

Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo neógeno del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España)

Paleoseismic structures in hydromagmatic deposits of the Neogene volcanism in the Campo de Calatrava, Ciudad Real (Spain)

M. A. Rodríguez Pascua ⁽¹⁾ y J. L. Barrera Morate ⁽²⁾

⁽¹⁾ Univ. San Pablo-Ceu. F. CC. Experimentales y de la Salud. Dpto. CC Ambientales y Recursos Naturales. Boadilla del Monte. 28668 – Madrid. e-mail: marodpas@ceu.es

⁽²⁾ Univ. Complutense de Madrid. F. CC. Geológicas. Dpto. Petrología y Geoquímica. 28040-Madrid. (e-mail: biotita@arrakis.es)

ABSTRACT

Paleoseismic structures are described for the first time in the volcanism of Campo de Calatrava. The structures are located in hydromagmatic deposits of maars. This study allows to detect seismic activity after the last Quaternary eruptions in the Granatura – Moral Basin (Neogene Age). The liquefied sediments are conglomerates (lapilli) and the seismic magnitude to liquely this coarse-grained sediment should be higher than 7.5.

Key words: *Seismites, pyroclastic deposits, volcanism, Granátula.*

Geogaceta, 32 (2002), 39-42
ISSN:0213683X

Introducción

En el presente trabajo se presentan las primeras estructuras paleosísmicas (sismitas) halladas en Campo de Calatrava. La metodología paleosísmica implica el enfoque del problema desde diferentes puntos de vista: tectónica, sedimentología, sismología y, en este caso, vulcanología. Para interpretar una estructura se necesitan combinar todas estas áreas de conocimiento y nunca interpretarla como un elemento aislado. Las estructuras estudiadas se encuentran en depósitos volcanoclásticos del anillo de tobas del *maar* de Granátula de Calatrava. Por este motivo, se hace una introducción al vulcanismo de Campo de Calatrava, al marco geológico y a la cuenca neógena donde se generan las estructuras. El tratamiento del problema parte de la descripción de las estructuras y de los posibles mecanismos disparadores de las mismas, siendo el origen sísmico el que cuenta con más evidencias.

El vulcanismo de Ciudad Real

La fase principal y mayoritaria del vulcanismo alcalino-ultraalcalino de Ciudad Real, se produjo entre los 4,5 y 1,5 Ma. Es consecuencia de un apreciable ascenso del manto terrestre debajo de la provincia que, según los datos geofísicos

disponibles (Bergamín, 1986, y Bergamín y Carbó, 1986) se encuentra a unos 33 km de profundidad. El vulcanismo es de tipo estromboliano y está representado por unos 350 centros de emisión dispersos sobre una superficie de 7.200 km² (Barrera, 1996). Cerca del 90 % de estas manifestaciones se concentran en la comarca del Campo de Calatrava dentro de una envolvente elipsoidal cuyo eje mayor tiene una dirección NNO-SSE. Los centros de emisión se ordenan según fisuras eruptivas de direcciones preferentes N135-150°E, N40°E y N80-85°E, similares a las de las fracturas recientes que afectan a los terrenos paleozoicos de la región.

Los tipos petrológicos son leucititas olivínicas (sólo el Morrón de Villamayor), melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas y basaltos olivínicos alcalinos. Geoquímicamente son muy similares a la de los magmas primarios Ancochea 1983; Cebriá, 1992, lo que supone que el ascenso magmático tuvo que hacerse de forma rápida sin generarse cámaras intermedias.

Las erupciones que surgieron en medio de las cuencas neógenas interactuaron con los acuíferos y las aguas superficiales, provocando erupciones hidroclásticas que dieron origen a los numerosos *maares* que existen. Muchos de estos centros quedaron enterrados total o parcialmente por sedimentos de-

tríticos, ya que sedimentación neógena y vulcanismo fueron sincrónicos.

Marco geológico de la Cuenca de Granátula- Moral de Calatrava

La Cuenca neógena de Granátula-Moral de Calatrava está situada a 6 km al sur de Almagro, en la provincia de Ciudad Real, y corresponde a una parte de la cuenca media del río Jabalón. Tiene un carácter extensional y se abrió en el flanco norte de un gran sinclinorio Ordovícico-Silúrico, continuación hacia el sur del domo de Almagro. Conforma un rectángulo de 120 km² con unas dimensiones de 20 km de largo por 6 km de ancho. Limita al norte con las sierras ordovícicas (Tremadoc y Arenig) de Granátula-Moral, al este con las pizarras y areniscas del Ordovícico medio de Sierra Prieta, al sur con las pizarras y cuarcitas ordovícico-silúricas y, por el este, con el embalse de la Vega del Jabalón (Fig. 1). La secuencia sedimentaria está compuesta por arenas, arcillas, limos y gravas de origen aluvial, con intercalaciones de piroclásticos de caída y niveles hidromagmáticos tipo "surge". Mayoritariamente, son depósitos pliocenos (Gallardo-Millán y Pérez González, 2000; Ochoa y Arribas, 2002) aunque la edad de la base se desconoce. En la parte alta hay una costra culminante de caliza (caliches) de potencia

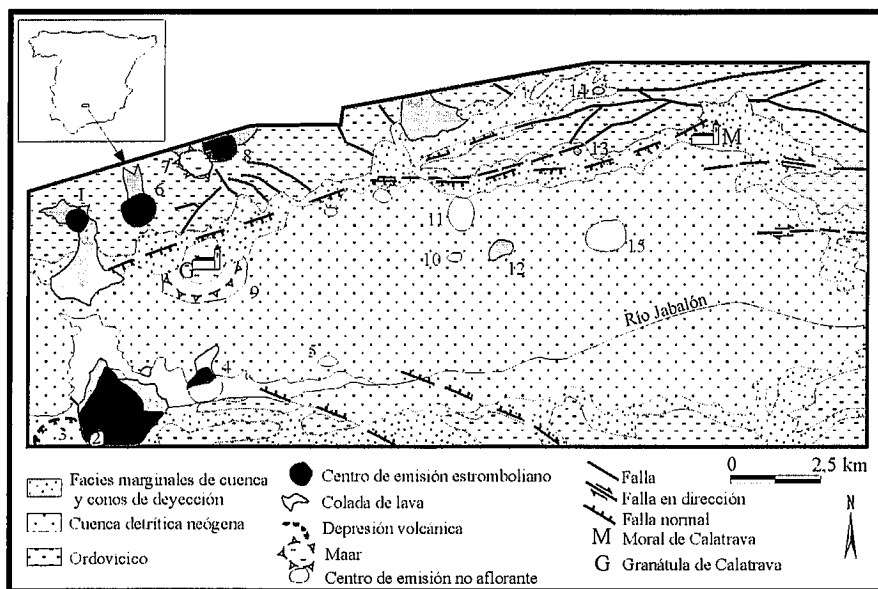


Fig. 1.- Esquema volcano – estructural de la Cuenca de Granátula – Moral. Afloramientos volcánicos: 1. La Cornudilla; 2. La Columba; 3. Casablanca; 4. Las Cuevas; 5. Las Tejeras; 6. Cuevas Negras; 7. Maar de la Sima; 8. Cerro Gordo; 9. Maar de Granátula; 10. Tío Ginés; 11. Cantano; 12. Boca del Campo; 13. La Solanilla; 14; Pozo Blanco.

Fig. 1.- Structural and volcanic scheme of the Granátula – Moral Basin. Volcanic outcrops: 1. La Cornudilla; 2. La Columba; 3. Casablanca; 4. Las Cuevas; 5. Las Tejeras; 6. Cuevas Negras; 7. Maar de la Sima; 8. Cerro Gordo; 9. Maar de Granátula; 10. Tío Ginés; 11. Cantano; 12. Boca del Campo; 13. La Solanilla; 14; Pozo Blanco.

decimétrica. El conjunto se ordena en capas subhorizontales con un espesor máximo de 200 metros, que se apoya discordantemente sobre un sustrato de pizarras y areniscas del Ordovícico medio (Eptisa, 2001).

Manifestaciones volcánicas de la Cuenca de Granátula-Moral de Calatrava

Dentro de la cuenca, y en áreas limítrofes, afloran 15 unidades volcánicas mayores agrupadas en cuatro fisuras eruptivas principales. Todos los conos de tefra son estrombolianos, existiendo en muchos de ellos episodios finales hidroclásticos. La fisura nefelinítica de Cuevas Negras-Maar de La Sima-Cerro Gordo-La Estrella se instaló sobre las pizarras y cuarcitas ordovícicas de la sierra de Granátula. Tiene una dirección N30°E, una longitud de 7 km y se dirige hacia Almagro por el límite sur del valle de Valenzuela. La fisura basáltica de La Cornudilla-Complejo de La Columba-Cabezuelo se extiende con dirección N-S desde la sierra de Granátula hasta Calzada de Calatrava. Tiene una longitud de 8 km. La fisura basáltica de la Depresión de Casablanca-Complejo de La Columba-Las Cuevas-Las Tejeras tiene una dirección N80°E que marca aproximadamente el curso actual del río Jabalón, y una longitud de 8 km. La fisura del Maar de

Granátula-Tío Gines-Cantano-La Solanilla corresponde a una fractura N85°E que va por la base de la sierra de Granátula hacia Moral. Próximo a ella, aflora al sur el volcán nefelinítico de Boca del Campo. Si se considera la depresión de Moral (posiblemente un maar) como el extremo oriental, la fisura tiene una longitud de 16 km. Sin embargo, su longitud puede ser aún mayor, ya que parece prolongarse, al menos, 8 km más hacia el oeste. Sobre ella se produjo el sondeo surgente de agua y CO₂ del 25 de julio de 2000, indicativo de la actividad de desgasificación que presenta.

En la vertiente norte de la sierra de Moral de Calatrava, fuera ya de la cuenca neógena, hay una quinta fisura de dirección N85°E, con una longitud de 11 km, compuesta por tres edificios de composición melilitítica: Pozo Blanco-Viznera-La Peralosa (solo el primero se encuentra en la figura 1).

Algunas de estas unidades no afloran (Fig. 1) y se han localizado por prospección geofísica. Otras, como La Columba, Las Cuevas y Boca del Campo, están semienterradas por los sedimentos pliocenos, lo que determina claramente su edad pliocena.

La actividad de la fisura eruptiva del Maar de Granátula.

Agrupando todos los edificios volcánicos de esta fisura, se observa que realmente defi-

nen una banda de 2 km de anchura, donde se concentran tres importantes anomalías remanentes propias del fenómeno volcánico: emisiones continuas de gas (la franja de gases), anomalías gravimétricas y anomalías geotérmicas. Solo el volcán Boca del Campo se queda fuera de ella, lo que hace pensar que, tanto por este hecho como por su edad pliocena, no pertenece a ella. En el resto de la cuenca no se producen estas anomalías, lo que indica que la fisura de Granátula es vulcanológicamente semiactiva.

Por debajo de los sedimentos arenosos y arcillosos neógenos se están emitiendo de manera continua y mayoritaria emanaciones de CO₂ de origen volcánico. Se manifiestan, en forma de “hervideros” naturales, en el interior de los pozos que se abrieron en el borde norte de la cuenca. La propia fisura eruptiva, en un primer momento, y la fisuración del zócalo ordovícico después, son los conductos ascendentes del gas. Los estudios geofísicos de gravimetría han puesto de manifiesto la existencia de una importante anomalía negativa de 1 y 2 miligales en el sector oriental de la banda (Eptisa, 2001). Estos valores se interpretan como una acumulación de gases en el fondo de la cuenca, aportados por las fracturas profundas asociadas con el fenómeno volcánico. Las anomalías geotérmicas más acusadas se localizan también dentro de la mencionada banda. Así, el gradiente geotérmico más alto es de 1°C cada 9 m de profundidad, que se sitúa precisamente en el propio pueblo de Granátula, dentro de la depresión del maar.

Características del registro vulcanoclástico y sedimentario del Maar de Granátula

El maar de Granátula es una depresión casi circular de 2 km de diámetro en cuyo interior se encuentra todo el casco urbano. Tiene un anillo de tobas piroclásticas con pendientes muy suavizadas y una altura respecto al fondo del cráter de 15-20 m. La columna simplificada del mismo comienza con un nivel negro decimétrico de lapillis de caída, en la base. Sobre él se inicia el episodio hidromagmático con diferentes niveles de depósitos de “surge” tamaño lapillis que presentan laminaciones paralelas y onduladas. Dentro de ellos hay algunos fragmentos líticos de cuarcitas y caliches cuyo impacto provocó estructuras de “bomb sags”. Los materiales que han sufrido estas deformaciones están compuestos por microconglomerados clastosoportados de matriz limosa y arenas de grano grueso en la zona inferior de las estructuras y materiales arcillosos, limos y arenas en la parte superior. Por la relación que tiene con la costra de caliche superior, su edad debe ser cuaternaria, lo que indica que

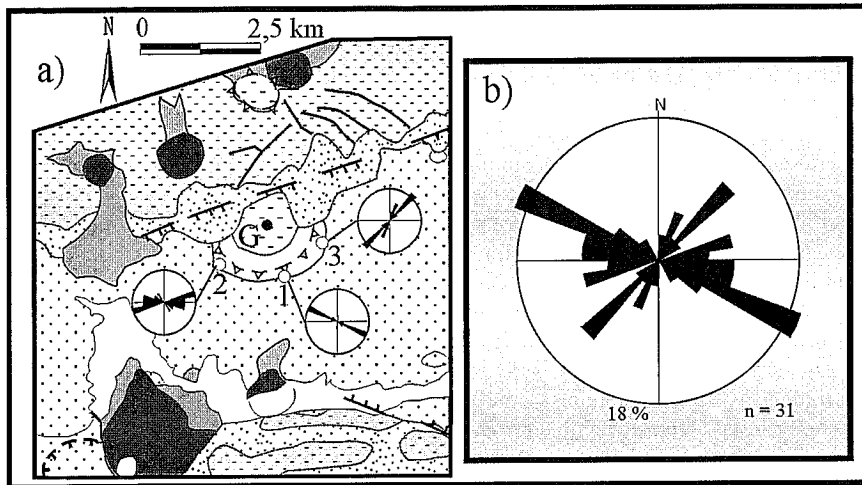


Fig. 2.- a) Situación de los afloramientos estudiados y rosas de direcciones de las estructuras de licuefacción y b) rosa de direcciones de todas las estructuras estudiadas. Leyenda de la figura 1.

Fig. 2.- a) Location of the studied outcrops and rose diagram of the structures of liquefaction; and b) rose diagram of the all studied structures. Legend from the figure 1.

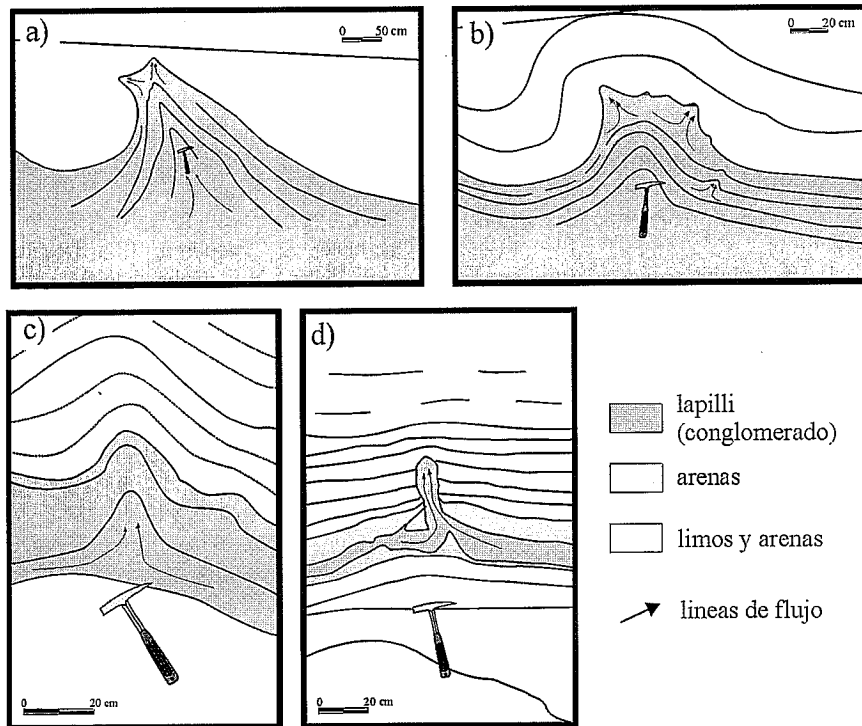


Fig. 3.- Esquemas fotográficos de las estructuras de licuefacción: a) estructuras en almohadilla (zona de escape de fluidos); b) estructuras en champiñón; c) zona de ascenso de fluidos; y d) intrusiones de gravas.

Fig. 3.- Photographic sketches of the liquefaction structures: a) pillow structure (upward flow zone); b) mushroom structure; c) upward flow zone; and d) gravel intrusions.

su erupción representa el último episodio volcánico de la cuenca y, tal vez, de todo el vulcanismo de Ciudad Real.

Descripción de las estructuras de deformación

Las estructuras de deformación se han hallado en tres afloramientos (Fig. 2a) que

presentan características comunes, variando tan solo sus dimensiones (escala métrica a decimétrica). Son fácilmente correlacionables, puesto que las estructuras de deformación se desarrollan por encima de dos niveles de lapilli negro no deformados de fácil identificación. A continuación se pasa a describir las características generales de estas estructuras.

- Estructuras en almohadilla con sinclinales abiertos y anticlinales estrechos, de longitudes de onda que oscilan entre 0,6 m y 1,5 m y amplitudes desde 0,3 m hasta 1,4 m (Fig. 3a y c). Cojan y Thiry (1992), Mohindra y Bagati (1996) y Rodríguez Pascua *et al.* (2000), han descrito este tipo de estructuras asociadas a cuencas extensivas.

- También se observan zonas de escapes de fluidos asimétricas, correspondientes a estructuras en champiñón (*mushroom structures*, Hempton y Dewey, 1983; Scott y Price, 1988) (Fig. 3b) con doble vergencia. En algunos casos se han observado vergencias opuestas hacia el este y oeste.

- Intrusiones de los microconglomerados en los niveles superiores de arenas y limos que parten del núcleo de los anticlinales y tienen una clara disposición planar (Fig. 3d).

- También se observan cuerpos de arenas independizados dentro de las capas superiores de limos, a modo de pseudonódulos (obtenidos experimentalmente por Kuenen en 1958).

- A lo largo de todo el nivel deformado se pueden identificar colapsos de las arenas y limos dentro de los microconglomerados, cuya orientación coincide con la de los ejes de las almohadillas y de los planos de intrusión.

Las orientaciones de las estructuras es básicamente paralela a las fallas normales que limitan la cuenca al norte (NE-SO) y al sur (NO-SE) (Fig. 2a y b)

Interpretación de las estructuras de deformación

Todas las estructuras observadas, almohadillas, intrusiones, estructuras en champiñón y colapsos, de escala métrica o inferior, aparecen en un nivel de microconglomerados que intruyen en uno superior de arenas y limos. El carácter de la deformación es dúctil, por lo que los sedimentos no estaban consolidados en el momento de la deformación. Todas las estructuras corresponden al mismo nivel deformado, que es correlacionable en todo el anillo de tobas mediante dos niveles negros de lapilli infrayacentes no deformados. Podemos descartar otros mecanismos disparadores de las licuefacciones como, por ejemplo, elevaciones bruscas del nivel freático o escapes de gases de origen volcánico (muy comunes en la zona), ya que habrían deformado estos niveles de lapilli. Los colapsos observados dentro del nivel licuefactado se deben a un desplazamiento de material en

estas zonas hacia la superficie mediante las intrusiones en la capa confinante.

La orientación de las estructuras de licuefacción, paralela a las fallas normales que limitan la cuenca (Fig. 2), hace posible descartar su origen volcánico por efecto de una explosión freatomagmática, en la que la orientación de las estructuras habría sido radial. Los fenómenos extensivos que generan la cuenca, y que favorecen los procesos de intrusión, pueden condicionar el desarrollo de estructuras de licuefacción, que se orientan según el campo de esfuerzos (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000). La estructuración planar de las intrusiones es una característica de su origen sísmico según Li *et al.* (1996), frente a los volcanes de arena alimentados por un conducto tubular generados por crecidas de ríos o elevaciones bruscas del nivel freático. Esto apoya el origen sísmico de las estructuras estudiadas. Además, estas estructuras muestran características comunes a las descritas por Obermeier *et al.* (1990, 1993) para las estructuras generadas por los terremotos de Nuevo Madrid de 1811 y 1812 y en la zona sísmica del valle de Wabash (sudeste de Indiana en Illinois, EE.UU.). Las estructuras estudiadas cumplen las premisas propuestas por Obermeier *et al.* (1993) para atribuir un origen sísmico a estructuras de este tipo.

Los sedimentos deformados son el techo de la serie cuaternaria en la zona, así que se pueden descartar que el origen de las licuefacciones sean cargas bruscas producidas por la llegada de otros cuerpos sedimentarios.

Debido a todo lo expuesto anteriormente, la hipótesis de que el mecanismo disparador de estas estructuras haya sido un terremoto parece ser la más probable. Para que un terremoto produzca licuefacciones en un conglomerado, con al menos un 60% de contenido en gravas, se necesita una magnitud sísmica superior a 7,5 (Obermeier *et al.*, 1993).

Conclusiones

Las estructuras de deformación halladas en el anillo de tobas del maar de Granátula de Calatrava corresponden a: estructuras en almohadilla, en champiñón, intrusiones y colapsos. Todas ellas fueron generadas por procesos de licuefacción en microconglomerados que intruyen en arenas y limos que actúan como capas confinantes. Se trata de sismitas, puesto que el mecanismo disparador que las ha generado es un terremoto, debido a las siguientes premisas:

-Las sismitas afectan a un único nivel volcanosedimentario correlacionable en todo el anillo de tobas.

-La existencia de niveles infrayacentes no deformados descarta la posibilidad de elevaciones bruscas del nivel freático o escapes de gases volcánicos.

-No puede haber efectos de carga brusca de sedimentos puesto que se sitúan en el techo de la serie pliocuaternaria en la zona.

-Las estructuras aparecen orientadas, E-O principalmente, como las fallas normales que limitan la cuenca. Una explosión freatomagmática habría producido una distribución radial de las estructuras.

-La disposición planar de estructuras es un indicador de su origen sísmico.

La licuefacción sísmica de conglomerados necesita magnitudes superiores 7,5, por lo que podemos indicar la presencia de actividad sísmica importante en Campos de Calatrava en el último millón de años.

Agradecimientos

A la empresa Eptisa, y a los geólogos A. Pineda, V. Monteserín y A. Martín-Serrano.

Referencias

- Ancochea, E. (1983): Tesis doctoral, Univ. Complutense. Madrid. Col., 203/83, 675 p.
- Barrera, J. L. (1996): Informe inédito. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, 80 p.
- Bergamín, J. F. (1986): Tesis Doctoral, Univ. Complutense. Madrid. Col. 52/86, 239 p.
- Bergamín, J. F.; Carbo, A. (1986): Est. Geol., 42, 143-146.
- Cebriá, J. M. (1992): Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Cojan, I. y Thiry, M. (1992): *Tectonophysics*, 206, 79-89.
- Gallardo-Millán, J. L. y Pérez González, A. (2000): *Geotemas* I (1): 102-104.
- Eptisa (2001): Informe inédito para la Consejería de Obras Públicas de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.
- Hempton, M.R. y Dewey, J.S. (1983): *Tectonophysics*, 98, T7-T14.
- Kuenen, P.H. (1958): *Trans. Geol. Soc. of Glasgow*, 23, 1-27.
- Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S. y Obermeier, S.F. (1996): *Geology*, 24, 2, 171-174.
- Mohindra, R. y Bagati, T.N. (1996): *Sedim. Geol.*, 10, 69-83.
- Obermeier, S.F., Jacobson, R.B., Smooth, J.P., Weems, R.E., Gohn, G.S., Monroe, J.E. y Powars, D.S. (1990): *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1504, 44 p.
- Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A. y Pond, E.C. (1993): *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1536.
- Ochoa, M. y Arribas, J. (2002): *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (3-4), 237-245.
- Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez Gras, D. (2000): *Sedimentary Geology*, 135, 117 - 135.
- Scott, B. y Price, S. (1988): *Tectonophysics*, 147, 165-170.