

Proceso de ruptura del sismo de Lorca de 11 mayo 2011

ELISA BUFORN PEIRÓ¹, CARMEN PRO MUÑOZ², SIMONE CESCA^{3,4}, CARLOS SANZ DE GALDEANO⁵ & AGUSTÍN UDIAS VALLINA¹

¹ Dpto. de Geofísica y Meteorología/Universidad Complutense, Madrid

² Dpto de Física /Universidad de Extremadura

³ Section 2.1/GFZ Potsdam

⁴ Institute of Earth and Environmental Sciences/University of Potsdam

⁵ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC- Univ. Granada)

ebufornp@fis.ucm.es

Recibido: 30/05/2012

Aceptado: 23/09/2012

Resumen

Se ha calculado el mecanismo focal del terremoto de Lorca de 2011 a partir de la inversión del tensor momento sísmico a distancias regionales y de la inversión de formas de ondas P y SH a distancias telesísmicas. La solución obtenida corresponde a una falla inversa con planos en dirección E-W y un foco superficial (3km). Este sismo puede explicarse con un modelo de falla extensa correspondiente a una fractura circular con un radio de unos 2 km y una velocidad de ruptura de 2.2 km/s. Con este modelo de ruptura se han generado las velocidades y aceleraciones máximas para un rango de distancias entre 20 y 200km. La inversión conjunta entre los datos teóricos y observados, permite identificar el plano WSW-ENE como el de ruptura, con una fuerte directividad hacia el WSW. El mecanismo focal del sismo de Lorca de 2011 pone de manifiesto la complejidad de la zona, en la que coexisten en un espacio y tiempo muy reducidos mecanismos de falla normal (Lorca, 1977), inversa (Mula (1999) y de desgarre (Bullas, 2002 y 2005), aunque el patrón regional de esfuerzos corresponde a una compresión horizontal N-S, salvo en el sismo de 1977.

Palabras clave: Inversión tensor momento sísmico, telesísmica, regional, directividad.

Rupture process of the 2011 Lorca earthquake

Abstract

The focal mechanism of the Lorca 2011 earthquake has been estimated from the inversion of the seismic moment tensor at regional and P and SH waveforms at teleseismic distances. Results shown a reverse fault with planes oriented in E-W direction and shallow focus (4km). The rupture process may be explained using a extended fault (circular fracture of 2 km radius) and rupture velocity of 2.2 km/s. From this model we have generated velocity and acceleration synthetic records for a range of distances from 20 to 200 km. From joint inversion of these synthetic and observed data we have identify the WSW_ENE plane as the rupture plane, with the rupture propagating to the WSW. The 2011 Lorca earthquake is an evidence of the complexity of the region, where we have normal (Lorca, 1977), reverse (Mula, 1999 and Lorca 2011) and strike-slip (Bullas (2002, 2005) motions, while the regional stress pattern corresponds to horizontal N-S compression, with the exception of Lorca 1977 shock.

Keywords: Seismic moment inversion, teleseismic, regional, directivity.

Sumario: Introducción. 1. Mecanismo focal. 1.1. Distancias regionales 1.2. Distancias telesísmicas 2. Directividad. 3. Discusión. Agradecimientos. Referencias bibliográficas.

Referencia normalizada

Buform, E., Pro, C., Cesca, S., Sanz de Galdeano, C., Udías, A. (2012). Proceso de ruptura del sismo de Lorca de 11 mayo 2011. *Física de la Tierra*, vol 24, 71-82.

Introducción

El 11 de Mayo de 2011 a las 16:47:26.01 la ciudad de Lorca fue sacudida por un terremoto cuyo epicentro según el Instituto Geográfico Nacional (IGN) se localiza en 37.7175 °N, 1.7114 °W, profundidad 4 km e intensidad máxima VII (EMS-98) causando importantes daños tanto económicos como en vidas humanas. El sismo fue precedido de un terremoto premonitor y gran cantidad de réplicas. La zona epicentral se localiza en una región de sismicidad moderada (figura 1) en la que los periodos de calma se alternan con otros de mayor actividad sísmica. Desde 1999 la región de Murcia ha sufrido terremotos que han causado daños importantes en Mula (1999), Bullas (2002), La Paca (2005) y el reciente de Lorca de 2011, si bien todos estos sismos tienen magnitudes Mw entre 4.0 y 5.5.

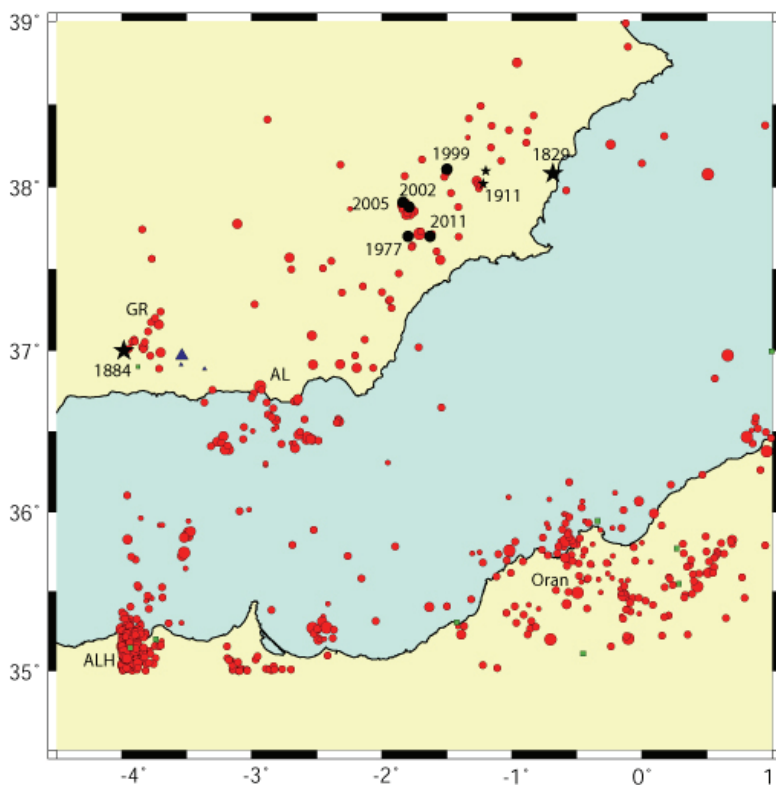


Figura 1. Distribución de epicentros de terremotos con magnitud $m_b \geq 3.5$ para el periodo 1990-2011 (base de datos del Instituto Geográfico Nacional de España). Los círculos rojos corresponden a terremotos superficiales ($h < 40$ km), los verdes a intermedios ($40 \leq h \leq 150$ km) y los triángulos azules a profundos ($h > 150$ km).

De la figura 1 se observa una actividad sísmica moderada con terremotos a profundidad superficial ($h < 40$ km). Sin embargo, el 6 de junio de 1977 ocurrió un sismo de magnitud 4.2 mb(Lg) en Lorca (Mézcua et al., 1984) que causó daños alcanzando una intensidad máxima de VI. En 1911 ocurrieron dos terremotos al NE de Lorca en Torres de Cotillas y Lorquí que alcanzaron intensidad máxima de VI-VII (EMS-98) (Buforn et al., 2005). Del estudio de la sismicidad histórica, se observa que en el SE de España se localizan dos de los mayores terremotos ($I_{max}=X$) que han ocurrido en la Península Ibérica el de Torre Vieja de 1829 y Arenas del Rey de 1884.

1. Mecanismo focal

El aumento en el número y la calidad de la instrumentación sísmica ha permitido que actualmente pueda estudiarse el proceso de ruptura de un terremoto de magnitud moderada como es el de Lorca de 2011, utilizando sismogramas a distancias regionales (menos de 500 km) y telesísmicas (entre 30° y 90° de distancia epicentral). En los dos casos el estudio se ha realizado utilizando un modelo cinemático, primero con una fuente puntual para después introducir una fuente extensa.

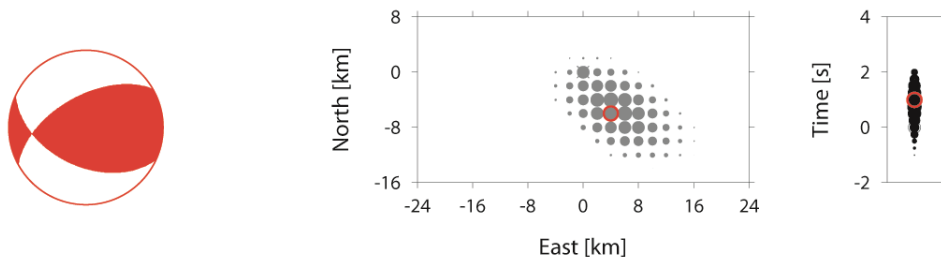
1.1. Distancias regionales

Se ha realizado la inversión del tensor momento sísmico utilizando el algoritmo Kiwi (Heimann, 2011) que realiza la inversión en varias etapas. En una primera etapa se utiliza un foco puntual y un modelo de ruptura de puro doble par y posteriormente se utiliza un modelo de tensor momento sísmico (TMS). La inversión se realiza en el dominio de frecuencias, para en una segunda etapa definir las polaridades y localizar el centroide a partir de la inversión en el dominio temporal (Cesca et al., 2011). Para la generación de las funciones de Green y de los sismogramas sintéticos se ha utilizado un modelo de velocidad regional, combinando un modelo cortical (6 capas, Cesca 2005) y un modelo de tierra AK135 (Kennett, et al., 1995).

Los datos utilizados corresponden a las tres componentes registros de banda ancha de estaciones de las redes Western Mediterranean (WM) y del IGN, situadas hasta 500 km de distancia epicentral. En total se han utilizado 20 estaciones y 54 registros para el sismo principal. En la primera etapa, inversión en el dominio de frecuencias, se ha filtrado los registros en un rango entre 0.02 y 0.08 Hz, obteniéndose la orientación de los planos de falla, profundidad y momento sísmico escalar. Posteriormente se elimina la hipótesis de doble par (DC) para obtener el Tensor Momento Sísmico (TMS) completo, es decir la componente doble par, la de no-doble par (CLVD) e isotrópica. Los resultados obtenidos (tabla 1 y figura 2) indican un mecanismo de falla inversa, con planos orientados en dirección ENE-WSW y WNW-ESE y buzando hacia el Norte y Sur respectivamente, con una profundidad de 4 km. El momento sísmico escalar es $M_0 = 9 \times 10^{16}$ Nm, y una magnitud $M_w = 5.2$, con un buen ajuste entre sismogramas observados y teóricos (*misfit* 0.47) y una componente de CLVD del 11%. No obstante, las diferencias

entre la solución de DC y la del TMS no son significativas, con pequeñas variaciones en el ajuste entre sismogramas teóricos y observados (*misfit*).

(a) Best Double Couple solution (after time domain inversion)



(b) Fit of Seismograms

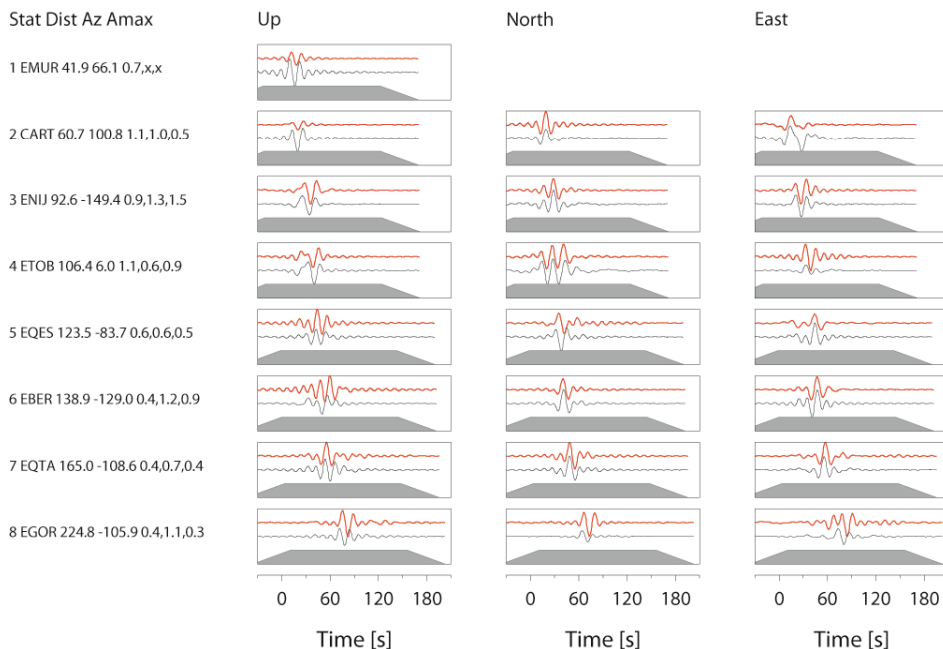


Figura 2. Resultados de la inversión del TMS: mecanismo focal, localización espacio-temporal del centroide (el tamaño de los círculos indica la calidad de la localización, las localizaciones preferidas se indican en rojo), y comparación entre sismogramas observados (rojos) y teóricos (negros).

Tabla. 1. Parámetros del sismo principal (orientación de los planos de falla, profundidad, momento sísmico escalar, ajuste de los espectros de amplitud).

Φ (°)	δ (°)	λ (°)	h (km)	Mo (Nm)	Misfit
115	48	133	4	9.0×10^{16}	0.47

En consecuencia preferimos la solución de DC. En la segunda etapa de la inversión, en el dominio temporal, se han filtrado los registros en un rango entre 0.02 y 0.10 Hz, obteniéndose la polaridad del mecanismo focal y la localización del centroide. Se ha intentado la inversión del TMS utilizando un modelo cinemático de fuente extensa suponiendo una ruptura circular (Cesca et al., 2011, Heimann, 2011), con una velocidad de ruptura de 2.2 km/s y una función temporal de la fuente sísmica (STF) de 0.5s. Sin embargo los resultados obtenidos no muestran diferencias significativas con los resultados de fuente puntual, no pudiendo diferenciarse cuál es el plano de la ruptura, siendo el único resultado concluyente la estimación de las dimensiones de la ruptura en unos 2 km de radio. Esta falta de resultados puede explicarse en base a la baja magnitud del sismo ($M_w=5.2$) y a la utilización de un modelos de estructura cortical 1D.

1.2. Distancias telesísmicas

Pese a su magnitud ($M_w=5.2$) el terremoto de Lorca también se registró bien a distancias telesísmicas. Por esta razón se ha procedido a calcular el mecanismo focal utilizando la inversión de formas de onda según el algoritmo de Kikuchi y Kanamori (1991). En este método, en una primera etapa se procede a realizar la inversión utilizando un foco puntual a fin de estimar la orientación del plano de falla y la profundidad.

En una segunda etapa se puede utilizar una fuente extensa realizando la inversión del slip sobre el plano de falla. Para generar las funciones de Green se ha utilizado para el foco un modelo de corteza 1-D (tabla 2) obtenido de estudios realizados en la zona (Banda y Ansorge, 1980).

Tabla 2. Modelo de corteza empleado para generar las funciones de Green (basado en Banda y Ansorge, 1980).

	Densidad (g/cm ³)	V _P (km/s)	V _S (km/s)	Espesor (km)
1	2.5	5.5	3.2	4
2	2.6	6.2	3.6	8
3	2.8	7.0	4.0	11
4	3.3	8.2	4.7	-

Se ha utilizado un total de 11 registros de ondas P y 3 de SH obtenidos de la base IRIS, con distancias epicentrales comprendidas entre 30° y 90° con el fin de evitar problemas de triplicación en el manto superior y con buena cobertura azimutal. Debido a la moderada magnitud del sismo, no ha sido posible utilizar un número mayor de registros SH, ya que estaban muy contaminadas por el ruido. El desplazamiento del suelo se obtuvo a partir de la deconvolución instrumental del sismograma, integración de la señal y filtrado de la misma utilizando un filtro Butterworth paso banda entre 0.1 y 1 Hz.

Se ha realizado la inversión de las formas de ondas utilizando un modelo de foco puntual dejando fija la profundidad en un rango entre 3 y 10 km, con un intervalo de profundidad de 1 km (figura 3a), y dejando libre la orientación del plano de falla y función temporal de la fuente sísmica. Se observa que entre 2 km y 9 km de profundidad la solución es muy estable, correspondiendo a un mecanismo de falla inversa con planos orientados en dirección ENE-WSW y WNW-ESE y eje de presión horizontal en dirección N-S. El valor mínimo del *rms* (error cuadrático medio entre sismogramas teóricos y observados) se obtiene a 4 km de profundidad y una orientación del plano de ruptura (104°, 46°, 126°) similar a la obtenida con datos regionales.

A partir de esta solución se ha utilizado un modelo de fuente extensa para calcular la ruptura a partir de la distribución del vector de deslizamiento sobre el plano de falla (Kikuchi y Kanamori, 1991). El plano de falla se ha dividido en celdas, probando diferentes tamaños de malla para los dos planos obtenidos previamente con el modelo de foco puntual, con velocidades de ruptura entre 2.5 y 3.0 km/s. Los mejores resultados corresponden a una malla de 2x2 km y una velocidad de ruptura de 3 km/s (figura 3b).

De la Figura 3b se observa que cuando se elige el plano buzando hacia el NNW como plano de ruptura (238°, 54°, 59°), la distribución del deslizamiento sobre el plano presenta una forma sencilla circular con un radio de unos 2 km, mientras que si se elige como plano de falla el que buza hacia el SWS (104°, 46°, 126°), la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla es más compleja, con dos asperezas, una de ellas circular similar a la obtenida con el plano que buza hacia el WNW y la otra más pequeña y 1 km más profunda. El valor máximo obtenido para el vector deslizamiento es de 13 cm para ambos planos. También se observan diferencias en la Función Temporal de la Fuente Sísmica (STF): prácticamente un impulso de 2s para el plano que buza hacia el N y un impulso de 2 s. seguido de otro de 1 s, tras una parada en la ruptura para el plano buzando hacia el S. No parece realista una ruptura compleja para un terremoto tan pequeño, por lo tanto puede deducirse el plano con azimut 238° y buzamiento hacia el N como el plano de la ruptura, sin embargo a estas distancias no es posible observar efectos de directividad.

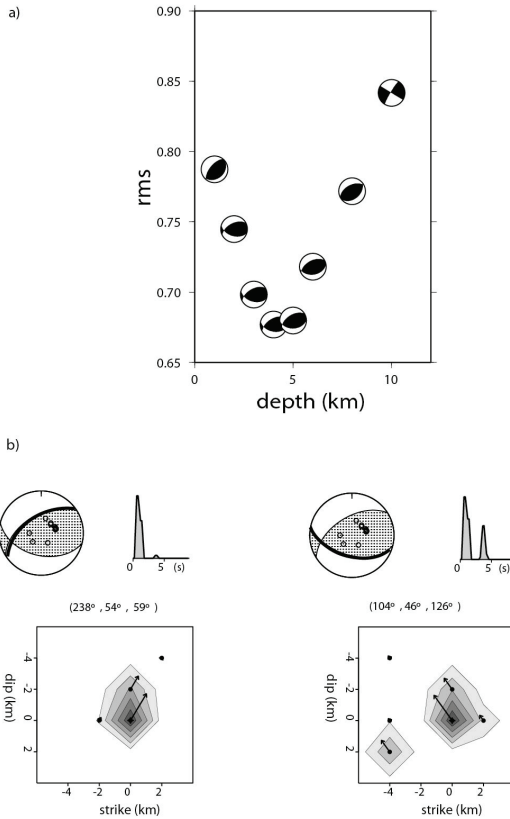


Figura 3. a) Valores del *rms* frente a la profundidad obtenidos mediante la inversión de ondas internas; b) Distribución del vector deslizamiento para los dos planos, esfera focal con la distribución de estaciones y función temporal de la fuente.

2. Directividad

Con la inversión de formas de onda tanto a distancias regionales como telesísmicas, no ha sido posible obtener información sobre el sentido de la ruptura al no observar efectos de directividad. Una posible solución es generar valores teóricos de aceleración para los dos posibles planos de ruptura y sentidos del movimiento, a partir del algoritmo Kiwi (Heimann, 2011) y comparar con los valores observados. El algoritmo Kiwi permite generar valores máximos de aceleración en la región epicentral para diversos modelos de fuente extensa y al compararlos con los valores de aceleración observados, nos puede aportar información sobre la dirección y sentido de la ruptura. Para ello, supondremos que el foco se sitúa en el centroide y una fractura circular de 2 km de radio, valor obtenido con la inversión

de datos regionales y telesísmicos. Los valores para la profundidad, orientación de los planos de falla y momento sísmico escalar utilizados son los obtenidos en la segunda etapa de la inversión a distancias regionales, coincidentes también con el resultado de la inversión de observaciones telesísmicas.

Los valores teóricos de aceleración se generan para los dos posibles planos de ruptura y cinco sentidos del movimiento. Por ejemplo, para el plano ESE-WNW: hacia afuera, hacia el ESE, hacia el WNW, hacia abajo y hacia arriba (figura 4). Para cada posible ruptura se define un área epicentral comprendida entre 0.8°W a 2.6°W y 36.8°N a 38.6°N y en ella se calcula la velocidad y aceleración teóricas, utilizando un filtro paso banda entre 0.01 Hz y 10 Hz. Al utilizar un modelo 1D de estructura no se pueden reproducir efectos locales. Para cada señal teórica se calcula las amplitudes horizontales y verticales máximas de la velocidad y aceleración. Esta amplitud depende del patrón de radiación (orientación de los planos de falla) y de la dirección y sentido de la propagación de la ruptura (directividad). El pico máximo de aceleración teórica se ha calculado para los 12 acelerógrafos de la red del IGN, correspondientes a un rango de distancias entre 20 y 200 km (tabla 3); se ha excluido el acelerógrafo de Lorca, debido a su excesiva cercanía al epicentro). Se han realizado dos inversiones para la velocidad y aceleración vertical.

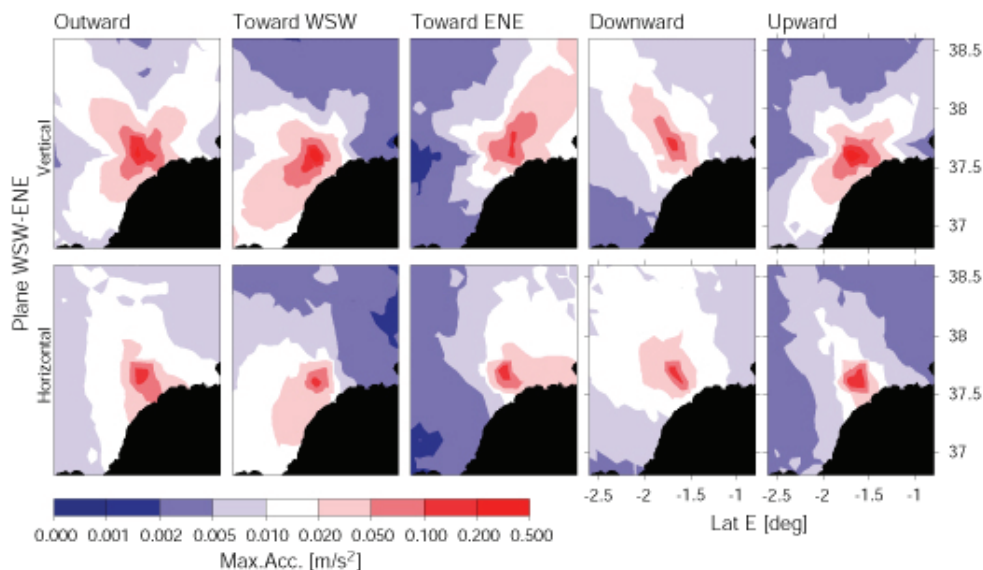


Figura 4. Estimaciones de las aceleraciones (verticales y horizontales) máximas producidas por diferentes modelos de ruptura, para el plano de falla WSW-ENE.

Los resultados obtenidos indican que en ambos casos (velocidad y aceleración) se obtiene un mejor ajuste cuando se toma el plano WSW-ENE como el de fractura, con la ruptura propagándose hacia el SW. La estabilidad de la inversión se ha comprobado mediante un test *jackknife*, repitiendo la inversión y excluyendo cada vez una estación de la tabla 3. Los resultados obtenidos, indican el mismo modelo de ruptura (plano WSW-ENE, directividad hacia el WSW) en la mayoría (92%) de los casos. Esto confirmaría este plano como el de ruptura en concordancia con los valores de aceleración observados, mayores en Olula del Rio (situada hacia el SW) y menores en Cieza hacia el NE, ambas a distancias epicentrales similares (tabla 3).

Tabla. 3. Acelerógrafos de la red del IGN empleados.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Distancia (km)	Acel. máxima (cms ⁻²)		
				N-S	V	E-W
Zarcilla de Ramos	37.8446	-1.8779	24	35.15	26.19	31.99
Alhama de Murcia_1	37.8531	-1.4258	27	42.95	24.66	45.96
Velez Rubio	37.6483	-2.0745	36	10.76	5.97	9.32
Mula	38.0396	-1.4941	42	35.88	20.21	41.63
Vera	37.2433	-1.8576	53	5.49	4.95	7.05
Lorquí	38.0825	-1.2534	57	8.19	4.06	8.13
Murcia	37.9899	-1.1296	58	7.17	3.46	8.36
Cieza	38.2364	-1.4181	64	2.39	1.37	2.72
Olula del Rio	37.3537	-2.2974	67	2.57	1.82	4.62
Jumilla	38.4758	-1.3337	92	4.06	4.30	5.49
Jaén	37.7728	-3.7894	187	2.14	1.31	2.74

3. Discusión

El mecanismo focal del terremoto de Lorca de 2011 se ha calculado a partir de un modelo cinemático, primero de fuente puntual y después de fuente extensa, utilizando observaciones a distancias regionales (inferiores a 500 km) y telesísmicas (entre 30° y 90°). En todos los casos se ha obtenido un mecanismo de falla inversa, habiéndose identificado el plano de la ruptura como el plano de orientación 238°, 54°, 59°, buzando hacia el NNW y con la ruptura propagándose hacia el WSW. El momento sísmico escalar obtenido es de 9×10^{16} Nm ($M_w=5.2$) a partir de datos regionales y 3.7×10^{16} Nm con observaciones telesísmicas ($M_w=5.0$) con un desplazamiento máximo de 13 cm y las dimensiones de la ruptura corresponden a una fractura circular de 2 km de radio tanto con los datos regionales como telesísmicos.

Este resultado es similar al de López Comino et al. (2012), que obtuvieron valores similares para el plano de fractura, observando efectos de directividad al estudiar la función temporal aparente de la fuente sísmica (ASTF) en los registros

a distancias regionales, con la ruptura propagándose hacia el SW. Estas observaciones concuerdan con la distribución de las réplicas de la serie.

En la figura 5 se muestra el mecanismo focal de Lorca junto con los principales accidentes geológicos de la zona. Se observa que si consideramos para el sismo de Lorca de 2011 el plano de fractura el de 238°N con movimiento de falla inversa hacia el SW hay concordancia con la orientación de la falla de Alhama en esta zona.

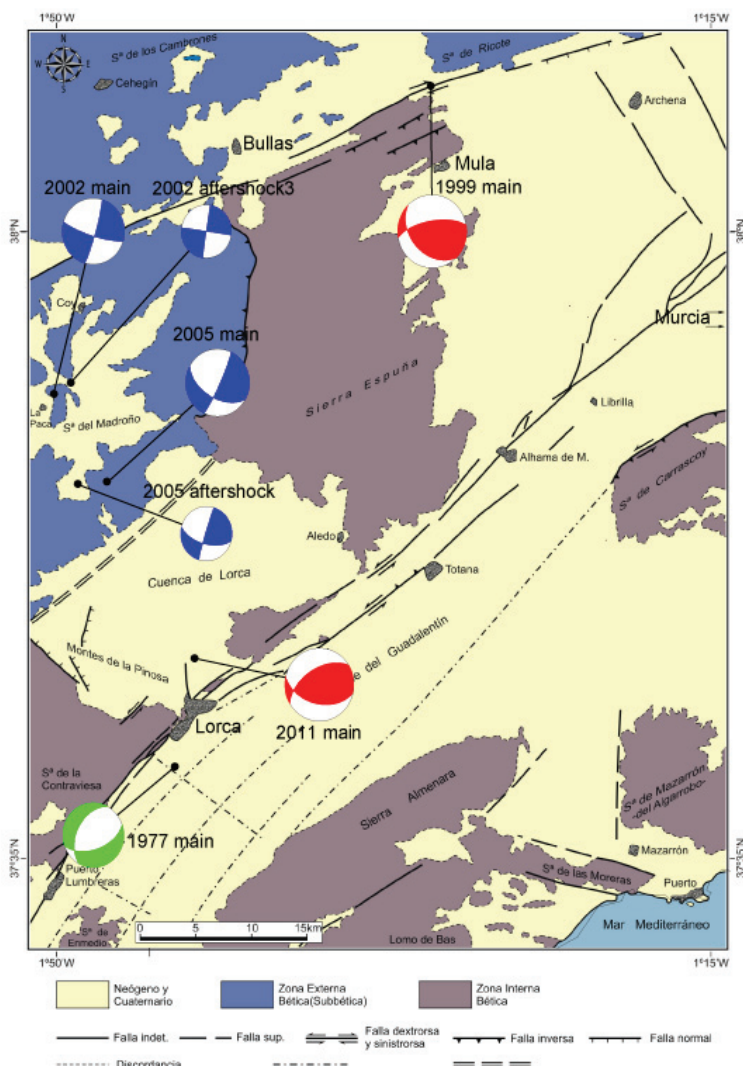


Figura 5. Mecanismos focales para a zona de Lorca junto con los principales accidentes geológicos.

Esta falla de Alhama de Murcia forma parte de un conjunto de fallas que desde al menos las proximidades de Murcia se dirigen a esa localidad, llegan a Lorca y Puerto Lumbreras, a la vez que otras ramas pasan por el borde occidental de Sierra de Carrasco y por el sur pasan cerca de Vera (Almería) y continúan hacia el Cabo de Gata. Cada una de estas fallas en realidad está formada por diversas superficies de falla, más o menos paralelas y en su conjunto aproximadamente verticales, y cuyos movimientos principales tienen carácter sinistroso, aunque también hay otros movimientos en los que se observa una neta componente inversa tal como parece ser el caso que nos ocupa.

El epicentro del sismo de 2011 se sitúa al NE de la ciudad de Lorca, con lo que la propagación de la ruptura tiene lugar hacia el SW, es decir en dirección hacia la ciudad. Este hecho, junto con la poca profundidad del foco (4km), explicaría los graves daños producidos por este sismo pese a su baja magnitud ($M_w=5.2$). Coadyuvan a ello también la posición de parte de la ciudad sobre varias líneas de la falla de Alhama de Murcia y la edificación en algunos puntos sobre terrenos no bien consolidados, además de efectos topográficos en las partes altas y medias de la ciudad.

En la figura 5 se muestran los mecanismos de los terremotos ocurridos en esta zona de magnitud superior a 4.0 que son un reflejo de la complejidad de la zona. Se observa que el sismo de Mula de 1999 (Bufo et al, 2005), localizado al NE del de 2011 también presenta mecanismo de falla inversa, con planos orientados en dirección E-W similares a los de 2011, mientras que los sismos de Bullas de 2002 y 2005, con epicentros al N del de 2011 tienen mecanismo de falla de desgarre, con una pequeña componente de falla normal para el 2005. Sin embargo, se observa un eje de presión horizontal orientado en dirección NNW-SSE en 2002, 2005 y 2011 y más NNE-SSW para el sismo de 1999. Más difícil es interpretar el mecanismo del sismo de Lorca de 1977 (Mézcua et al., 1984) con mecanismo de falla normal y extensión horizontal en dirección NW-SE. Es cierto que el mecanismo de este sismo se calculó sólo con polaridades de la onda P y éstas corresponden a datos analógicos, mientras que el resto de las soluciones corresponden a inversiones de formas de onda de registros digitales de banda ancha, por lo que no son comparables la calidad de las soluciones. Sin embargo tampoco se pueden eliminar estas observaciones (un total de 22 observaciones con una cobertura azimutal bastante buena), además este sismo se localiza al SW del de 2011 y es una clara evidencia de la complejidad de la zona, en la que coexisten soluciones de falla de desgarre e inversa, pero con una gran coherencia en la orientación del esfuerzo regional que corresponde a una compresión horizontal en dirección NNW-SSE. Otro rasgo común que puede observarse en la zona es en la ocurrencia de la ruptura: tanto en los sismos de Mula de 1999, como en 2002 y 2011 ocurrió un sismo premonitor antes del sismo principal.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado en parte por el proyecto ALERT-ES (CGL2010-19803-C03-01) del Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN).

Referencias bibliográficas

- BANDA, E. & ANSORGE, J. (1980). Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. Jour. Int.*, 63, 515–532.
- BUFORN, E., BENITO, B., SANZ DE GALDEANO, C., DEL FRESNO, C., MUÑOZ, D. & RODRIGUEZ, I. (2005). Study of the damaging earthquake of 1911, 1999 and 2002 in the Murcia (Spain) region: Seismotectonic and seismic risk implications. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 549-567 doi: 10.1785/0120040041.
- CESCA, S. (2005). "Inversión del tensor momento sísmico de terremotos superficiales a distancias regionales". Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.
- CESCA, S., ROHR, A. & DAHM, T. (2011). Discrimination of induced seismicity by full moment tensor inversion and decomposition. *J. Seismol.* doi 10.1007/s10950-012-9305-8.
- HEIMANN, S. (2011). "A robust method to estimate kinematic earthquake source parameters". Tesis Doctoral, Universidad de Hamburgo.
- KENNETT, B. L. N., ENGDAHL, E. R. & BULAND, R. (1995). Constraints on the velocity structure in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108-124
- KIKUCHI, A. & KANAMORI, H. (1991). Inversion of complex waves III. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 2335-2350.
- LOPEZ COMINO, J., MANCILLA, F., MORALES, J. & STICH, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophys. Res. Lett.* 39, 1, doi:10.1029/2011GL050498
- MEZCUA, J., HERRAIZ, M. & BUFORN, E. (1984). Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 167-179