

Tectónica reciente y activa en la Cordillera del Rif (Alhucemas, Marruecos)

Implicaciones en la peligrosidad sísmica

La determinación de la actividad tectónica reciente y actual en la Cordillera del Rif tiene gran interés, ya que está asociada a la actividad de las fallas que determinan la peligrosidad sísmica de la región. El objetivo de este trabajo es describir las características de la actividad tectónica sismogénica en la región de Alhucemas situada en el interior de la Cordillera del Rif, para discutir algunos factores geológicos que no suelen tenerse en cuenta habitualmente en los estudios de peligrosidad sísmica, desarrollados con técnicas aplicables a zonas frontales de cordilleras.

TEXTO | Galindo-Zaldívar, J.¹; Chalouan, A.²; Azzouz, O.³; Sanz de Galdeano, C.⁴; Ameza, L.³; Marín-Lechado, C.⁵; Ruano, P.⁷; Saji, R.⁶; Masana, E.⁷; Pedrera, A.¹; López-Garrido, A.⁴; Bargach, K.²; Roldán-García, F.J.⁵; Ruiz-Constán, A.¹; Benmakhlof, M.⁶; Ahmamou, M.²; Akil, M.²; Chabli, A.²

Palabras clave
Rif, Alhucemas, sismicidad, Marruecos

Las cordilleras Bético-Rifeñas son cordilleras alpinas desarrolladas desde el Cretácico, en las que su relieve actual es consecuencia de la convergencia oblicua en dirección NO-SE, desde el Tortonense, entre las placas euroasiática y africana. La deformación continúa en la actualidad y produce una sismicidad que a veces tiene consecuencias catastróficas.

En la Cordillera del Rif, las estructuras activas sismogénicas de las zonas frontales se correlacionan bien con las estructuras tectónicas mayores observadas en campo, y su comportamiento contrasta con el de las zonas interiores. La actividad sísmica se

concentra esencialmente en la zona de Alhucemas, en el límite entre las Zonas Externas e Internas, región en la que el 24 de febrero de 2004 se produjo un terremoto catastrófico superficial (14 km de profundidad) con la mayor magnitud instrumental registrada en el Mediterráneo más occidental (M=6.3). El mecanismo focal y las alineaciones de epicentros indican la actividad de fallas sinistras transcurrentes de orientación N-S. Sin embargo, en las observaciones de campo no se identifica ninguna falla vertical transcurrente en la alineación de los epicentros, y, por el contrario, se observa la actividad reciente de fallas normales. Esta aparente contradicción puede deberse a la estratificación

mecánica de la corteza, debido a la presencia de niveles de despegue.

La principal consecuencia de estas observaciones es la necesidad de realizar estudios complementarios a los propuestos por las técnicas paleosismológicas clásicas en cordilleras con estratificación mecánica, como la Cordillera Bética, donde también ha ocurrido una sismicidad catastrófica.

Marco sísmico general

La actividad tectónica actual con sismicidad asociada, constituye uno de los principales fenómenos naturales que determinan la peligrosidad de origen geológico. El análisis de las características de las estructuras

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. España. jgalindo@ugr.es
2. Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Maroc.
3. Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Mohammed premier-Oujda. Maroc.
4. IACT, CSIC-Universidad de Granada. España.
5. Instituto Geológico y Minero de España.
6. Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Caddi Ayyad, Beni Mellal, Maroc.
7. Departament de Geologia Dinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona, Spain.
8. Faculté des Sciences. Université Abdelmalek Essaadi. Tetuán. Marruecos.

activas, tanto pliegues como fallas, es actualmente una de las principales aplicaciones de los estudios tectónicos que tienen incidencia social. Aunque estos trabajos no evitan la actividad sísmica, permiten conocer su origen y características y, por tanto, son la base para diseñar la prevención de los efectos de este peligro natural. En el futuro, la sismicidad debe dejar de ser considerada como un hecho catastrófico para ser un fenómeno natural que puede ser cuantificable, predecible (en la medida de lo posible, o al menos estimar su recurrencia), y para que se establezcan las profundidades y magnitudes máximas de los terremotos que ocurren en una región. Estos estudios contribuyen a una mejor ordenación del territorio.

La mayor parte de las investigaciones en Tectónica activa se realizan por analogía a las que se desarrollan en la falla de San Andrés, responsable del terremoto de San Francisco (1906, M=7.9). En estos trabajos se combinan técnicas geológicas de superficie, geofísicas, geodésicas y radiométricas. Sin embargo, las características particulares de esta falla transformante y de su contexto tectónico hacen que algunas de las técnicas utilizadas y de los resultados obtenidos no sean extrapolables a otras regiones (Sylvester, 1988).

El funcionamiento de una falla se produce cuando el estado de esfuerzos alcanza el límite de ruptura. Las fallas activas pueden funcionar progresivamente, por deslizamiento,

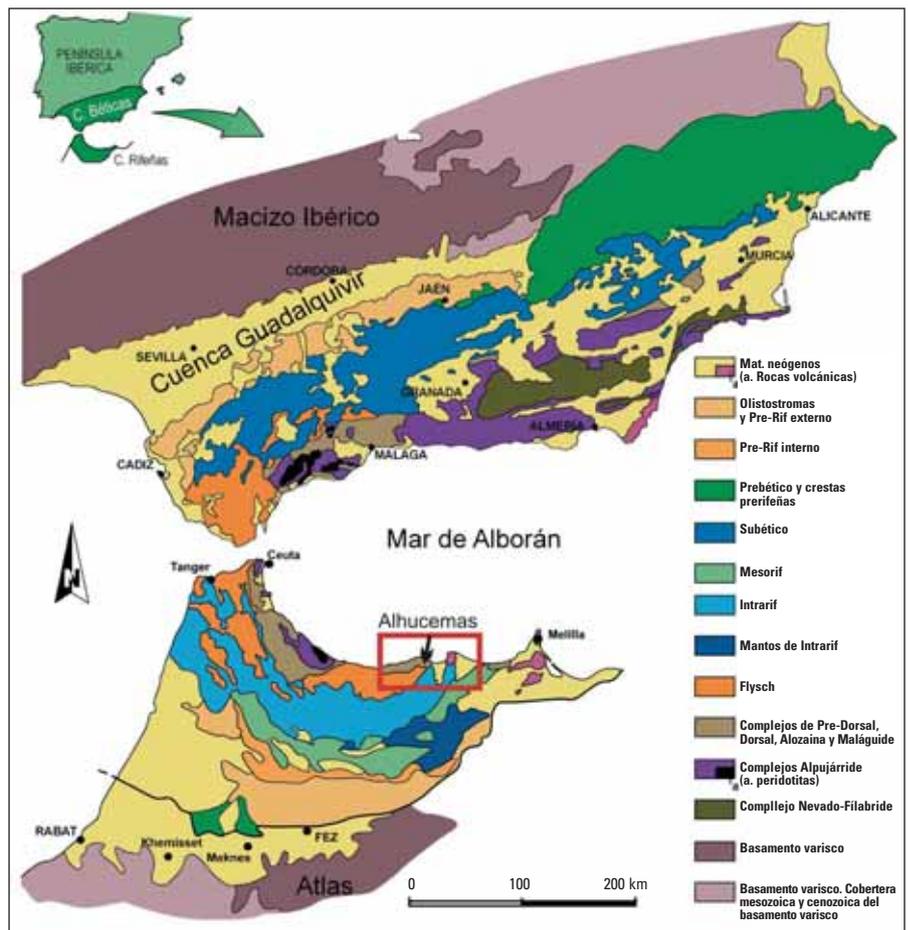


Figura 1. Esquema geológico de las Cordilleras Bética y Rifeña en el que se indica la zona de Alhucemas, situada en el interior de la Cordillera Rifeña.

sin que se produzca acumulación de energía. Sin embargo, si existe resistencia al movimiento en la superficie de falla, debido a la fricción y la cohesión, las fallas acumularían energía elástica y funcionarían de forma discontinua produciendo sismicidad. Una misma falla puede tener comportamiento

sísmico o asísmico, dependiendo de la profundidad y de los materiales que corta. Los estudios paleosismológicos suelen basarse en el análisis de los saltos máximos y la longitud de las fallas, o de aquellos segmentos de falla que funcionan simultáneamente, para estimar las magnitudes máximas de los

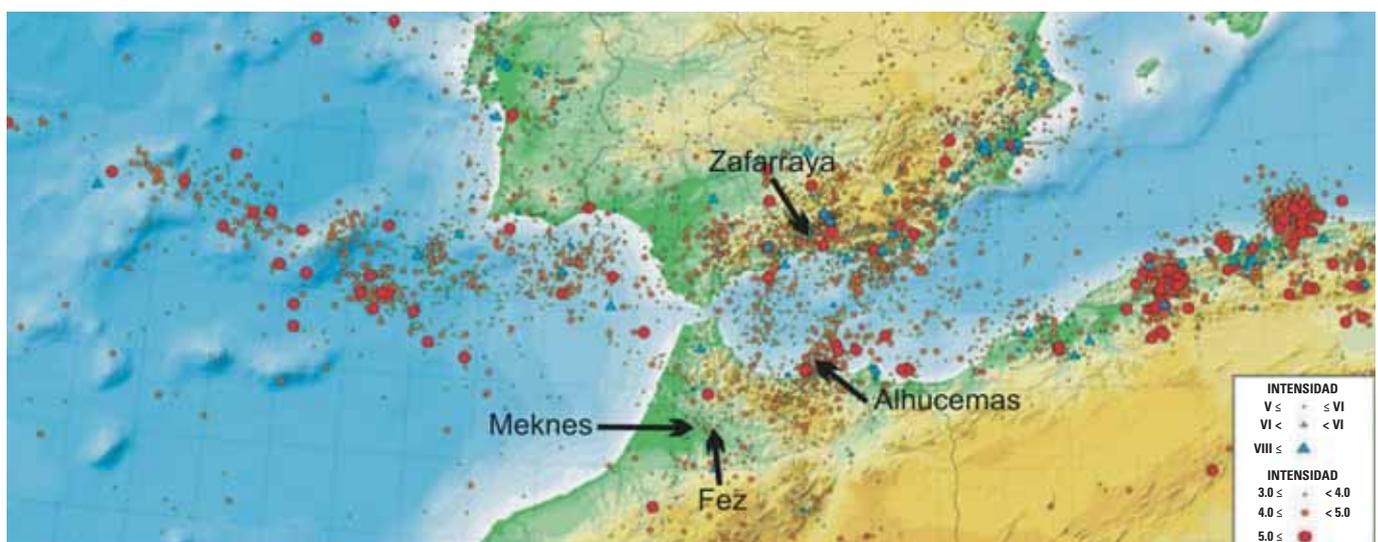


Figura 2. Distribución de la sismicidad en las Cordilleras Bético-Rifeñas entre 1920 y 2003 (IGN). Se indican algunas localidades que han sufrido importantes daños históricos.

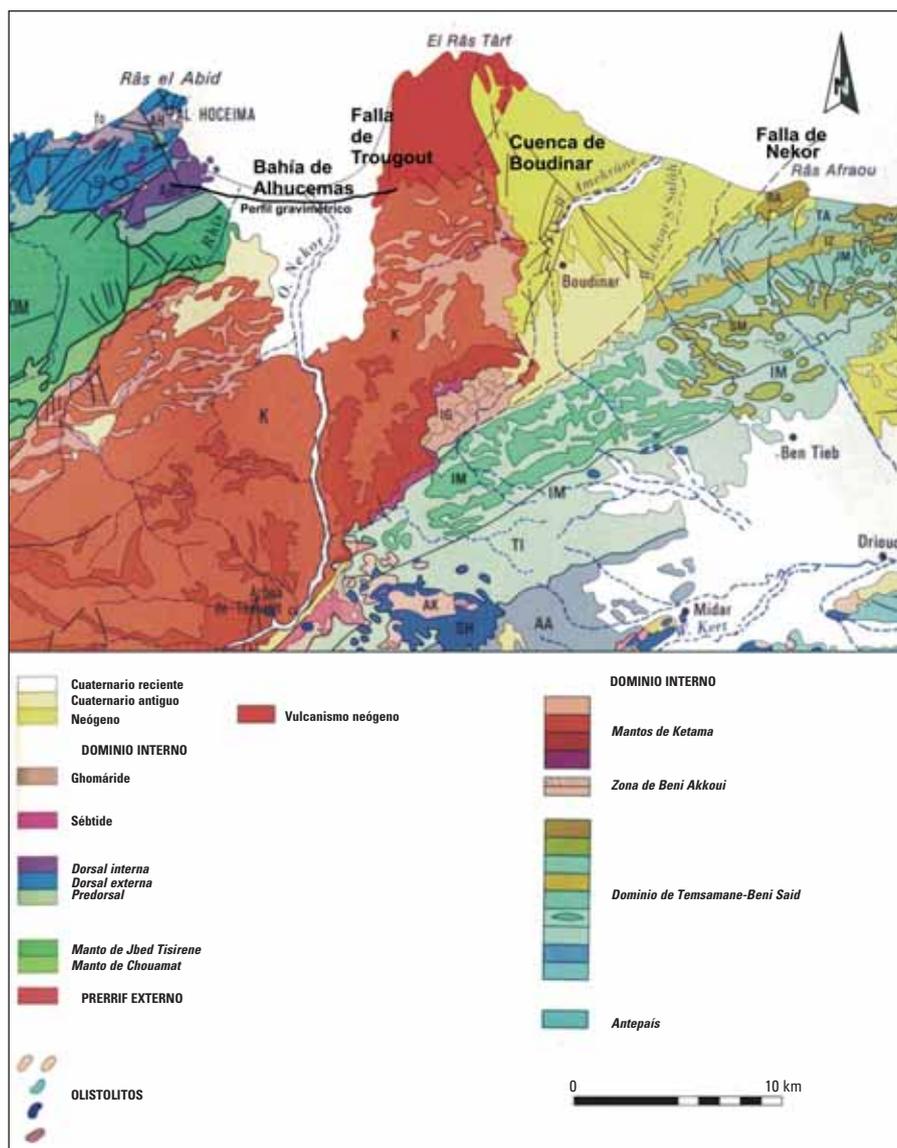


Figura 3. Esquema geológico de la región de Alhucemas, a partir de los esquemas tectónicos del Mapa Geológico de Marruecos (1:500.000). Se indica la posición del perfil gravimétrico de la figura 6.

terremotos esperables en una región (Wells y Coppersmith, 1994).

Las Cordilleras Bético-Rifeñas (figura 1), situadas en el Mediterráneo más occidental, han estado afectadas por sismos históricos asociados al límite entre las placas euroasiática y africana. Los dos terremotos recientes que han tenido mayores efectos catastróficos son el terremoto de Andalucía, que ocurrió el día de Navidad de 1884, y el terremoto de Alhucemas del 24 de febrero de 2004.

El terremoto de Andalucía, localizado en la Cordillera Bética central cerca de Zafarraya (figura 2), afectó a la parte suroccidental de la provincia de Granada, destruyó numerosas localidades y ocasionó más de 800 víctimas.

Este terremoto se produjo antes de la instalación de las primeras estaciones sismológicas, por lo que, a partir de las descripciones de los daños y de las investigaciones geológicas realizadas sobre el terreno, se estimaron magnitudes entre 6.1 (López Casado et al., 2000), 6.7 (Reicherter et al., 2003) y 7 (Muñoz y Udías, 1980).

El terremoto de Alhucemas de 24 de febrero de 2004 ha sido el terremoto con mayor magnitud del Mediterráneo más occidental ($M=6.3$), registrado de forma instrumental, y produjo numerosos daños materiales, con más de 600 víctimas y un millar de heridos. En esta zona se han producido numerosas series sísmicas, entre las que cabe destacar la de 1994, con características similares a la de 2004. En esta región, a pesar de los

efectos directos que tiene y ha tenido históricamente la sismicidad, no existen trabajos detallados previos que relacionen los datos sismológicos y los datos geológicos de campo, y que contribuyan a establecer la peligrosidad sísmica. Por otra parte, el frente de la Cordillera Rifeña, con ciudades importantes como Fez y Meknes (figura 3), sufrió los efectos del terremoto de 1755, casi simultáneo al terremoto (maremoto) de Lisboa (1 de noviembre de 1755).

El objetivo de este trabajo es describir las características de la actividad tectónica sismogénica en la región de Alhucemas situada en el interior de la Cordillera del Rif para discutir algunos factores geológicos que no suelen tenerse en cuenta habitualmente en los estudios de peligrosidad sísmica, desarrollados con técnicas aplicables a zonas frontales de cordilleras.

Situación geológica

La Cordillera Rifeña, junto con la Cordillera Bética (figura 1), son cadenas alpinas con cortezas ligeramente engrosadas, conectadas a través del Arco de Gibraltar. Entre ambas cordilleras se sitúa el Mar de Alborán, que constituye una cuenca neógena de gran tamaño con una corteza continental delgada. Estas cordilleras se han desarrollado por la actividad de las estructuras tectónicas que limitan las placas euroasiática y africana.

Las unidades tectónicas de estas Cordilleras se agrupan en Zonas Internas y Zonas Externas, separadas por unidades de tipo *flysch*. Las Zonas Internas están formadas, en su mayor parte, por varios complejos metamórficos superpuestos que, de muro a techo, son: el Complejo Nevado-Filábride (que sólo aflora en la Cordillera Bética), el Complejo Alpujárride-Sebtide y el Complejo Maláguide-Ghomaride. En estos complejos están principalmente representadas rocas precenozoicas y suelen tener un metamorfismo bien desarrollado. Además, existen otros complejos con menor extensión cartográfica, que son el Complejo de la Dorsal y de la Predorsal. Las rocas de edad triásica son mármoles calizos y dolomíticos de facies alpina.

Las Zonas Externas están formadas por unidades con rocas mesozoicas y cenozoicas,

generalmente carbonatadas, que se diferencian además de las Zonas Internas por tener rocas de edad triásica en las que se reconoce la trilógia de facies Bundsandstein, Muschelkalk y Keuper del trias germano-andaluz. Mientras que en la Cordillera Bética los materiales de las Zonas Externas no tienen metamorfismo, en la Cordillera Rifeña, algunas unidades sí son metamórficas.

Las Cordilleras Rifeña y Bética están afectadas por deformaciones desde el Cretácico, y la actividad tectónica continúa en la actualidad. En las Zonas Internas, se han producido deformaciones dúctiles hasta hace 21 Ma en el complejo Sébtide (Alpujárride), y 16 Ma en el Complejo Nevado-Filábride (Monié et al., 1991). Las últimas etapas de deformación dúctil y el paso a deformación frágil en rocas aflorantes se producen durante la actividad de despegues extensionales del Mioceno inferior y medio, con desplazamientos de los bloques de techo hacia el SO. El desarrollo de fallas normales de bajo ángulo afecta tanto a la Cordillera Bética (Galindo-Zaldívar et al., 1989; González-Lodeiro et al., 1996) como a la Cordillera Rifeña (Chalouan et al., 1995, Benmakhlof et al., 2005).

Desde el Mioceno superior, las deformaciones que se observan en superficie consisten en el desarrollo de pliegues de tamaño kilométrico y deformaciones frágiles, aunque siguen produciéndose en profundidad deformaciones dúctiles y metamorfismo. En las zonas frontales de la Cordillera Bética (Ruano et al., 2004) y Rifeña (Bargach et al., 2004) dominan las estructuras compresivas, mientras que en las zonas interiores y el Mar de Alborán predominan las estructuras en extensión (Galindo-Zaldívar et al., 1993). Además, hay un notable desarrollo de sistemas de falla de salto en dirección que deforman, sobre todo, la región oriental de las Cordilleras.

La aproximación actual en dirección NO-SE entre las placas Euroasiática y Africana, con una velocidad de 4,9 mm/año (DeMets et al., 1994), le confiere al límite de placas, orientado E-O, un carácter convergente dextro. La acumulación de energía elástica se libera mediante una sismicidad distribuida (IGN 2003; figura 2), por lo que el límite de placas corresponde a una amplia zona de

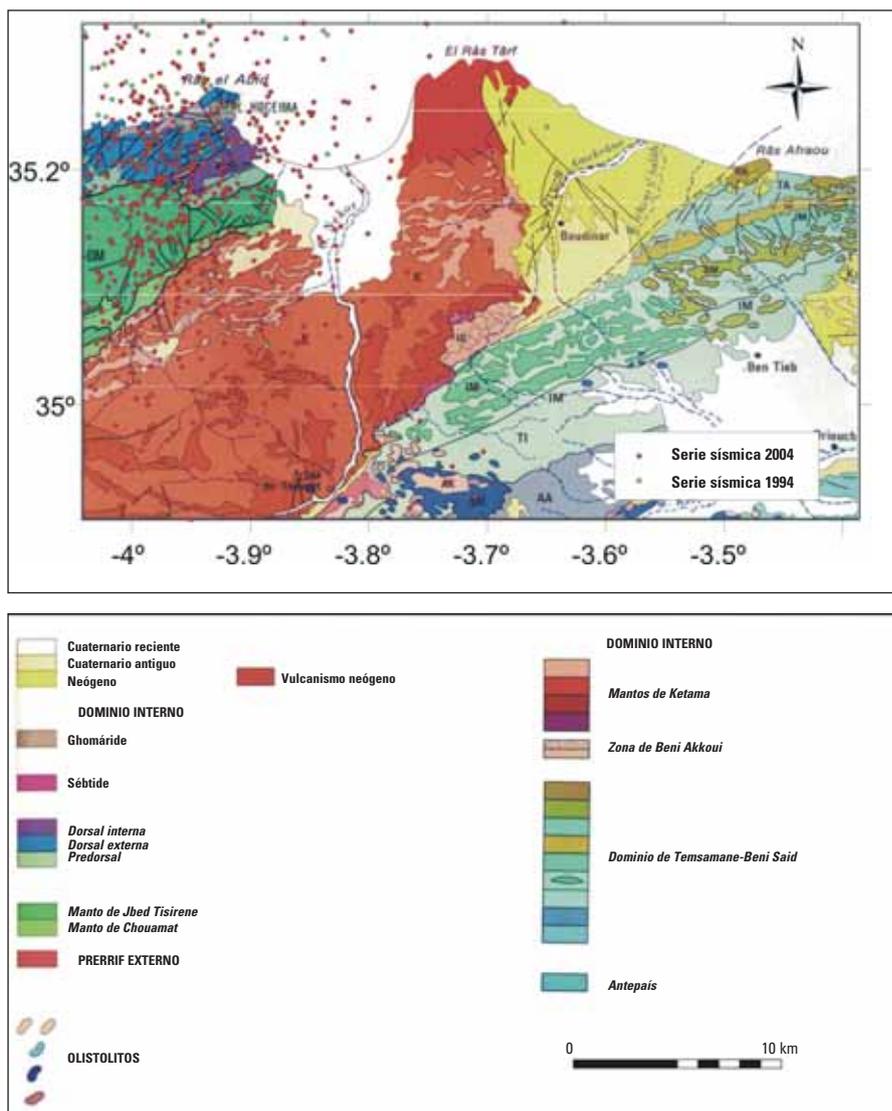


Figura 4. Epicentros de las series sísmicas de 1994 y 2004 en la región de Alhucemas, representados sobre el mapa geológico.

deformación de más de 300 km de anchura. La mayor parte de los relieves actuales se han formado desde el Tortonense, lo que ha permitido individualizar numerosas cuencas intramontañosas, que se observan en la región.

El frente de la Cordillera Rifeña está formado por el Prerrif Externo (denominado Manto Prerrifeño) y las unidades cabalgantes rifeñas, que se sitúan hacia la parte interna de la Cordillera. En la zona frontal se distinguen varias crestas Prerrifeñas que dan paso a la cuenca de antepais. Los datos actuales indican que la estructuración de esta región se ha formado en dos etapas sucesivas de traslación, hacia el SO y hacia el SSE, determinada por las deformaciones en el interior de la Cordillera Rifeña y en el límite Eurasia-África (Bargach et al., 2004).

La deformación se produce por una tectónica típica de Zonas Externas, en la que existe un nivel de despegue entre el zócalo metamórfico, compuesto por rocas que han sufrido deformaciones variscas del Medio Atlas, y la Meseta marroquí y la cobertera de edad mesozoico-cenozoica. Las deformaciones actuales en las fallas inversas y en pliegues con fallas ciegas están claramente asociadas a la sismicidad de esta región (Moratti et al., 2003; Bargach et al., 2004).

La región de Alhucemas concentra gran parte de la sismicidad histórica del Mediterráneo occidental (figura 2), con varios terremotos de consecuencias catastróficas. Entre ellos cabe destacar el terremoto de magnitud 6.3 que se produjo a las 2 h. 27 min. del 24 de febrero de 2004. Sin embargo, en esta región hasta

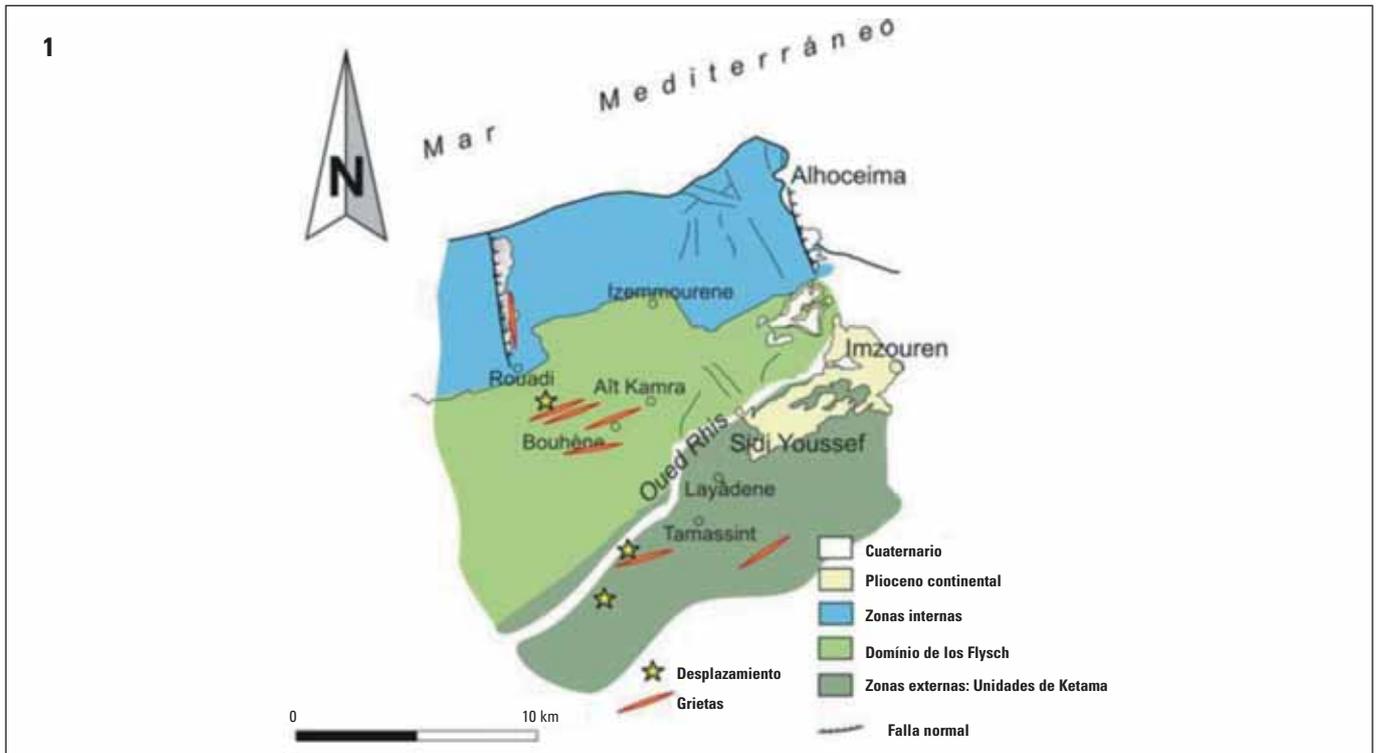


Figura 5. Situación de las deformaciones cósmicas asociadas al terremoto $M=6.3$ de 24 de febrero de 2004 en Alhucemas (1). Daños materiales (2). Desarrollo de grietas cósmicas en materiales consolidados (3). Grietas de deslizamiento (4). Fallas con actividad reciente (falla de Rouadi) (5).

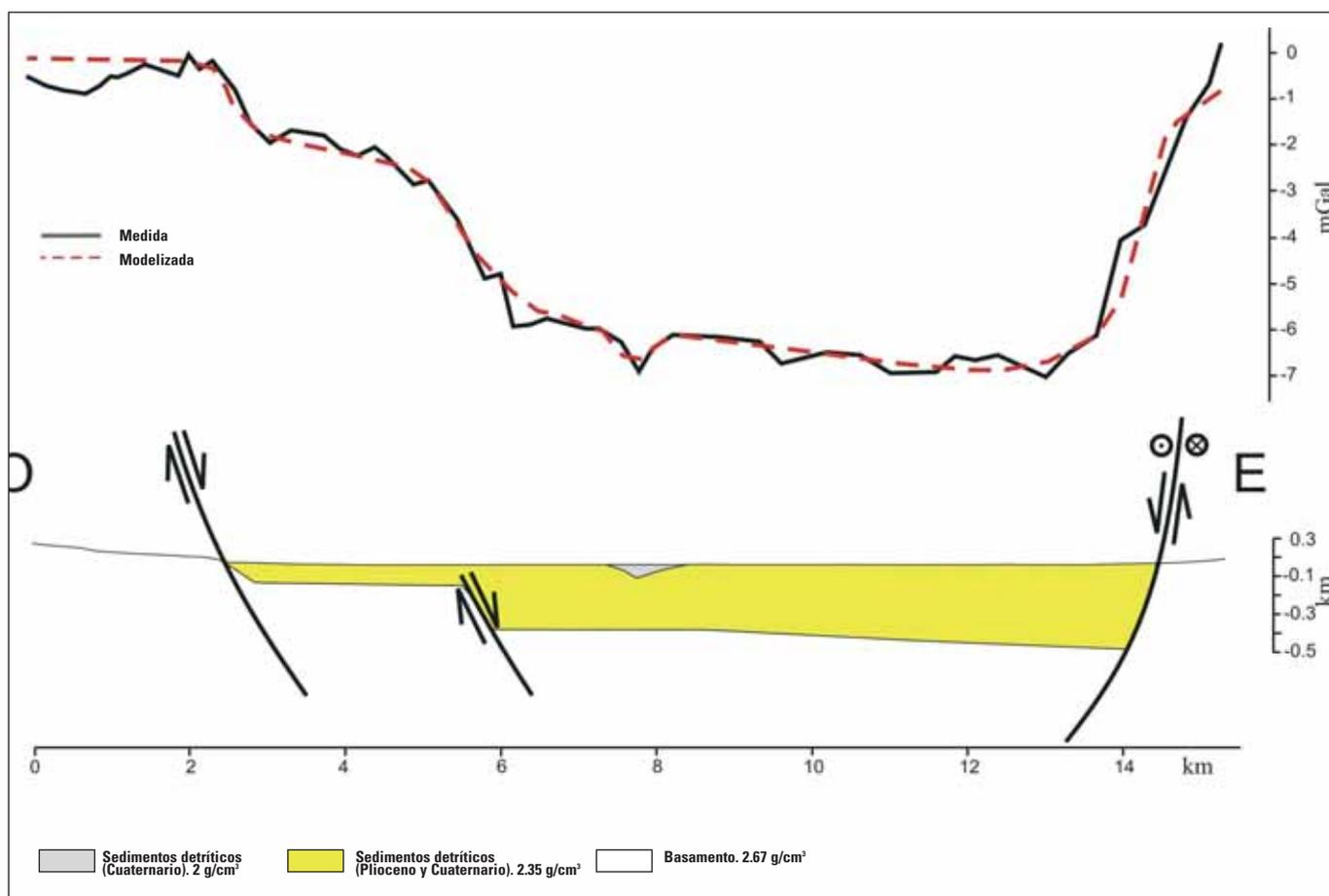


Figura 6. Perfil de anomalía de Bouguer y modelo gravimétrico en la Bahía de Alhucemas. Posición en figura 3.

el momento se han realizado pocos estudios geológicos basados en datos de campo, para relacionar tectónica y sismicidad.

La región sísmicamente activa de Alhucemas (Al-Hoceima) se localiza cerca del contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Rifeña, separadas por unidades de *flysch* (figura 3). La principal falla de la región es la falla sinistral de Nekor, que interseca en la costa al NO de Ras Afraou, y está formada durante el emplazamiento hacia el SO de las Zonas Internas hasta el Tortonense superior (Leblanc y Olivier, 1984; Frizon de Lamotte, 1985).

Las Zonas Internas están representadas por el macizo de los Bokoyas. Está formado por unidades carbonatadas de la Dorsal Externa, cabalgadas por unidades de la Dorsal Interna y fragmentos de materiales paleozoicos ghomárides de edad silúrico a carbonífero (Andrieux, 1971; Chalouan, 1986; Azzouz, 1992). Las unidades de la dorsal están formadas por series carbonatadas del Trias-Lías a Eoceno. Al frente se localizan las

unidades de la Predorsal formadas preferentemente por materiales terciarios (Oligoceno-Mioceno) margosos, calcáreos y areniscas que incluyen olistostromas con bloques generalmente de calizas de la Dorsal.

Las unidades de *flysch* corresponden, al menos, a dos mantos que forman un prisma de acreción localizado en el frente del Macizo de los Bokoya y que, en sentido descendente, son: el manto de Tisirene y el manto de Chouamat. El manto de Tisirene está compuesto por calizas, margo-calizas y niveles detríticos de edad cretácico inferior y llega a tener más de 1 km de potencia. El manto de Chouamat también tiene edad cretácico inferior y está formado por areniscas con intercalaciones de limos y arcillas.

Las Zonas Externas están representadas por la Unidad de Ketama, compuesta preferentemente por pizarras y esquistos de probable edad cretácica. Esta unidad que corresponde al Intrarif, está separada por la

falla de Nekor del Mesorif, representado por la Unidad de Tamsamane.

En la región (figura 3) existen rocas volcánicas de edad tortoniense-mesiniense, al este de Alhucemas (zona de Ras Tarf) (El Azzouzi et al., 1999). Además, desde el Tortonense se depositan rocas detríticas (en muchos casos calcarenitas), margas (más abundantes durante el Messiniense) y, finalmente, depósitos de terrazas marinas, fundamentalmente en dos cuencas: la de Nekor y la de Boudinar.

Sismicidad histórica; el terremoto de 24 de febrero de 2004

La región de Alhucemas sufre frecuentemente terremotos de magnitud media (figura 2), entre los que caben destacar las series que se produjeron durante 1994 y 2004 (figura 4). Anualmente, se producen sismos cuya magnitud media supera 2.4 y son generalmente terremotos superficiales, con profundidades comprendidas entre 4 y 12 km (Cherkaoui et al., 1990). El sismo histórico

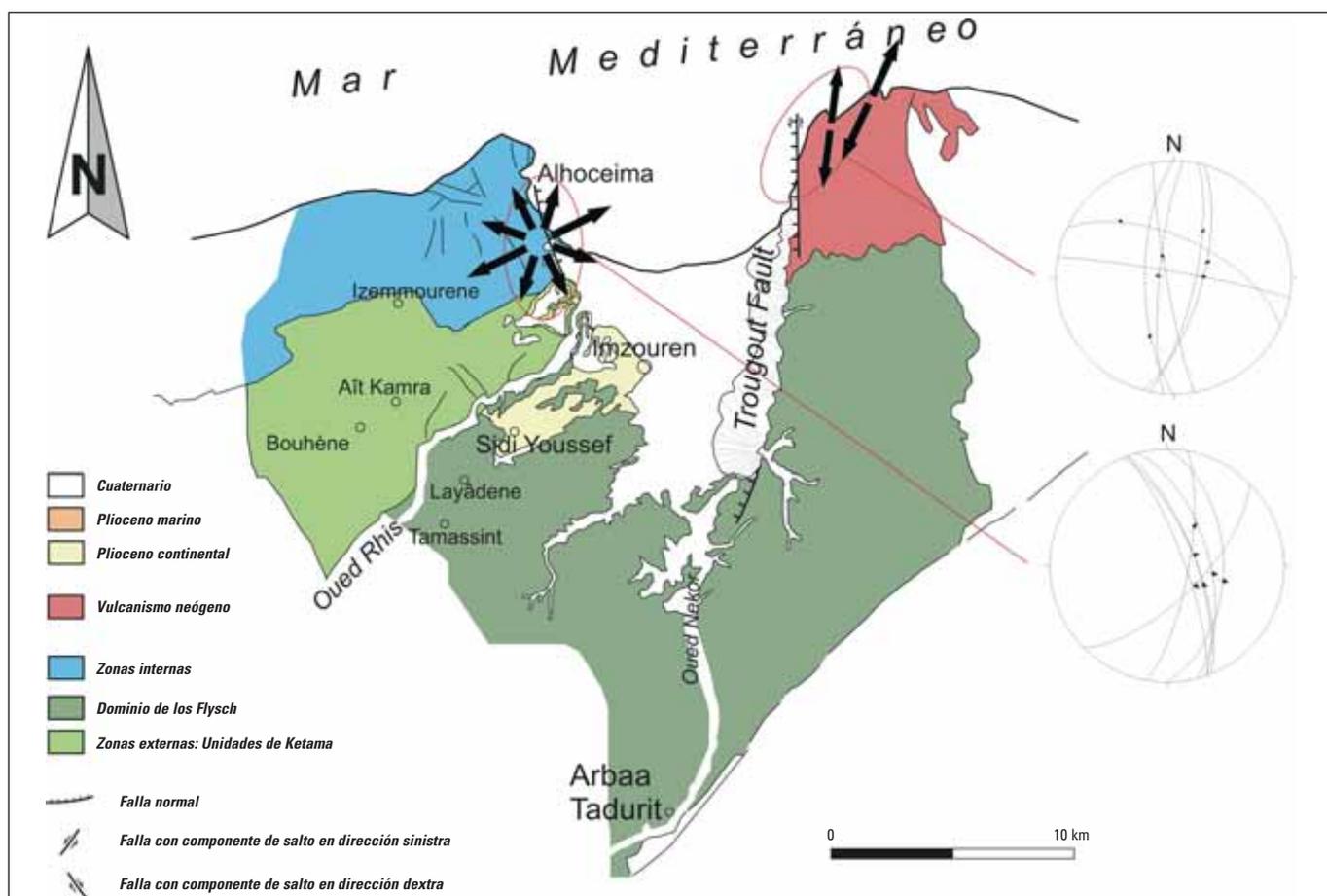


Figura 7. Fallas, microfallas y paleoesfuerzos en la Bahía de Alhucemas. Proyección estereográfica, hemisferio inferior.

que ha alcanzado mayor intensidad (VIII, MSK) tuvo lugar el 8 de julio de 1848 (Ramdani et al., 1989). El principal terremoto que ha producido daños catastróficos, tanto materiales como personales, en el periodo de registro instrumental que se inicia en 1901, es el de 24 de febrero de 2004, con más de 600 víctimas y decenas de miles de casas destruidas, ya que muchas de las construcciones tradicionales son de piedra y adobe. Ambas series sísmicas se localizan aproximadamente en la misma zona (figura 4), con mecanismos focales similares y repetitivos, lo que confirma la existencia, en esta región, de fallas sísmicas con actividad importante.

El sismo principal de la serie de 1994 se produjo a una profundidad de 12 km y tuvo una magnitud moderada ($M=6$, Calvert et al., 1997; $M=5.6$ a 5.8 , Bezzeghoud y Buforn, 1999). Para estos autores, el mecanismo focal de los terremotos de 1994 indica la presencia de un juego principal de fallas de orientación N-S sinistras, que pueden tener varias superficies paralelas entre sí.

El terremoto de 24 de febrero de 2004 tuvo una magnitud de 6.3 y se produjo a una profundidad de 14 km (Stich et al., 2005), aunque existen errores kilométricos en la determinación de la profundidad debido a la ausencia de una red sísmica local. El mecanismo focal del terremoto principal sugiere que el plano nodal activo correspondió a una falla de salto en dirección sinistral, orientación $N11^\circ E$ y buzamiento de 70° hacia el E (Stich et al., 2005). Los mecanismos focales calculados por otras instituciones (European Mediterranean Seismological Center, <http://www.emsc-csem.org>) tienen características similares, lo que confirma la coincidencia entre los estudios sismológicos sobre la existencia de esta falla. El sismo principal fue seguido por más de un millar de réplicas, en su mayor parte superficiales, aunque, en algunos casos, llegaron a alcanzar 45 km de profundidad. Las réplicas se alinean preferentemente en dirección NNE-SSO, del mismo modo que uno de los planos nodales del mecanismo focal.

Los ejes de esfuerzo tienen una orientación similar para las dos series sísmicas, con compresión NO-SE y extensión perpendicular NE-SO, compatible con la situación actual de acortamiento entre las placas euroasiática y africana.

Deformaciones cosísmicas en superficie durante el terremoto de 24 de febrero de 2004

Las evidencias geofísicas indican la existencia en la región de una falla activa de primer orden, con plano subvertical y sinistral responsable de la sismicidad. Sin embargo, las observaciones de campo a escala cartográfica (figura 4), o mesoscópica, en el área epicentral no muestran rupturas superficiales cosísmicas importantes, existencia de fallas de salto en dirección de orientación NNE-SSO, ni la existencia de fallas conjugadas de dirección ONO-ESE.

La falla de Nekor, que es la de mayor extensión cartográfica de la región, está

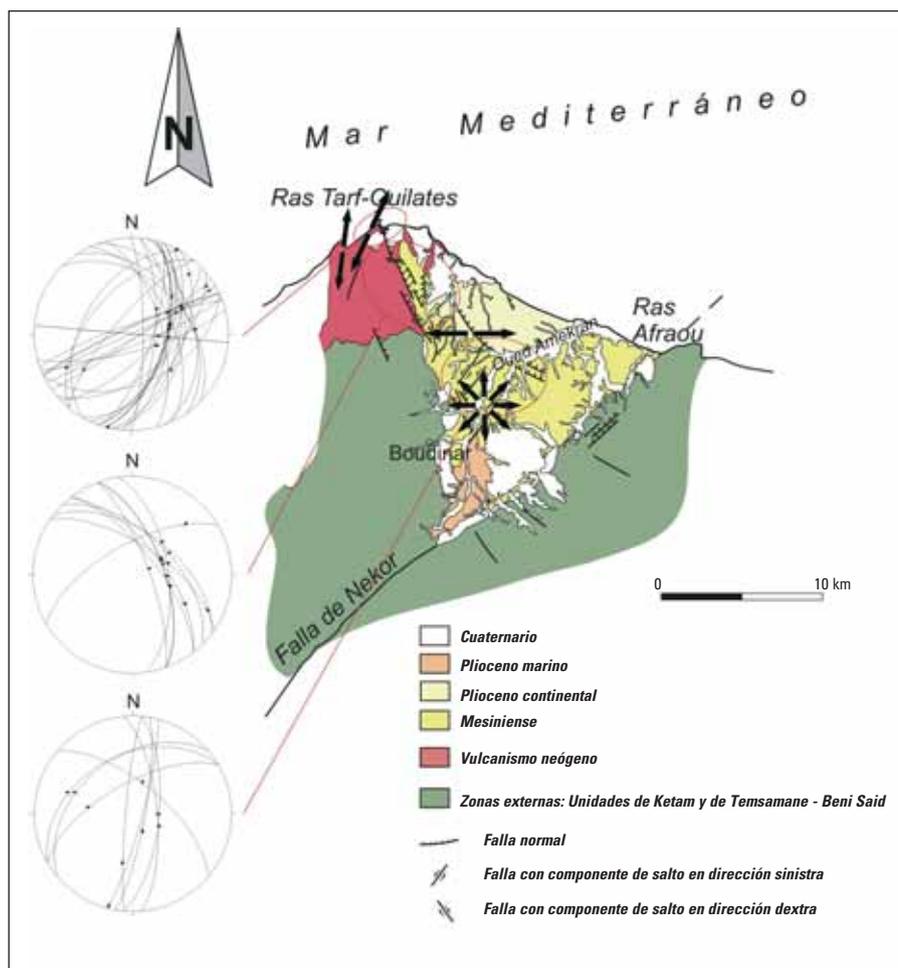


Figura 8. Fallas, microfallas y paleoesfuerzos en la Cuenca de Boudinar. Proyección estereográfica, hemisferio inferior.

fosilizada por materiales del Mioceno superior (al menos Messiniense y más recientes) y, además, no tiene actividad sísmica actual.

Las deformaciones cósmicas observadas (figura 5) se concentran en la zona epicentral y consisten en deslizamientos y grietas abiertas sobre el terreno. La sismicidad ocurrió después de un periodo intenso de lluvias, que disminuyó la resistencia de la parte más superficial del terreno. La presencia de un relieve abrupto hizo que se desencadenaran o reactivaran numerosos deslizamientos (figura 5), que produjeron la mayor parte de los daños. Los deslizamientos afectaron a suelos, pero también hubo caída de rocas y se produjeron preferentemente hacia el NNO o hacia el SSE, debido a la estructura geológica predominante de la región.

Se realizó un estudio detallado en el terreno para distinguir las grietas cósmicas y las asociadas a deslizamientos. Las grietas

cósmicas se han identificado en zonas llanas, en las que la topografía impedía el desarrollo de deslizamientos. Son grietas que afectan a materiales poco consolidados y que en una época de lluvias se hubiesen rellenado rápidamente. También se identifican bien en los suelos de cemento de las construcciones destruidas. Además, en algunos casos, se ha comprobado que las grietas se observan tanto en el terreno como en las construcciones. De esta forma se asegura que las grietas tienen un origen tectónico.

Las grietas cósmicas (figura 5) tienen orientaciones preferentes en dirección ENE-OSO (N50°E a N80°E, con un máximo N60°E) paralelas a las estructuras geológicas que se observan en superficie. La apertura es centimétrica e indican una dirección de extensión NO-SE. En algunos sectores, se han observado grietas que cortan netamente niveles carbonatados consolidados, lo que indica que la deformación fue rápida y neta.

Sin embargo, justo en el área epicentral existen materiales de edad pliocena-villafranquiese que no están afectados por ninguna deformación, y no se observa ningún rasgo geomorfológico de orientación N-S.

Deformaciones recientes y paleoesfuerzos

Las principales estructuras que se observan en superficie son fallas normales de dirección preferente N-S, con pequeñas componentes de salto en dirección, en función de su orientación (figuras 3, 6, 7 y 8). Probablemente, también existen pliegues de orientación ENE-OSO, tal y como sugieren los buzamientos de las únicas superficies de referencia disponibles (contactos litológicos, foliaciones). No se puede determinar con exactitud su geometría, ya que estas superficies muestran la superposición de varias etapas de deformación.

La falla de Rouadi (figura 5) es una falla normal de buzamiento hacia el E (N175°E, 68°E, cabeceo 90°) que corta a los materiales de las Zonas Internas del Macizo de los Bokoya. Tiene depósitos de materiales recientes asociados que sugieren deformaciones cósmicas, y produce un basculamiento de los materiales situados en el bloque de techo.

La Bahía de Alhucemas (figuras 6 y 7) puede ser considerada como un graben relleno por materiales neógenos y cuaternarios, ya que está limitada por dos sistemas de falla a ambos lados. Las medidas gravimétricas adquiridas en la región permiten conocer las variaciones de los espesores del relleno sedimentario de este graben. El perfil de anomalía de Bouguer perpendicular al graben es asimétrico (figura 6), con escalones internos. El modelo gravimétrico muestra que la cuenca es asimétrica y basculada hacia el E, donde se localiza la falla de Trougout y tiene fallas cubiertas bajo el relleno sedimentario, en su borde occidental. Las observaciones de campo indican que la falla de Trougout es normal sinistral (N5°E/84°O, cabeceo de 48°S) y su salto, que en la parte septentrional supera 800 m, parece amortiguarse progresivamente hacia el sur.

El borde occidental de la Cuenca de Boudinar es también una falla normal (N172°E/60°E)

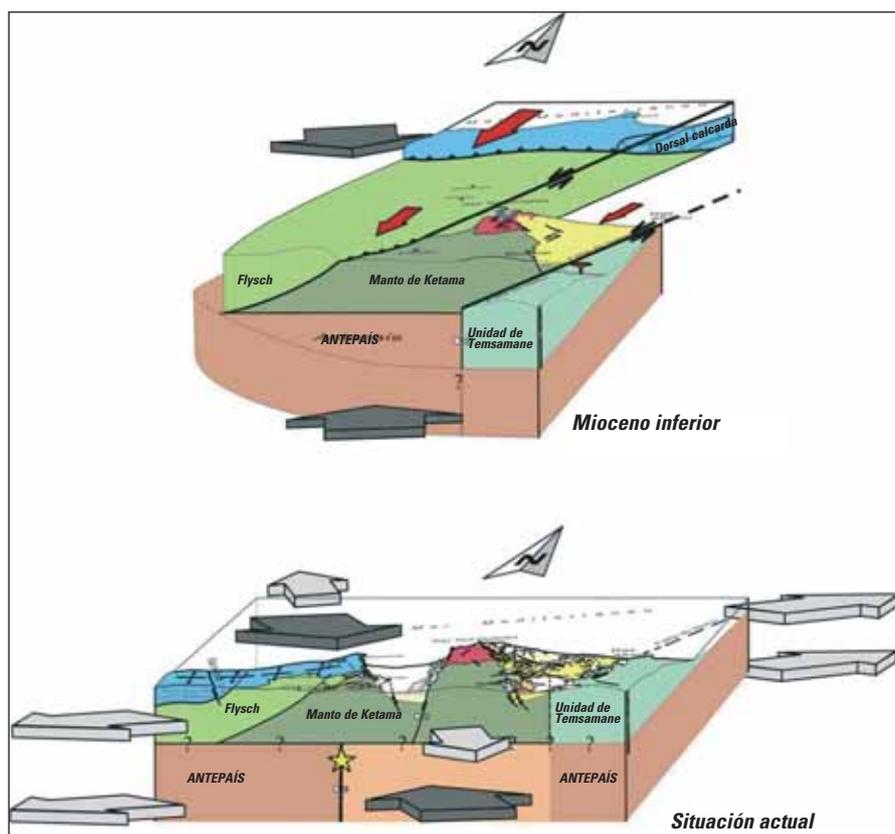


Figura 9. Esquema tectónico de evolución reciente de la región de Alhucemas y de la probable estructura cortical actual. Los saltos de falla indican el régimen pero no se conoce su magnitud.

(figura 8), que tiene generalmente estrías en buzamiento, pero en la que se han observado estrías de salto en dirección dexas, posiblemente más antiguas. Esta falla deforma actualmente la línea de costa y muestra evidencias de actividad reciente. La Cuenca de Boudinar es un semigraben formado por la actividad de esta falla, relleno por depósitos neógenos y cuaternarios, que se abre hacia el N hasta conectar con el Mar de Alborán. Del mismo modo que la falla de Throughtout, la falla de Boudinar se ramifica hacia el sur y va perdiendo progresivamente salto, por lo que no llega a desplazar la falla de Nekor.

El límite meridional de toda la estructura está constituido por la falla de Nekor. Aunque el trazado cartográfico es neto, esta falla está cubierta por materiales de edad tortoniense superior-mesiniense, y no muestra ningún rasgo de reactivación reciente.

La medida de microfallas en la región (figuras 7 y 8) ha permitido determinar los paleoesfuerzos recientes mediante el método de redes de búsqueda (Galindo Zaldívar

y González Lodeiro, 1988). La región muestra una situación en extensión de direcciones variables. En Alhucemas (figura 7), la extensión es en dirección ENE-OSO, compatible con la actividad de las fallas normales que limitan el graben. La dirección de extensión cambia a NNO-SSE en la zona de Ras Tarf, situada en el límite con el Mar de Alborán. En la región de Boudinar (figura 8), se observa un cambio progresivo desde una dirección de extensión E-O, compatible con el régimen normal con ligera componente dextra de la falla de Boudinar, a una extensión de carácter radial en el extremo meridional, donde se amortigua esta falla.

Discusión

Los estudios paleosismológicos se basan generalmente en el estudio de las rupturas superficiales asociadas a fallas sismogénicas. Sin embargo, en la región de Alhucemas se observan contradicciones aparentes entre las estructuras superficiales y la actividad tectónica actual en profundidad que se deduce a partir de los datos sismológicos.

Mientras que los datos sismológicos indican la existencia de una falla o zona de falla de decenas de kilómetros de longitud, de orientación NNE-SSO sinistral, formada por la compresión asociada a la convergencia NO-SE entre Eurasia y África, y que se reactiva sucesivamente produciendo series sísmicas, los datos geológicos de superficie no muestran ninguna evidencia de la existencia de esa falla. Aunque cabría esperar un desplazamiento sinistral notable de la línea de costa, que es una referencia de orientación E-O casi perpendicular a la falla, ésta no sufre desplazamientos en la vertical de la zona con sismicidad (figura 4). La zona de sismicidad se extiende oblicuamente a varios contactos tectónicos, entre las Zonas Internas, Flysch y Zonas Externas, sin desplazar a ninguno de ellos. La falla de mayor trazado cartográfico de la región, la falla de Nekor, es inactiva y está cubierta por materiales sedimentarios desde el Tortoniense superior-Mesiniense.

El estado de esfuerzos que se establece a partir de los mecanismos focales de terremotos tampoco coincide ni con los paleoesfuerzos deducidos en superficie ni con los esfuerzos que corresponden a las deformaciones cósmicas. La presencia de grietas de tensión, en dirección N60°E, indica una dirección de extensión en superficie que corresponde a la dirección de compresión deducida de los mecanismos focales.

Por otra parte, existen fallas con evidencias de actividad reciente y de orientación N-S, que son próximas a las direcciones deducidas para las fallas profundas a partir de los mecanismos focales. Sin embargo, tienen una actividad como fallas normales, generalmente de extensión E-O a ENE-OSO, subparalela a la línea de costa y, aunque algunas tienen un componente de salto en dirección, contrastan notablemente con las fallas de salto en dirección sinistras en profundidad.

Esta aparente contradicción entre datos sismológicos y geológicos recientes y actuales puede ser consecuencia del estilo y la evolución de las deformaciones en el interior de la Cordillera Rifeña. La evolución tectónica desde el Mioceno, tras las etapas de metamorfismo, probablemente continuó con la actividad de despegues

(cabalgamientos en unos casos y fallas normales en otros) que produjeron la traslación de hacia el SO de las Zonas Internas del Rif (Leblanc y Olivier, 1984; Frizon de Lamotte, 1985, Benmakhlouf et al., 2005). En este episodio se formaron las grandes fallas transcurrentes de la cordillera, tales como la falla de Nekor, que representarían rampas laterales de cabalgamientos. Además, se configuraron los rasgos estructurales generales de la región con el cabalgamiento de los materiales de las Zonas Internas sobre las unidades de *Flysch*, y éstas, a su vez, sobre

opuesto a los resultados sismológicos. Estas grietas son, posiblemente, la respuesta a la extensión de arcos externos de pliegues que se están desarrollando actualmente en la zona por el acortamiento NO-SE entre Eurasia y África, y pueden ser responsables de la elevación del relieve con desarrollo de costas acantiladas y valles muy encajados. La variación en los buzamientos de algunos marcadores previos, tales como contactos litológicos o foliaciones sugieren la existencia de grandes pliegues tardíos de tamaño kilométrico, tales como el anticlinorio de Ketama (Meghraoui et al., 1996). Sin

(predominantemente en extensión) e inferior (compresión NO-SE bien marcada, asociada a transcurrancia), debido a la probable existencia de niveles de despegue. En estos contextos geológicos, las estructuras con mayor peligrosidad sísmica no se propagan a superficie. En el interior de este tipo de cordilleras, la mayor peligrosidad está asociada a niveles de despegue cortical, por la amplia extensión, o porque separan zonas con comportamiento muy diferente. Por ello, en gran parte de los sismos que se producen en las Cordilleras Bética y Rifeña no se puede establecer una correlación con las fallas que se observan en superficie. No obstante, estas fallas son el reflejo de deformaciones mucho más profundas, y aunque contribuyen al conocimiento de la actividad tectónica, no determinan completamente la peligrosidad sísmica. Esta situación no ha sido suficientemente analizada en estudios paleosismológicos (Sylvester, 1988; Keller y Pinter, 1996) para la determinación de la peligrosidad sísmica, ni en los modelos analógicos que se realizan en laboratorio y que suelen considerar bloques de naturaleza homogénea.

“Las cordilleras Béticas y Rifeñas son, aparentemente, simétricas desde el punto de vista geológico.

Sin embargo, la sismicidad y las deformaciones actuales son claramente asimétricas”

las Zonas Externas, lo que produjo distintos niveles de despegue en la corteza (*figura 9*). En un segundo episodio (*figura 9*), las traslaciones hacia el SO dejaron de ser activas en esta región, del mismo modo que ocurre en las Crestas Prerrifeñas y como lo confirma la existencia de materiales del Tortoniense superior-Mesiniense que fosilizan la falla de Nekor. La aproximación entre las placas euroasiática y africana en dirección NO-SE, subperpendicular a la falla de Nekor, fue responsable de su inactividad, lo que contribuyó posiblemente al desarrollo de otra falla o zonas de falla en el basamento, con una orientación N-S y un régimen sinistral, adecuado al nuevo campo de esfuerzos. Posiblemente, la existencia de niveles de despegue previos, algunos de ellos con muy baja cohesión y fricción (unidades de *Flysch* o rocas triásicas bajo las Zonas Externas) permitió que la deformación de la parte más alta de la corteza, con grandes pliegues y fallas normales, fuese diferente a las deformaciones que ocurren en la parte profunda, rígida y sismogénica.

Las grietas cosísmicas superficiales, que indican extensión en dirección NO-SE, tampoco se pueden interpretar como grietas escalonadas asociadas a una falla profunda, pues de ellas se deduciría un régimen dextro

embargo, no existe ninguna superficie previa que pueda utilizarse de forma totalmente fiable para identificar estas estructuras, aunque la instalación en el futuro de redes geodésicas precisas podrían confirmarlas.

Conclusiones

Las cordilleras Béticas y Rifeñas son, aparentemente, simétricas desde el punto de vista geológico (*figura 1*). Sin embargo, la sismicidad y las deformaciones actuales son claramente asimétricas (Ruano, 2003). Mientras que en la Cordillera Bética se produce esencialmente el desarrollo de grandes pliegues sobre niveles de despegue, en la Cordillera Rifeña se desarrollan fallas cuya actividad se propaga hasta las zonas frontales.

Las deformaciones en zonas interiores de cordilleras con una estratificación mecánica de la corteza responden de un modo netamente diferente a las zonas frontales, donde se desarrollan pliegues y fallas inversas que se correlacionan con la actividad sísmica. El interior de la Cordillera del Rif (región de Alhucemas) muestra una deformación que afecta a toda la corteza, pero que es diferente en la parte superior

El estudio de la región de Alhucemas sugiere que las fallas situadas en materiales rígidos entre 10 y 15 km de profundidad, para gradientes geotérmicos normales, y bajo esos niveles de despegue pueden acumular energía elástica suficiente para producir terremotos de efectos destructivos. Para el estudio de la actividad actual de los despegues corticales, es necesario la investigación y el desarrollo de otras técnicas que comienzan a aplicarse en la actualidad (análisis de variaciones del relieve mediante técnicas geodésicas y variación de las propiedades geofísicas, entre otras) que permitirán determinar en el futuro la peligrosidad de origen sísmico en estas regiones.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a proyectos de colaboración internacional financiados por el MEC, la Agencia Española de Cooperación Internacional y la Agencia Andaluza de Cooperación Internacional.

Bibliografía

- Andrieux, J. (1971). La structure du Rif Central. Étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Ed. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 155 pp.
- Azzouz, O. (1992). Lithostratigraphie et tectonique hercynienne des terrains paléozoïques ghomarides du Massif des Bokoya (Rif Interne, Maroc). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Mohammed V, Rabat, 208 pp.
- Bargach, K.; Ruano, P.; Chabli, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Chalouan, A.; Jabaloy, A.; Akil, M.; Ahmamou, M.; Sanz de Galdeano, C. y Benmakhlof, M. (2004). Recent tectonic deformations and stresses in the frontal part of the Rif Cordillera and the Saïss Basin (Fes and Rabat regions, Morocco). *Pure Appl. Geophys.* 161, 521-540.
- Benmakhlof, M.; Galindo-Zaldívar, J.; Chalouan, C.; Sanz de Galdeano, C.; Ahmamou, M. y López-Garrido, A. C. (2005). Cinemática y paleoesfuerzos en la zona de falla transcurrente de Jebha-Chrafate (Rif septentrional, Marruecos). *Geogaceta*, 38, 71-74.
- Bezzeghoud, M. y Buforn, E. (1999). Source parameters of 1992 Melilla (Spain, Mw=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw=5.8) and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 359-372.
- Calvert, A.; Gómez, F.; Seber, D.; Baranzagi, M.; Jabour, N.; Ibenbrahim, A. y Demnati, A. (1997). An Integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 637-651.
- Chalouan, A. (1986). Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine. *Tesis Doctoral*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 317 pp.
- Chalouan, A.; Ouazani-Touhami, A.; Mouhir, L.; Saji, R. y Benmakhlof, M. (1995). Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta*, 17, 107-109.
- Cherkaoui, T. E.; Hatzfeld, D.; Jebli, H.; Medina, F. y Caillot, V. (1990). Etude microsismique de la région d'Al Hoceima. *Bull. Inst. Sci. Rabat*, 14, 25-34.
- DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D. F. y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21 (20), 2191-2194.
- El Azzouzi, M.; Bernard-Griffiths, J.; Bellon, H.; Maury, R. C.; Piqué, A.; Fourcade, S.; Cotten, J. y Hernandez, J. (1999). Évolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329 (II), 95-102.
- Frizon de Lamotte, D. (1985). La structure du Rif Oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. *Tesis doctoral*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 436 pp.
- Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Ann. Tectonicae*, 2, 90-97.
- Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodin. Acta*, 3, 73-85.
- Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif.
- González-Lodeiro, F.; Aldaya, F.; Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (1996). Superposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras. *Geol. Rundsch.*, 85, 350-362.
- Keller, E. A. y Pinter, N. (1996). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Ed. Prentice Hall, New Jersey. 362 pp.
- Leblanc, D. y Olivier, P. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- López Casado, C.; Molina Palacios, S.; Delgado, J. y Peláez, J. A. (2000). Attenuation of intensity with epicentral distance in the Iberian Peninsula. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 34-47.
- Meghraoui, M.; Morel, J. L.; Andrieux, J. y Dahmani, M. (1996). Pliocene and Quaternary tectonics of the Tell-Rif mountains and Alboran Sea, a complex zone of continent convergence. *Bull. Soc. Géol. France*, 167 (1), 141-157.
- Monié, P.; Galindo Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F.; Goffé, B. y Jabaloy, A. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *J. Geol. Soc. London*, 148, 288-297.
- Moratti, G.; Piccardi, L.; Vannucci, G.; Belardinelli, M. E.; Dahmani, M.; Bendkik, A. y Chenakeb, M. (2003). The 1755 "Meknes" earthquake (Morocco): field data and geodynamic implications. *J. Geodyn.*, 36 (1-2), 305-322.
- Muñoz, M. y Udías, A. (1980). Estudio de los Parámetros y Serie de Réplicas del Terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884 y de la Sismicidad de la Región Málaga-Granada. En: El Terremoto de Andalucía de 1884. (I.G.N., Ed.). Madrid. 95-139.
- Ramdani, M.; Tadili, B. y El Mrabet, T. (1989). The present state of knowledge on historical seismicity of Morocco. En: Proceedings of the Symposium on Calibration of Historical earthquakes in Europe and Recent Developments in Intensity interpretation. European Seismological Commission. (Payo, G.; Radu, C. y Postpischil, D., Eds.), IGN, Madrid. 257-279.
- Reicherter, K. R.; Jabajoy, A.; Galindo Zaldívar, J.; Ruano, P.; Becker-Heidmann, P.; Morales, J.; Reiss, S. y González Lodeiro, F. (2003). Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya Fault (S. Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int. J. Earth Sci.*, 92 (6), 912-922.
- Ruano, P.; Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (2004). Recent tectonic structures in a transect of the central Betic Cordillera. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 541-563.
- Stich, D.; Mancilla, F.; Baumont, D. y Morales, J. (2005). Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.*, 110 (B06306), doi:10.1029/2004JB003366.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1666-1703.
- Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 4, 974-1002.