

Interpretación sismotectónica de la serie sísmica de Gérgal (2002, Mw 4.8) mediante datos sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR)

Seismotectonic interpretation of the 2002 Mw 4.8 Gérgal seismic sequence using seismological data and radar interferometry (INSAR)

M. Béjar ⁽¹⁾, E. Herráiz ⁽²⁾, J.J. Martínez-Díaz ⁽¹⁾, C. López ⁽²⁾, R. Capote ⁽¹⁾ y M. Tsigé ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria s/n, 28040, Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es

⁽²⁾ Instituto Geográfico Nacional

ABSTRACT

This work analyzes the geological source of the Mw 4.8 February 4 2002, Gérgal earthquake. The interpretation of local geological data, the relocation of the aftershocks sequence using a local velocity model, the focal mechanism calculation and the interferometric study of the area using RADAR images give evidences that support a tensional stress source with a rupture plane oriented NW-SE to NNE-SSW.

Key words: Focal mechanism, RADAR interferometry, Gergal.

*Geogaceta, 39 (2006), 67-70
ISSN: 0213683X*

Introducción

El 4 de febrero de 2002 se inició la serie sísmica de Gérgal (Almería) con un terremoto de magnitud Mw 4.8 (Fig. 1) que fue sentido ampliamente por la población en un radio de 200 km, con una intensidad de V en la Escala Macrosísmica Europea. El terremoto se localizó entre el borde sur de la Sierra de Los Filabres y el sector occidental de la depresión miocena de Tabernas, varios kilómetros al norte de la zona de falla del Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano, 1990). El presente trabajo se centra en la interpretación de la serie sísmica mediante la búsqueda, identificación y caracterización de la fuente sísmica responsable de la misma. Para ello se ha llevado a cabo: -1) reconocimiento de la geología local de la zona epicentral; -2) relocalización del epicentro y de la serie de réplicas utilizando un modelo de corteza local basado en datos geofísicos de la zona; -3) cálculo del mecanismo focal; y -4) un análisis de interferometría de RADAR (INSAR) con imágenes ERS. Con estos estudios se ha pretendido identificar estructuras geológicas próximas al epicentro que presenten rasgos de actividad reciente que pudieran apoyar su actuación como fuentes sísmicas. Con la relocalización de la actividad sísmica se pretendía disminuir los elevados errores de localización propios de los

cálculos estándar realizados utilizando un modelo de corteza regional que no considera las características locales de la corteza. El mecanismo focal calculado también ha

aportado información interesante para interpretar la geometría y cinemática de la fuente. Finalmente, la elevada aridez de la zona así como el carácter somero del

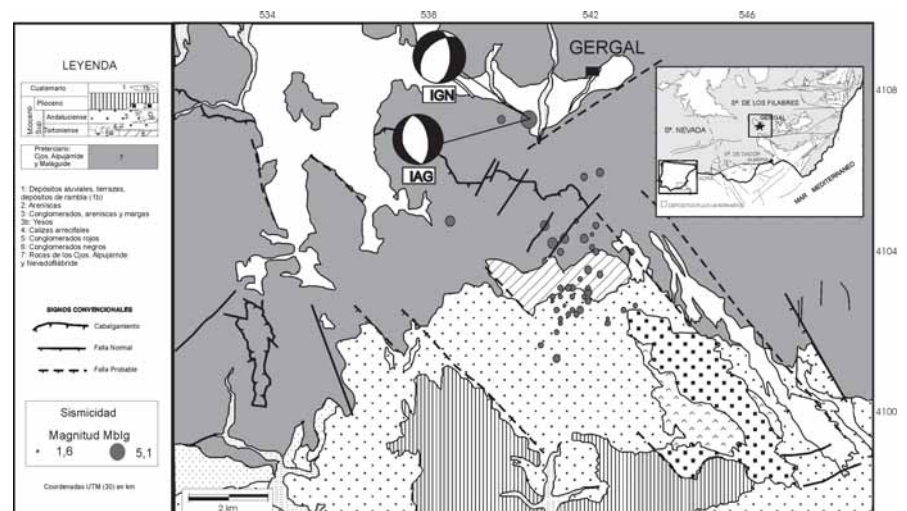


Fig. 1.- Mapa geológico de la zona epicentral del terremoto de Gérgal basado en la cartografía geológica de Kampschuur *et al.* (1975) y Velando y Navarro (1979). En el mapa de situación se marca con un cuadro la zona de estudio y la estrella señala el epicentro del terremoto de Gérgal. Sobre el mapa se representan los mecanismos focales calculados por Stich *et al.* (2003) (IAG) y el calculado para este trabajo (IGN). Así mismo se proyectan los epicentros del evento principal y las réplicas relocalizadas.

*Fig. 1.- Geological map of the epicentral area of the Gérgal earthquake made with data from IGME (1975; 1979). The study area is showed with a square in the situation map. The focal mechanism of the mainshock calculated by Stich *et al.* (2003) and the focal mechanism calculated in this study are represented on the map together with the epicenters of the recalculated mainshock and aftershocks epicenters.*

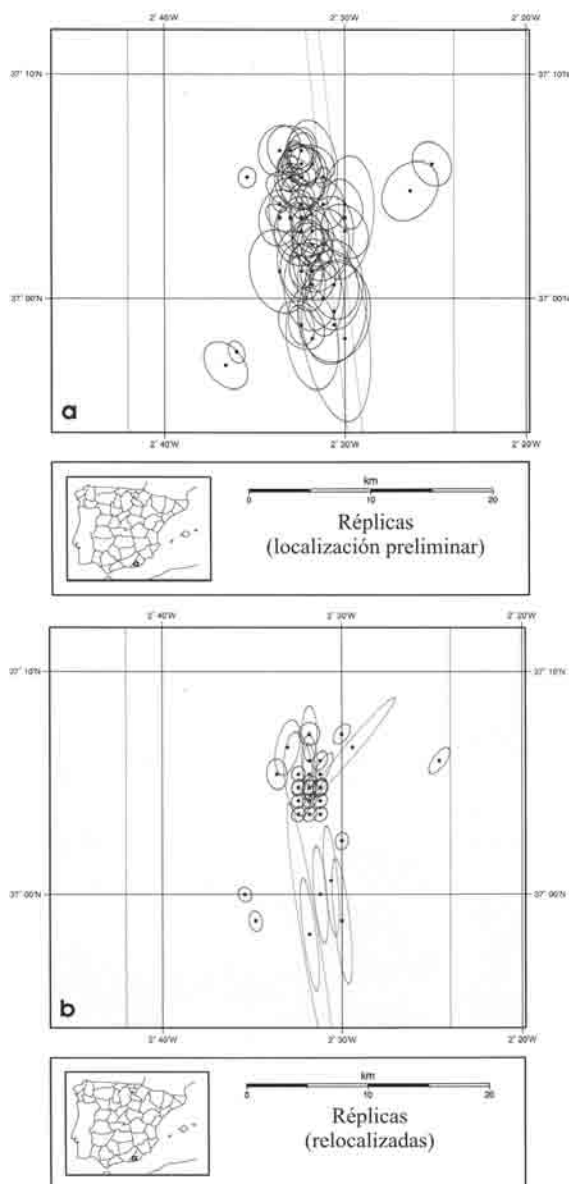


Fig. 2.- A) Mapa de epicentros de la serie sísmica de Gérgal con la localización preliminar calculada por el Instituto Geográfico Nacional. B) Mapa de epicentros relocalizados en este estudio.

Fig. 2.- A) Map of the epicenters of the Gérgal seismic sequence with preliminary location calculated by the Instituto Geográfico Nacional. B) Map of recalculated epicenters.

hipocentro del evento principal aconsejaron la realización de un análisis INSAR para identificar posibles deformaciones cosísmicas de la superficie en la zona epicentral y de este modo ayudar a localizar e interpretar la fuente generadora de la actividad.

Serie sísmica de Gérgal

Cálculo de los terremotos. El terremoto principal de Gérgal tuvo lugar el día 4 de febrero del 2002 a las 20 horas 09 minutos (T.U.), con magnitud Mb(Lg) de 5.1 y una magnitud Mw estimada de 4.8, habiendo sido precedido por un premonitorio de magnitud 2.0 Mb(Lg) a las 19 horas 55 minutos (T.U.). Al principal le siguieron numerosas réplicas de las que se analizaron en detalle un total de 59. Los cálculos de localización hipocentral de estos terremotos se realizaron con el

programa ARS (Analyst Review System) del Instituto Geográfico Nacional empleando para ello todos los datos aportados por los registros de las estaciones de la Red Sísmica. La más cercana a la zona epicentral fue ENIJ (Níjar) situada a unos 34 km de distancia., y el modelo de corteza utilizado fue el estándar usado para la Península (ver: www.geo.ign.es).

Relocalización del terremoto principal y las réplicas. Se volvieron a calcular cada uno de los terremotos incluyendo para ello algunas modificaciones: -1) se contó con los datos de los registros, facilitados por la Facultad de Físicas de la UCM, de la estación de Calar Alto situada a 12 km de distancia de la zona epicentral; -2) se realizó un estudio más detallado de la geología de la zona que llevó a cambiar el modelo de corteza (Tabla I; presentado como modelo de velocidades de la onda

P) y que se incluyó en el programa de cálculo ARS. Para la elaboración de este modelo se usaron los datos e interpretaciones de Banda y Ansorge (1980); Banda *et al.* (1993); Vegas *et al.* (1994); y -3) se redujo el número de estaciones a incluir en el cálculo hasta un radio de distancia al epicentro de 2 grados.

Realizado lo anterior, las nuevas localizaciones hipocentrales dieron como resultado cambios sustanciales que pueden apreciarse en la figura 2. Se puede observar un reagrupamiento de los epicentros hacia el N respecto a la localización preliminar produciéndose un acortamiento próximo a los 10 km de la nube de réplicas, aunque se sigue apreciando cierto alargamiento N-S de dicha nube. También se puede apreciar cómo algunas de las posibles réplicas se quedan descolgadas de la nube principal. Esto puede deberse a varias razones: -1) que se trate de terremotos pertenecientes a otras fallas diferentes de aquella que genera el terremoto principal, es decir, réplicas «fuera de la falla», ocasionadas por la modificación de esfuerzos inducidos por la ruptura principal. Este sería el caso de las réplicas con un elipse de error pequeña; -2) que se trate de réplicas «sobre la falla» pero que su recálculo haya sido insuficiente debido bien a una deficiente visualización de su registro o bien a que no se pudo contar con los datos de la estación de Calar Alto. Este sería el caso de las réplicas con una elipse de error grande.

Mecanismo focal. El mecanismo focal del terremoto principal de la serie se ha calculado utilizando las polaridades de las llegadas de las ondas P, tratadas con el programa FOCMEC (Snoke, 2003) mediante el cual se determina el mecanismo focal de un evento a partir de datos de polaridad (P, SV, SH) y de amplitud (SV/P, SH/P, SV/SH). Para el mecanismo aquí tratado se han utilizado 33 polaridades de la onda P que dan una solución aceptable con una relación error/polaridad de 7/33. El plano solución A presenta una dirección N 32° con buzamiento 42° O, y el plano auxiliar B una dirección N 3° con buzamiento 51° E ambos con una componente de falla normal predominante.

Velocidades (km/s)	Profundidades (km)
4,6	0-5
5,6	5-10
6,2	10-25
6,8	25-35

Tabla I.- Modelo de corteza utilizado en la relocalización de las réplicas.

Table I.- Crust model used in the aftershocks relocation.

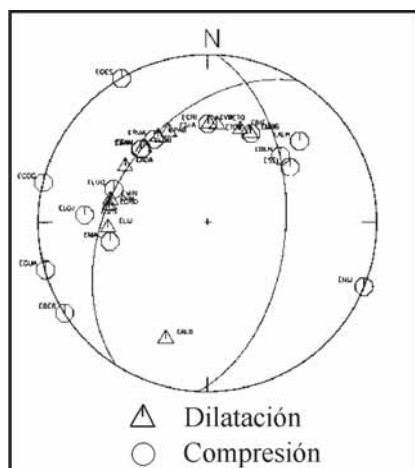


Fig. 3.- Mecanismo focal del evento principal.

Fig. 3.- Focal mechanism of the mainshock.

Análisis interferométrico

En este estudio hemos aplicado la técnica de interferometría de radar a la medida del campo de deformación cosísmica producido por el terremoto de Gérgal. Esta técnica permite obtener, a partir de imágenes radar adquiridas por satélites que orbitan a 800 km de altura, detallados mapas de deformación de la superficie terrestre. En el caso de los terremotos se calcula la diferencia de fase entre dos imágenes adquiridas antes y después del terremoto. Si se cumplen todos los requerimientos interferométricos (Massonnet y Feigl, 1998) esta información de fase se traduce en un movimiento de acercamiento o alejamiento del suelo respecto al satélite.

Para llevar a cabo el estudio interferométrico del terremoto de Gérgal se han utilizado 8 imágenes (5 anteriores y 3 posteriores al terremoto) adquiridas por los sensores radar de apertura sintética de los satélites ERS-1 y ERS-2 de la Agencia Espacial Europea (ESA). La información topográfica del interferograma ha sido eliminada mediante el uso de un modelo digital del terreno realizado a partir de los datos de la misión SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) con una celda de resolución de 3 segundos. Además, la información residual en el interferograma debida a las trayectorias orbitales ha sido corregida a partir de datos orbitales precisos proporcionados por la Universidad de Delft. Las imágenes fueron focalizadas y los interferogramas construidos mediante la cadena interferométrica DIAPASON desarrollada en el CNES (Centre National d'Etudes Spatiales, Francia).

El análisis de los interferogramas construidos ha puesto de relieve la existencia de numerosas señales derivadas de efectos atmosféricos, especialmente efectos troposféricos correlacionados con el relieve topográfico de la zona. En la figura 4b se ha representado uno de los interferogramas cosísmicos que presentan mejor coherencia en la zona del epicentro. Al compararlo con el modelo digital del terreno de la figura 4a se observa claramente la correlación entre las zonas elevadas del relieve y el patrón de franjas del interferograma. Este interferograma, construido con una imagen tomada el 05/10/1999 (anterior al terremoto) y otra imagen tomada el 20/08/2002 (posterior al terremoto) presenta una baja sensibilidad al relieve topográfico (altura de ambigüedad de 529 m) lo que unido a la buena calidad del modelo digital empleado para sustraer esta información (error absoluto inferior a 7 m, Farr y Kobrick, 2000) nos llevan a descartar la posibilidad de que se trate de franjas topográficas. Estas franjas atmosféricas se han generado debido a una variación en el espesor de la troposfera ligado a rápidas variaciones de las pendientes topográficas (Beauducel *et al.*, 2000).

Con el objetivo de conocer la intensidad de la señal de deformación que pudo haber producido el terremoto de Gérgal y compararla con el patrón de franjas obtenido en los interferogramas se han realizado diferentes modelos con el programa RINGCHN (Feigl y Dupré, 1999). Este programa permite calcular el campo de desplazamientos producido por una dislocación puntual o finita a partir de las expresiones analíticas de Okada (1985).

El modelo realizado para una falla normal de dirección NO-SE (ruptura de 2,4 km por 3,3 km) a una profundidad de 6 km muestra una deformación máxima de $\frac{1}{4}$ de franja (Fig. 4c). Al comparar esta señal con la fuerte signatura atmosférica presente en el interferograma resulta evidente que una señal de deformación tan débil podría estar enmascarada por las franjas troposféricas. Es por lo tanto necesario eliminar la atmósfera para concluir finalmente si el terremoto produjo o no deformación en superficie.

Interpretación y Conclusiones

En la figura 1 se han representado los epicentros de la serie sísmica relocalizada sobre el mapa geológico de la zona. La geología local muestra un predominio de fallas normales NNE-SSO y NO-SE afectando a los materiales miocenos

y controlando la geometría y posición de los depósitos cuaternarios aluviales (IGME, 1975 y 1979; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2004). El mecanismo focal calculado en este estudio (etiqueta IGN) así como el calculado por el Instituto Andaluz de Geofísica (Stich *et al.*, 2003) presentan planos solución paralelos a dichas fallas y coherentes con una tectónica extensional con una dirección de extensión entre E-O y NO-SE. La nube de réplicas presenta una dimensión coherente con el área de rotura que cabría esperar para un terremoto de Mw 4.8, aproximadamente 8 km² siguiendo las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994). Sin embargo, el epicentro del evento principal queda 2 km alejado de dicha nube hacia el norte. Este hecho puede deberse a 2 causas: -1) que la ruptura cosísmica presentase directividad y se hubiese propagado hacia el sur de modo que el vacío de réplicas se correspondiera con la dimensión de la ruptura y la nube de réplicas sea un reflejo de la acumulación de esfuerzos estáticos en el borde de la rotura; -2) que los complejos cambios laterales que puede esperarse en la corteza induzcan un mayor error en la localización en las réplicas que en la del evento principal (con mejor calidad de observaciones). En ese caso habría que considerar que la ruptura se habría generado al NO de la nube de réplicas, probablemente asociada a la falla NE-SO que limita la depresión cuaternaria de Gérgal.

La interferometría de RADAR y la modelización realizada, muestran que en caso de haberse producido la ruptura a una profundidad entre 6 y 9 km, se habría generado una señal de deformación identificable. Sin embargo, la existencia de una clara anomalía atmosférica asociada al relieve de la Sierra de Los Filabres enmascara la posibilidad de observación.

En definitiva, el estudio realizado apoya como fuente generadora de la serie de Gérgal una falla extensional de orientación entre NO-SE y NNE-SSO. La relocalización de las réplicas se ha mostrado como un paso necesario para una aproximación a la correcta interpretación de series sísmicas de magnitud moderada. Finalmente los estudios de interferometría INSAR en zonas de relieves diferenciales importantes requiere de la modelización de los efectos atmosféricos asociados a la topografía para poder descartar o cuantificar posibles deformaciones superficiales en este tipo de terremotos.

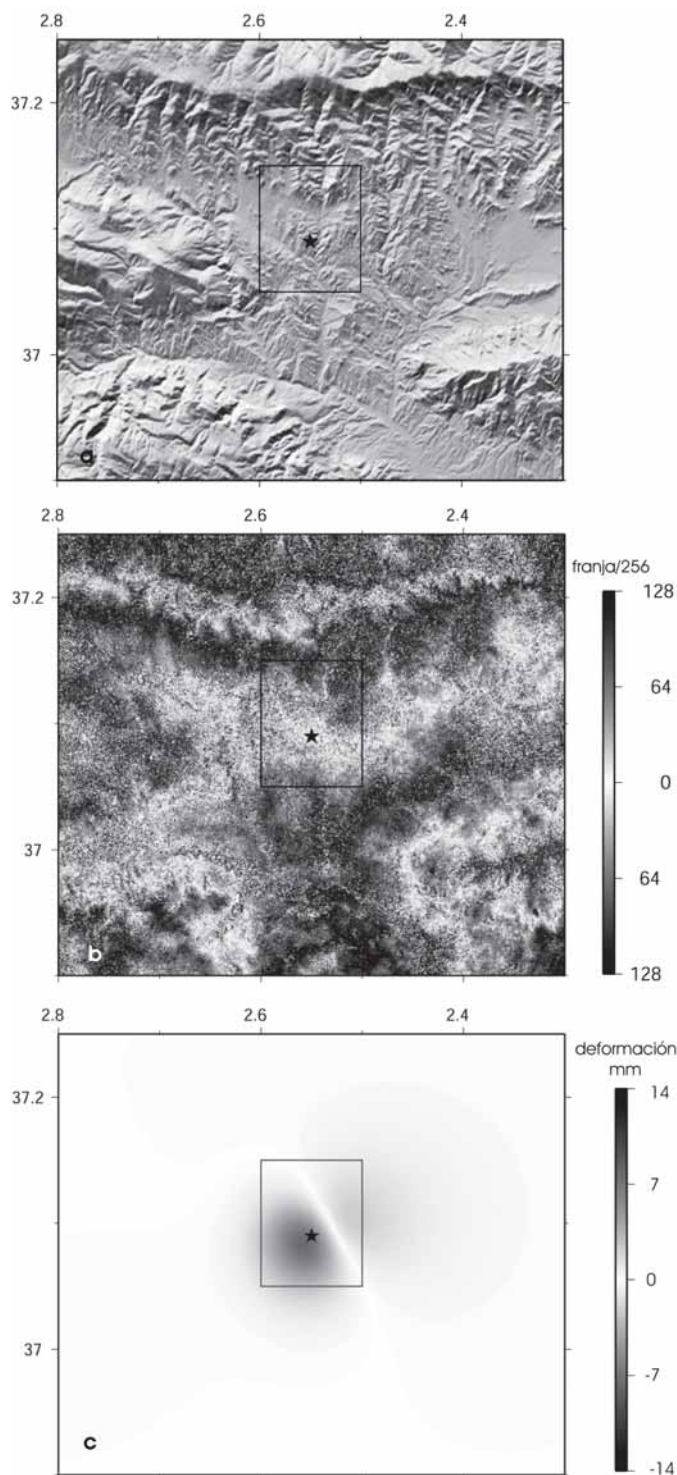


Fig. 4.- A) Modelo digital del terreno de la zona de estudio B) Interferograma cósmico realizado a partir de una imagen tomada antes del terremoto (05/10/1999) y una imagen posterior (20/08/2002). C) Modelo de deformación para el terremoto de Gérgal. Símbolos: estrella negra: epicentro del terremoto de Gérgal; recuadro negro: zona del epicentro.

Fig. 4.- A) Digital Elevation Model of the study area. B) Co-seismic interferogram produced from an image acquired before the earthquake (05/10/1999) and other acquired after the earthquake (20/08/2002). C) Deformation model for the Gérgal earthquake. Symbols: black star: epicenter of the Gérgal earthquake; black box: epicenter area.

Agradecimientos

M. Béjar es investigadora becada por la U.C.M. Parte de las figuras han sido realizadas con el conjunto de pro-

gramas GMT (Wessel y Smith, 1998). Agradecemos a Kurt Feigl y Alexis Rigó la ayuda prestada en el procesado interferométrico durante la estancia de M. Béjar en el Observatoire Midi-

Pyrenees (Toulouse, Francia). Agradecemos así mismo al Instituto Geográfico Nacional (IGN) los datos proporcionados.

Referencias

Banda, E. y Ansonge, J. (1980). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 6, 779-789.

Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1993). *Tectonophysics*, 221, 53-66.

Beauducel, F., Briole, P. y Froger, J.L. (2000). *Journal of Geophysical Research*, 20, 16391-16402.

Farr, T. y Kobrick, M. (2000). *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 81, 583-585.

Feigl, K.L. y Dupré, E. (1999). *Computers and Geosciences*, 25, 695-704.

Kampschuur, W., García, G., Vissers, R., Verburg, J. y Wolff, R. (1975). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1.030 (Tabernas)*. IGME.

Martínez Díaz, J.J., Hernández Enrile, J.L. (2004) *International Journal of Earth Sciences*, 93, 189-206.

Massonnet, D. y Feigl, K. L. (1998). *Reviews of Geophysics*, 36, 441- 500.

Okada, Y. (1985). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.

Sanz de Galdeano, C. (1990). *Tectonophysics*, 172, 107-109.

Snoke, J.A. (2003). FOCMEC: FOCal MEchanism Determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* (W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings y C. Kisslinger, Eds.) Academic Press, 85-92.

Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J. (2003). *Journal of Geophysical Research*, 108, 2002-2057.

Vegas, R., Medialdea, T., Suriñach, E. y Vázquez, J.T. (1994). *Geogaceta*, 15, 124-126.

Velando, F. y Navarro, D. (1979). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1.029 (Gérgal)*. IGME.

Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84-4, 974-1002.

Wessel, P. y Smith, W.H.F. (1998). *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 79, 579.