

# Implicaciones neotectónicas de la serie sísmica de Adra (1993-1994): Ejemplo de un terremoto compuesto

*Neotectonic implications of the (1993-1994) Adra seismic sequence: example of a Compound Earthquake.*

J.J. Martínez Díaz y J.L. Hernández Enrile

Depto. de Geodinámica. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

## ABSTRACT

*In this work has been analysed the 1993-1994 Adra seismic sequence characterized by two mainshocks of magnitude 5.0 and 4.9. The local neotectonic, aftershock distribution and fault plane solutions are performed and we find significant relations between them this seismic sequence respond to a "compound earthquake mechanism" caused by the reactivation of a N 170 E fault (second mainshock mb: 4.9) as a result of the first mainshock ( mb: 5.0) asociated to a N 135 E oblique slip fault. The aftershock activity is acumulated into a fault bounded crustal block as a result of the field stress readjustment and changes in the pore pressure triggered off by the two mainshocks.*

**Key words** Compound Earthquake, neotectonics, Betic Cordillera, aftershock distribution.

Geogaceta, 23(1996), 834-837

ISSN: 0213683X

## Introducción

La serie sísmica de Adra se inició el 23 de Diciembre de 1993 con un terremoto de magnitud (mb) = 5.0 localizado aproximadamente a unos diez Km al Este de Adra. La profundidad del foco, siempre según datos facilitados por el Instituto Geográfico Nacional es de 8 Km y fue sentido con una intensidad máxima de (MSK) VI. Once días después se produjo un segundo terremoto de intensidad semejante al anterior situado treinta Km al Sureste del primero, ya en el Mar de Alborán, con una magnitud (mb) de 4.9 y una profundidad del foco de 2 Km.

La zona afectada por esta serie sísmica, durante el período instrumental (últimos ochenta años aproximadamente), no ha registrado ningún evento sísmico de magnitud mayor de 4. Sin embargo, la sismicidad histórica refleja una sismicidad de magnitud más alta por cuanto a que se han registrado terremotos de intensidad VIII en los años 1522, 1804 y 1910. Por otra parte, la serie sísmica de Adra presenta cierta semejanza en cuanto a situación y distribución espacial y temporal con la serie acaecida en Enero de 1804. Este hecho, más el derivado de la sucesión de réplicas de los terremotos citados nos ha llevado, a iniciar una investigación referente al posible control neotectónico de esta zona que permita un conocimiento acerca de la fuente sismogénica de esta sismicidad.

## Neotectónica

La zona de Adra-Berja afectada por la serie sísmica de 1993-1994 se encuentra situada

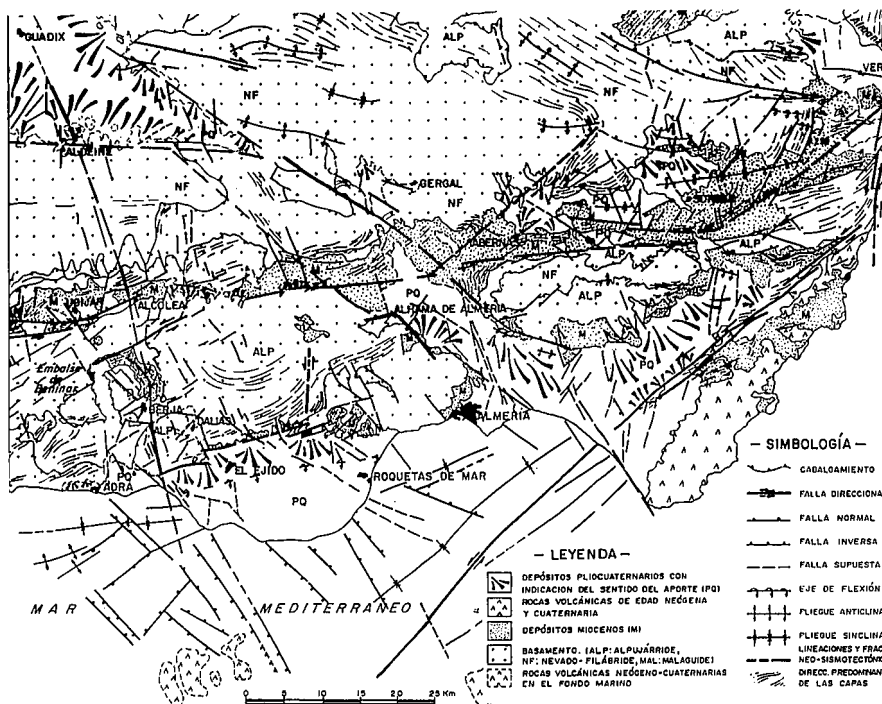


Fig. 1: Mapa geológico-estructural del entorno de la zona afectada por la serie sísmica de Adra de 1993-1994 (sur de la Cordillera Bética) . Los datos de la plataforma continental han sido obtenidos de Baena et al., (1983).

Fig. 1: Geologic map of the zone affected by the 1993-1994 Adra seismic sequence (Southern Betic Cordillera). Continental platform data from Baena et al., (1983).

en el sur de la Cordillera Bética y más concretamente en el límite entre el Complejo Alpujarride y los depósitos neógeno cuaternarios correspondientes al dominio del Mar de Alborán (fig. 1).

La neotectónica de esta zona se pone de manifiesto a través de la configuración y distribución de las cuencas y depresiones pliocuaternarias situadas sobre los materiales del basamento

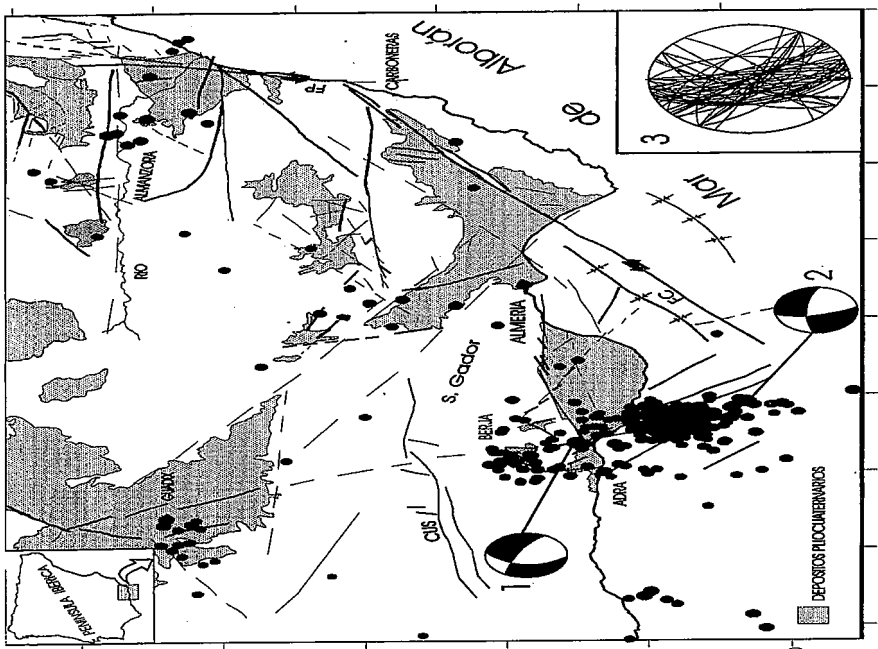


Fig. 2: Mapa estructural de la zona de estudio en el que se representan los epicentros de los dos seísmos principales (con sus mecanismos focales) junto con las primeras 350 réplicas. 1: Terremoto del 23 de Diciembre de 1993 (mb:5.0). 2: Terremoto del 4 de Enero de 1994 (mb:4.9). 3: proyección estereográfica de la fracturación reciente medida en el entorno de Adra, Berja y Dalías. FC: Falla de Carboneras; CUS: Corredor de Ugijar-Sorbas. FP: Falla de Palomares.

Fig. 2: Structural map of the studied zone in which the two mainshocks (with the fault plane solutions) and the first 350 aftershocks are projected. 1: 23th December 1993 earthquake (mb: 5.0). 2: 4th January 1994 earthquake (mb: 4.9). 3: Stereographic projection of the recent faults measured in the Adra-Berja zone. FC: Carboneras Fault. CUS: Ugijar-Sorbas Corridor. FP: Palomares Fault.

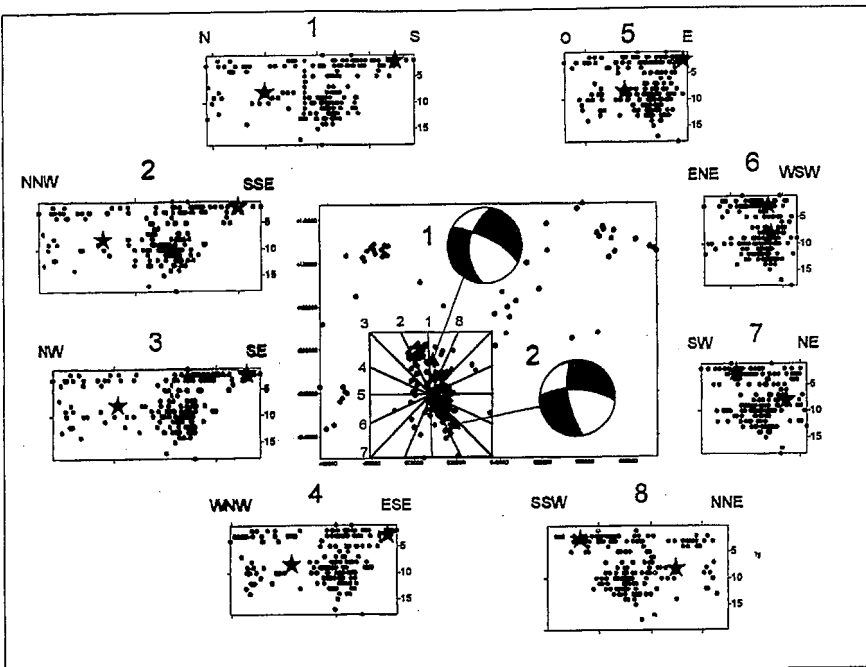


Fig. 4: Proyecciones sobre planos verticales, según las orientaciones indicadas, de las réplicas situadas en el núcleo principal de Adra (cuadro marcado en el mapa central). 1 y 2: mecanismos focales de los seísmos principales (marcados con estrellas en las proyecciones).

Fig. 4: Projections on vertical planes of aftershocks located in the main aftershock accumulation close to Adra (square in central map). 1-2: fault plane solutions of the mainshocks (marked with stars on the projections).

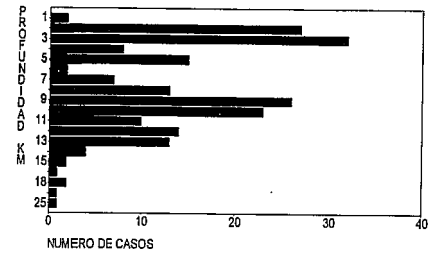


Fig. 3: Distribución de las profundidades focales de las réplicas de la serie sísmica de Adra.

Fig. 3: Depth distribution of the Adra sequence of aftershocks.

alpujárride y cuyos límites se corresponden con fallas y/o corredores tectónicos de direcciones preferentes N 60-70 E, E-W y N 170-180 E. De estos corredores, los que parecen controlar en mayor medida la tectónica reciente y actual del entorno de Adra son el corredor de Ugijar-Sorbas y la Falla de Carboneras, en su prolongación a través del Mar de Alborán, como segmento de la zona de cizalla transalborán "Transalboran Shear Zone" (Larouziere *et al.*, 1988). La actividad reciente de este accidente ha sido puesta de manifiesto en diversos estudios geológicos y geofísicos (Rodríguez Fernández y Martín penela, 1993).

Por otra parte, los depósitos marinos de edad tortoniense y messiniense de la antigua cuenca Miocena de Ugijar, que originalmente se extendía de modo más o menos continuo hasta el mar (Page, 1991), quedan actualmente reducidos a los afloramientos que se extienden a lo largo del Corredor de Ugijar-Sorbas por una parte, y hacia el sur de éste, en afloramientos aislados situados a cotas elevadas. En función de las alturas alcanzadas por estos materiales se deduce un levantamiento cuyas tasas pueden alcanzar valores del orden de 0,15 m/Ka en la zona de Berja. Depósitos de igual edad en la Sierra de Gador se han obtenido valores para este levantamiento del orden de 0.20 m/Ka. En la zona costera y en relación con depósitos de edad cuaternaria Goy *et al.*, (1992) obtienen tasas de levantamiento de 0.15 m/Ka. De todo esto se deduce que el levantamiento regional que tiene lugar desde el Mioceno Superior hasta el Holoceno se ha producido siguiendo una tendencia bastante constante, dando origen para tiempos recientes a un fuerte encajamiento de la red fluvial.

La tectónica reciente en el entorno de Adra se caracteriza por la existencia de una importante fracturación que afecta a depósitos pliocenos (antiguo delta del río Adra) y cuaternarios (glacis, abanicos aluviales y terrazas marinas emergidas) (Goy y Zazo, (1983); Aldaya *et al.*, (1983)). Esta fracturación ha sido medida en la zona de Adra, Berja y Dalías y se ha representado en la proyección estereográfica de la fig. 2. Los sistemas de fracturación reconocidos más importantes son:

- Sistema N 120-140 E: Son predominante-

mente fallas normales con componente dextral. Presentan saltos, en ocasiones mayores a los 10 m afectando al Pleistoceno y Holoceno y son frecuentes los movimientos rotacionales en tijera en la zona del Campo de Dalías (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993). Este sistema controla en varios puntos la forma de la costa.

-Sistema N 160-180 E: Responde a fallas activas de no mucha extensión y de componente normal y normal direccional que se suceden en el espacio hacia el Norte, según la orientación indicada, definiendo la lineación Berja-Guadix. Este sistema de fracturas controla la formación de pequeñas cuencas intramontanas cuaternarias sobre el basamento alpujárride entre las localidades de Adra, Berja y Dalías.

-Sistemas N 70 E y N 90 E: configuran el frente de montaña que limita el sur de la Sierra de Gador. Presentan un movimiento predominantemente de tipo normal para tiempos muy recientes (Goy y Zazo, 1983 y Silva *et al.*, 1992).

Todos estos sistemas de fracturación han sido puestos de manifiesto a partir de estudios de la plataforma continental tanto al sur de Adra como al sur de Campo de Dalías (Baena *et al.*, 1982 y Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

De lo expuesto se pone en evidencia los depósitos pliocenos y cuaternarios están deformados por fallas normales y direccionales con componente normal de orientación: N 120-140 E, N 160-180 E, N 70 E y N 90 E. La cinemática de estas fallas se asocia con la actividad de zonas de falla de carácter regional (Fig. 1), bajo un régimen transpresivo.

La distribución espacial de las réplicas de la serie sísmica de Adra, como se aprecia en la fig. 2, evidencia las implicaciones de la neotectónica a la vista del control que ejercen las direcciones de fracturación N 160-180 E y N 120-140 sobre dicha serie.

Los mecanismos focales calculados por el Instituto Geográfico Nacional (fig. 2) responden a fallas direccionales con una fuerte componente normal. Esta cinemática se corresponde con la descrita para los sistemas de fracturación N 120-140 E y N 160-180 E.

**Serie sísmica de Adra**

Para realizar el análisis espacial y temporal de la serie sísmica de Adra, se han utilizado los datos del catálogo de sismos próximos del Instituto Geográfico Nacional.

La mayoría de las 350 réplicas representadas se acumularon en una zona de geometría regular, alargada según una dirección NNW-SSE, situada al sur de Berja y Este de Adra. En la actualidad se mantiene la actividad asociada a esta serie sísmica. Las profundidades hipocentrales del núcleo principal de réplicas (ver fig. 3) varían entre 2 y 25 Kms. Se observan dos máximos bastante claros, uno de 2 a 4 Km y otro de 8 a 11 Km, en contraste con el vacío existente entre los 6 y 7 Km

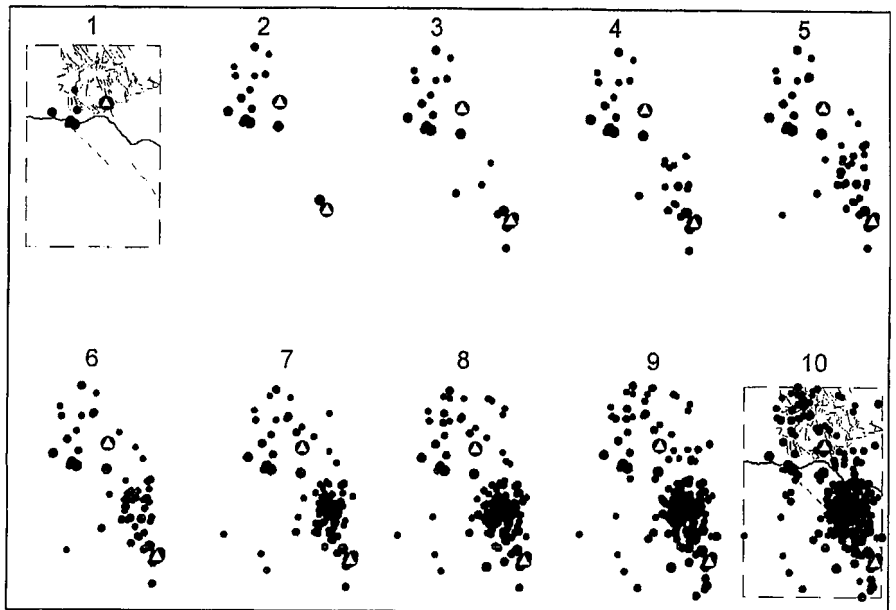


Fig. 5: Vista en planta de la evolución en el tiempo del núcleo principal de réplicas de la serie en el entorno de Adra. Se marcan con triángulos los epicentros de los terremotos principales. En la primera y última figuras se muestra la referencia de la línea de costa y la fracturación reciente de la zona.

Fig.5: Map view of temporal distribution of the main aftershock sequence near Adra. Mainshock epicentres marked with triangles. Coast line and recent fractures on the zone are represented on the first and last figures.

de profundidad. Se han realizado proyecciones de los hipocentros de las réplicas sobre planos verticales siguiendo diversas orientaciones. Los errores de localización de los hipocentros no han sido calculados aún en su totalidad si bien, los que se conocen dan valores relativamente bajos tanto del error horizontal como vertical según fuentes del Instituto Geográfico Nacional. En estas proyecciones, se constata claramente el vacío de sismicidad que existe inmediatamente encima del hipocentro del primer evento sísmico (entre los 3 y 8 Km de profundidad) Fig. 4-1. Este hecho es evidente sobre todo en las proyecciones orientadas de N-S a WNW-ESE (ver fig. 4). Este vacío de sismicidad próximo al hipocentro principal suele ser atribuido en sismos magnitudes medias, como los que son objetos de nuestro estudio, a la situación del área de ruptura, alrededor de la cual se distribuyen las réplicas. En estas proyecciones se pone de manifiesto que las réplicas se disponen rellenando un volumen de corteza cuyos bordes o límites responden a una geometría planar. Las variaciones de buzamiento que presentan estas superficies de unas proyecciones a otras se debe a que en la mayoría de las ellas corresponden a buzamientos aparentes. Las proyecciones 1, 2 y 3 de la fig. 4 serían las de orientación más cercana a la dirección de las fallas responsables de los terremotos principales. Esas orientaciones coinciden con las de los sistemas de fracturación N 120-140 E y N 160-180 E descritos con anterioridad. Las proyecciones 6 y 7 estarían más próximas a una orientación perpendicular a los planos de falla citados por lo que el buzamiento que se observa en las mismas co-

responde a un buzamiento más próximo al real. La disposición en planta de los epicentros de las réplicas fig. 2, se ajusta a la forma de un "rombo" (Fig.6) cuyos lados presentan orientaciones que coinciden precisamente con dos de los posibles planos solución de los mecanismos focales y con los dos sistemas de fracturación aparentemente más activos de la zona. En este sentido, el límite noreste del "rombo" se sitúa bastante próximo a la falla N 135 E que controla la costa al este de Adra.

En la figura 5 se ha representado la evolución temporal de la serie de réplicas. Es destacable el hecho de que a medida que progresa la actividad, se va configurando la morfología paralelepípedica antes descrita. También se observa que, desde el instante en que se produce el segundo evento principal, tiene lugar una ligera migración de réplicas desde su epicentro hacia el NO, y a continuación una gran acumulación de las mismas a medio camino entre los dos epicentros principales. Otra característica interesante de la distribución temporal de la actividad sísmica, es que en el intervalo de tiempo de 11 días entre los dos eventos sísmicos principales se registraron 11 réplicas, mientras que en los primeros días tras el segundo terremoto principal se registraron más de 12 réplicas por día. Por tanto, la tasa de actividad por tanto se incrementó bruscamente tras el segundo evento sísmico, que presentó sin embargo una magnitud ligeramente menor al primero.

## Interpretación y discusión

Del análisis espacial y temporal de la serie sísmica de Adra, se puede deducir una relación genética entre los dos terremotos principales de la serie. Ello nos permite considerar la serie sísmica de Adra como un ejemplo de terremoto compuesto ("compound earthquake" según la terminología de Scholz, 1990). Este autor define un terremoto compuesto cuando se producen dos o más eventos sísmicos de tamaño similar en superficies de ruptura próximas, no necesariamente pertenecientes a un único plano de falla y con un retardo en el tiempo que va de pocas horas a varios días.

Un posible antecedente de este mecanismo de terremoto compuesto en la zona de Adra se deduce de la serie sísmica de Adra-Dalías de Enero de 1804, localizada en las proximidades de la serie de Adra (1993-1994). Esa serie alcanzó una intensidad máxima VIII y estuvo caracterizada por dos eventos sísmicos principales de intensidad semejante y un retardo entre ambos de 9 días.

En el caso que nos ocupa aquí, teniendo en cuenta: a/: las evidencias de la existencia de fallas activas N 160-180 E y N 130-150 E y b/: la disposición espacial (figs. 2 y 4) y temporal (fig. 5) de la serie sísmica así como los mecanismos focales de los eventos sísmicos principales, podemos realizar una interpretación mecánica y cinemática de la serie tal y como se expone en la figura 6. Según esta interpretación, el primer terremoto, estaría asociado con la activación de una falla de buzamiento subvertical y dirección N 135 E (mecanismo focal 1 de fig.6). El desplazamiento dextral-normal induce una reducción del esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) en el plano de falla orientado N 170 E situado al sureste del anterior y que coincide con uno de los planos solución del mecanismo focal 2 de la figura 6. Esta reducción del esfuerzo normal modifica el estado de esfuerzos inicial para este segundo plano de falla aproximándolo al punto de ruptura.

Este tipo de mecanismo de terremoto compuesto puede implicar procesos de ruptura causados por mecanismos distintos de aquellos que normalmente se relacionan con la acumulación de energía elástica como son: cambios en la presión intersticial y procesos de fatiga (Nur y Booker, 1972; Scholz, 1968, 1990).

El retardo de 11 días entre el primero y el segundo evento sísmico puede explicarse tal y como se ha hecho en otros ejemplos similares (terremoto de Superstition Hills (Hudnut *et al.*, 1989) mediante el llamado efecto poroelástico combinado (Scholz, 1990). Este efecto se basa en que la disminución instantánea del esfuerzo normal respecto al segundo plano de falla, tras el primer evento sísmico, viene acompañada por una disminución drástica de la presión intersticial en los cuadrantes de dilatación. En efecto, con el tiempo la presión intersticial tiende a recuperarse a causa de la migración de fluidos desde los cua-

drantes de presión hacia los cuadrantes de dilatación, hasta alcanzar el estado crítico para la ruptura en la segunda falla. Esto representa un efecto adicional a la disminución de  $\sigma_n$  citado. Estas modificaciones de la presión intersticial en el entorno de las fallas activas se han podido reconocer a través de nuestras observaciones de campo en las que se constataron cambios significativos en el régimen hidrogeológico de fuentes y manantiales en el entorno de Adra, Berja y Dalías.

Una vez acaecidos los dos eventos sísmicos principales, el campo de esfuerzos queda modificado significativamente en el entorno de los mismos. Ello explica que, las réplicas se acumulen en el bloque de corteza (zona sombreada de la figura 6) limitado por las fallas responsables de los eventos principales y por otras pertenecientes a los mismos sistemas. Este bloque, cuyo eje mayor se dispone NNO-SSE, como puede apreciarse claramente en las figuras 4 y 6 se sitúa en interior de los cuadrantes de dilatación de los dos seísmos. En el interior de este bloque, la caída de los esfuerzos normales a los planos de debilidad, seguida de la recuperación de la presión intersticial, provoca la reactivación de numerosas fracturas en forma de réplicas.

De la interdependencia entre la actividad de una y otra falla y la distribución espacial y temporal de las réplicas condicionadas por las mismas, deducimos por tanto que la serie sísmica de Adra puede responder al mecanismo de un terremoto compuesto.

Este hecho lo consideramos de gran significación en la región estudiada. La actividad sísmica de magnitud media (serie sísmica de 1993-1994) y alta (serie sísmica de 1804) en esta zona creemos que está condicionada preferentemente por la interacción de fallas activas de dimensiones relativamente reducidas que se articulan entre sí configurando unidades corticales.

## Agradecimientos

El presente trabajo ha sido realizado gracias a la financiación de la FUNDACION RAMON ARECES. Los datos sísmicos utilizados en el mismo han sido facilitados por el "Instituto Geográfico Nacional. Petición de datos 94/0009".

## Referencias

- Aldaya, F., Baena, J. Y Ewert, K. (1983): hoja 1057. Adra. M.A.G.N.A., IGME (Madrid).  
 Baena, J., García Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udías, A. y Wandossell, J. (1982): Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E. 1:200.000. Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses. 105 p., IGME (Madrid).  
 Goy, J.L. y Zazo, C. (1983): Cuad. Lab. Geol. de Laxe, 5:397-419.

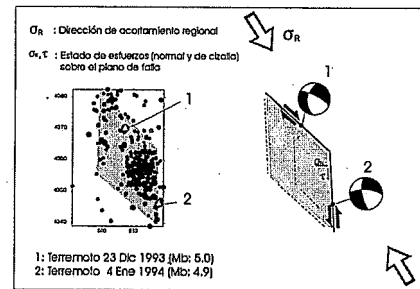


Fig. 6: Modelo cinemático y dinámico propuesto para la serie sísmica de Adra. Se ha sombreado el área donde se acumula la mayor parte de los epicentros de la serie. Dicha área sería la intersección con la superficie del bloque cortical en cuyo interior se ha modificado significativamente el estado de esfuerzos inicial.

Fig. 6: Kinematic and dynamic model proposed to explain the Adra sequence.

Shaded area indicate the zone where greater part of aftershocks occurs. That area would be the intersection between the fault bounded crustal block, where stress field is highly modified, and the surface.

- Goy, J.L., Silva, P.G., Zazo, C., Somoza, L. Y Bardají, T. (1992): I Joint Meeting British Tectonic Group-INQUA Neotectonic Comm.  
 Hudnut, K., Seeber, L., y Pacheco, J. (1989): Geophys. Res. Lett. 16: 199-202.  
 Larouziere, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montecat, C. Y Ott d'Estevou, P. (1988): Tectonophysics, 152: 41-52.  
 Montecat, C. y Ott d'Estevou, P. (1987): Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 11,1:1-22.  
 Nur, A. Y Booker, J.R. (1972): Science 175:885-887.  
 Page, A. (1991): Tesis doctoral Univ. de Londres. 392 P.  
 Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. Y Serrano, F. (1990): Doc et trav. IGAL 12-13: 87-100.  
 Rodríguez Fernández, J. Y Martín Penela, A.J. (1993): Geodinamica Acta 6, 4: 255-270  
 Scholz, C. (1968): Bull. Seimol. Soc. Am. 58: 1117-30  
 Scholz, C. (1990): Cambridge University Press. 439 P.  
 Silva, P. G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J. y Lario, J. (1992): III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Actas Tomo 2: 96-100.  
 Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993): Tectonophysics, 224: 289-303.