

# ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN EN EL MIOCENO SUPERIOR-CUATERNARIO DE LA CORDILLERA BÉTICA

P. Alfaro<sup>1</sup>, A. Estévez<sup>1</sup>, M. Moretti<sup>2</sup> y J.M. Soria<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente (Universidad de Alicante), Apdo. 99, San Vicente del Raspeig (ALICANTE) pedro.alfaro@ua.es / antonio.estevez@ua.es / jesus.soria@ua.es

<sup>2</sup> Dip. di Geologia e Geofisica, Università di Bari, Via E. Orabona, 4, 70126 BARI (Italia) - m.moretti@teseo.it

**Resumen:** Se han analizado varios afloramientos de estructuras sedimentarias de deformación por carga en sedimentos de la Cordillera Bética de edad Mioceno superior-Cuaternario. Todas ellas se produjeron por un reajuste gravitacional en sedimentos con un gradiente de densidad invertido que sufrieron procesos de licuefacción, fluidificación y tixotropía. Morfológicamente, se han agrupado en estructuras de deformación por carga onduladas, combadas, en domo, en gota, irregulares y vergentes; además, se han analizado las estructuras asociadas de escape de fluidos. La morfología de la estructura depende principalmente de las características del sedimento en el momento de la deformación. No se conoce ningún criterio morfológico para deducir el origen de estas estructuras de carga, ya que diferentes mecanismos genéticos pueden producir estructuras idénticas. El mecanismo genético capaz de deformar el sedimento pudo estar ligado al medio sedimentario (oleaje de tormenta, sobrecarga por sedimentación en masa, etc.) o pudo ser un agente externo (principalmente terremotos). Por tanto, su interpretación genética debe realizarse después de un detallado análisis de facies.

**Palabras clave:** Estructuras sedimentarias de deformación por carga, Licuefacción, Fluidificación, Tixotropía, Cordillera Bética.

**Abstract:** Several outcrops of soft-sediment deformation structures produced by liquefaction, fluidization, and thixotropy have been analysed in late Miocene to Quaternary deposits from the Betic Cordillera. The recognized structures formed by gravitational readjustment in sediments with a reversed density gradient by liquidization (liquefaction, fluidification and thixotropy). Most are load structures which have been classified, by a morphologic point of view, as follows: load casts s. s., sag type, dome like, irregular, drop type, ball-and-pillow, and vergent load casts. In general, the morphology of these structures is independent of the genetic mechanism; different genetic mechanisms yielded similar load structures. The genetic mechanism capable of deforming the sediment could be connected with the own sedimentary environment (storm waves, overloading, unequal loading, etc.) or could be the result of an agent external to the sedimentary environment (mainly earthquakes). Its interpretation can only be unravelled through a detailed facies analysis.

**Key words:** Soft-sediment deformation structures, Load structures, Liquefaction, Fluidization, Thixotropy, Betic Cordillera.

Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (2000): Estructuras sedimentarias de deformación en el Mioceno superior-Cuaternario de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 79-89

Las estructuras sedimentarias de deformación aportan una valiosa información sobre los procesos físicos sin o post-deposicionales que tienen lugar en el medio sedimentario (Van Loon y Brodzikowski, 1987; Van Loon, 1992). Entre otros aspectos proporcionan información sobre las condiciones hidrodinámicas del medio sedimentario, la orientación de las paleopendientes, algunas características paleosísmicas de la cuenca, etc. Por todas estas razones, estas estructuras sedimentarias han recibido una especial atención durante los últimos años; en especial, las estructuras de carga (*load structures*, *sensu* Reineck y Singh, 1980; Allen, 1982), dada su gran abundancia en el registro geológico.

La deformación por carga se produce después de la sedimentación y antes de la litificación por procesos

de licuefacción y/o fluidificación en sedimentos no cohesivos (principalmente arena y limo grueso), y por procesos tixotrópicos en sedimentos cohesivos (arcilla y limo fino) (Owen, 1987).

Los procesos de licuefacción, fluidificación y tixotropía disminuyen drásticamente o anulan la resistencia a la cizalla del sedimento por un aumento brusco de la presión intersticial. En estos casos el sedimento se comporta como un líquido viscoso y se deforma dependiendo de si existen o no fuerzas motrices (*driving force systems sensu* Owen, 1987). Algunas de estas fuerzas motrices que favorecen la deformación son los gradientes de densidad invertidos, la carga diferencial, la existencia de cizalla horizontal o la presencia de una pendiente deposicional, en cuyo caso pueden originarse flujos o movimientos gravitacionales. Sin embargo,

se ha demostrado experimentalmente que cuando estas fuerzas motrices no existen, como por ejemplo en un sedimento con tamaño de grano homogéneo y con laminación horizontal, la deformación no es apreciable (Owen, 1996; Moretti *et al.*, 1999).

De todas estas fuerzas motrices, la más común en el registro geológico es el gradiente de densidad invertido: una unidad sedimentaria (constituida por una o varias capas) de mayor densidad (*bulk density*) se apoya sobre otra de menor densidad. Esta inestabilidad gravitacional es definida por Anketell *et al.* (1970) como *unstable density gradient system* y por otros autores como inestabilidad de Rayleigh-Taylor (Biot y Odé, 1965; Ramberg, 1968; Selker, 1993).

Cuando el sedimento con un gradiente de densidad invertido pierde su resistencia a la cizalla se produce un reajuste gravitacional en la interfase entre las dos unidades. La unidad superior de mayor densidad tiende a colapsar en la inferior formando estructuras de deformación por carga tipo load casts (Kuenen, 1958) mientras que, simultáneamente, el sedimento infrayacente y el fluido intersticial se desplazan hacia arriba. Si el proceso es suficientemente intenso la unidad superior pierde su continuidad dividiéndose en cuerpos aislados de morfología almohadillada o subsférica rodeados por material del nivel inferior (*ball-and-pillow structures*, *sensu* Potter y Pettijohn, 1963).

Simultáneamente a los procesos de colapso gravitacional del nivel superior también se produce el ascenso del agua intersticial junto al sedimento del nivel inferior, formándose estructuras de escape de fluidos (Lowe, 1975). Algunas de las estructuras de escape de fluidos más comunes son las estructuras en llama, chimeneas, diques o conductos de fluidificación.

Si además de este gradiente de densidad invertido, existen otras fuerzas motrices en el sedimento, como carga diferencial o fuerzas de cizalla, la deformación aumenta de intensidad y varía la morfología final de las estructuras sedimentarias de deformación formándose, respectivamente, estructuras de carga irregulares y vergentes.

En general, la forma y tamaño de las estructuras de deformación por carga en sistemas con un gradiente de densidad invertido está controlada por varios factores (gradiente de densidad cuando el sedimento está licuefactado o fluidificado, viscosidad dinámica relativa de las dos unidades, duración del estado de licuefacción, espesor y número de capas licuefactadas, etc.). Algunos de estos factores han sido analizados por Anketell *et al.* (1970), Owen (1987), Selker (1993) y Moretti (1997).

En las cuencas neógeno-cuaternarias de la Cordillera Bética existe una gran variedad de estructuras sedimentarias de deformación. En la literatura se dispone de estudios específicos sobre volcanes de arena (Montenat, 1980), estratificaciones cruzadas deformadas (Rodríguez Fernández, 1982; Fernández *et al.*, 1983), *pockets* (Postma, 1983), *slumps* (Kleverlaan, 1987), *pillars* (Clauss, 1993), cuñas detríticas (Estévez

*et al.*, 1994), laminaciones distorsionadas (Alfaro *et al.*, 1995; Silva *et al.*, 1996), niveles de mezcla (Rodríguez Pascua *et al.*, 1996; Rodríguez Pascua, 1998), estructuras de deformación por carga (Bedu, 1990; Alfaro *et al.*, 1996, 1997, 1999; Rodríguez Pascua, 1998; Molina *et al.*, 1998), loop bedding (Calvo *et al.*, 1998). De todas ellas, las estructuras de deformación por carga (*sensu* Reineck y Singh, 1980; Allen, 1982) son las más abundantes y las que presentan una mayor variedad morfológica.

El objetivo de este trabajo es estudiar las estructuras de deformación por carga en rocas sedimentarias de la Cordillera Bética de edad Mioceno superior-Cuaternario. Para ello han sido seleccionados varios afloramientos de estructuras en las cuencas del Guadalquivir, Guadix, Baza y Bajo Segura que presentan una gran variedad morfológica de estructuras de deformación y que corresponden a ambientes sedimentarios muy distintos (fluvial, lacustre, litoral, plataforma y talud continental). Aunque todas ellas han sido producidas por el mismo mecanismo de deformación (licuefacción, fluidificación y/o tixotropía) se han interpretado como resultado de mecanismos genéticos muy diferentes (terremotos, oleaje de tormenta y sobrecarga).

## Contexto geológico

Sobre los dos dominios principales de la Cordillera Bética, Zona Externa al norte y Zona Interna al sur, se sitúan varias cuencas de edad Neógeno y Cuaternario (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Entre todas ellas destaca la cuenca de antepaís del Guadalquivir situada entre la Zona Externa de la Cordillera Bética y el antepaís Ibérico. Los afloramientos de estructuras de deformación analizados en este trabajo se localizan en cuatro de estas cuencas neógeno-cuaternarias de la Cordillera Bética: Guadalquivir, Guadix, Baza y Bajo Segura (Fig. 1).

En la Cuenca del Guadalquivir las estructuras se localizan en Porcuna (Jaén) (Alfaro *et al.*, 1996; Molina *et al.*, 1998) en rocas sedimentarias pertenecientes a la Unidad de Porcuna (Roldán García, 1995) de edad tortoniense superior. En esta unidad, de 140 m de espesor, se diferencian dos formaciones, una margosa y otra calcarenítica. Las estructuras de deformación se encuentran en esta última formación constituida por calcarenitas amarillas, compuestas por bioclastos y arena de tamaño de grano muy fino a medio. Los tramos deformados están caracterizados por la coexistencia de estructuras de deformación y *hummocky cross stratification*. En conjunto, la Unidad de Porcuna se interpreta en un ambiente de plataforma marina somera eventualmente afectada por tormentas.

El afloramiento de la Cuenca de Guadix se localiza en las proximidades de Alicún de Ortega (Granada), en el borde norte de la cuenca (Moretti *et al.*, 1999). Pertenece a la Formación Coto Cherrín (Soria, 1994), de edad tortoniense superior. Los materiales analizados están constituidos por una sucesión rítmica

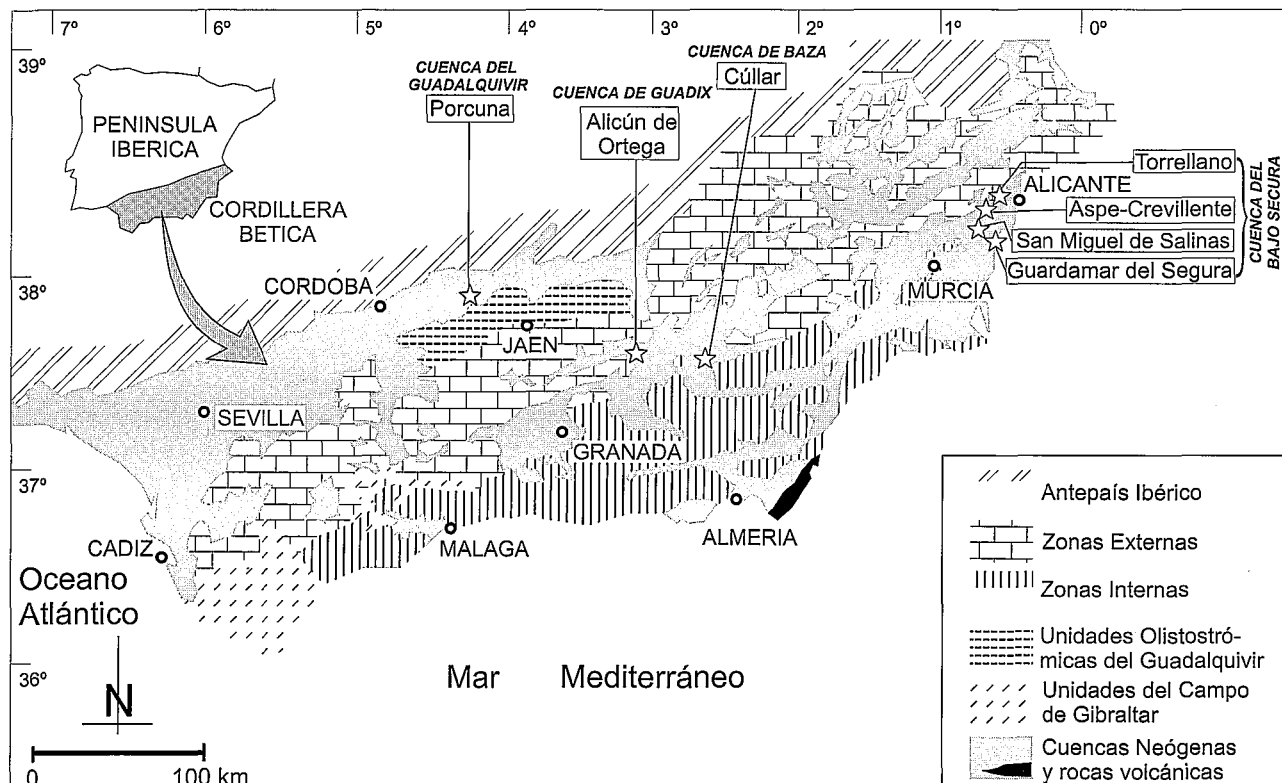


Figura 1.- Mapa de localización de los afloramientos de estructuras sedimentarias de deformación por carga de la Cordillera Bética, de edad Mioceno superior-Cuaternario, analizados en este trabajo.

de arenas y margas ricas en organismos planctónicos, organizadas en secuencias turbidíticas generadas tanto por corrientes de turbidez como por flujos licuefactados-fluidificados (Soria, 1994). El ambiente de depósito se interpreta en un contexto de talud submarino sometido tanto a sedimentación pelágica como a avalanchas clásticas de carácter turbidítico.

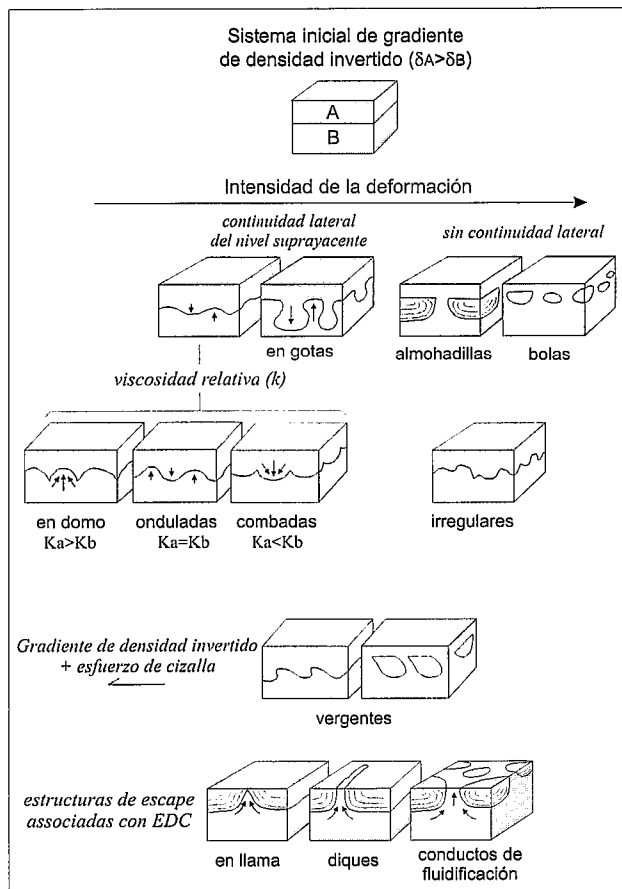
En la Cuenca de Baza los principales afloramientos de estructuras de deformación se localizan a lo largo de las trincheras artificiales del tramo de autovía entre Cúllar y Baza, y en la carretera comarcal que une Cúllar y Galera (Alfaro *et al.*, 1997). Las estructuras de deformación se encuentran en la Formación Baza (Vera, 1970), en una sucesión rítmica de lutitas y arenas, con eventuales intercalaciones de evaporitas. El ambiente de depósito es lacustre marginal, dominado por sedimentación arenosa y sometido a procesos de flujo oscilatorio. Su edad ha sido establecida, por correlación con sectores próximos (Soria Rodríguez *et al.*, 1987), como Plioceno.

En la Cuenca del Bajo Segura se han estudiado cinco afloramientos de estructuras de deformación en materiales de diferente edad, litología y ambiente sedimentario. El afloramiento de Aspe, perteneciente a la unidad M-I (Montenat, 1973) de edad tortoniense, presenta una sucesión de areniscas y gravas que forman secuencias de lóbulos de desembocadura de canales distributarios de un abanico deltaico (Estévez *et al.*, 1994). El afloramiento de Crevillente, de edad turoliense superior, está representado por una alternancia de areniscas y margas con restos de vertebrados depositadas en

la parte subaérea de una llanura deltaica. El afloramiento de San Miguel de Salinas, incluido en la Formación Calizas de la Virgen (Montenat, 1980), de edad mesiniense, está formado por una sucesión mayoritariamente arenosa con frecuentes secuencias de tormentas, depositada en la zona de transición entre la plataforma interna y la costa. El afloramiento de Guardamar (Alfaro *et al.*, 1999), que pertenece a la Formación Areniscas de Guardamar (Montenat, 1977), de edad cuaternaria, muestra un predominio de arenas y limos con organismos costeros y bioturbaciones de raíces depositadas en un ambiente litoral eólico. Por último, el afloramiento de Torrellano (Alicante), que forma parte de la Formación Sucina (Montenat, 1977), de edad cuaternaria, está representado por gravas y arenas canalizadas intercaladas en arcillas rojas edafizadas, facies características de un ambiente fluvial.

#### Estructuras de deformación por carga en sedimentos con un gradiente de densidad invertido

La deformación por carga implica la existencia de dos unidades (simples o multicapa) de sedimentos de diferente densidad. En función de la geometría de la interfase que separa ambas unidades, las estructuras de deformación por carga analizadas en este trabajo han sido agrupadas en diferentes tipos morfológicos (Fig. 2). Esta clasificación se ha realizado de acuerdo con la mayor parte de las propuestas previamente en literatura (Potter y Pettijohn, 1963; Dzulynski y Walton, 1965; Anketell *et al.*, 1970; Lowe, 1975; Ricci Lucchi, 1980;



**Figura 2.-** Esquema de clasificación de las estructuras de deformación por carga (EDC) en función de la intensidad de la deformación, el gradiente de densidad y la viscosidad dinámica relativa de las dos unidades deformadas. También se incluyen aparte las estructuras de escape de fluidos asociadas a las de carga.

Allen, 1982; Owen, 1987; Collinson y Thompson, 1989), elaborándose un cuadro específico para estas estructuras sedimentarias de deformación por carga (Fig. 2). Aparte, se han incluido las estructuras de escape de fluidos asociadas a las de carga ya que, desde el punto de vista del proceso de deformación implican, más que un colapso gravitacional, un ascenso de fluidos y sedimento.

A continuación se describen los diferentes tipos de estructuras de deformación por carga (EDC) con ejemplos morfológicos típicos en rocas sedimentarias del Mioceno superior-Cuaternario de la Cordillera Bética (Figs. 3 y 4):

#### EDC onduladas

Estas estructuras son equivalentes a las *load casts* descritas por Kuenen (1958) (calcos de carga de Vera, 1994). La interfase que separa las dos unidades de diferente densidad define una sucesión lateral de antiformal y sinformal de morfología semiesférica. Estas estructuras están bien representadas en el afloramiento de Porcuna (Cuenca del Guadalquivir) (Fig. 3A) y en Cúllar (Cuenca de Baza) (Fig. 3B). En el afloramiento de Porcuna se encuentran en un contexto sedimentario de arena media-fina sobre arena muy fina, mientras que

en Cúllar afectan a un sistema multicapa de arena y limo. En ambos casos, la amplitud y la longitud de onda de las ondulaciones de la interfase varían entre varios centímetros y un metro.

Las estructuras onduladas se forman cuando la viscosidad dinámica de los dos términos licuefactados es similar (tienen la misma movilidad), de tal modo que el sedimento de los dos niveles se mueve simultáneamente hacia arriba y hacia abajo (Anketell et al., 1970).

#### EDC combadas

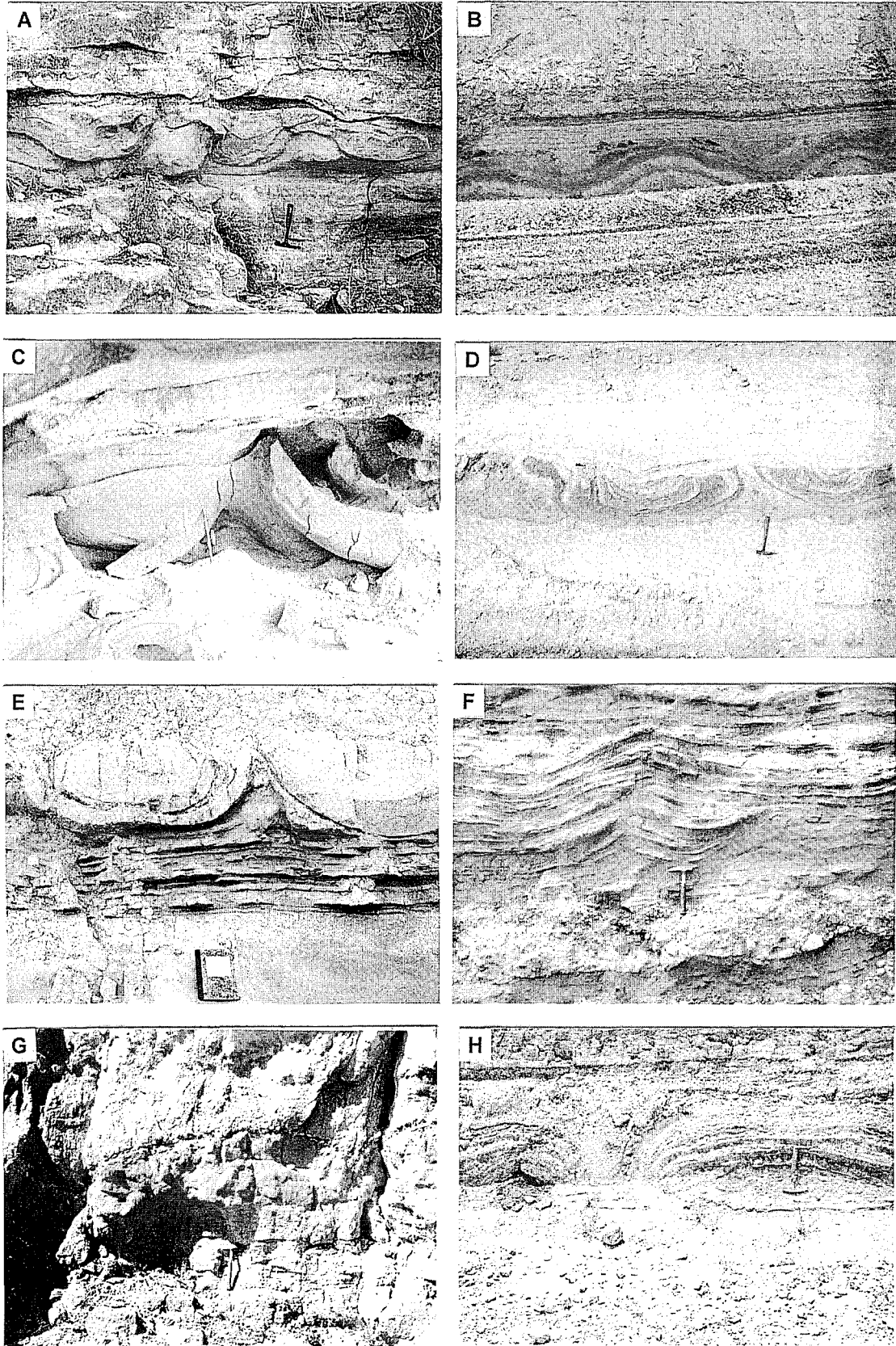
Estas estructuras fueron definidas por Anketell et al. (1970) como *sagging load casts*. En ellas la interfase entre las dos unidades tiene ondulaciones de morfología semiesférica con la parte convexa dirigida hacia muro; entre dos lóbulos la laminación describe un ángulo agudo dirigido hacia techo (Figs. 3 C, D, E y F).

Las estructuras combadas son muy abundantes en casi todos los afloramientos estudiados (Tabla 1). Los mejores ejemplos se encuentran en Porcuna (Cuenca del Guadalquivir), Cúllar (Cuenca de Baza), San Miguel de Salinas y Torrellano (Cuenca del Bajo Segura). En Porcuna, las estructuras combadas tienen entre 50-100 cm de anchura y 20-50 cm de altura. Se encuentran en estratos de arena media-fina sobre arena muy fina (Fig. 3C). En Cúllar existen ejemplos de tamaño variable (algunas de escala métrica) en los que una unidad multicapa de arena media y gruesa colapsa en un nivel de limo arenoso (Fig. 3D). En estos afloramientos de Cúllar algunas estructuras combadas cambian gradualmente a estructuras almohadilladas, ya que el nivel superior pierde localmente su continuidad (ver esquema de la figura 2). En San Miguel de Salinas estas estructuras se desarrollan en sistemas bicapa de arena fina sobre arena limosa (Fig. 3E). Finalmente, en Torrellano (Alicante), se encuentran en una capa de 1 m de espesor compuesta por una alternancia de niveles de limos y arenas (Fig. 3F).

Las EDC combadas se forman cuando la viscosidad dinámica del nivel superior es menor que la del inferior; el nivel superior licuefactado tiene mayor movilidad y se desplaza gravitacionalmente hacia el inferior (Fig. 2).

#### EDC en domo

Tienen una morfología opuesta a las combadas y fueron descritas por Anketell et al. (1970). Este tipo de estructuras también han recibido el nombre de *pockets* (Postma, 1983) y *cuñas detríticas* (Estévez et al., 1994). Estas estructuras se observan en varios afloramientos de Aspe y Crevillente, en la Cuenca del Bajo Segura (Fig. 3G). Están formadas por un nivel de grava muy delgado que colapsa en arenas muy finas formando *embudos* que pueden alcanzar hasta 1 m de profundidad; la separación entre embudos varía entre 50 y 200 cm. También están desarrolladas en un afloramiento situado en el pueblo de Cúllar, en la carretera hacia Galera;



**Figura 3.-** Aspecto de las estructuras de deformación por carga: A) EDC onduladas en Porcuna; se observa la ausencia completa de laminación primaria en la unidad inferior. B) EDC onduladas en Cúllar. C) EDC combadas en Porcuna. D) EDC combadas en Cúllar. E) EDC combadas en San Miguel de Salinas. F) EDC combadas en Torrelleno. En las fotografías C, D, E y F se observa la característica principal de las estructuras combadas: amplias zonas de colapso de la unidad superior formando morfologías lobuladas y una zona estrecha de ascenso de la unidad infrayacente. G) EDC en domo en Crevillente. H) EDC en domo en Cúllar. En las fotografías G y H se observa como el nivel superior, constituido por gravas en ambos casos, colapsa formando "embudos", mientras que el ascenso de material de la unidad infrayacente se distribuye a lo largo de una amplia zona. Los objetos que se han utilizado de escala tienen una longitud de 33 cm (martillo), 21 cm (cuaderno) y 14 cm (lápiz).

	Afloramiento	Cuenca	Unidad	Ambiente sedimentario	Edad	Estructuras sed. def. por carga	Granulometría
1	Porcuna (Jaén)	Guadalquivir	Porcuna (Roldán, 1988)	Plataforma marina somera	Mioceno superior	Onduladas Combadas	Arena fina-media sobre arena muy fina
2	Aspe y Crevillente (Alicante)	Bajo Segura	Mi (Montenat, 1973)	Deltaico	Mioceno sup. (Tortonense)	En domo	Gravas sobre arena fina
3	San Miguel de Salinas (Alicante)		Fm. Calizas Virgen (Montenat, 1973)	Plataforma marina somera	Mioceno sup. (Mesiniense)	Almohadilladas Combadas	Arena muy fina sobre limo grueso
4	Guardamar del Segura (Alicante)		Fm. Areniscas Guardamar (Montenat, 1973)	Litoral	Cuaternario	En gota Combadas	Arena sobre limo
5	Torrellano (Alicante)		Fm. Sucina (Montenat, 1973)	Abanico aluvial	Cuaternario	Combadas	Arena muy fina sobre limo
6	Alicún de Ortega (Granada)	Guadix	Fm. Coto Cherrín (Soria, 1994)	Talud	Mioceno sup. (Tortonense)	Vergentes	Arena fina sobre arena muy fina
7	Cúllar (Granada)	Baza	Fm. Guadix (Vera, 1970)	Lacustre	Plioceno	Onduladas Combadas En domo En gota Irregulares Almohadilladas	Gravas y arenas sobre arena muy fina y lutitas

Tabla I.- Características de los afloramientos de estructuras sedimentarias de deformación por carga de la Cordillera Bética que han sido analizados en este trabajo.

sus dimensiones varían entre 1,5-3 m de anchura y 1-2 m de altura (Fig. 3H).

Al contrario que las EDC combadas, se forman cuando el nivel superior tiene una viscosidad mayor, el material inferior más móvil asciende mientras que, simultáneamente, el material suprayacente más viscoso colapsa formando *embudos* (EDC en domo). Los ejemplos descritos en la literatura, y también en la Cordillera Bética, se encuentran en sedimentos con una superposición de gravas sobre arenas, ya que las gravas tienen menor movilidad que las arenas.

#### EDC en gota

Han sido definidas como *drop structures* por Anketell *et al.* (1970). Se caracterizan porque la unidad superior penetra en la inferior formando cuerpos casi aislados. La interfase entre las dos unidades dibuja una geometría en bolsas o gotas, de profundidad y anchura variables, sin que el nivel superior pierda su continuidad. Los mejores ejemplos se encuentran en las proximidades del pueblo de Baza, en la cuenca del mismo nombre (Fig. 4A). La mayoría son *down-sink drop structures*, *sensu* Anketell *et al.* (1970). También han sido descritos algunos ejemplos en Guardamar del Segura (Cuenca del Bajo Segura); están formadas por arena media-fina sobre limo con unas dimensiones que varían de 20 a 50 cm de alto y de 30 a 50 cm de ancho.

Estas estructuras se forman cuando lóbulos de arena fina han colapsado en niveles de arena muy fina y limo, sin que se pierda la continuidad del nivel superior

#### EDC irregulares

El contacto entre las dos unidades de diferente densidad tiene una morfología irregular no asimilable a ninguna de las descritas con anterioridad. Han sido descritas en las proximidades de Cúllar (Cuenca de Baza); sus dimensiones varían entre 5 y 50 cm y se desarrollan en niveles de arena media sobre arena muy fina y limo arcilloso (Fig. 4B).

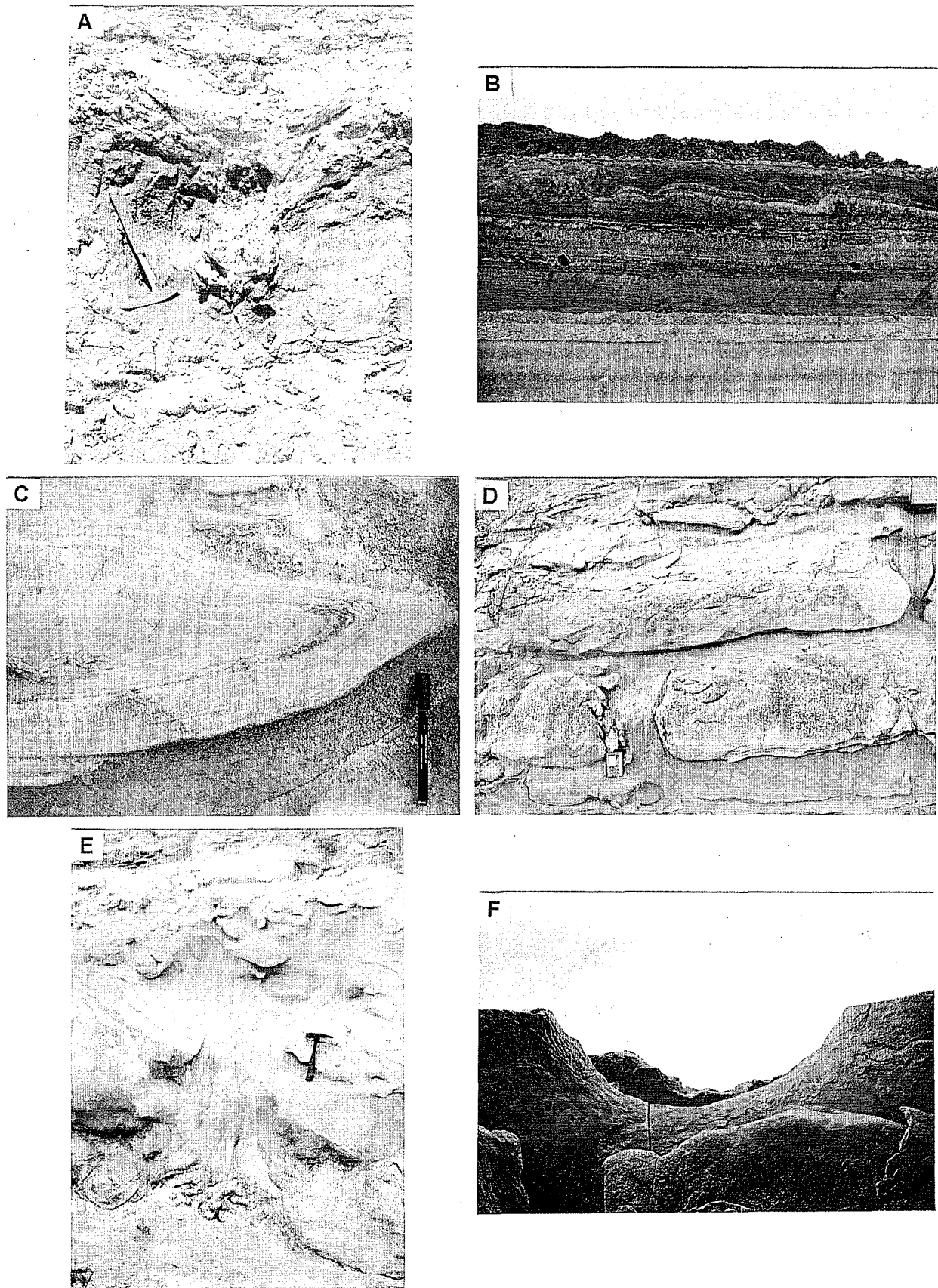
La irregularidad morfológica de estas estructuras de carga puede deberse a la anisotropía del sedimento o a la existencia de carga diferencial que acentúa la deformación en algunas zonas.

#### EDC almohadilladas

Este tipo de estructuras, ha recibido multitud de nombres en literatura como *storm roller*, *snowball structure*, *balled-up structure*, *flow structure*, *flow roll*, *slump ball*, *kneaded structure*, *basin-like structure*, etc (Allen, 1982). Actualmente el término más aceptado para definir estas estructuras es el de *ball-and-pillow structure* (Potter y Pettijohn, 1963). Se caracterizan porque el nivel superior pierde su continuidad formando cuerpos aislados rodeados por sedimento de la unidad inferior. La morfología de estos cuerpos aislados es subsférica o almohadillada. En muchos casos es posible observar la estructura interna de estas almohadillas que se dispone concéntrica y paralela al borde externo. Por el contrario, el nivel inferior que rodea a estos cuerpos almohadillados suele ser masivo.

Buenos ejemplos de estructuras almohadilladas se encuentran en el afloramiento de San Miguel de Salinas en la Cuenca del Bajo Segura. Las dimensiones de estas estructuras son muy variables: de 0,5 a 6 m de anchura y de 0,5 a 1,5 m de altura (Fig. 4C y D). También existen algunos ejemplos de bolas de pequeño tamaño (0,1 m de diámetro). Se encuentran en sedimentos de arena fina sobre arena muy fina y limo arenoso. En la Cuenca de Baza, en el afloramiento de Venta Sabuena, afloran almohadillas de grandes dimensiones en sedimentos de grava y arena gruesa; su tamaño varía de 0,5 a 2 m de anchura y de 0,3 a 1 m de altura. En todos estos afloramientos analizados el término superior conserva su laminación primaria deformada, que se dispone concéntricamente.

Estas estructuras, en las que el nivel superior ha perdido su continuidad, se forman cuando la deformación es más acentuada que en los casos anteriores.



**Figura 4.** Aspecto de las estructuras de deformación por carga y de las estructuras de escape de fluidos asociadas: A) EDC en gota en Cúllar. El nivel superior colapsa en la unidad inferior formando cuerpos casi aislados. B) EDC irregulares en Cúllar. C y D) EDC almohadilladas en San Miguel de Salinas; el nivel superior pierde su continuidad formando cuerpos aislados rodeados por sedimento de la unidad inferior. La laminación interna de la almohadilla, perfectamente conservada, es concéntrica y paralela al borde externo. En la fotografía D se observan las zonas de escape asociadas a las EDC almohadilladas. E) Estructura de escape de fluidos de grandes dimensiones en San Miguel de Salinas. F) Vista en planta de una estructura de escape de fluidos con morfología de chimenea en San Miguel de Salinas; el diámetro de esta estructura es de 30 cm. Los objetos que se han utilizado de escala tienen una longitud de 33 cm (martillo), 21 cm (cuaderno) y 14 cm (rotulador).

mentario que actúan habitualmente sobre los sedimentos no consolidados del medio sedimentario (oleaje de tormenta, sobrecarga por sedimentación en masa, etc.).

Agradecemos los interesantes comentarios y revisión del manuscrito realizados por el Dr. Miguel Ángel Rodríguez Pascua, por un revisor anónimo y por el Dr. José P. Calvo Sorando. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CICYT PB96-0327.

## Bibliografía

- Alfaro, P. (1995): *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental)*. Tesis doctoral, Universidad de Alicante, 217 p.
- Alfaro, P., Domènech, C., Estévez, A. y Soria, J.M. (1995): Estructuras de deformación en el Cuaternario reciente de la Cuenca del Bajo Segura (Alicante). Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, 17: 91-94.
- Alfaro, P., Molina, J. M., Moretti, M. y Soria, J. M. (1996): Estructuras sedimentarias de deformación originadas por liuefacción en depósitos de tormentas (Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir, Provincia de Jaén). *Geogaceta*, 20 (2): 311-314.
- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J. M. (1997): Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae geol. Helv.*, 90/3, 531-540.
- Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (1999): Structures sédimentaires de déformation interprétées comme séismites dans le Quaternaire du Bassin du Bas Segura (Cordillère bétique orientale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328: 17-22.
- Allen, J. R. L. (1982): *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Elsevier, New York, vol. II, 663 p.
- Ambraseys, N. (1988): Engineering seismology. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 17: 1-105.
- Anketell, J. M., Cegla, J. y Dzulinsky, S. (1970): On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, (1), XL: 3-30.
- Bedu, P. (1990): *Sédimentation en contexte décrochant. L'exemple des bassins néogènes des Cordillères bétiques orientales (Espagne)*. Tesis doctoral Univ. Caen, 256 p.
- Biot, M. A. y Odè, H. (1965): Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophysics*, 30 (2): 213-227.
- Calvo, J. P., Rodríguez-Pascua, M., Martín-Velázquez, S., Jiménez, S. y de Vicente, G. (1998): Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, 45: 279-292.
- Clauss, F.L. (1993): Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (SO de la Depresión del Guadalquivir). *Bol. Geol. Minero*, 104, 6: 613-620.
- Collinson, J. D. y Thompson, D. B. (1989): *Sedimentary structures*. II Ed., Allen e Unwin, London, 194 p.
- Dzulynski, S. y Walton, E. K. (1965): *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274 p.
- Estévez, A., Soria, J.M. y Alfaro, P. (1994): Un nouveau type de séismites dans la Miocène supérieur d'Alicante (Cordillère bétique orientale, Espagne): les coins détritiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II: 507-512.
- Fernández, J., Rodríguez Fernández, J. y Vera, J.A. (1983): Génesis y control geológico de las estratificaciones cruzadas deformadas. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 81 (1-2): 55-66.
- Kelling, G. y Walton, E. K. (1957): Load-cast structures: their relationship to upper-surface structures and mode of formation. *Geol. Mag.*, 94: 481-490.
- Kleverlaan, K. (1987): Gordo megabed: a possible seismita in a Tortonian submarine fan, Tabernas basin, Province Almeria, Southeast Spain. *Sedim. Geol.*, 51: 165-180.
- Kuenen, P.H. (1958): Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23: 1-28.
- Lowe, D. R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 31: 749-745.
- Molina, J. M., Alfaro, P. y Moretti, M. (1998): Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm-waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*, 10, 3: 145-150.
- Montenat, C. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol*. Thèse d'État, Université de Paris-Sud (Orsay), 1167 p.
- Montenat, C. (1977): Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique. *Docum. Lab. Géol., Univ. Lyon*, 69, 345 p.
- Montenat, C. (1980): Relation entre déformations synsédimentaires et paléosismicité dans le Messiniène de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7: 501-509.
- Moretti, M. (1997): *Le strutture sedimentarie deformative. Studio delle modalità di deformazione e dell'origine attraverso esempi fossili e modellizzazione in laboratorio*. Tesis doctoral, Università di Bari (Italia), 232 p.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. y Canas, J. A. (1999): Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 4: 369-383.
- Moretti, M., Soria, J. M., Alfaro, P. y Walsh, N. (1999): Soft-sediment deformation structures in turbiditic deposits (late Miocene, Guadix basin, southern Spain): mechanism of deformation and diagnostic value. *11th Meeting of the Association of European Geological Societies*, Alicante, Abstracts and field trip guidebook: 31-32.
- Obermeier, S. F. (1996): Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how liquefaction features can be distinguished from other features and how their distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleoearthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.
- Owen, G. (1987): Deformation processes in unconsolidated sands. En: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks (M. E. Jones y R. M. F. Preston). *Geological Society Spec. Publ.* 29: 11-24.
- Owen, G. (1996): Experimental soft-sediment deformation structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43: 279-293.
- Postma, G. (1983): Water escape structures in the context of a mass-flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoa Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 30: 91-103.
- Potter, P. E. y Pettijohn, F. J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin, 296 p.
- Ramberg, H. (1968): Instability of layered systems in the field of gravity. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1: 427-447.



- Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1980): *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlín, 549 p.
- Ricci Lucchi, F. (1980): *Sedimentología*. Parte II. II ed. Coop. Libr. Univ. Editrice, Bologna. 222 p.
- Rodríguez Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 224 p.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1998): *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 358 p.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G., Ramírez Rayo, M.S., Martín Velázquez, S. y Calvo, P. (1996): Periodos de recurrencia de paleoterremotos en sedimentos varvados lacustres del Mioceno superior. Cuenca de Híjar (Albacete). *Geogaceta*, 20, 4: 1003-1007.
- Roldán García, F.J. (1995): *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 259 p.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Seed, H. B. y Rahman, M. S. (1977): Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils. *Mar. Geotech.*, 3, 123-150.
- Seilacher, A. (1969): Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Selker, J. S. (1993): Expressions for the formation of load casts in soft sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, 63: 1149-1151.
- Shrock, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*. McGraw Book Co., New York, 320 p.
- Sierro, F. J., González, J. A., Dabrio, C., Flores, J. A., Civis, J. (1992): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoam. Geol., Salamanca, Excursiones*, 180-236.
- Silva, P., Mather, A.E., Goy, J.L., Zazo, C. y Harvey, A.M. (1996): Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del río Mula (región de Murcia, SE España). *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 3-4: 269-284.
- Soria, J.M. (1994): Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 199-213
- Soria Rodríguez, F.J., López Garrido, A.C., y Vera, J.A. (1987): Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios en el sector de Orce (depresión de Guadix-Baza). *Paleontología i Evolució Mem. Esp.*, 1: 11-34.
- Van Loon, A. J. (1992): The recognition of soft-sediment deformations as early-diagenetic features - A literature review. En: *Diagenesis III*, Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 47: 135-189,.
- Van Loon, A. J. y Brodzikowski, K. (1987): Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedim. Geol.*, 50: 167-193.
- Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Minero*, 81: 429-462.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y métodos*. Ed. Rueda, Madrid, 806 p.

*Manuscrito recibido el 22 de julio de 1999  
Aceptado el manuscrito revisado el 4 de abril de 2000*