

Directividad y propiedades de la ruptura finita del terremoto de Lorca, 2011

J. Á. López Comino^(1, 2), F. de L. Mancilla^(1, 2), D. Stich^(1, 2) y J. Morales^(1, 2)

(1) Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18071 Granada, España. c/ Profesor Clavera, 12, Campus Universitario de Cartuja, 18071 Granada. Tel. +34 958 243556; Fax: +34 958 160907.

jalopecomino@iag.ugr.es

(2) Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, España. Facultad de Ciencias (Edificio Mecenas), Campus de Fuentenueva, E-18071 Granada. Tel. +34 958 244012; Fax: +34 958 248529

fcosmos@ugr.es

RESUMEN

El 11 de mayo de 2011 se produjo un terremoto ($M_w=5,2$) en la región de Murcia (España), sacudiendo principalmente a la localidad de Lorca y provocando numerosos daños materiales y personales. Hemos estimado un mecanismo de falla de desgarre con componente inversa, un hipocentro muy superficial (4,6 km) y una distancia epicentral de tan sólo 5,5 km hasta el centro de Lorca. La relocalización de las réplicas según la técnica de doble diferencia identifica una longitud de ruptura de ~ 4 km, sugiriendo una propagación de la ruptura desde el noreste hasta el suroeste a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia. Para caracterizar la fuente sísmica obtenemos las funciones fuente aparentes para cada estación usando el sismo premonitor ($M_w=4,6$) y la réplica de mayor magnitud ($M_w=3,9$) como funciones de Green empíricas, realizando la deconvolución de las mismas con el terremoto principal. La deconvolución se realiza en el dominio de la frecuencia o división espectral y de forma iterativa en el dominio del tiempo con el fin de verificar que los resultados son estables y consistentes. Se puede observar un claro efecto de directividad en los resultados. Ajustando las duraciones aparentes a dos tipos de modelos, uno de ruptura unilateral pura y otro de ruptura bilateral asimétrica, hemos obtenido en ambos casos una propagación de la ruptura de $\sim N215^\circ E$ hacia la ciudad de Lorca, lo que ha podido contribuir en el agravamiento del desfavorable escenario ocasionado por este evento.

Palabras clave: directividad, función fuente aparente, parámetros de la fuente, ruptura, terremoto de Lorca

Finite rupture properties of the 2011 Lorca earthquake

ABSTRACT

On 11 May 2011 an earthquake ($M_w = 5.2$) hit the region of Murcia (Spain), shaking mainly the city of Lorca and causing extensive personal and material damage. We have estimated that it involved an oblique reverse-faulting mechanism with a shallow hypocentre (4.6 km) at only 5.5 km epicentral distance from Lorca city centre. Double-difference relocations yield a rupture length of ~ 4 km and suggest a propagation of the rupture from the northeast to the southwest along the Alhama de Murcia fault. We obtained apparent source-time functions at each station using empirical Green's function deconvolution and applying the 4.6 M_w foreshock and the 3.9 M_w aftershock, both of them with a similar location and mechanism. Two methods of deconvolution were used: spectral division and iterative time domain. Both methods gave consistent, stable results, revealing a clear "directivity effect." We have modelled apparent durations with a unilateral and asymmetric bilateral rupture, in both cases obtaining a rupture directivity of $\sim N215^\circ E$ towards Lorca, which may have contributed to the unfavourable scenario caused by this event.

Key words: apparent source-time functions, directivity, Lorca earthquake, source parameters, rupture

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction

On 11 May 2011 a magnitude 5.2 M_w earthquake hit the region of Murcia (Spain), shaking mainly the city of Lorca and causing extensive personal and material damage (9 deaths and around 300 injured). Most municipal buildings were affected, presenting generally light to moderate damage. There was serious damage to historic buildings (churches, convents and so on) and even the collapse of some houses. The Lorca earthquake, at 16:47 UTC (18:47 local time), was preceded by a 4.6 M_w foreshock at 15:05 UTC. There were also numerous aftershocks, the largest of 3.9 M_w at 20:37 UTC on the same day. These events were located at distances of only 3 to 7 km from the town of Lorca at very shallow depths of around 5 km. In Lorca a maximum peak acceleration of 0.36 g was recorded [Instituto Geográfico Nacional (IGN), 2011; Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), 2011].

The Lorca sequence was recorded at 22 broadband seismic stations (Fig. 1), mainly belonging to the Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) and Instituto Geográfico Nacional (IGN) permanent networks, as well as the temporary INDALO deployment by the IAG. We used three-component displacement waveforms in least squares, time-domain inversion for the deviatoric moment tensor for the fore-, main- and major aftershock (for technical details see Stich et al., 2003). We obtained similar oblique reverse-faulting mechanisms for all three events (Fig. 1). Bearing in mind the local geology, we expect slip along the left-lateral, NW-dipping nodal planes of our moment tensors, coinciding with the strike and the kinematics of the Alhama de Murcia fault (AMF) in this sector just north of Lorca (Lorca-Totana sector), where the fault trace enters into a considerable bend (Martínez-Díaz et al., 2012; Martínez-Díaz, 2002; Masana et al., 2004; Vissers and Meijninger, 2011). Nevertheless, near-real-time locations of the aftershock sequence according to the IGN and IAG reveal a diffuse cloud of aftershocks, which hinder the interpretation of any spatial or temporal trends. Consequently, it was necessary to undertake hypocentre relocation.

We used double-difference relocation of the entire sequence, using the HypoDD code (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001) (Fig. 2). The location and strike of the epicentre distribution agrees well with the AMF to the NW of Lorca. If we associate the main concentration of early aftershocks with the fault surface that ruptured during the mainshock we may estimate a rupture length of ~4 km. The mainshock hypocentre was situated near the NE end of the sequence, suggesting a scenario of rupture propagating predominately from NE to SW. We focused our attention on the directivity of rupture propagation. Directivity effects show up clearly in the azimuthal variation of apparent source durations and the spatial distribution of aftershocks. In this study we address the characteristics of finite rupture through empirical Green's function analysis.

Apparent source-time functions

The asymmetry of the aftershock distribution around the mainshock epicentre suggests asymmetry of rupture propagation. To corroborate this idea we looked into apparent source-time functions (ASTFs) to confirm and quantify rupture directivity. We obtained ASTFs from empirical Green's function deconvolution (Hartzell, 1978), using a 4.6 M_w foreshock and 3.9 M_w aftershock with close location and mechanism. We used two deconvolution methods: spectral division and iterative time domain. Introducing a water level stabilizes spectral division and we found that water levels of around 0.01 provided the most stable results. The iterative time-domain technique synthesizes the deconvolved function as a superposition of Gaussian pulses (Ligorria and Ammon, 1999; Kikuchi and Kanamori, 1982). We applied the deconvolution to P-wave windows (length equal to the S-P time) and S-wave windows (length 16-21s), and afterwards stacked the ASTFs from the three components, resulting in one P- and one S-wave ASTF for each station (Fig. 3). Both deconvolution methods obtained consistent results, culminating in a single solution taking into account the apparent durations. We picked the onset and end of our ASTFs manually, obtaining apparent source durations ranging from 0.45 to 1.05 s for P-waves and 0.7 to 1.4 s for S-waves. The peaks were located at the intersection of the initial and final slopes of the ASTFs with the baseline, with uncertainties of about 0.05 s.

The shape and duration of the ASTFs vary rather smoothly with station azimuth. A clear directivity effect shows up in the systematically longer durations towards the NE and shorter durations towards the SW (Fig. 4). The wide ASTFs at NE azimuths show a succession of two or three pulses, indicating heterogeneous moment release along the rupture plane. In the narrow ASTFs at SW azimuths the three pulses merge into a less complex apparent time function. The ASTFs from the fore- and aftershock are similar in the case of the S-waves, but this does not always hold good for the P-waves, where we observe a less clear azimuthal pattern in the foreshock. Therefore, for the short duration of the P-wave ASTFs, the 4.6 M_w foreshock is apparently not a valid point-source response.

We modelled apparent durations assuming a line source and adopting the parameterization described by Cesca et al. (2011). We introduced a rise time of 0.4 s (compare Figs 3 and 4), and investigated firstly a purely unilateral rupture. To find the duration, directivity and fault length we applied a minimum search

algorithm implemented in Matlab (*Isqcurvefit* command). This is a trust-region algorithm for multivariate non-linear functions based on the reflective Newton method (Coleman and Li, 1994, 1996). We achieved an adequate fit to the observed apparent durations for $\sim N215^\circ E$ rupture directivity (Fig. 5). The inferred rupture duration was 0.74 s from the P- and 1.0 s from the S-waves. This difference is an effect of the non-vertical dip of the fault plane; we have no direct observation of the undistorted source-time function from a perspective perpendicular to the fault. The inferred rupture lengths for unilateral rupture are around 0.8 km, which is significantly less than the fault length expected from aftershock relocation, and would imply a very low rupture velocity of ~ 1 km/s.

On modelling the more general case of an asymmetric bilateral line source we achieved clearly better fits (Fig. 5). Inversion yielded similar directivity ($\sim N215^\circ E$) and, on average, a 70% share of the rupture propagating towards the SW and 30% towards the NE. Rupture length and duration show larger variations due to some trade-off, although the rupture length is 3.4 km total rupture length. This is consistent with the average duration of 1.0 s, leading to a plausible rupture velocity of 2.4 km/s, and also with the previous estimate of 4 km corresponding to the main concentration of aftershocks.

Discussion

The dense network of permanent and temporary seismic stations in the region provides good azimuthal coverage for the 2011 Lorca sequence. Despite the small size of the mainshock we were able to recognise clear directivity effects. The alignment of aftershocks and rupture directivity were also close to NE-SW. Further support comes from the fact that the upper hemisphere projection of the rupture plane passes right through Lorca (Fig. 6), located just above the surface trace of the AMF. The azimuthal pattern can be fitted by an asymmetric bilateral rupture, with 70% of the rupture propagating in a SW direction. The inferred rupture directivity of $\sim N215^\circ E$ does not exactly match the $N240^\circ E$ strike of the fault plane, suggesting that there is an up-dip component of rupture propagation. The fault length of 3.4 km inferred from directivity analysis is close to our estimate of 4 km from double-difference aftershock relocations. From the definition of seismic moment (Aki and Richards, 2002), a rupture area of ~ 15 km² and a typical crustal rigidity of 30 GPa corresponds to ~ 0.14 m of average slip during the Lorca earthquake. Since sub-events can be identified in several ASTFs (Figs 3 and 4), we may expect patches with longer than average slip along the rupture.

Our source analysis may lead us to conjecture several reasons why this relatively small earthquake had such a large impact. The outstanding factor is certainly the proximity to Lorca itself. Relocation places the earthquake at a depth of 4.6 km and an epicentral distance of 5.5 km from the city centre. Directivity towards Lorca also led to wider amplitudes and a shorter duration of the source pulse, thus contributing to larger accelerations. Finally, Lorca is built almost on top of the fault trace and receives maximum S-wave radiation from any nearby quake in the AMF. We summarize that the location, radiation and rupture directivity combined to generate a very unfavourable scenario, as testified by the recorded horizontal peak acceleration of 0.36 g.

Introducción

El 11 de mayo de 2011 a las 18:47 hora local (16:47 UTC) se produjo un terremoto de M_w 5,2 en la región de Murcia (España), sacudiendo principalmente a la localidad de Lorca y provocando numerosos daños, tanto materiales como personales. Este evento, ya conocido como "el terremoto de Lorca", fue precedido por otro sismo de M_w 4,6 a las 17:05 hora local (15:05 UTC) del mismo día, el cual es considerado como evento premonitor. Seguidamente, se produjeron múltiples réplicas, siendo también en el mismo día a las 22:37 hora local (20:37 UTC), la réplica de mayor magnitud (M_w 3,9). Estos eventos se localizaron a una distancia entre 3-7 km de la ciudad de Lorca, estando situados sus hipocentros entorno a 5 km de profundidad, muy cercanos a la superficie, llegándose a registrar un valor máximo de aceleración pico de 0,36 g, a tan sólo 5,7 km del epicentro del terremoto principal [Instituto

Geográfico Nacional (IGN), 2011; Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), 2011].

Cabe destacar que en los últimos 13 años se han producido algunas series sísmicas de magnitud moderada como las de Mula (1999), Bullas (2002) y La Paca (2005) con magnitudes próximas a 5 que causaron daños significativos en edificaciones, pero no daños personales (Mancilla *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2003, 2006; Benito *et al.*, 2007). Desde el terremoto de 1956 en Albolote (Granada) con 11 muertos y el de 1969 al suroeste del Cabo San Vicente con 4, el terremoto de Lorca ha vuelto a ser especialmente trágico por haber ocasionado 9 víctimas mortales y cerca de 300 heridos. La mayoría de los edificios del municipio quedaron afectados, presentando generalmente daños ligeros o moderados, destacando graves daños en edificios históricos (iglesias, conventos...) e incluso colapsos de algunas viviendas (IGME, 2011; IGN *et al.*, 2011).

Para evaluar los parámetros de la fuente finita como duración, tamaño y directividad de la ruptura, es necesario que los eventos estén registrados en estaciones sísmicas con una buena cobertura azimutal. Para ello, se han utilizado 22 estaciones sísmicas de banda ancha (figura 1). Principalmente, estas estaciones pertenecen a la red sísmica permanente del IAG y del IGN, así como a la red temporal INDALO correspondiente al IAG, y otras instituciones como ROA/UCM/Geofon (CART) y la Universidad de Alicante (AFON). Los parámetros más fundamentales de la fuente de este terremoto, como localización, magnitud y mecanismo focal, fueron calculados por varios organismos inmediatamente después del terremoto [ver recopilaciones en European-Mediterranean Seismological Center (www.emsc-csem.org) y US Geological Survey, (earthquake.usgs.gov)]. En la figura 1 mostramos los mecanismos focales obtenidos para el sismo premonitor, el terremoto principal y la réplica de mayor magnitud. Para ello, se ha realizado la inversión del tensor momento y se han ajustado por mínimos cuadrados las formas de onda de las tres componentes de desplazamiento (detalles técnicos en Stich *et al.*, 2003).

Se puede apreciar que estos eventos presentan mecanismos similares que corresponden a fallas de desgarre con componente inversa. La geometría y tipo de movimiento de uno de los dos planos de los dos mecanismos focales (plano de dirección NE-SO con elevada inclinación hacia el noroeste) apunta a

la Falla de Alhama de Murcia como la responsable del terremoto destructivo (Martínez-Díaz *et al.*, 2012; Vissers y Meijninger, 2011). Sin embargo, las primeras localizaciones en tiempo real realizadas por el IGN y el IAG de la mayoría de las réplicas, las sitúa formando una nube difusa que no permite encajar esta interpretación. Como consecuencia, se ha realizado una relocalización de estas réplicas empleando la técnica de doble diferencia y usando el código HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001). En la figura 2 podemos observar una alineación de la serie sísmica de Lorca en la dirección noreste-suroeste, encontrándose el terremoto principal en el extremo noreste. Esto sugiere una propagación de la ruptura predominantemente desde el noreste hacia el suroeste coincidiendo con la dirección de la Falla de Alhama de Murcia. Por otra parte, si asociamos la concentración de las primeras réplicas con la superficie de la falla que se rompió durante el terremoto principal, se puede estimar una longitud de ruptura de unos 4 km.

Por tanto, los grandes daños que han sido ocasionados en el municipio de Lorca podrían ser consecuencia de la coincidencia de una serie de factores perjudiciales como: la cercana y somera situación de los hipocentros, las grandes aceleraciones registradas, la elevada vulnerabilidad de los edificios y la amplificación local del movimiento sísmico. En este trabajo, demostraremos que además hay que añadir otro factor de relativa importancia como es la directividad de la ruptura hacia la ciudad de Lorca.

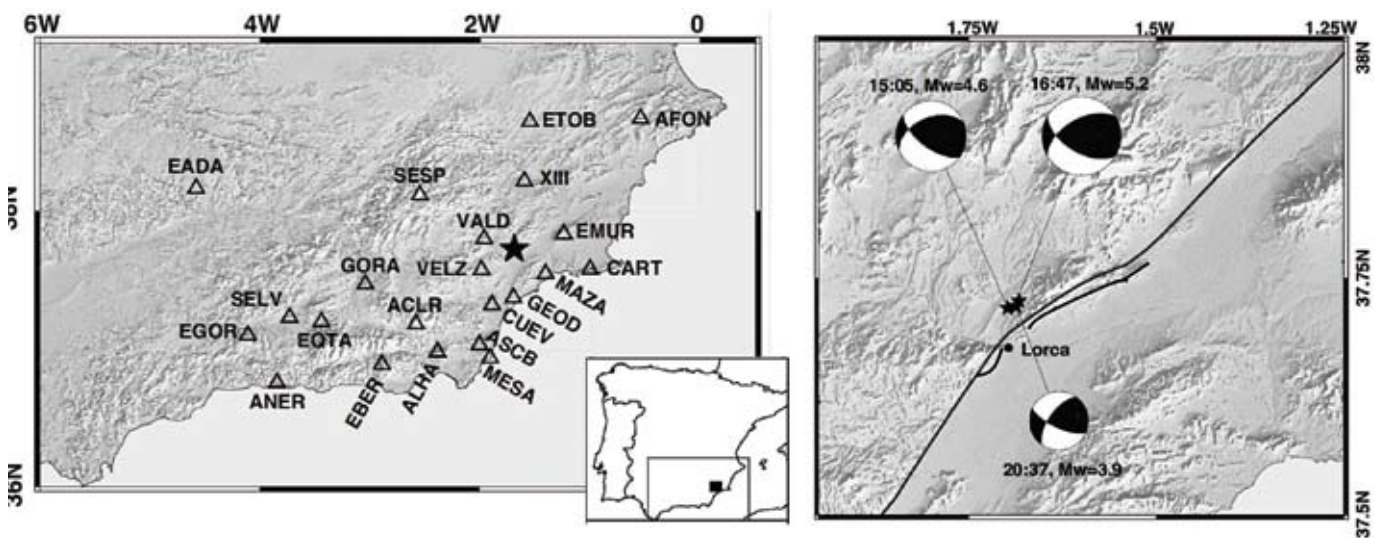


Figura 1. (Izquierda) Situación de estaciones sísmicas de banda ancha (triángulos). (Derecha) Traza de la Falla de Alhama de Murcia en el área epicentral [Martínez-Díaz *et al.*, 2012, Martínez-Díaz, 2002, Masana *et al.*, 2004], localización y mecanismos focales del sismo premonitor M_w 4,6, el terremoto principal M_w 5,2 y de la réplica de mayor magnitud M_w 3,9 (estrellas). Las horas indicadas para cada evento corresponden a horas UTC.

Figure 1. (Left) Map of near-regional broadband stations used (triangles). (Right) Surface trace of the Alhama de Murcia Fault (AMF) in the epicentral area (Martínez-Díaz *et al.*, 2012; Martínez-Díaz, 2002; Masana *et al.*, 2004) and locations and moment tensor mechanisms for the 5.2 M_w Lorca earthquake, 4.6 M_w foreshock and 3.9 M_w aftershock (stars). The times shown for each event correspond to UTC hours.

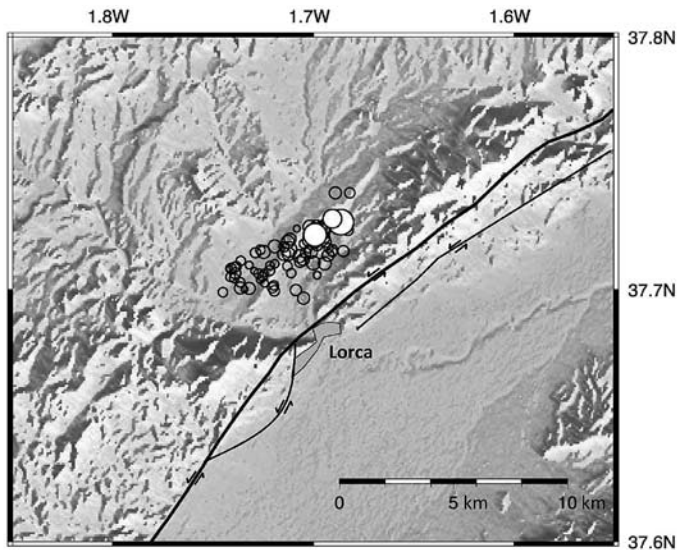


Figura 2. Relocalización de la serie sísmica de Lorca empleando la técnica de doble diferencia. Los círculos sólidos corresponden a los tres mayores eventos de la secuencia.

Figure 2. Epicentres deriving from double-difference relocations. Solid circles indicate the three largest events of the sequence.

Metodología

El movimiento del suelo registrado en un sismograma resulta de la convolución de tres factores: la fuente del terremoto, la estructura de la Tierra a través de la cual se propagan las ondas sísmicas y las características técnicas del sismómetro. Aislado este primer factor podemos obtener lo que se conoce como funciones fuente, series temporales que representan directamente el proceso de ruptura. Teniendo en cuenta el enfoque propuesto por Hartzell (1978), podemos considerar un pequeño evento que posea casi idéntica localización y mecanismo focal con un evento principal de mayor magnitud, y utilizarlo como modelo de propagación entre la fuente y el receptor. Estos pequeños eventos, conocidos como funciones de Green empíricas, deben estar bien aproximadas por una fuente puntual y carecer de una firma relevante de la fuente finita del terremoto principal. Si los dos eventos están registrados en un mismo receptor, no es necesaria ninguna corrección por la función de transferencia del sismómetro, ya que comparten una misma respuesta instrumental. Por tanto, hallando la deconvolución de un terremoto principal con una adecuada réplica (función de Green empírica), podemos obtener la función fuente.

La deconvolución se ha llevado a cabo mediante el uso de dos métodos: la deconvolución en el dominio de la frecuencia o división espectral y la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo (Ligorria y Ammon, 1999; Kikuchi y Kanamori, 1982). La división espectral es menos sensible a como estén alineados

los sismogramas, resultando solo en un desfase de la función fuente, sin embargo requiere la estabilización mediante un cierto nivel de agua para evitar las inestabilidades intrínsecas de la división cuando el denominador es pequeño. Por otro lado, la deconvolución iterativa sintetiza el resultado como una superposición de pulsos gaussianos, evitando generalmente las inestabilidades numéricas intrínsecas de la división espectral y mejorando la razón señal-ruido. En cambio, al tratarse de una técnica causal, el resultado depende de donde marquemos los comienzos de las fases sísmicas, sujeto a cierta arbitrariedad (hasta $\pm 0,3$ s) en algunos sismogramas. La comparación de ambas técnicas permite evaluar la consistencia y estabilidad de los resultados.

Las funciones fuente obtenidas mediante la deconvolución en general no coinciden para dos estaciones sísmicas distintas. La razón está en las distintas perspectivas geométricas del proceso de ruptura. Por ello, las funciones fuente obtenidas en las estaciones individuales se denominan funciones fuente aparentes. Estudiando las duraciones aparentes de estas funciones podemos calcular los parámetros básicos de la ruptura del terremoto y averiguar que modelo de ruptura es el que más se aproxima a la realidad. La directividad de la ruptura se puede observar en las variaciones de las duraciones aparentes en función del acimut que exista entre la estación de registro y la dirección de propagación de la ruptura. De esta forma conoceremos mejor en qué grado ha podido afectar la directividad en la ciudad de Lorca y si ha podido ser otro factor perjudicial que haya contribuido en los graves daños ocasionados.

Funciones fuente aparentes

Según el método de las funciones de Green empíricas, las funciones fuente aparentes en cada estación se obtienen deconvolucionando el terremoto principal con una función de Green empírica. En nuestro caso analizamos dos funciones de Green empíricas diferentes: el sismo premonitor de magnitud 4,6 y la réplica de mayor magnitud 3,9. La deconvolución se aplica a las fases sísmicas de la onda P y S, empleándose para cada caso, dos tamaños diferentes de ventanas temporales. Para la onda P, la ventana termina antes de la llegada de la onda S y posee un rango de valores que va desde 4,5 s hasta 32 s dependiendo de la distancia de la estación al epicentro. Para la onda S, se utilizan ventanas de 16 y 21 s. Para la deconvolución en el dominio de la frecuencia se estudiaron distintos niveles de agua obteniendo los resultados más estables en torno a 0,01. En ambos métodos de deconvolución se ha empleado

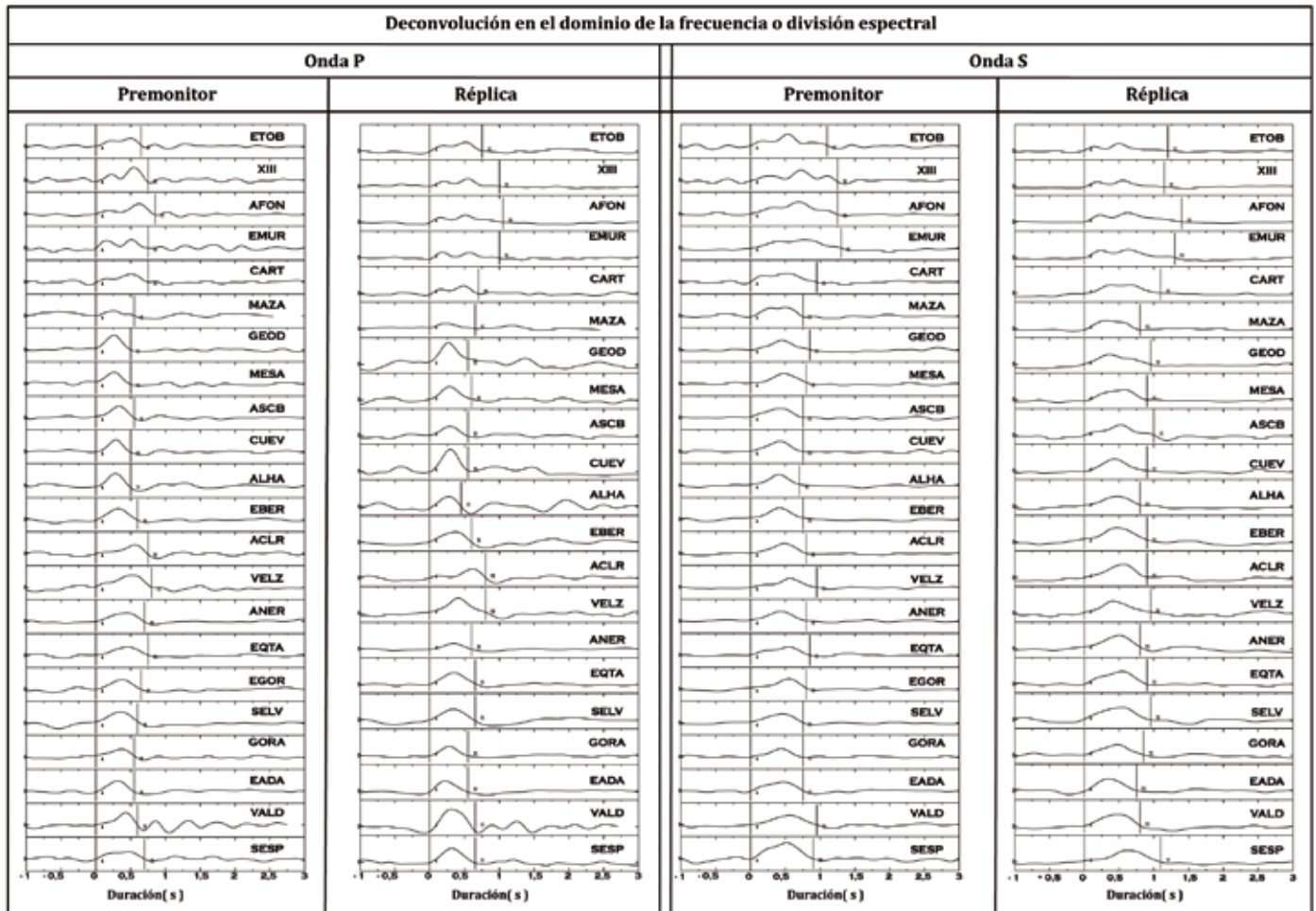


Figura 3. Funciones fuente aparentes ordenadas según el acimut de cada estación obtenidas por la deconvolución en el dominio de la frecuencia o división espectral. Se muestran los resultados dependiendo de la función de Green empírica (premonitor M_w 4,6 y réplica M_w 3,9) y de la fase sísmica (onda P y S). Las barras verticales de cada traza señalan manualmente el principio y el final de las funciones fuente aparentes.

Figure 3. Apparent source-time functions obtained from the spectral division deconvolution of foreshock and aftershock recordings, for P- and S-wave windows. ASTFs are sorted according to the azimuth. The vertical bars of each trace correspond to manual pickings of onset and end of the moment-rate functions.

un valor de 10 para el factor de ancho gaussiano. Seguidamente, se realiza un promedio de las funciones fuente aparentes más estables y que presenten menos nivel de ruido. Como consecuencia, obtendremos cuatro funciones fuente aparentes para cada una de las estaciones dependiendo de la función de Green empírica que empleemos en la deconvolución y de la fase sísmica (figura 3 y 4). Manualmente se señala el principio y el final de cada función fuente aparente con una incertidumbre de 0,05 s.

Las funciones fuente aparentes que hemos obtenido tanto con la deconvolución en el dominio de la frecuencia como con la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo presentan una notable similitud en su forma, coincidiendo sus duraciones aparentes. Esto nos indica que los resultados son estables y que los dos métodos llegan a una misma solución consi-

derando las duraciones aparentes. Podemos observar en la figura 3 y 4, que las duraciones aparentes y la forma de las funciones fuente aparentes presentan una suave variación según el acimut que tenga la estación con respecto al epicentro del terremoto principal. Las funciones fuente aparentes de las estaciones situadas hacia el noreste muestran una sucesión de dos o tres pulsos, indicando ciertas heterogeneidades en la liberación del momento sísmico y por tanto posibles asperezas. Sin embargo, las funciones fuente aparentes que se sitúan hacia el suroeste presentan un solo pulso, sugiriendo que los tres pulsos que se detectan hacia el noreste se van fundiendo en un pulso con respecto se va acercando el acimut de la estación hacia el suroeste, obteniendo así una función fuente aparente menos compleja. Esto apunta a un efecto de directividad en dirección noreste-suroeste, dando lugar a un

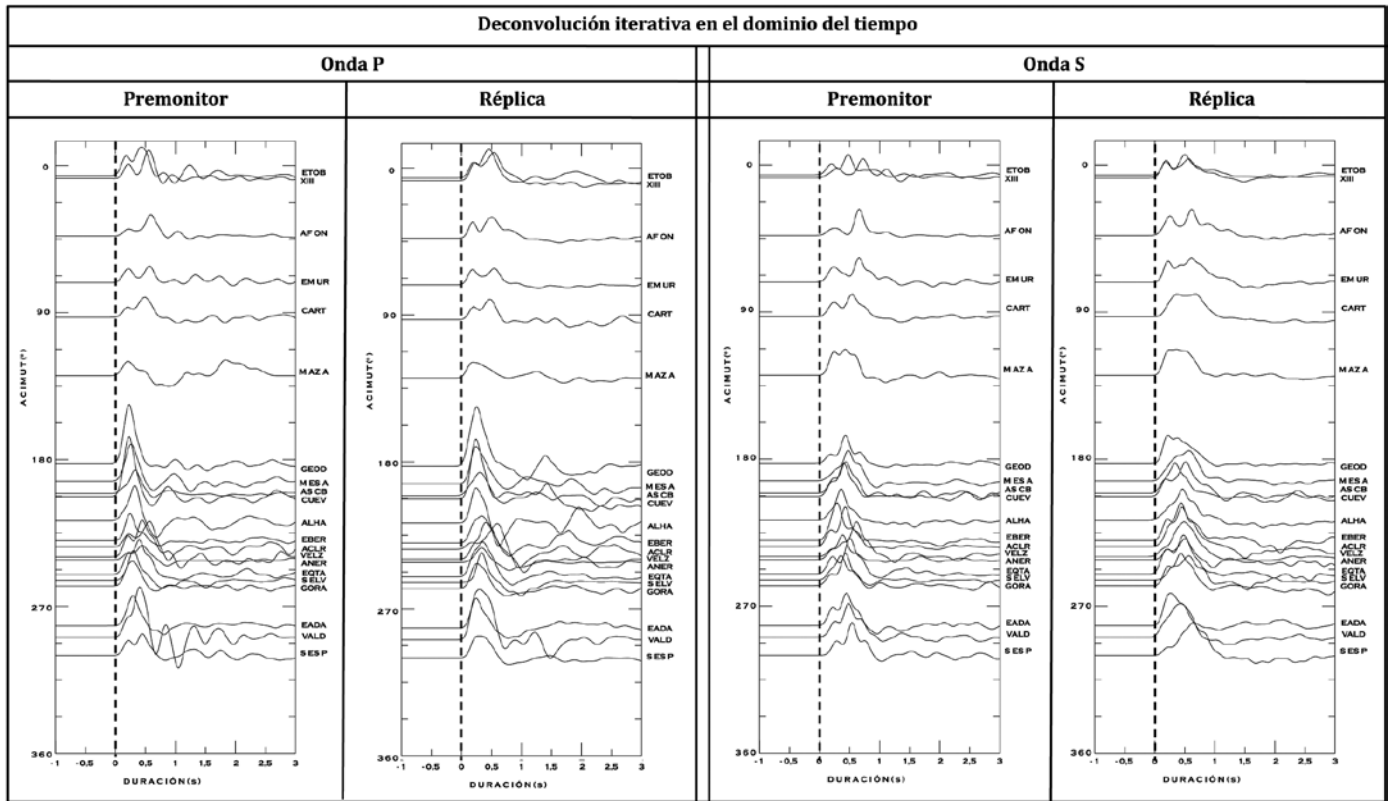


Figura 4. Funciones fuente aparentes (duración aparente & acimut) obtenidas por la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo. Se muestran los resultados dependiendo de la función de Green empírica (premonitor M_w 4,6 y réplica M_w 3,9) y de la fase sísmica (onda P y S).
Figure 4. Apparent source-time functions (apparent duration & azimuth) obtained from the iterative time-domain technique of foreshock and aftershock recordings, for P- and S-wave windows.

rango de duraciones aparentes para la onda P de 0,45 – 1,05 s y para la onda S de 0,7 – 1,4 s. Esta diferencia entre los rangos de duraciones de las ondas P y S se debe a que por el buzamiento del plano, las ondas en ninguna estación salen perpendicular al plano, además de que sus velocidades son diferentes.

En el caso de la onda S, las funciones fuente aparentes del premonitor y de la réplica son similares y se puede apreciar la variación de las duraciones aparentes. Sin embargo en el caso del premonitor para la onda P no se percibe en gran medida esta variación, lo cual sugiere limitaciones en la validez del premonitor como una respuesta puntual. Por ello, podemos considerar que los resultados obtenidos para este caso presentan inferior calidad comparado con las funciones fuente aparentes de la réplica, y por consiguiente, centramos nuestro análisis de los modelos de ruptura para el premonitor en ondas S.

Resultados

Con el objetivo de identificar el tipo de ruptura que se ha producido, hemos ajustado las duraciones aparen-

tes a dos modelos: ruptura unilateral pura y ruptura bilateral asimétrica. Para ello, asumimos una fuente lineal y adoptamos la parametrización de Cesca *et al.* (2011). Se utiliza un tiempo de subida de 0,4 s (ver figura 3 y 4). De esta forma, podremos encontrar la duración, directividad y la longitud de ruptura (Figura 5). Este ajuste se ha realizado con la función *lsqcurvefit* del toolbox de Matlab. Se trata de una función de optimización basada en el método de reflexión de Newton (Coleman y Li, 1994, 1996) que es capaz de resolver problemas de ajuste de datos en curvas no lineales por el método de mínimos cuadrados.

Según el modelo de ruptura unilateral pura y sin considerar los resultados obtenidos para la onda P del premonitor, la ruptura se propagaría hacia $\sim N215^\circ E$, con una longitud de ruptura de unos 0,8 km y una duración de 0,74 s para la onda P y de 1,0 s para la onda S. Estos resultados nos llevan a una longitud de ruptura mucho menor que la esperada según la relocalización de las réplicas (4 km), e implicaría una velocidad de ruptura inusualmente baja, de solo $\sim 1 \text{ km/s}$, siendo las velocidades de ruptura típicamente alrededor de $0,8 v_s$, que correspondería

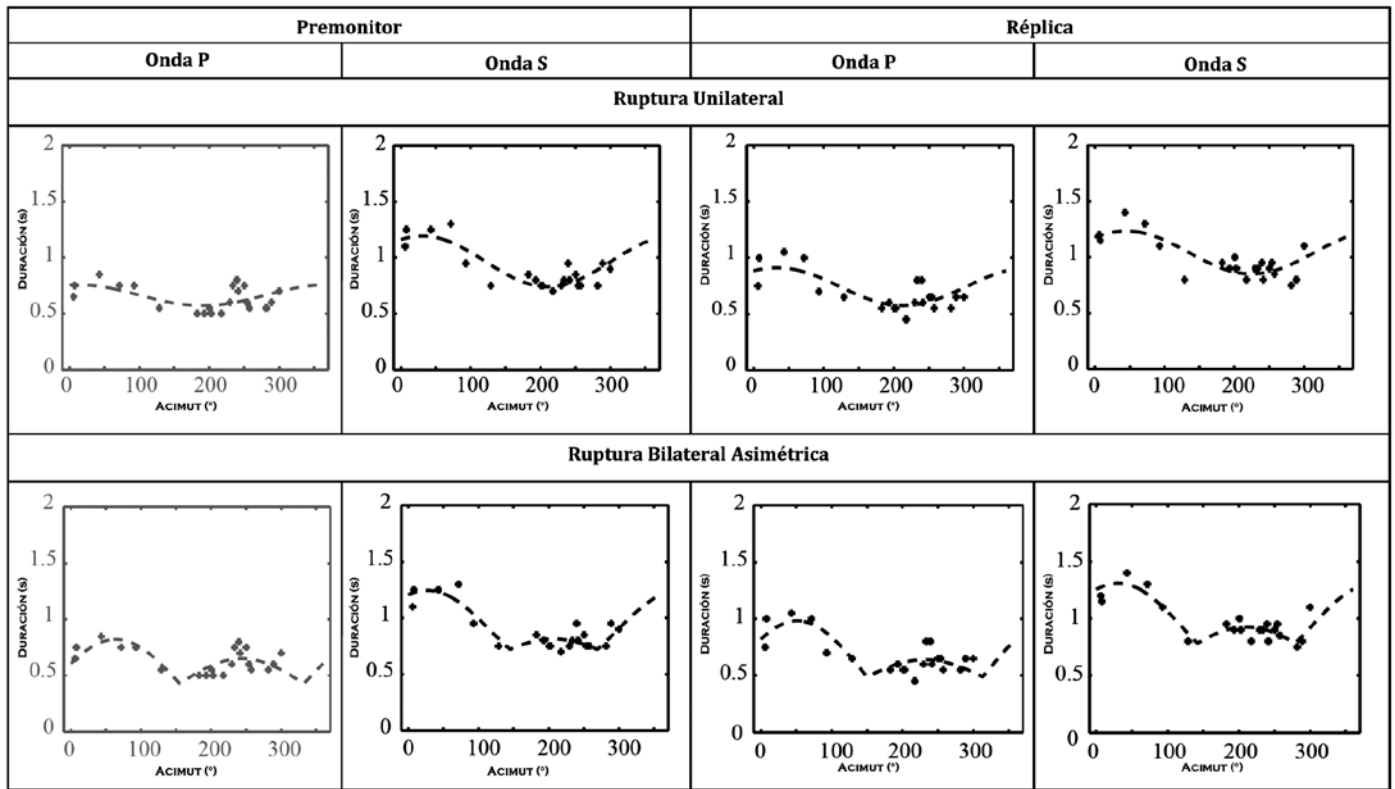


Figura 5. Gráfico de duraciones aparentes & acimut y predicción teórica para el mejor ajuste suponiendo una fuente lineal horizontal. (Arriba) Ruptura unilateral pura (directividad de $N190^{\circ}E \pm 44^{\circ}$, $N211^{\circ}E \pm 20^{\circ}$, $N213^{\circ}E \pm 31^{\circ}$ y $N225^{\circ}E \pm 29^{\circ}$ de izquierda a derecha). (Abajo) Ruptura bilateral asimétrica (directividad de $N244^{\circ}E \pm 14^{\circ}$, $N207^{\circ}E \pm 12^{\circ}$, $N232^{\circ}E \pm 19^{\circ}$ y $N211^{\circ}E \pm 14^{\circ}$ de izquierda a derecha). Los gráficos en color gris corresponden con los resultados obtenidos para la onda P del premonitor (este caso presenta inferior calidad).

Figure 5. Plots of apparent durations & azimuth, and theoretical predictions for the best fitting horizontal line source. (Above) Pure unilateral rupture (directivity of $N190^{\circ}E \pm 44^{\circ}$, $N211^{\circ}E \pm 20^{\circ}$, $N213^{\circ}E \pm 31^{\circ}$ and $N225^{\circ}E \pm 29^{\circ}$ from left to right). (Below) Asymmetric bilateral rupture (directivity of $N244^{\circ}E \pm 14^{\circ}$, $N207^{\circ}E \pm 12^{\circ}$, $N232^{\circ}E \pm 19^{\circ}$ and $N211^{\circ}E \pm 14^{\circ}$ from left to right). The graphics in grey correspond to the results obtained for the foreshock P-wave (this case is lower in quality).

en torno a 2,8 km/s. Sin embargo, el ajuste del modelo de ruptura bilateral asimétrica nos lleva al ~70 % de la propagación de la ruptura hacia el suroeste (~ $N215^{\circ}E$) y al ~30% hacia el noreste (~ $N35^{\circ}E$), con una longitud de ruptura de ~3,4 km, cerca de lo ~4 km estimados de la relocalización de réplicas. Se obtiene una duración de 0,6 s para la onda P y de 1,15 s para la onda S. Considerando una duración promedio de 1 s obtendríamos una velocidad de ruptura de ~2,3 km/s. Si proyectamos sobre el hemisferio superior del plano de falla del tensor momento, las direcciones de propagación de la ruptura que hemos obtenido en cada caso, así como la proyección del centro de la ciudad de Lorca, podemos observar que efectivamente se ha producido una propagación de la ruptura hacia Lorca (figura 6).

El desplazamiento promedio que se produjo durante el terremoto de Lorca, es otro de los parámetros de la ruptura que podemos aproximar, si tenemos en cuenta la definición de momento sísmico (Aki y Richards, 2002). Según la inversión del tensor momen-

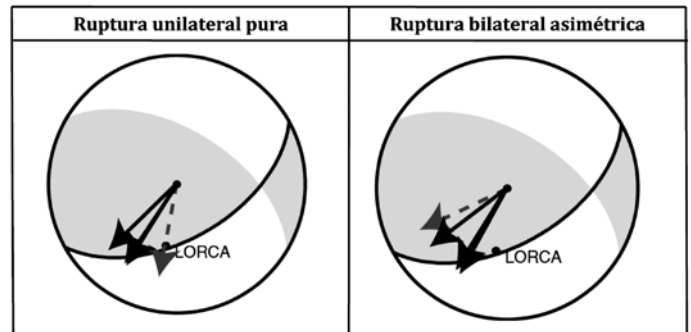


Figura 6. Proyección sobre el hemisferio superior del plano de falla del tensor momento, las direcciones de propagación obtenidas para los modelos de ruptura unilateral pura y ruptura bilateral asimétrica, para cada caso. La flecha gris discontinua corresponde con la dirección de propagación obtenida para la onda P del premonitor (este caso presenta inferior calidad). Se representa también la localización del centro de la ciudad de Lorca (punto).

Figure 6. Projections upon the upper hemisphere of the moment-tensor fault-plane rupture directivity for pure unilateral rupture and asymmetric bilateral rupture in each case. The dashed grey arrow indicates the rupture directivity of the foreshock P-wave. Lorca city centre is illustrated with a dot.

to, se obtiene para el terremoto principal un momento sísmico con un valor de $6,5 \cdot 10^{16}$ N·m. Por otra parte, si consideramos un área de ruptura de ~ 15 km² y una rigidez plausible para la corteza de ~ 30 GPa, podemos obtener un desplazamiento promedio de $\sim 0,14$ metros.

Conclusiones

A pesar de la pequeña magnitud (M_w 5,2) y dimensiones (~ 3 -4 km) del terremoto de Lorca del 11 de Mayo de 2011, se ha conseguido realizar en este trabajo una caracterización de la fuente sísmica finita y hallar los parámetros básicos de la propagación de la ruptura (longitud de ruptura, tiempo de ruptura y directividad). Generalmente, en este rango de magnitudes resulta muy difícil detectar efectos de directividad, pero la densa red permanente y temporal de estaciones sísmicas situadas en esta región (22 estaciones alrededor del epicentro, aproximadamente una estación cada 15-18 grados) nos ha proporcionado una buena cobertura azimutal, siendo posible identificar la propagación de la ruptura.

La deconvolución de las funciones de Green empíricas nos ha permitido obtener las funciones fuente aparentes en cada estación. Esta operación ha sido realizada en el dominio de la frecuencia mediante una división espectral y con una técnica iterativa en el dominio del tiempo, consiguiendo con los dos métodos unos resultados consistentes que han culminado en una misma solución considerando las duraciones aparentes. La forma de las funciones fuente aparentes indican que pueden existir asperezas en el plano de ruptura. Los rangos de las duraciones aparentes que se han obtenido han sido de 0,45 – 1,05 segundos para la onda P y de 0,7 – 1,4 s para la onda S, dándose los valores máximos en las estaciones situadas hacia el noreste del epicentro del terremoto y los mínimos en las que se sitúan al suroeste.

Considerando un modelo de ruptura unilateral pura, los resultados que se obtienen no serían coherentes con la alineación de las réplicas que se observa en la relocalización, ya que las longitudes de ruptura son muy distintas. Sin embargo, esto sí se consigue con el modelo de ruptura bilateral asimétrica. Los mejores ajustes se alcanzan para un $\sim 70\%$ de la propagación de la ruptura hacia el suroeste ($\sim N215^\circ E$). Esta dirección no coincide exactamente con el acimut del plano de falla ($N240^\circ E$) obtenido con la inversión del tensor momento, lo que sugiere una componente vertical en la propagación de la ruptura. Por otra parte, hemos obtenido un desplazamiento promedio cosísmico de $\sim 0,14$ metros.

Podemos concluir que la combinación de la inversión del tensor momento, la relocalización de las réplicas, la deconvolución de las funciones de Green empíricas y el análisis de la directividad, confirman que la Falla de Alhama de Murcia ha sido la responsable del terremoto de Lorca del 11 de Mayo de 2011. Además, se ha detectado una propagación de la ruptura hacia el SW, coincidente con la ubicación de la ciudad de Lorca, lo que ha podido contribuir en el agravamiento del escenario desfavorable que ha originado este evento que, pese a su pequeña magnitud, ha sido capaz de ocasionar graves daños materiales y personales.

Agradecimientos

Agradecer la calidad de los datos sísmicos que nos han proporcionado el IGN, la universidad de Alicante (AFON) y ROA/UCM/Geofon (CART). Se ha recibido el apoyo financiero a través de los Proyectos Nacionales Españoles CGL2008-01830 y TOPO-IBERIA (CSD2006-00041) y de la Junta de Andalucía (Proyecto P09-RNM-5100).

Referencias

- Aki, K. and P.G. Richards 2002. *Quantitative Seismology*. 2nd ed., University Science Books, Sausalito, California. 700 pp.
- Benito, B., R. Capote, P. Murphy, J. M. Gaspar-Escribano, J. J. Martínez-Díaz, M. Tsige, D. Stich, J. García-Mayordomo, M. J. García Rodríguez, M. E. Jiménez, J. M. Insua-Arévalo, J. A. Álvarez-Gómez, and C. Canora. 2007. An overview of the damaging and low magnitude M_w 4.8 La Paca earthquake on 29 January 2005: Context, seismotectonics, and seismic risk implications for southeast Spain, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 671–690, doi:10.1785/0120050150.
- Cesca S., Heimann S., Dahm T. 2011. Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion. *Journal of Seismology*, 15, 147–164.
- Coleman T. and Y. Li. 1994. On the convergence of reflective Newton methods for large-scale nonlinear minimization subject to bounds. *Mathematical Programming*, 67, 189–224.
- Coleman T. and Y. Li. 1996. An interior, trust region approach for nonlinear minimization subject to bound. *SIAM Journal on Optimization*, 6, 418–445.
- European-Mediterranean Seismological Center. 2012. <http://www.emsc-csem.org/>
- Hartzell, S. H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophysical Research Letters*, 5, 1–4.
- Instituto Andaluz de Geofísica (IAG). 2011. Terremoto Lorca (11 Mayo 2011), estudios preliminares, Granada, España, http://www.ugr.es/_iag.

- Instituto Geológico y Minero de España (IGME). 2011. Informe Geológico Preliminar del Terremoto de Lorca del 11 de Mayo del año 2011, 5,1 M_w , <http://www.igme.es>.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN). 2011. Universidad Complutense de Madrid (UCM), Universidad Politécnica de Madrid (UPM), Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Asociación Española de Ingeniería Sísmica (AEIS), 2011. Informe del sismo de Lorca del 11 de Mayo de 2011, <http://www.ign.es/>
- Instituto Geográfico Nacional (IGN), 2011. Serie terremoto NE Lorca (Murcia), <http://www.ign.es/>
- Kikuchi, M., and H. Kanamori. 1982. Inversion of complex body waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 491-506.
- Ligorria, J. P., and C. J. Ammon. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1395– 1400.
- Mancilla, F., C. J. Ammon, R. B. Herrmann, and J. Morales. 2002. Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain, *Tectonophysics*, 354, 139–155.
- Martínez-Díaz, J.J., M. Bejar-Pizarro, J.A. Álvarez-Gómez, F. de L. Mancilla, D. Stich, G. Herrera, J. Morales. 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. doi:10.1016/j.tecto.2012.04.010
- 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.
- Masana, E., J. J. Martínez-Díaz, J. L. Hernández-Enrile, and P. Santanach. 2004. The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, B01301, doi:10.1029/2002JB002359.
- Stich, D., C. J. Ammon, and J. Morales. 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2148, doi 10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., E. Serpelloni, F. Mancilla, and J. Morales. 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- US Geological Survey, 2011, <http://earthquake.usgs.gov/>
- Visser, R. L. M., and B. M. L. Meijninger. 2011. The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth*, 2, 199–204, doi:10.5194/se-2-199-2011.
- Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth, 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353-1368.
- Waldhauser, F. 2001. HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations. USGS Open File Reports, 01-113.

Recibido: junio 2012

Revisado: agosto 2012

Aceptado: septiembre 2012

Publicado: octubre 2012