 cm y una profundidad hipocentral de 6 km, se obtiene un valor máximo de desplazamiento vertical en superficie de 4 cm (Tabla 4, test 5). Así, los resultados obtenidos de la variación del módulo de cizalla muestran configuraciones de desplazamiento superficial similares para el bloque norte. Por lo tanto, aunque se considere un valor menor de μ , que implicaría valores diferentes de deslizamiento (entre 15 y 30 cm) y de profundidad hipocentral (entre 2 y 6 km), en el bloque norte se han obtenido desplazamientos sintéticos en superficie en concordancia con la primera suposición.

Como se indica en la introducción, existe una revisión de la localización del hipocentro (López-Comino et al., 2012). Los resultados mostrados en nuestro trabajo se obtuvieron en base a suponer la ruptura centrada en el hipocentro con la localización disponible en el momento de la realización del estudio, es decir, la proporcionada por IGN (2011).

Como se había supuesto un plano de ruptura centrado en el hipocentro, nos planteamos la validez de los resultados mostrados en el estudio, ya que la nueva localización situaría el hipocentro fuera del plano. En una publicación más reciente Martínez-Díaz et al. (2012) proponen una modelización calculada a partir de la deformación superficial obtenida mediante InSAR. El modelo de deformación que mejor se ajusta a las medidas InSAR es el que se obtiene a partir de un plano de ruptura muy similar al que se ha supuesto en nuestro estudio. Los autores destacan el hecho de que el hipocentro no se encuentre sobre el plano que genera la deformación. Así, cabe destacar una mayor complejidad de este terremoto, de acuerdo de nuevo con Martínez-Díaz et al. (2012).

Tomando nuevamente en consideración los resultados iniciales del modelo numérico, y una vez validados mediante la revisión de diferentes valores de μ , se presentan dos perfiles de desplazamiento vertical en superficie, perpendiculares al acimut del plano de falla utilizado para el cálculo del modelo numérico y paralelos a la sección A-A' mostrada en la Fig. 3c. Las trazas de ambos perfiles se muestran en la Fig. 3b. La traza del perfil I-I' atraviesa el máximo valor de desplazamiento superficial medido mediante el análisis DInSAR, mayormente concentrado al noroeste del epicentro. Por otro lado, la traza del perfil II-II' pasa a través del valor máximo de desplazamiento en superficie calculado por el modelo numérico, y se encuentra muy cercano al epicentro. En la Fig. 3c se comparan los valores de desplazamiento vertical en superficie obtenidos mediante el análisis DInSAR y el modelo numérico. Los valores positivos se sitúan en el bloque norte de la falla, mientras que los negativos se encuentran en el bloque sur. Los valores máximos de desplazamiento vertical en superficie obtenidos mediante DInSAR y mediante el modelo numérico son del mismo orden en el bloque norte, de alrededor de 4 cm. Las discrepancias más relevantes se encuentran en la distribución de los desplazamientos: a lo largo del perfil I-I' las medidas DInSAR decrecen rápida y constantemente cerca de la traza de la falla, mientras que a lo largo del perfil II-II' las medi-

das DInSAR muestran más irregularidades, decreciendo de forma constante hacia la traza de la falla.

En cambio, en el bloque sur las diferencias son más acentuadas. Las medidas DInSAR decrecen de forma constante prácticamente al mismo ritmo en los dos perfiles, hasta alcanzar más de 10 cm, mientras que para los cálculos del modelo los valores máximos son de 0.5 cm y decrecen hasta cero al alejarse de la traza de la falla. En el bloque sur se observa claramente la superposición de otros movimientos verticales añadidos a la deformación cosísmica. Desafortunadamente, la diferenciación entre el desplazamiento DInSAR cosísmico y el debido a otras inestabilidades del terreno no es posible. Además, como los valores obtenidos mediante el modelo numérico son del orden de las incertidumbres del análisis DInSAR, no se puede hacer una diferenciación entre la deformación cosísmica y la debida a la subsidencia.

Debido a la geometría del sistema de adquisición, la sensibilidad del análisis DInSAR a los desplazamientos horizontales es significativamente menor a la de los desplazamientos verticales. De hecho, como ya se ha apuntado, es prácticamente ciego a la componente N-S. Por tanto, incluso aunque sea posible proyectar la deformación de la dirección de apuntamiento del radar sobre su componente horizontal, no se ha llevado a cabo ninguna comparación entre las componentes horizontales del movimiento obtenido mediante el análisis DInSAR y el modelo numérico a causa del alto nivel de incertidumbre.

Sin embargo, se ha podido hacer una comparación entre el desplazamiento horizontal calculado mediante el modelo numérico y los datos de la estación CGPS LORC, situada en la ciudad de Lorca, como se muestra en la Fig. 5. La deformación calculada con el modelo numérico concuerda bien con el salto cosísmico observado en la estación CGPS LORC, para todas sus componentes. Una descripción más completa del movimiento horizontal regional se ha presentado en Khazaradze *et al.*, en prensa) y en Frontera *et al.*, 2012.

3. Discusión y conclusiones

Tomando el modelo numérico como referencia del desplazamiento cosísmico, para el bloque norte se ha encontrado una buena concordancia entre las medidas DInSAR (3 cm) y los valores estimados mediante el modelo (4 cm). Este acuerdo, al igual que la distribución del gradiente de movimiento perpendicular a la traza de la FAM, permite afirmar que el modelo numérico es una buena aproximación de la deformación cosísmica (Fig. 3). La diferencia más significativa es la extensión del área de la deformación y la concentración de los desplazamientos en el sector noroeste de la zona de estudio. Este desacuerdo puede ser debido a heterogeneidades en la geología y a la existencia de bloques tectónicos locales (Martínez-Díaz, 2002), así como a una posible complejidad en el proceso de ruptura no considerada en el modelo de dislocación uniforme.

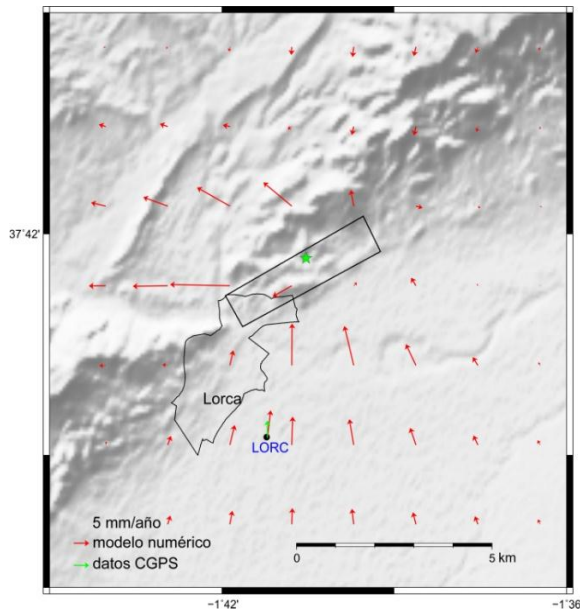


Fig. 5: Campo de desplazamiento cosísmico horizontal en superficie. El rectángulo negro muestra una proyección de la modelación del área de ruptura. La estrella indica el epicentro del sismo principal de Lorca del día 11 de mayo de 2011. En la estación CGPS LORC se muestran los vectores de desplazamiento correspondiente a la medición (verde) y al cálculo mediante el modelo numérico (rojo).

Por otro lado, para el bloque sur existen ciertas diferencias en los resultados del análisis DInSAR en comparación con las medidas de la estación CGPS LORC (Frontera *et al.*, 2012; Khazaradze *et al.*, 2012). González y Fernández (2011) presentan tasas de subsidencia de alrededor de 100 mm/año en la cuenca sedimentaria del Valle del Alto Guadalentín (AGV), a causa de la extracción intensiva de agua del subsuelo. Éstas podrían ser el motivo de las discrepancias existentes entre las técnicas numéricas y de campo (DInSAR y GPS). Considerando una posible subestimación de los valores de movimiento medidos por DInSAR debido a una baja coherencia de píxeles en esta zona, ambas medidas DInSAR y LORC muestran una correspondencia razonable.

Como se ha mencionado anteriormente, mientras la deformación cosísmica vertical calculada por el modelo es de unos centímetros, la deformación asociada a la subsidencia es del orden de decenas de centímetros. Desafortunadamente, como la magnitud del modelo es del orden de la incertidumbre de DInSAR, no es posible diferenciar la deformación cosísmica de la subsidencia relacionada con la extracción de agua del subsuelo. El salto cosísmico horizontal observado en la estación

CGPS LORC es del mismo orden que el obtenido por el modelo numérico, sólo destacable en la componente N-S.

Así, combinando medidas de teledetección (DInSAR) y modelos numéricos de ruptura de falla, y comparándolos con medidas de campo CGPS, se ha podido caracterizar la deformación cosísmica del terremoto de M_w 5.1 sucedido el 11 de mayo de 2011 en Lorca.

Agradecimientos

Los autores le dan las gracias a INFOTERRA por proveer las imágenes TerraSAR-X y al Instituto Geológico Minero Español (IGME) por la valiosa información sobre la zona de Lorca.

Referencias bibliográficas

- AKOGLU, A.M., CAKIR, Z., MEGHRAOUI, M., BELABBES, S., EL ALAMI, S.O., ERGINTAV, S. & AKYUZ, H.S. (2006). The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth Planet Sci. Lett.*, 252(3-4), 467-480.
- BELABBES, S., WICKS, C., CAKIR, Z. & MEGHRAOUI, M. (2009). Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (M_w 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *J. Geophys. Res.*, 114, B03406, 16 pp.
- BOUSQUET, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain, *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- CARREÑO, M.L., LANTADA, N., IRIZARRY, J., VALCÁRCEL, J.A., BARBAT, A.H. & GOULA, X.. Comportamiento Sísmico de los Edificios de Lorca. *Física de la Tierra*, 24, Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense de Madrid (en prensa).
- COSTANTINI, M. (1998). A novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36(3), 813-821.
- DAÑOBEITIA, J.J, SALLARÈS, V. & GALLART, J. (1998). Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain). *Earth and Planet Sci. Lett.*, 160, 225-239.
- DELOUIS, B., CHARLETY, J. & VALLÉE, M. (2009). A Method for Rapid Determination of Moment Magnitude M_w for Moderate Earthquakes from the Near-Field Spectra of Strong-Motion Records (MWSYNTH). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99, 1827-1840.
- DELOUIS, B. (2011). http://www.emsc-csem.org/Files/event/221132/result_Lorca_EQ.jpg.
- ECHEVERRIA, A., KHAZARADZE, G., GÁRATE, J., ASENSIO, A., MASANA, E. & SURINACH, E. (2011). Present-day GPS crustal deformation rates in the Eastern Betics (SE Spain). *Geophys. Res. Abstr.*, vol. 13 (EGU2011-8005), 1.
- FORNARO G., FRANCESCHETTI G. & LANARI, R. (1996). Interferometric SAR Phase Unwrapping Using Green's Formulation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34(3), 720-727.

- FRANCESCHETTI, G. & LANARI, R. (1999). *Synthetic Aperture Radar Processing*, CRC Press.
- FRONTERA, T., CONCHA, A., BLANCO, P., ECHEVERRIA, A., GOULA, X., ARBIOL, R., KHAZARADZE, G., PÉREZ, F. & SURIÑACH, E. (2012). DInSAR Coseismic Deformation of the May 2011 M_w 5.1 Lorca Earthquake (southeastern Spain). *Solid Earth*, 3, 111-119.
- GONZÁLEZ, P.J., FERNÁNDEZ, J. & LUZÓN, F. (2009). Interferometría radar aplicada a terremotos de magnitud moderada en las Cordilleras Béticas, SO España. *Revista de cartografía, sistemas de información geográfica y teledetección*, 133, 18-23.
- GONZÁLEZ P.J. & FERNÁNDEZ, J. (2011). Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multitemporal satellite radar interferometry. *Geology*, 39(6), 551-554.
- HANSSSEN, R. (2001). *Radar Interferometry*. Kluwer Academic Publishers.
- IGN (2011). Serie terremoto NE Lorca, 11 mayo 2011. <http://www.ign.es/ign/resources/sismologia/Lorca.pdf>
- IRIZARRY, J., FRONTERA, T., GOULA, X. & BARBAT, A.H. (2011). Learning from Earthquakes Lorca, Spain, Earthquakes of May 11, 2011. *EERI Newsletter*, 45(6), 3.
- KHAZARADZE, G., ECHEVERRIA, A. & SURIÑACH, E. Deformación cortical de las Béticas Orientales mediante GPS y su relación con el terremoto de Lorca. *Física de la Tierra*, 24, Editorial Complutense de Madrid (en prensa).
- LÓPEZ-COMINO, J.A., MANCILLA, F., MORALES, J. & STICH, D. (2012). Rupture Directivity of the 2011, M_w 5.2 Lorca Earthquake (Spain). *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03301, 5pp.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J. (2002). Stress field variety related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics*, 356, 291-305.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., BEJAR-PIZARRO, M., ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A., MANCILLA, F., STICH, D., HERRERA, G. & MORALES, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 M_w 5.2 Lorca, Spain, earthquake, *Tectonophysics*, 546-547, 28–37.
- MASANA, E., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. & SANTANACH, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. *J. Geophys. Res.*, 109, B01301, 17 pp.
- MASSONNET, D. & FEIGL, K. L. (1995). Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the $M = 6.1$ Eureka Valley, California Earthquake of May 17, 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 22(12), 1541–1544.
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- RUEGG, J.C. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico de Chile. *Física de la Tierra*, 6, 201-243, Editorial Complutense de Madrid.

- VISSERS, R. L. M. & MEIJNINGER, B. M. L. (2011). The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth*, 2, 199–204.
- WANG, R., LORENZO-MARTÍN, F. & ROTH, F. (2003). Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust – FORTRAN programs EDGRN/EDCMP. *Computers & Geosciences*, 29, 195–207.
- WELLS, D.L. & COPPERSMITH, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974–1002.
- WRIGHT, T., FIELDING, E. & PARSONS, B. (2001). Triggered slip: Observations of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) Earthquake using radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(6), 1079–1082.