

Estudio por interferometría de radar (Insar) del terremoto de Mula (Murcia) de febrero 1999 (mb: 4.8) aplicado a la caracterización de la fuente sismogénica

Study by RADAR interferometry (insar) of the Mula (Murcia) 1999 (mb 4.8) earthquake applied to the seismotectonic analysis of the seismic source

J. J. Martínez-Díaz ⁽¹⁾, A. Rigo ⁽²⁾, L. Louis ⁽²⁾, R. Capote ⁽¹⁾, J.L. Hernández-Enrile ⁽¹⁾, E. Carreño ⁽³⁾ y M. Tsige ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, Fac. de CC. Geológicas, Universidad Complutense Madrid, 28040-Madrid, jmdiaz@eucmax.sim.ucm.es

⁽²⁾ Centre National de la Recherche Scientifique, France. Observatoire Midi-pyrénées, Toulouse. Alexis.rigo@cnes.fr

⁽³⁾ Instituto Geográfico Nacional, General Ibáñez de Ibero, 3. 28003-Madrid, emilio@ign.es

ABSTRACT

The RADAR interferometry (INSAR) is a modern technique that offers the possibility to identify and quantify surface displacements using phase differences from two different RADAR images (Massonnet and Feigl, 1998). The result of an interferometric study applied to the February 1999 (Mb: 4.8) Mula (Murcia) earthquake is shown in this work. The available seismological data for this earthquake give different focal mechanisms (reverse or strike-slip mechanism) depending on the applied method. The five coseismic interferograms show that the Mula mainshock produced a very small surface deformation, less than expected for a pure reverse and swallow source. This evidence and the surface geological data support a NE-SO strike-slip fault (probably the Crevillente fault) to be the seismogenetic source.

Key words: RADAR interferometry, INSAR, Betic Cordillera, Mula Earthquake, Crevillente fault, coseismic displacement.

Geogaceta, 31 (2002), 147-150
ISSN:0213683X

Introducción

La interferometría diferencial por RADAR (INSAR) es una técnica que se viene aplicando desde comienzos de los años 90 a la identificación y cuantificación de movimientos en la superficie terrestre. Está basada en la comparación de la información de fase de dos imágenes de radar de apertura sintética (SAR), tomadas con un cierto intervalo temporal. Desde comienzo de los años noventa numerosos estudios aplicando esta técnica han evidenciado movimientos superficiales tanto de carácter lento (por ejemplo movimientos de glaciares) como de tipo instantáneo en el caso de las deformaciones cosísmicas causadas por terremotos (ver Massonnet y Feigl (1998) para una revisión del método y sus aplicaciones). En los estudios aplicados sobre grandes sismos se han detectado importantes deformaciones que han permitido cuantificar los movimientos ocurridos sobre las fallas responsables de los terremotos. La gran precisión del método ha permitido también identificar deformaciones causadas por terremotos de magnitudes moderadas como por ejemplo fue el caso de unas de las réplicas de magnitud 5.0 del terremoto de Landers (California) en 1994 (Massonnet *et al.*,

1994a). Esto convierte a la interferometría en una técnica con enormes posibilidades en zonas de actividad sísmica moderada. En el entorno de la Península Ibérica esta metodología se ha mostrado útil a la hora de investigar las fuentes generadoras de eventos de magnitud moderada como en terremoto de los Pirineos de 1996 (ML 5.2) (Rigo y Massonnet, 1999).

El sureste de la Cordillera Bética (Figura 1) es una zona de actividad sísmica moderada, caracterizada por terremotos de magnitud igual o inferior a 5.0. El registro de la sismicidad Histórica (Mezcua y Martínez Solares, 1983), así como el registro paleosísmico (Martínez-Díaz *et al.*, 2001) señalan, sin embargo, la ocurrencia de terremotos de magnitudes superiores a 6.0 en esta zona de la cordillera, que en el caso de los históricos han ocasionado numerosas víctimas y daños materiales importantes. Es por ello de gran importancia la identificación de las fuentes sísmicas (fallas) responsables de dicha sismicidad.

Un problema relacionado con la baja magnitud de la sismicidad instrumental recogida en la zona es la escasez y a veces incertidumbre de los datos geofísicos utilizables para localizar las fuentes sísmicas. Por ello es conveniente la combinación y

correlación de los datos sismológicos con distintos tipos de observaciones seismotectónicas a la hora de identificar las fallas sismogénicas. En este sentido, los mecanismos focales calculados para el terremoto principal de la secuencia sísmica de Mula (Murcia) ocurrida el 2 de Febrero de 1999 (Mb 4.8) difieren de modo significativo según que el método empleado sea la polaridad de las ondas sísmicas (Buforn y Sanz de Galdeano, 2001) o la inversión del momento del tensor (Mancilla *et al.*, *en prensa*). En este trabajo se presentan los resultados preliminares del estudio de interferometría diferencial aplicado a la zona epicentral de la secuencia de Mula de 1999, con el fin de correlacionar dichos resultados con los datos geológicos y sismológicos disponibles y contribuir con ello a la caracterización de la falla o fallas responsables.

Marco tectónico del terremoto de mula

La serie sísmica de Mula se inició el 2 de febrero de 1999 a las 14 h 45 m con un terremoto de magnitud Mb: 4.8, precedido por un evento precursor de magnitud Mb: 3.6 ocurrido 23 minutos antes. El epicentro del evento principal se situó sobre la zona de cizalla N 70° asociada a la falla de Crevi-

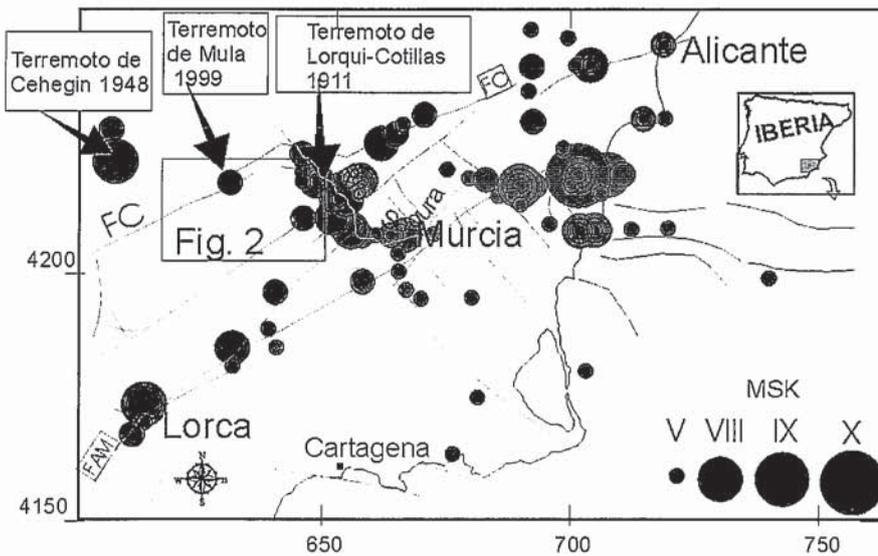


Fig. 1.- Mapa de fallas activas desde el Mioceno Medio en la zona de estudio. Se representa la sismicidad de mayor intensidad ocurrida en la zona durante los últimos 500 años. Se señala con un rectángulo la situación del mapa de la figura 2.

Fig. 1.- Map of the faults that were active from the middle Miocene in the studied area. The historical seismicity with intensity higher than V is also represented. The square shows the map of figure 2.

llente (Foucault, 1974). Esta falla ha actuado, al menos hasta el Mioceno medio, con un desplazamiento acumulado de desgarre dextroso mínimo de 20 km y probablemente superior a 100 km (Hermes, 1978, Sanz de Galdeano, 1983, De Smet, 1984). A partir del Tortoniense el movimiento dextroso de la falla sufrió un bloqueo progresivo debido a la rotación de la dirección de acortamiento regional hacia NNO-SSE y pasó a tener una cinemática sinestrosa u oblicua inverso-sinestrosa (Loiseau, 1988). La cartografía geológica (Fig. 2) muestra que esta zona de falla presenta gran complejidad tectónica. El buzamiento de las fallas principales es elevado, y su sentido es de difícil observación.

Las deformaciones cuaternarias en la zona han sido poco estudiadas hasta ahora. La dinámica cuaternaria del Río Mula parece haber estado controlada por la actividad paleosísmica de la falla Tollos-Rodeos (Figura 2) que produjo una obturación temporal del río Mula que indujo un régimen endorreico en la cuenca de Mula durante el Pleistoceno Superior, así como varios paleodeslizamientos (Silva *et al.*, 1996). Casi todas las réplicas de la secuencia se produjeron varios kilómetros al SE del epicentro principal, alargándose en una nube de NE-SO, situada entre las fallas de Crevillente y de Mula-Archena. La geología de la zona epicentral muestra que existen varias fallas que por su tamaño y actividad neotectónica podrían ser fuentes generadoras del terremoto estudiado. Aunque la posición del epicentro y los antecedentes de la falla de Cre-

villente apuntan hacia esta falla, existen otras como la falla Mula-Archena y la falla de Tollos-Rodeos que no son descartables.

Datos simológicos

Antes de la secuencia de 1999, solo se habían registrado en la zona epicentral dos terremotos de intensidad VI ocurridos en 1787 y 1908. Los terremotos importantes más próximos son los de Lorquí y Cotillas de 1911 y el terremoto de Cehegín de 1948 todos de intensidad VIII y situados a más de 30 km de distancia. El terremoto principal de la serie de Mula de 1999 alcanzó una intensidad máxima MSK VI-VII (IGN, 1999). La secuencia de réplicas superó en número las 45, con una magnitud máxima de 3,9. Tanto el mecanismo focal, como la profundidad hipocentral calculados hasta ahora difieren de forma significativa en función del método utilizado. Buforn y Sanz de Galdeano (2001) mediante el método de las polaridades de las primeras llegadas de ondas, obtienen un mecanismo de tipo inverso (figura 2) con dos planos de dirección E-NE, subparalelos a la falla de Crevillente. También los mecanismos del evento precursor y de las réplicas son de tipo inverso y presentan un plano coincidente en dirección con la de la falla de Crevillente. El número de polaridades utilizadas para estos mecanismos oscila entre 9 para el precursor y 27 para el evento principal. La profundidad hipocentral calculada por el IGN es de 4 +/- 1,5 km.

Por el contrario, el mecanismo focal del evento principal, calculado mediante la inversión del momento del tensor, es de tipo desgarre (Mancilla *et al.*, *en prensa*) (figura 2) con un plano N 50° y buzamiento 70° SE, es decir una orientación semejante a la de la falla de Crevillente. El momento sísmico estimado por estos autores se corresponde con un evento de magnitud Mw: 4.7 a una profundidad de 12,5 km.

Los datos sismológicos existentes hasta la fecha, en lo que se refiere al mecanismo de foco, su profundidad y la distribución de réplicas son discrepantes y no permiten asociar de forma clara la secuencia a una cinemática determinada.

Interferometría de radar aplicada al terremoto de Mula

El estudio interferométrico se ha realizado sobre imágenes de RADAR de apertura sintética del satélite ERS-I. Este RADAR utiliza las variaciones de la fase de la onda emitida por el satélite causadas por el efecto doppler (Massonet *et al.* 1994b) que permite una precisión en la medición del cambio de distancia suelo-satélite igual a la mitad de la longitud de onda de la radiación electromagnética emitida (56 mm). El estudio interferométrico se ha llevado a cabo mediante el análisis de cinco imágenes, dos registradas antes del evento sísmico y tres después. Se han construido un total de ocho interferogramas, cinco de ellos cosísmicos (combinando una imagen anterior y otra posterior al terremoto), dos presísmicos (combinando imágenes previas al evento) y uno postsísmico. Para la elaboración de los interferogramas se utilizó el programa DIAPASÓN desarrollado por el CNES (Francia), y un modelo digital a escala 1:25.000 del IGN, para las correcciones topográficas y simulaciones. Las altitudes de ambigüedad para cada par interferométrico presentan valores adecuados para que las anomalías topográficas sean pequeñas (Massonet y Feigl, 1998). Asimismo, la escasa vegetación existente en la zona hace que la coherencia entre las imágenes de RADAR comparadas en cada par sea muy elevada, lo que hace de esta zona especialmente adecuada para la aplicación de la interferometría de RADAR.

La deformación máxima que puede llegar a detectarse teniendo en cuenta las anomalías atmosféricas determinadas no supera los 12 mm. Ninguno de los interferogramas cosísmicos obtenidos (figura 3) muestra franjas que superen dicha cantidad. La escala de grises representa el

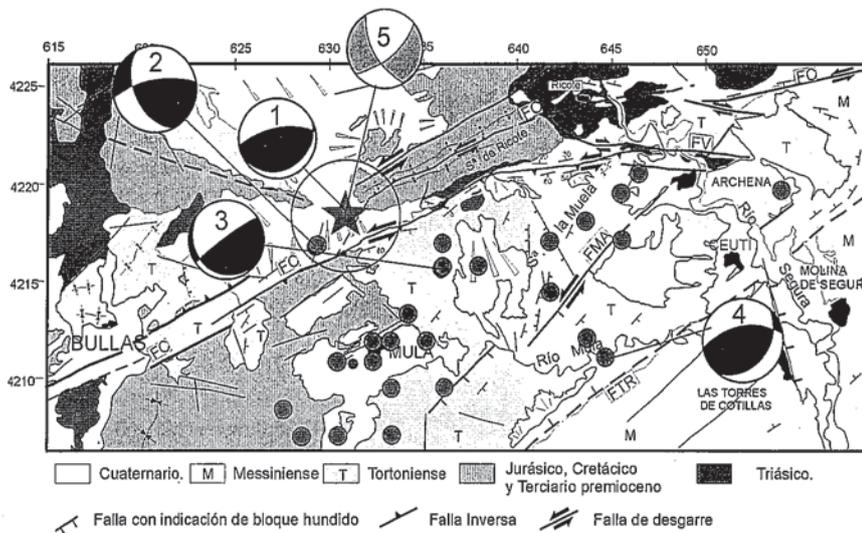


Fig. 2.- Mapa geológico de la zona epicentral del terremoto de Mula de febrero de 1999. Para su realización se han utilizados datos propios así como datos de Jerez Mir et al., (1972) y Silva et al., (1996). 1-4, mecanismos focales calculados por Buforn y Sanz de Galdeano, (2001). 1: evento principal, 4: precursor, 2 y 3: réplicas, 5: Mecanismo focal del evento principal calculado por Mancilla et al. (*en prensa*). FC: Falla de Crevillente. FV: Falla de Villanueva. FMA: Falla Mula-Archena. FTR: Falla Tollos-Rodeos.

Fig. 2.- Geological Map of the epicentral area of the 1999 Mula earthquake. 1-4: focal mechanisms from Buforn y Sanz de Galdeano (2001). 1: mainshock; 4: foreshock, 2 and 3: aftershocks. 5: focal mechanism of the mainshock from Mancilla et al., (*in press*). FC: Crevillente fault. FV: Villanueva fault. FMA: Mula-Archena fault. FTR: Tollos-Rodeos fault.

cambio de fase existente al realizar la resta de las cada par de imágenes comparadas. Para confirmar esto se realizó un modelo de interferograma sintético utilizando el programa RNGCHN (Feigl y Dupre, 1999) con los parámetros de ruptura más favorable para la generación de desplazamiento en superficie elegidos entre los cuatro planos nodales posibles de los mecanismos focales calculados por Buforn y Sanz de Galdeano (2001) y Mancilla et al. (*en prensa*). Una falla N 70° con buzamiento de 60° NO con una profundidad hipocentral de 4 km y una superficie de ruptura de 5 km de longitud por 4 km de anchura (siguiendo las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith, (1994) para un terremoto Mb: 4.8) generaría una deformación superficial de tres cuartos de fase. Este cambio de fase, equivalente a una elevación del suelo en la dirección suelo-satélite próxima a 20 mm, debería detectarse en los interferogramas a modo de bandas siguiendo las orientaciones de las isóneas marcadas en el modelo de la figura 3. Los interferogramas no muestran dicho modelo de franjas ni ningún otro que pueda asociarse a un movimiento diferencial del suelo de esa magnitud. Por tanto, del estudio interferométrico se deduce que el terremoto de Mula de Febrero de 1999 no parece haberse generado mediante un mecanismo inverso con foco superficial.

Discusión y Conclusiones

Las dos posibilidades que se desprenden de los mecanismos focales calculados para la fuente generadora de la serie sísmica de Mula son por un lado una fuente somera (a unos 5 km de profundidad) de tipo inverso, o bien una fuente más profunda (12,5 km) con componente predominante de desgarre sinistroso.

Los datos geológicos apoyan una fuente sísmica de orientación NE-SO y buzamiento elevado. En la zona epicentral existen tres fallas con estas características y que presentan actividad neotectónica: la falla de Crevillente, la falla Mula-Archena y la falla Tollos-Rodeos. La posición del epicentro del evento principal apunta hacia la primera de ellas como responsable, sin embargo, la mayoría de las réplicas se disponen entre las trazas de la falla Mula-Archena y la falla de Crevillente. La asociación de estas réplicas a la falla de Crevillente implicaría un buzamiento hacia el sur para esta falla. El terremoto principal se localiza en una zona de *off set* de la zona de falla de Crevillente en la que se solapan varios planos de deslizamiento principal paralelos que aparecen conectados por una falla tipo Riedel de dirección N 50°. Esta irregularidad podría favorecer la nucleación del terremoto, y un buzamiento hacia el sur de la falla, tal y como

muestra el mecanismo focal de desgarre, podría explicar la disposición de las réplicas hacia el sur. La falla de Tollos-Rodeos presenta indicios de actividad paleosísmica cuaternaria (Silva et al., 1996) pero su traza se encuentra algo desplazada hacia el sur en relación con la secuencia sísmica.

Las fallas N 130° propuestas por Rincón et al., (2000) como fuentes sísmicas para el evento principal, el precursor y parte de las réplicas presentan dimensiones muy pequeñas en la zona epicentral y es poco probable su continuidad hasta las profundidades sismogénicas. Las únicas fallas de esta orientación con dimensiones importantes y actividad neotectónica clara son la falla de Villanueva (Loiseau, 1988) y sus fallas acompañantes en el entorno de Archena, bastante alejadas de la serie sísmica (figura 2).

A partir del estudio de interferometría diferencial se deduce que esta secuencia no ha producido deformación superficial suficiente para considerarla asociada a una falla inversa superficial. Los modelos de deformación elástica predicen que un terremoto de magnitud 4.8 a 4 ó 5 km de profundidad sobre una falla inversa somera de alto ángulo habría producido un desplazamiento vertical próximo a 20 mm. La ausencia de esta deformación puede deberse a dos factores. Una mayor profundidad hipocentral produciría una deformación nula en superficie. Los modelos de deformación indican que a partir de los 8 km de profundidad un terremoto de estas características sería prácticamente imperceptible en superficie. Sin embargo, los elevados daños ocasionados por el evento apuntan a que la ruptura fue bastante superficial (menor de 10 km). La intensidad máxima MSK= VI se alcanzó en un área aproximada de 800 km², abarcando las localidades de Albudeite, Baños de Mula, Mula, Campos del Río, Archena y Bullas, y fue sentido con intensidad III en localidades alejadas de Valencia, Alicante, Jaén, Albacete y Castellón (IGN, 1999). El otro factor es el mecanismo de movimiento de la falla. Un movimiento de desgarre con componente horizontal predominante, aunque fuese superficial, produciría un desplazamiento muy pequeño en la dirección suelo-satélite. Este hecho, junto con la estructura geológica de la zona, apoyarían un mecanismo focal de desgarre y foco somero (menor a 10 km de profundidad) como la fuente generadora más probable para esta secuencia sísmica. En este caso, uno de los planos de falla del mecanismo focal de desgarre coincide con la orientación de la falla de Crevillente.

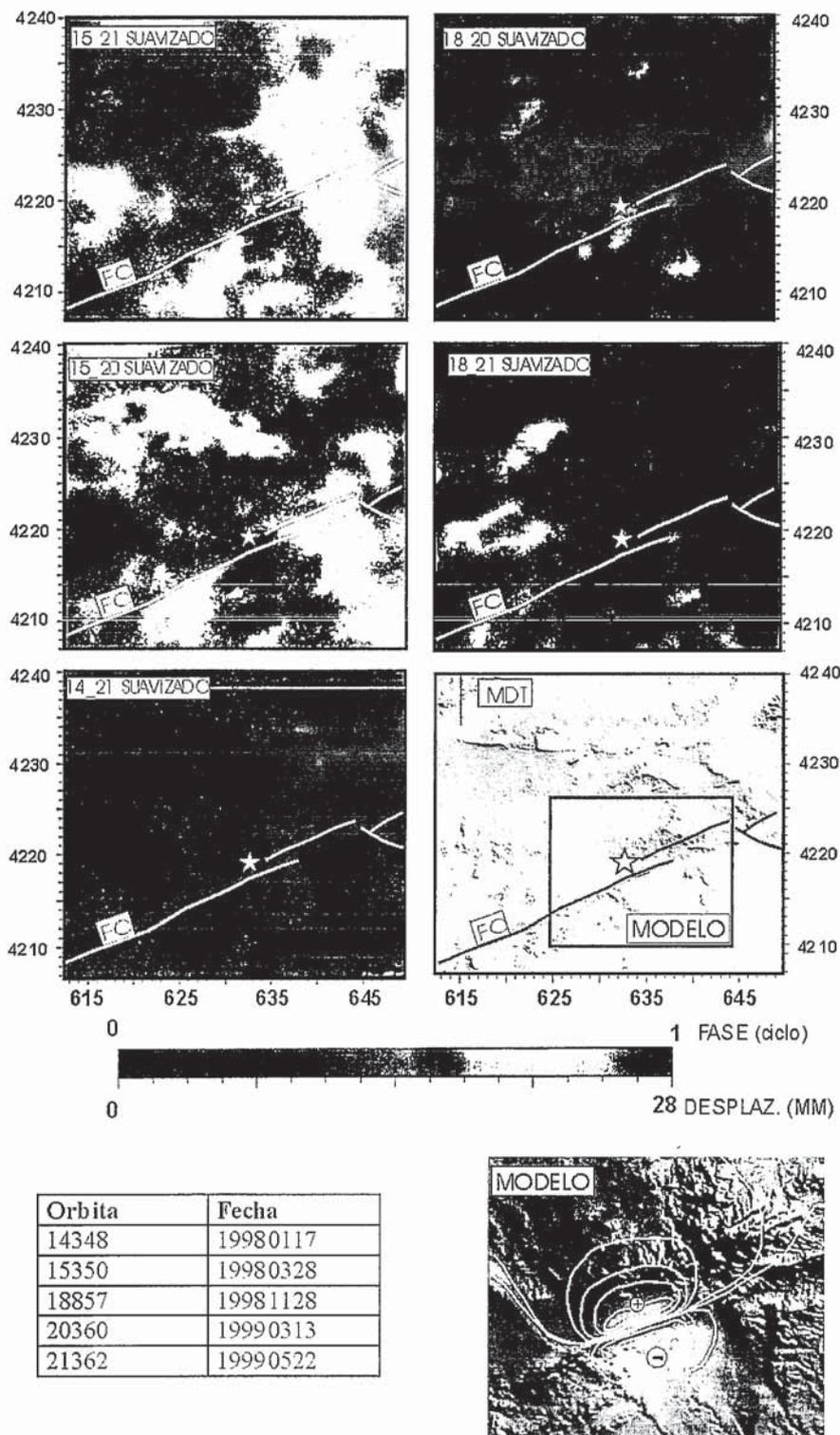


Fig. 3.- Interferogramas cosísmicos realizados en la zona epicentral del terremoto de Mula. En cada uno de ellos se muestra los números de las imágenes utilizadas así como la posición de la falla de Crevillente (FC) y el epicentro del terremoto principal. En la parte inferior se muestran las fechas de adquisición de cada imagen y el modelo de interferograma cosísmico sintético asumiendo los parámetros de ruptura de una falla inversa superficial. Un ciclo completo de cambio de fase representa un desplazamiento del suelo de 28 mm. En el modelo se aprecia al menos $\frac{3}{4}$ de ciclo.

Fig. 3.- Coseismic interferograms calculated for the epicentral area. On each interferogram we put the image numbers, the Crevillente fault line and the epicentre of the mainshock. In the lower part the dates of the images used and the synthetic interferogram using parameters for shallow reverse faulting. A entire phase cycle represent a change in rage of 28 mm. In the model at least $\frac{3}{4}$ of a Cycle is observed.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación del proyecto europeo SISMO-SAT (Regular Update of Seismic Hazard Maps Through Terml Space Observations, ENV4-ct98-0741) y por el proyecto de la CI-CYT análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en Murcia AMB97-0523). Agradecemos a Kurt Feigl su ayuda en el manejo del programa DIAPASÓN y sus valiosas discusiones.

Referencias

Bufo, E. y Sanz de Galdeano, C. (2001): *Journal of Seismology*, 5, 277-280.
 De Smet, M.E.M. (1984): *Ph. D. Thesis*, Free Univ.of Amsterdam, Free University Press, Amsterdam.
 Feigl, K.L. y Dupré, E. (1999): *Computers and Geosciences*, 25 (6), 695-704.
 Foucault, A. (1974): *Travaux et titres scientifiques et universitaires*. Paris, 36 págs.
 Hermes, J.J. (1978): *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, 81 (1), 1-54.
 IGN (1999): Segundo Informe General. Subdirección General de Geodesia y Geofísica. Madrid, 35 pp.
 Jerez Mir, L., Jerez Mir, J. y García-Monzón G. (1972): *Mapa geológico de España* E. 1:50.000. Hoja 912. IGME.
 Loiseau, L. (1988): *Thésè* Univ. Orsay, Paris-Sud, pp. 192.
 Mezcuca, J. y Martínez Solares, J.M. (1983): *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. I.G.N. Publ. Nº 262*, Madrid 322 pp.
 Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2001): En: Santanach P. y Masana, E. Eds. *Paleosismicidad en España*. Mon. *Acta Geológica Hispánica*, en prensa.
 Mancilla, F.L., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. y Morales, J. (en prensa): *Faulting parameters of the 1999 Mula Earthquake, Southeastern Spain*. Submitted to *Tectonophysics*.
 Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M. y Adragna, F. (1994a): *Nature*, 369, 227-230
 Massonnet, D., Rossi, M., y Adragna, F. (1994b): *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 636-643.
 Massonnet, D. y Feigl, K., (1998): *Review of Geophysics*, 36-4, 441-500.
 Sanz de Galdeano, C. (1983): *Estudios Geol.*, 59, 157-165.
 Silva, J.P., Mather, J.L., Goy, J.L., Zazo, C., y Harvey, A.M. (1996): *Rev de la Soc. Geol. España*, 9(3-4), 269-285.
 Rigo, A. y Massonnet, D (1999): *Geophysical Research Letters*, 26-21, 3217-3220.
 Wells, D. L. Y Coppersmith, K. J. (1994): *Bull. Seism. Soc. of America*. 84-4, 974-1002.