

# SIMILITUDES ENTRE LA ACTIVIDAD SÍSMICA ACTUAL Y LA PALEOSISMICIDAD DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR EN LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS: RESTRICCIONES A PARTIR DEL PARÁMETRO «B»

M.A. Rodríguez-Pascua<sup>1</sup>, G. De Vicente<sup>1</sup> y J.P. Calvo<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. Geodinámica, F. CC. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, (mpascua@eucmos.sim.ucm.es y albosque@eucmax.sim.ucm.es).

<sup>2</sup> Dpto. Petrología y Geoquímica, F. CC. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid, (jpcalvo@eucmax.sim.ucm.es).

**Resumen:** Se ha utilizado el parámetro «b» para poder encontrar una relación entre datos paleosísmicos y de sismicidad instrumental. Las series de datos paleosísmicos se obtuvieron mediante el análisis de niveles de mezcla (estructuras de deformación generadas por terremotos) observados en sedimentos varvados lacustres de las cuencas neógenas del área de Hellín (Albacete). El trabajo se ha centrado en las cuencas de El Cenajo, Elche de la Sierra e Híjar. Esencialmente se han observado niveles de mezcla. Teniendo en cuenta el carácter anual de la sedimentación varvada, se han datado de forma relativa las estructuras entre sí, para obtener la recurrencia de paleoterremotos. La recurrencia es equivalente en las tres cuencas, con una media próxima a los 130 años ( $\pm 98$  años) para un registro total de prácticamente 9.500 años. La sismicidad histórica en este área es bastante escasa, por lo que no se ha podido utilizar para contrastar estos valores, sin embargo varios autores han caracterizado sísmicamente la Cordillera mediante el uso del parámetro «b», utilizando diferentes zonaciones de muestreo en distintos intervalos temporales, obteniendo todos ellos valores muy similares en torno a 1. Para la zona de estudio, tanto los datos paleosísmicos como los de sismicidad instrumental cumplen la ley de Gutenberg-Richter con una pendiente de la recta de ajuste muy similar ( $b = 0,86$ ) y equivalente a trabajos de sismicidad previos. Esto parece indicar que existe una relación entre los datos paleosísmicos y la sismicidad actual para la zona estudiada.

**Palabras clave:** Paleosismicidad, sismitas, niveles de mezcla, sedimentos varvados lacustres, recurrencia de paleoterremotos, sismicidad histórica, sismicidad instrumental y parámetro «b».

**Abstract:** Several measurements dealing with the "b" parameter in a work area were carried out to find a relationship between palaeoseismic data and instrumental seismic records. The palaeoseismic data series were obtained by analysis of «mixed layers» (deformational geological structures by seismic activity) in varved sediments of three Neogene lacustrine basins near Hellín (Albacete): El Cenajo, Elche de la Sierra and Híjar. These seismic structures were dated (relative values) by recognition of cyclic annual sedimentation in varved sediments. Therefore, we could established the recurrence interval of 130 years for palaeoearthquakes's magnitude ( $M_b$ ) 4 of minimum value, for an interval of 9500 years. The "b" parameter of instrumental seismic records in the Betic Chain has been calculated by several authors according to different zonation for time intervals and a value between 0.86 and 1.0 was obtained. The working area presents a similar value of "b" parameter in palaeoseismic records and instrumental seismic data. This value is close to 0.86. Both seismic processes obey to the Gutenberg-Richter's law and we have considered that this represents a good relationship between palaeoseismic and instrumental data in this area.

**Keywords:** Paleoseismicity, seismites, mixed layers, lacustrine varved sediments, paleoearthquake recurrence interval, historical seismicity, instrumental seismicity and "b" parameter.

Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G. y Calvo, J.P. (2000): Similitudes entre la actividad sísmica actual y la paleosismicidad durante el Mioceno Superior en las zonas externas de las Cordilleras Béticas: restricciones a partir del parámetro "b". *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 505-518

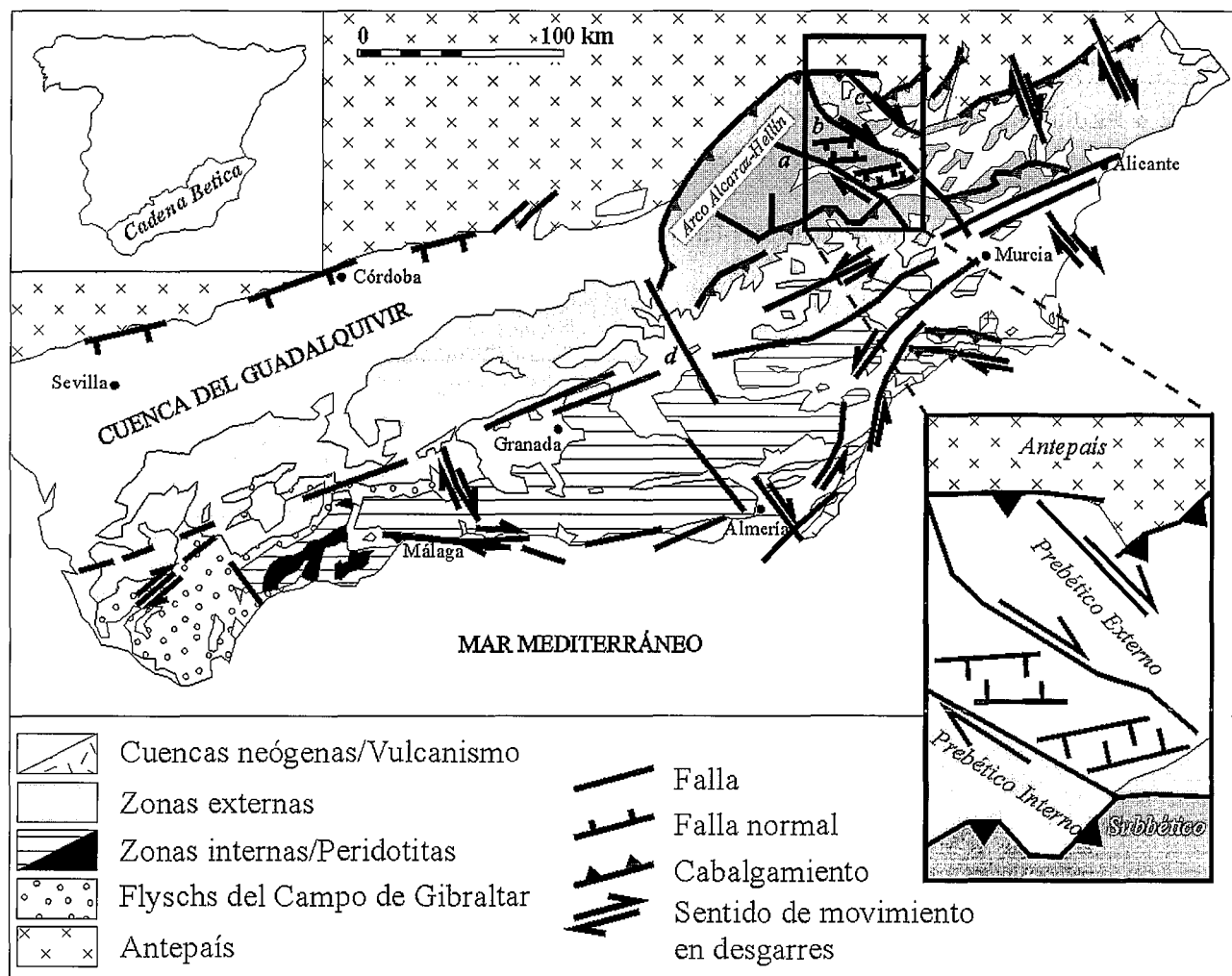


Figura 1.- Situación geográfica y geológica de las zona de estudio.

Uno de los objetivos principales de la paleosismología, en ausencia de crónicas históricas, es determinar la recurrencia de sismos mediante la identificación de estructuras de deformación en sedimentos, producidas por el efecto de terremotos (sismitas) (Seilacher, 1969). La técnica que se emplea más hoy en día es la realización de zanjas que cortan fallas recientes y sus sedimentos asociados (McCalpin, 1996). Esta metodología no permite determinar más de tres o cuatro eventos relativamente recientes. Ahora bien, si se pretende estudiar el proceso sísmico de un modo más similar al que se realiza con sismógrafos, conviene recurrir al registro sedimentario de «paleosismógrafos» naturales, como son, por ejemplo, los sistemas lacustres. Los trabajos previos llevados a cabo para el cálculo de períodos de recurrencia de terremotos en sedimentos lacustres varvados son escasos, pudiendo destacar, por su carácter pionero, el de Sims (1975). Este autor dató de forma relativa las sismitas identificadas en depósitos de embalses estadounidenses considerando el carácter anual de las varvas lacustres, además de correlacionarlos con terremotos históricos para validar la solución. Posteriormente, Doig (1991) establece períodos de recurrencia de terremotos en sedimentos lacustres, utilizando

para ello dataciones radiométricas ( $C^{14}$ ). En otro estudio de paleosismicidad, realizado en el lago Annecy (NE de los Alpes franceses), Beck *et al.* (1996) establecen períodos de recurrencia de paleoterremotos a partir de estructuras de deformación observadas en sedimentos varvados de origen glaciar. En un trabajo metodológicamente similar, aunque no sobre sedimentos lacustres sino marinos, Haczewski (1996) estudia en los Cárpatos polacos la cronoestratigrafía y la disposición espacio-temporal de estructuras de deformación en calizas pelágicas de edad Oligoceno, con el fin de definir patrones de actividad sísmica en sedimentos antiguos. Estas calizas pelágicas presentan varvas que el autor interpreta como el registro de sedimentación anual, utilizando este rasgo como sistema de datación relativa.

Las cuencas neógenas (Mioceno Superior) lacustres del Prebético Externo en el área de Hellín (Albacete) (Fig. 1) presentan un registro sedimentario y una situación tectónica muy adecuados para realizar estudios de paleosismicidad. Esto se debe al desarrollo de importantes fallas de transferencia y fallas normales que generan las cuencas y a la continuidad del registro sedimentario lacustre. El estudio cuyos resultados presentamos se ha llevado a cabo en las cuencas de El Cenajo,

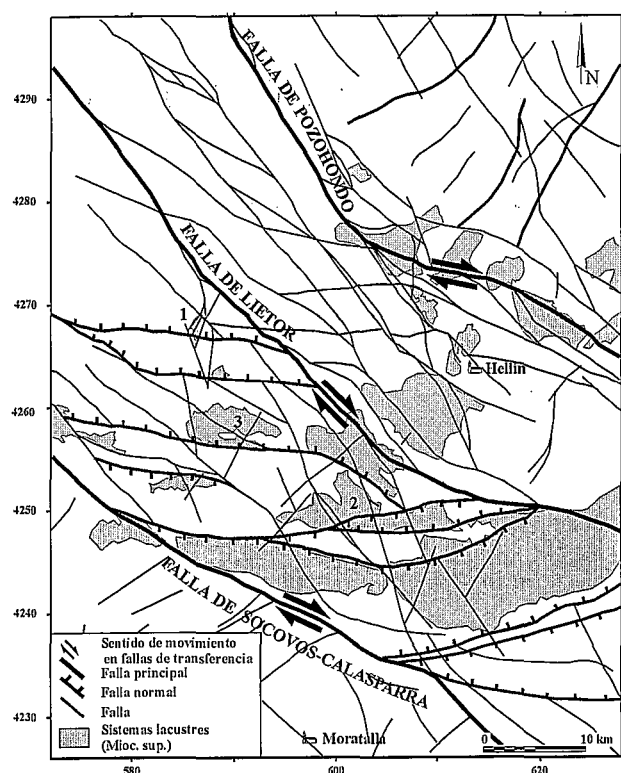


Figura 2.- Esquema tectónico del área de estudio, 1. Cuenca de Híjar, 2. Cuenca de El Cenajo y 3. Cuenca de Elche de la Sierra. Coordenadas U.T.M. en kilómetros (huso 30).

Elche de la Sierra-Cobatillas e Híjar (Fig. 2). Elízaga (1994) realizó un estudio petrológico y sedimentológico de los depósitos lacustres de estas cuencas, mencionando la presencia de sismitas en los mismos. En estas cuencas se puede reconocer un amplio «catálogo» de diferentes tipos de sismitas a distintas escalas (Rodríguez-Pascua, 1997, 1998; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Dentro del amplio abanico de estructuras existentes, nuestro estudio se ha centrado en las estructuras de deformación que aparecen en conjuntos métricos de varvas (Fig. 3). Estas estructuras de origen sísmico, en particular los niveles de mezcla (Marco *et al.*, 1994), se pueden datar de forma relativa, considerando la anualidad de la sedimentación varvada, esto es, cada duplete formado por una laminita blanca y otra oscura corresponde a un año de sedimentación (Anderson y Dean, 1988; Calvo *et al.*, 1998). Para poder realizar estas dataciones relativas se han elaborado columnas de detalle en los tramos laminados de las sucesiones lacustres. En las columnas se representan los niveles de mezcla y las varvas no deformadas que las separan, indicando, de esta manera, el tiempo transcurrido entre eventos. La interpretación y conclusión del origen sísmico de estas estructuras se verá reforzada si siguen leyes potenciales, como la ley de Gutenberg-Richter. El fenómeno sísmico cumple esta ley, por lo que una población de sismos tendrá que ajustarse a una recta cuando se representa en una gráfica semilogarítmica el número acumulado de eventos *versus* su correspondiente magnitud. El valor de la pendiente de ajuste de esta recta, al

que se denomina parámetro "b", es el que caracteriza el proceso sísmico de un área. Podemos así caracterizar la actividad sísmica durante el intervalo temporal considerado (Mioceno superior) en la región estudiada. El contraste entre los parámetros "b" durante dos periodos, el Mioceno superior y la actualidad, nos permitirá caracterizar mejor el fenómeno sísmico a lo largo del tiempo. Si existe alguna relación, será muy útil a la hora de poder extrapolar datos paleosísmicos del registro geológico a los actuales, con la implicación que ello tiene para definir más adecuadamente el riesgo sísmico actual.

### Situación geográfica y geológica

El área de estudio se sitúa en la zona sur de la provincia de Albacete. Desde un punto de vista geológico, el área se localiza en la zona de confluencia de las Cadenas Ibérica (de dirección NO-SE) y Bética (NE-SO). Abarca la zona suroriental de la Cordillera Ibérica y las zonas más externas de la Cordillera Bética. La Falla de Socovos-Calasparra separa los dominios del Prebético Interno (al sur) del Prebético Externo (al norte), con diferentes características de las facies mesozoicas y pre-neógenas (Jérez Mir, 1973). La zona de estudio se sitúa en el arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín (Álvarez *et al.*, 1975), en el que las directrices béticas al oeste (SO-NE) se curvan adaptándose a las ibéricas (NO-SE) (Fig. 1). El cambio de directrices se justifica por la actuación de un desgarre diestro del zócalo. La cobertera mesozoica se ve afectada tanto por los movimientos de este desgarre como por los movimientos halocinéticos de las facies evaporíticas del Keuper (Triásico), que actúan como nivel principal de despeque (Álvarez *et al.*, 1975; Elízaga *et al.*, 1984).

En el Vallesiense superior se inicia la sedimentación de materiales lacustres en cuencas aisladas (Elízaga, 1994). Este autor describe *slumps* en estas cuencas lacustres y los asocia a eventos sísmicos. A esto, hay que añadir la intrusión de diapiros de las facies evaporíticas del Keuper y de vulcanismo ultrapotásico, este último datado en 5,7 Ma (Bellon *et al.*, 1981).

Las cuencas neógenas estudiadas son las de El Cenajo, Elche de la Sierra-Cobatillas e Híjar, las cuales forman parte de un conjunto de cuencas lacustres localizadas en la banda de transferencia N del arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín. Las principales estructuras que condicionan la dinámica del área durante la orogenia alpina son los desgarres diestros que la cruzan en dirección NO-SE. Estos tres desgarres corresponden, de sur a norte, a las fallas de Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo (Fig. 2). Las fallas de Liétor y Socovos-Calasparra limitan una zona con relieve elevado, donde se generaron las principales cuencas lacustres (Mioceno superior) a favor de fallas normales E-O (Martín Velázquez *et al.*, 1998). La falla de Pozohondo constituye el límite noreste de la zona de transferencia del arco de cabalgamientos de vergencia NO de Cazorla-Alcaraz-Hellín, disminuyendo el relieve en esta misma dirección.

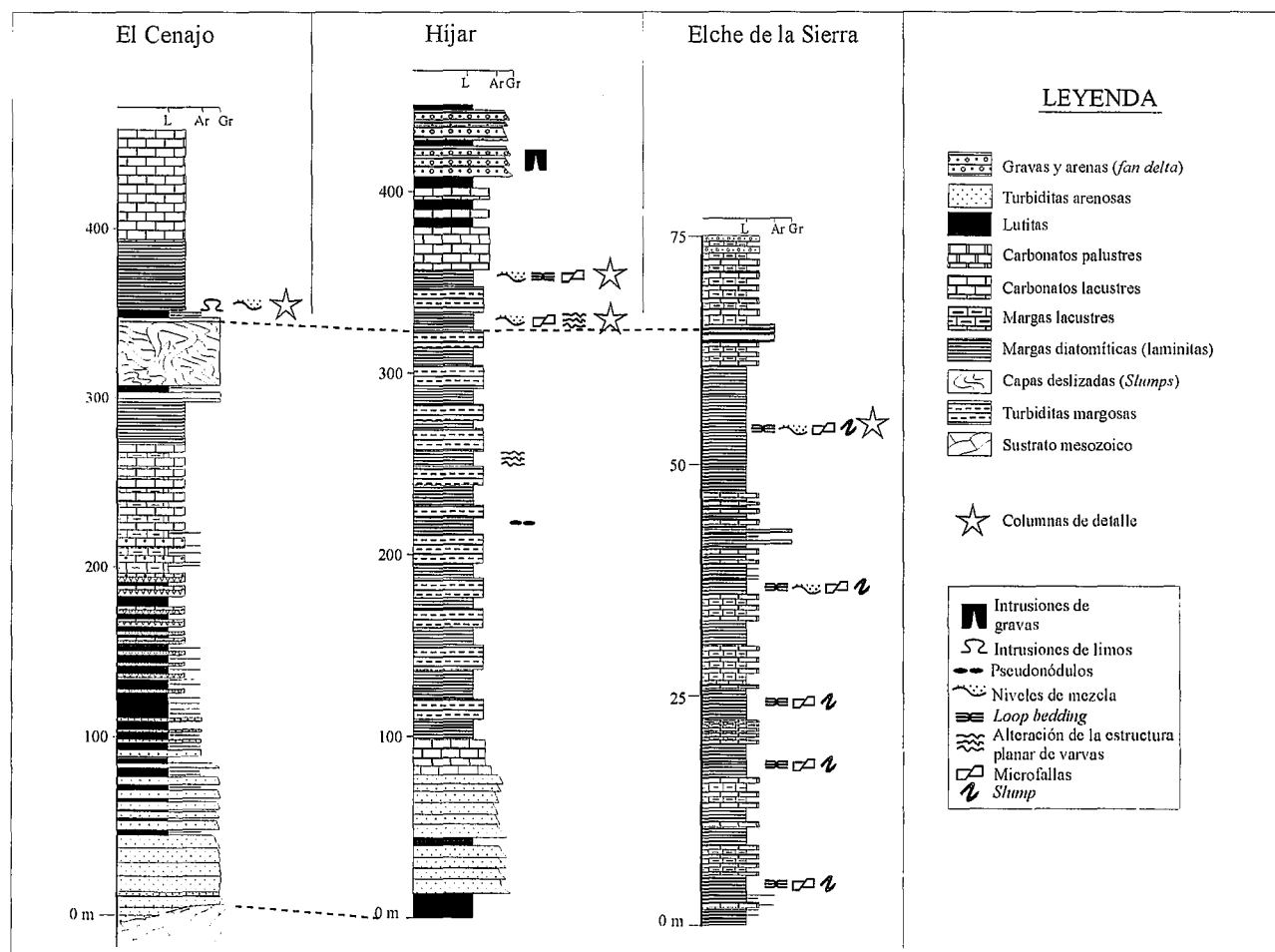


Figura 3.- Columnas generales y situación de las columnas de detalle realizadas para el estudio de periodos de recurrencia en las cuencas de: 1.El Cenajo 2. Híjar, y 3. Elche de la Sierra.

La componente normal de las fallas que limitan las cuencas lacustres no es consecuencia del movimiento diestro de las fallas de transferencia citadas, si no que fueron generadas durante una etapa distensiva Tortoniense relacionada con los últimos estadios de emplazamiento del Arco de Alcaraz, la cual ha sido definida por numerosos autores (Bousquet *et al.*, 1976; Calvo, 1978; Hermes, 1985; Elízaga, 1994; Sanz de Galdeano y Vera, 1991; De Ruig, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Correspondería a una extensión en superficie, por encima de la superficie neutra de la una flexura cortical E-O que produciría una elevación generalizada de la zona, y que generaría a la vez fallas normales en superficie con la misma dirección (Van der Beek y Cloeting, 1992).

### Descripción de los niveles de mezcla

Los niveles de mezcla se generan exclusivamente en medios finamente laminados bajo una lámina de agua. Fueron definidos por primera vez por Marco *et al.* (1994), en los sedimentos varvados del Lago Lisan (Pleistoceno) en el Mar Muerto (Oriente Medio), donde aparecen asociados a fallas normales sinsedimentarias de hasta 2 m de salto vertical. Marco y Agnon (1995) sugieren que los niveles de mezcla se producen

por un movimiento sísmico, de magnitud 5,5 o superior, a techo de la serie sedimentaria depositada hasta el momento. Dichos autores afirman que estas estructuras se generan *in situ* sin que exista desplazamiento alguno. Se pueden diferenciar, de techo a muro, tres zonas o dominios de deformación dentro de un nivel de mezcla completamente desarrollado (Fig. 4):

- 1) nivel fluidificado
- 2) zona de deformación dúctil-frágil (fracturación y fragmentación de las varvas)
- 3) zona de deformación dúctil (nivel de plegamiento).

Normalmente se pueden observar distintos niveles de mezcla fosilizados en diferentes estadios evolutivos de su formación. Es decir, se puede deducir que, en función de la duración de un terremoto (suponiendo una magnitud constante), se van a observar diferentes pasos en la formación de los niveles de mezcla. No obstante, resulta complicado llegar a saber si una determinada estructura se ha generado por un terremoto de gran magnitud y corta duración o por otro de menor energía y larga duración. En estudios empíricos realizados en Italia (Galli y Ferrelì, 1995), en los que se registraron 12.880 estructuras de licuefacción generadas por 158 terremotos (históricos e instrumentales), el 95 % de estas estructuras se generaron en un radio no superior a los 25 km de distancia del epicentro para terremotos superficiales.

En el caso del área estudiada, se pueden tener en cuenta estos valores y así suponer que los terremotos que generaron estas estructuras tenían epicentros cercanos. Si se considera un sismo de magnitud determinada, en los primeros estadios de la formación de los niveles de mezcla se va a generar una banda de plegamiento en la superficie del sedimento laminado (Fig. 5). Si el terremoto continúa actuando, este nivel ya no podrá acomodar la deformación por plegamiento y comenzará a fracturarse. La banda de plegamiento migrará a un nivel inmediatamente inferior. En el siguiente estadio de la deformación, el nivel superior fragmentado se fluidificará, la zona de plegamiento inferior se fragmentará y la banda de plegamiento migrará a un nivel infrayacente. La aparición de este nivel fluidificado indica que se ha rebasado el límite a la fluidificación que, en general, se considera relacionado con *shocks* sísmicos de magnitud 5 a 5,5 (Seed e Idriss, 1982; Atkinson, 1984; Thorson *et al.*, 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y de Santis, 1991; Cojan y Thiry, 1992; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Dugue, 1995; Marco y Agnon, 1995). Así, la deformación va migrando progresivamente de techo a muro de un nivel laminado, a medida que va transcurriendo el tiempo de duración del terremoto que lo ha generado. De esta manera, la deformación evoluciona de dúctil a dúctil-frágil de muro a techo de la estructura.

Pero esta deformación no continúa afectando indefinidamente a niveles más profundos de la columna estratigráfica depositada hasta el momento, sino que está condicionada por el aumento de la litificación con la profundidad del sedimento. La deformación se detendrá cuando la litificación sea lo suficientemente importante como para que las laminitas no se vean afectadas por los esfuerzos de cizalla en superficie. Los niveles de mezcla más potentes que se han observado en la sucesión sedimentaria estudiada en el presente trabajo no superan los 15 cm.

#### Determinación de la recurrencia de paleoterremotos

Para establecer las dataciones relativas de los diferentes niveles de mezcla localizados hay que contar pares de laminitas entre el techo y el muro de dos estructuras sucesivas. Al intervalo de tiempo medido directamente entre estructuras hay que sumar la edad que representan las laminitas deformadas en cada nivel, lo que implica restituir la deformación del nivel de mezcla para poder conocer su potencia real y su edad equivalente. Obtenemos así el tiempo transcurrido entre eventos. Las pasadas turbidíticas que en ocasiones se intercalan a lo largo de la columnas estratigráficas estudiadas se han considerado como el registro de eventos sedimentarios no periódicos, por lo que se han omitido al calcular el tiempo entre niveles de mezcla sucesivos.

Las columnas de detalle realizadas en las cuencas de El Cenajo, Híjar y Elche de la Sierra corresponden a estadios avanzados de la sedimentación de éstas cuen-

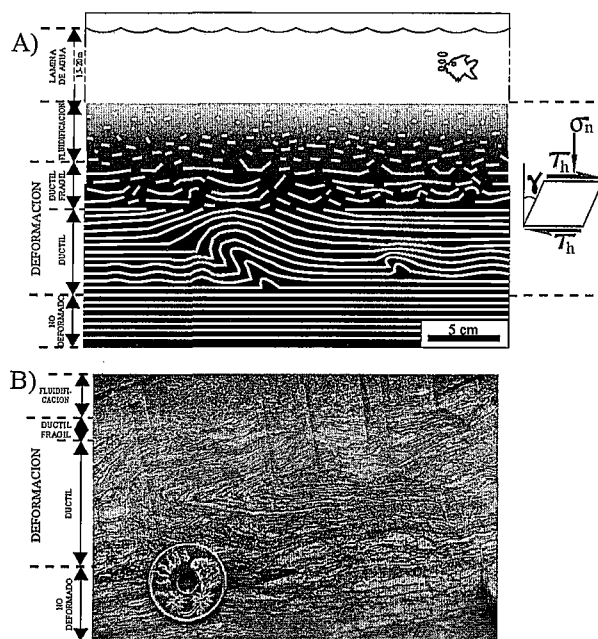


Figura 4.- Niveles de mezcla: A) esquema genético ( $\sigma_n$ = esfuerzo normal,  $\tau_h$ = esfuerzos de cizalla cíclicos y  $\gamma$ = ángulo de cizalla. y B) fotografía de afloramiento.

cas lacustres (Fig. 3) durante los cuales la deposición tuvo lugar bajo una lámina de agua relativamente profunda (Elízaga, 1994; Jiménez Sánchez, 1997; Calvo *et al.*, 1998). La sección analizada en la Cuenca de El Cenajo situada a unos 350 m de la sucesión lacustre (Fig. 3), consta de 1,54 m de sedimentos laminados con intercalaciones de pasadas turbidíticas, cuyos espesores individuales no superan los 3 cm. Los tramos laminados aparecen silicificados en algunos niveles centimétricos (Fig. 6A). La tasa de sedimentación para los niveles varvados no silicificados es de 0,5 mm/año, mientras que para los silicificados es de 0,4 mm/año. Se han datado 21 niveles de mezcla repartidos en 2.340 años de registro. El período de recurrencia medio para la sección es de 106 años, con una desviación estándar muy alta de  $\pm 82$  años (Fig. 8A).

Dentro de la Cuenca de Híjar se han analizado dos secciones, ambas conteniendo niveles varvados: en el primer tramo, de 87 cm en total (columna Híjar1) (Fig. 6B), se ha identificado un total de 12 niveles de mezcla, con una tasa de sedimentación de 0,3 mm/año. La recurrencia media para los 10 intervalos medidos entre los 12 niveles de mezcla, es de 119 años (Fig. 8C), con una desviación estándar de  $\pm 33$  años. El registro total corresponde a 1.198 años. La segunda columna de detalle (Híjar 2) (Fig. 6C) está separada de la anterior por 5 m de sedimentos turbidíticos laminados (Jiménez Sánchez, 1997). Los sedimentos de esta sección están afectados por una extensión triaxial continua en el tiempo, que generó un *boudinage* en tableta de chocolate (Ramsay y Huber, 1983) muy marcado (estructuras de *loop bedding*, Calvo *et al.*, 1998) durante los primeros estadios de consolidación del sedimento y deformación frágil a medida que aumentó la litificación del mismo. Se han interpretado como estructuras relacionadas

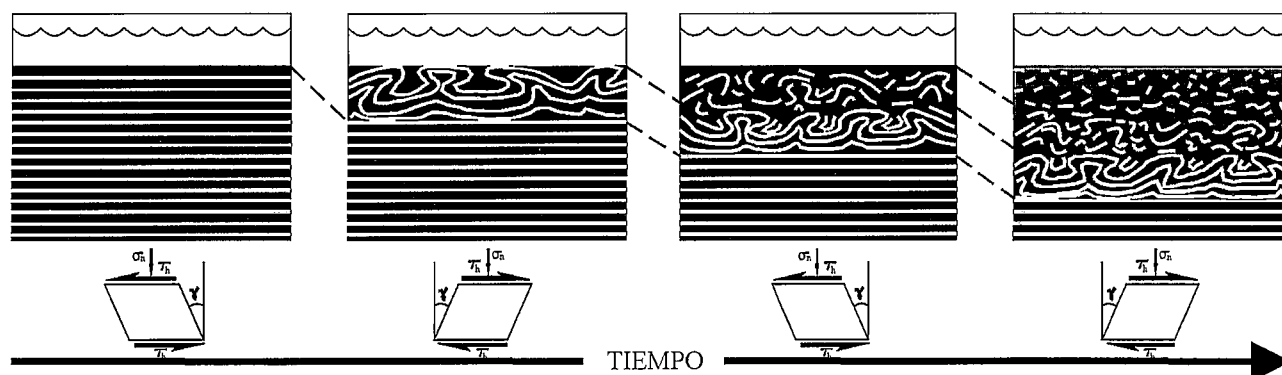


Figura 5.- Representación esquemática la evolución genética de un nivel de mezcla en el momento de su formación, a causa de movimientos de cizalla cíclicos en superficie generados por un terremoto. ( $\sigma_n$ = esfuerzo normal,  $\tau_c$ = esfuerzo de cizalla cíclico y  $\gamma$ = ángulo de deformación por cizalla).

con movimientos de *creep* de las fallas normales que limitan la cuenca (Calvo *et al.*, 1998). La recurrencia media para esta columna aumenta a los 250 años ( $\pm 150$  años) (Fig. 8D), para 10 eventos datados en un registro de 2.752 años. Este mayor grado de desviación estándar puede deberse a una mayor tasa de deformación dúctil (asísmica) en las fallas que limitan la cuenca, lo que podría alargar la aparición de sismos de magnitudes mayores.

La columna registrada en la Cuenca de Elche de la Sierra se ha realizado en el testigo continuo de un sondeo perforado en la explotación de diatomitas más importante de la zona, *CELITE Hispánica* (Fig. 7). La columna se sitúa a 73 m de profundidad desde el techo de la serie, sin que el sondeo llegue a perforar el basamento mesozoico. El registro varvado representa 3.165 años y una recurrencia de terremotos de 102 años ( $\pm 65$  años) para 31 eventos datados de forma relativa (Fig. 8B).

Aunque no podemos asegurar que los eventos datados en las distintas columnas no son correlacionables en las distintas cuencas, pensamos que dada su posición estratigráfica son mayoritariamente eventos distintos. De este modo, sumando los datos obtenidos en las diferentes cuencas se obtiene un registro total de 9.446 años con 73 eventos datados, con un periodo de recurrencia medio de 128 años ( $\pm 98$  años), uno máximo de 454 años y uno mínimo de 23 años (Fig. 8E y Tabla I).

Cabe destacar que en las cuencas estudiadas quedó registrado un evento sísmico, inmediatamente anterior a los datos tratados, con una magnitud estimada próxima a 8 (Rodríguez Pascua, 1997, 1998). Las estructuras de deformación producidas por el evento (caracterizado por un *slump* de grandes proporciones, correlacionable en varias cuencas independientes; Elízaga y Calvo, 1988) son las mayores conocidas para sistemas lacustres. Esto indica claramente que, con niveles de actividad sísmica moderada, no son descartables eventos singulares muy importantes.

Como se desprende de los resultados obtenidos, la paleosismicidad de la zona no queda bien caracterizada mediante las medidas de recurrencia, ya que en muchos casos aparecen desviaciones estándar del orden del va-

lor de la media. La caracterización efectiva del proceso sísmico ha de realizarse determinando las leyes potenciales que lo gobiernan, por lo que, una vez descrita de este modo la actividad sísmica actual en las Cordilleras Béticas, retomaremos el análisis de los datos paleosísmicos.

#### Sismicidad histórica en el área de estudio

Los datos de sismicidad histórica dentro de la provincia de Albacete son muy escasos. Rodríguez de la Torre (1995), después de años de investigación, ha publicado un trabajo en el que describe tan sólo cuatro terremotos históricos dentro de la provincia durante el siglo pasado (1831-1899). Este autor realiza además un inventario de terremotos externos a la provincia de Albacete, pero que se sintieron dentro de ésta. De estos terremotos históricos se han seleccionado los que tienen epicentros en un radio de 120 km como máximo (Fig. 9), ya que sería el límite a la licuefacción para terremotos de magnitud superior a 8 (Moretti *et al.*, 1995). La relación de sismos históricos dentro de este radio se detalla en la Tabla II.

Todos los terremotos históricos citados se sitúan al SE de la zona de estudio, aunque aparecen repartidos en una amplia franja de terreno. En algunos casos, las intensidades deducidas son dudosas, así como la localización epicentral, puesto que esta última tan sólo queda registrada en muchos casos por datos puntuales de la localidad donde más daños se produjeron. La zona de estudio ha carecido hasta hace poco tiempo de una población importante que pudiese testimoniar posibles eventos sísmicos. Como consecuencia de esta carencia de datos, no se han podido establecer relaciones espacio-temporales para los eventos históricos citados.

#### Caracterizaciones previas de la actividad sísmica en la Cordillera Bética

La sismicidad es un proceso estocástico que responde a un modelo de distribución temporal de magnitudes de tipo fractal. Dicha estructura fractal está relacionada

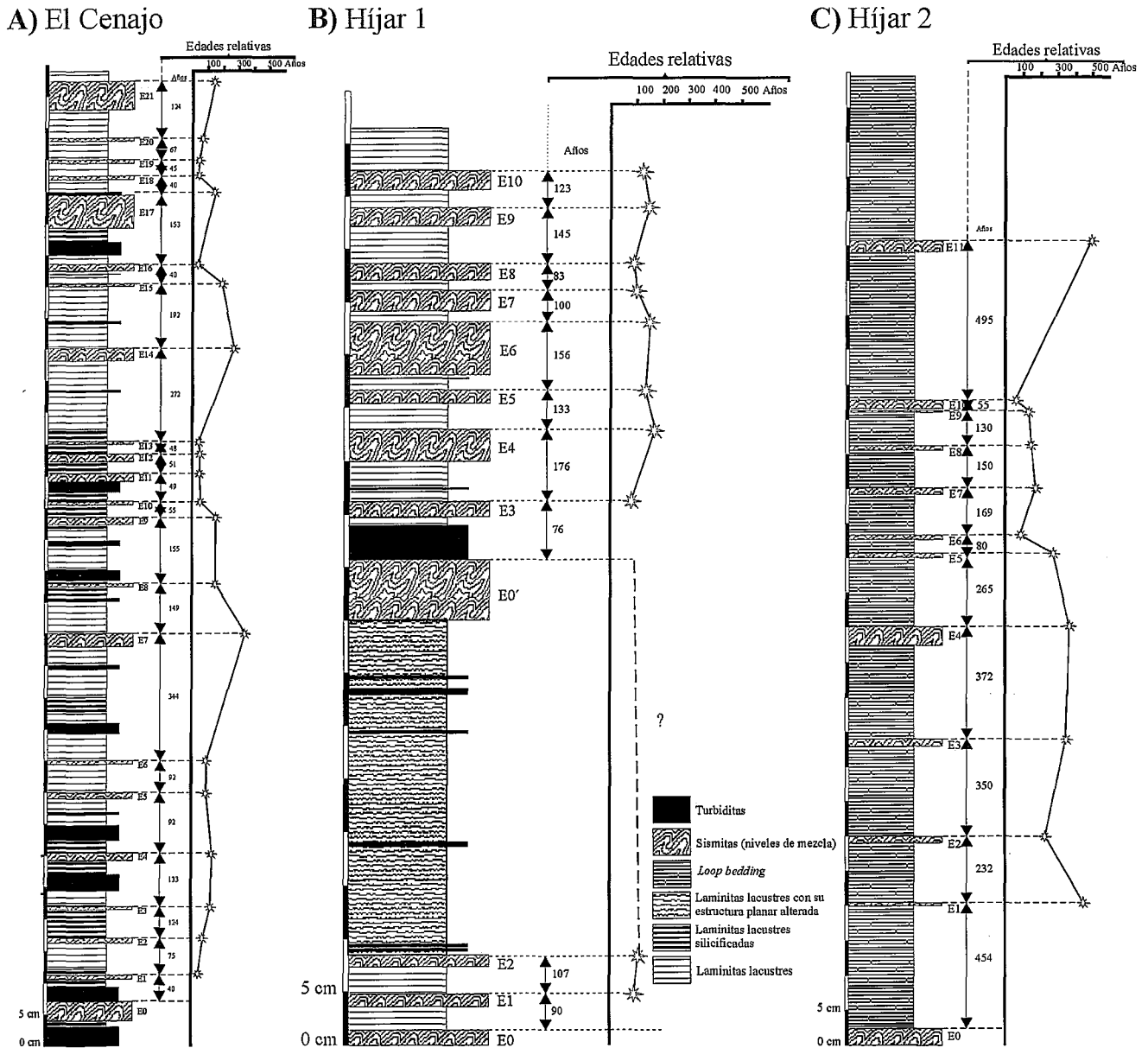


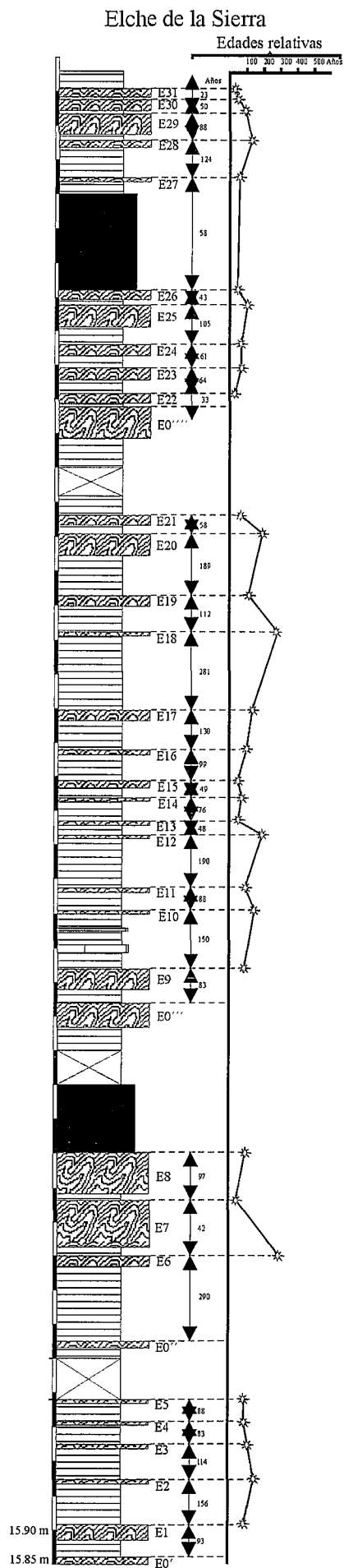
Figura 6.- Columnas de detalle en varvas lacustres (Mioceno sup.) de las cuencas de El Cenajo e Híjar: A) El Cenajo, B) Híjar 1 y C) Híjar 2. Las estructuras señaladas han sido descritas e interpretadas en detalle por Rodríguez Pascua *et al.* (2000).

directamente con el parámetro "b" (ley de Gutenberg-Richter, 1956), a partir de una ley de potencia (Hirata, 1989). Asumiendo que esta ley de potencia relaciona eventos pasados con eventos actuales, el parámetro "b" de la paleosismicidad y la sismicidad instrumental en la región considerada en este estudio indicaría el grado de similitud de la distribución de magnitudes en ambos casos, entre el Mioceno superior y la actualidad. Por tanto, la sismicidad corresponde a un modelo de criticidad autoorganizada (Cernadas *et al.*, 1998; Silverschmidt, 1996). Con este tipo de análisis se establece el comportamiento de la distribución temporal de la sismicidad y el registro que nos aporta la paleosismicidad podrá completar los datos de la sismicidad instrumental.

Existen numerosos trabajos previos (Karnik, 1971; Hatzfeld, 1978; De Miguel *et al.*, 1983; García Dueñas

*et al.*, 1984; Vidal *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano y López Casado, 1988; Buforn *et al.*, 1988; López Casado *et al.*, 1995; Camacho y Alonso Chaves, 1997) en los que se caracterizan sísmicamente diferentes zonas de las Cordilleras Béticas y zonas aledañas mediante la aplicación de la ley de Gutenberg-Richter. Estos autores caracterizan diferentes áreas interpretando el parámetro "b" a partir de datos de sismicidad histórica e instrumental (Fig. 10).

El trabajo que más se ajusta geográficamente a la zona de estudio es el de Sanz de Galdeano y López Casado (1988). Estos autores dividen la Cordillera Bética en 18 zonas mediante criterios estructurales y sísmicos, calculando en cada una de ellas el parámetro "b" por separado. La zona de estudio de campo del presente trabajo corta 4 de las zonas seleccionadas por estos auto-



	Nº eventos datados	Años de registro	Recurrencia media (años)	Desviación estándar	Recurrencia mínima (años)	Recurrencia máxima (años)
Columna Cenajo 1	21	2340	106	± 82	40	344
Columna Elche S.	31	3165	102	± 65	23	290
Columna Híjar 1	10	1189	119	± 33	76	176
Columna Híjar 2	11	2752	250	± 150	55	454
Datos Totales	73	9446	128	± 98	23	454

**Tabla I.** Tabla de resultados de los datos extraídos de las columnas estratigráficas de detalle de las cuencas de: Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.

res. Los valores de "b" para zonas próximas o incluidas dentro de esta zona aparecen en la Tabla III y están comprendidas entre 0,8 y 1,2.

El valor medio de "b" obtenido para todas las zonas en conjunto está próximo a 1, que es el valor que obtienen para toda la Cordillera Bética. Las variaciones de "b" en las diferentes zonas elegidas por los autores son explicadas por una baja calidad en las muestras y por la elección de zonas demasiado específicas en las que se engloba una única fuente sismogénica. Los datos de sismicidad histórica en intensidades dan rangos de "b" entre 0,23 y 0,5, no correlacionables con los datos instrumentales. Estos autores explican este descenso en la pendiente de la recta como consecuencia del cambio de comportamiento en la actividad sísmica o por variaciones temporales de "b" (López Casado *et al.*, 1995). Estos valores también se pueden explicar por una falta de registro en los terremotos de magnitudes bajas.

López Casado *et al.* (1995) también comparan datos de sismicidad histórica ( $b_h$ : 1390-1910) e instrumentales ( $b(i_1)$ : 1930-1992;  $b(i_2)$ : 1960-1992) mediante el parámetro "b" y relacionan diferentes zonaciones para comparar resultados. También clasifican la sismicidad por profundidades, considerando terremotos superficiales por encima de los 30 km, intermedios entre 35 y 180 km y profundos entre 600 y 700 km, sin que exista registro entre 180 y 600 km. La mayoría de los sismos se localizan entre los 40 y 180 km. Seleccionan datos de intensidades superiores a V y magnitudes superiores a 3,5. Inicialmente, efectúan una zonación para el cálculo de "b" teniendo en cuenta agrupaciones de epicentros (Fig. 10G). Los resultados obtenidos en zonas próximas a la zona de campo del presente trabajo dan valores análogos para el periodo instrumental (Enguera  $b(i_1) = 0,75 \pm 0,08$ ,  $b(i_2) = 0,78 \pm 0,01$  (Fig. 10G.I); Murcia  $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$ ;  $b(i_2) = 1,16 \pm 0,04$  (Fig. 10G.II); Vera  $b(i_1) = 0,8 \pm 0,1$ ;  $b(i_2) = 0,8 \pm 0,2$  (Fig. 10G.III)). Para la sismicidad histórica, utilizando intensidades, obtienen valores mucho menores, entre  $0,46 \pm 0,05$  para Murcia y  $0,26 \pm 0,02$  en Málaga. Estos datos no concuerdan con los instrumentales. Lo explican como consecuencia de posibles cambios en la activi-

**Figura 7.-** Columna de detalle en varvas lacustres de la cuenca de Elche de la Sierra (Mioceno Sup.). Los tramos que aparecen representados como cubiertos corresponden a las maniobras de extracción de sondeo.

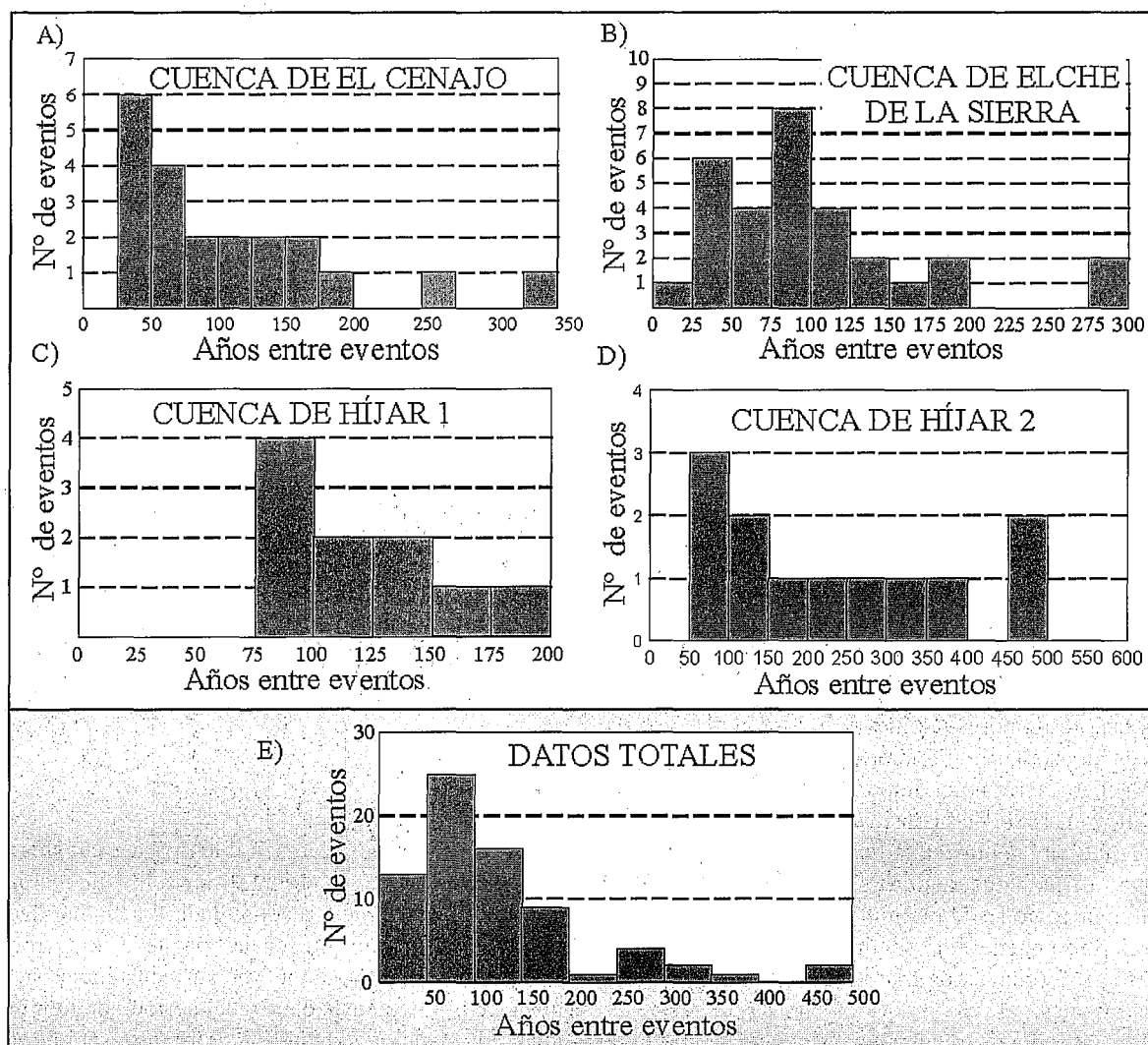


Figura 8.- Histogramas de frecuencia de dataciones relativas entre eventos (sismitas) para las cuencas de: A) El Cenajo, B) Elche de la Sierra, C) Híjar1, D) Híjar2 y E) datos totales de todas las cuencas en conjunto.

dad sísmica y por las diferentes características de los agrupamientos.

En la figura 10H se representan zonaciones nuevas realizadas por López Casado *et al.* (1995) teniendo en cuenta los dominios corticales de la región. Obtienen valores de "b" muy similares a los de las subdivisiones anteriores y a los obtenidos para el Golfo de Cádiz por Sanz de Galdeano y López Casado (1988), Buforn *et al.* (1988) y Camacho y Alonso Chaves (1997). Los resultados obtenidos son los siguientes:

- Béticas:  $b_h = 0,52 \pm 0,05$ ;  $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$ ;  $b(i_2) = 1,25 \pm 0,08$
- Norte de Argelia:  $b_h = 0,43 \pm 0,02$ ;  $b(i_1) = 0,79 \pm 0,05$ ;  $b(i_2) = 0,76 \pm 0,04$
- C. San Vicente-Gibraltar:  $b_h = \text{sin datos}$ ;  $b(i_1) = 0,64 \pm 0,4$ ;  $b(i_2) = 0,66 \pm 0,02$

Se puede ver una clara diferencia entre los resultados de las zonas del este y las del oeste, con valores mayores en las primeras con respecto a las segundas. La sismicidad histórica vuelve una vez más a reflejar valores bajos de "b".

López Casado *et al.* (1995) realizan una nueva subdivisión teniendo en cuenta, en este caso, terremotos de profundidad intermedia (de 35 a 180 km) y obtienen los siguientes resultados (Fig. 10I):

- Golfo de Cádiz:  $b(i_1) = 1,0 \pm 0,3$ ;  $b(i_2) = 1,4 \pm 0,3$
- Málaga:  $b(i_1) = 1,01 \pm 0,05$ ;  $b(i_2) = \text{sin datos}$
- Alborán:  $b(i_1) = 0,84 \pm 0,06$ ;  $b(i_2) = 0,81 \pm 0,03$

Se puede observar cómo los resultados son análogos a los obtenidos con otras zonaciones.

En líneas generales, López Casado *et al.* (1995) resumen los resultados obtenidos definiendo valores altos de "b" en la Cordillera Bética y Mar de Alborán, y valores bajos de "b" en Azores-Gibraltar.

Los valores de "b" calculados por López Casado *et al.* (1995) para los tres grandes sectores sísmicos de la Cordillera Bética, Mar de Alborán y Marruecos, son altos, próximos a 1. Según estos autores, los valores relativamente más bajos corresponden al Mar de Alborán, que es una zona de corteza continental adelgazada seccionada por grupos de fracturas, siendo las más impor-

Fecha	Hora	Epicentro	Distancia al centro de la zona (km)	Intensidad en la zona
1579-01-30	?	Lorca (Mu)	80	VIII
1674-08-10	?	Lorca (Mu)	80	VII
1674-08-28	10:00	Lorca (Mu)	80	VIII
1748-04-23	6:45	Enguera (V)	120	V
1818-12-20	9:45	Lorca-Totana (Mu)	80	VI-VII
1829-03-21	18:39	Torreveja (A)	110	V
1831-09-01	?	Caudete (Ab)	80	VI?
1860-04-26	8:15	Albacete	65	V?
1884-11-05	?	El Palomar (V)	100	III-IV
1891-08-11	4:00?	Almansa (Ab)	85	IV?
1899-02-29	21:45	Minateda (Ab)	20	IV
1911-03-21	14:16	Torres de Cot. (Mu)	70	IV
1911-04-03	11:11	Lorquí (Mu)	60	IV
1931-01-26	3:16	Yecla (Mu)	70	V

**Tabla II.** Relación de sismos históricos comprendidos en un área con 120 km de radio desde el centro del embalse de El Cenajo, datos extraídos de Rodríguez de la Torre (1995) (Mu = Murcia; V = Valencia; A = Alicante; AB = Albacete).

tantes las NNE-SSO. Las Béticas ( $b = 1,1$  de media) representan una estructura compleja surcada por grandes fallas que disipan de forma relativamente rápida la energía. Los principales sistemas de fallas son NO-SE y NE-SO, a lo que atribuyen la génesis de terremotos de forma continua pero de magnitudes bajas. Esta complejidad y la disposición de las fallas en todas las direcciones son los factores con los que justifican los valores de "b" obtenidos en esta zona. También tienen en cuenta que se pueden generar terremotos importantes, como el de Arenas del Rey en 1884, de intensidad X ( $M = 6,9 \pm 0,3$ ).

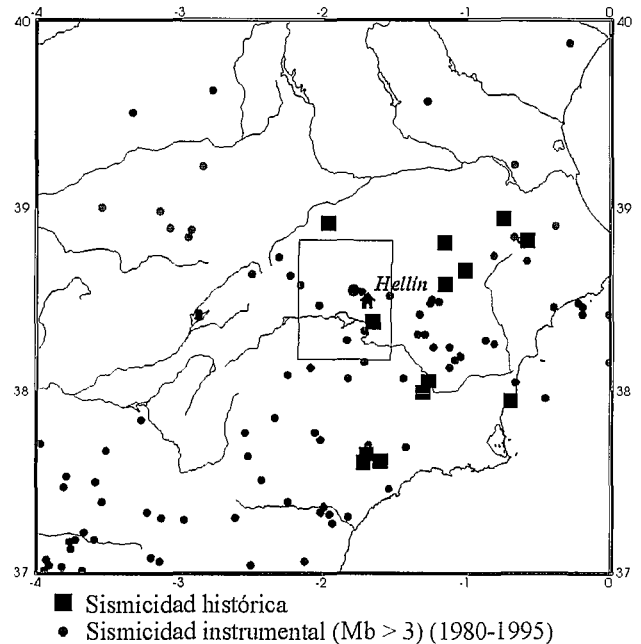
Teniendo en cuenta esta situación, López Casado *et al.* (1995) afirman que, aunque se haya definido correctamente una zona desde el punto de vista sísmico y estructural, no se puede estar seguro de su caracterización mediante "b" (con datos históricos o instrumentales) por dos razones:

a) Los periodos de recurrencia asociados a una falla en particular pueden ser de cientos o miles de años.

b) Los datos disponibles en algunos casos no superan los 50 años.

Esto indica que la aplicación del parámetro "b" para focos sísmicos pequeños no es válida si se utiliza sólo el catálogo sísmico. Para valores intermedios y bajos se puede utilizar como valor orientativo, mientras que para valores altos no garantizaría que no se pudiesen generar terremotos importantes. Con lo cual, tanto el periodo histórico como el instrumental se revelan insuficientes para la utilización fiable del parámetro "b", de ahí la importancia de la paleosismicidad.

Los bajos valores de "b" que obtienen sistemáticamente López Casado *et al.* (1995) con la sismicidad histórica son un reflejo de la falta de registro histórico para los terremotos de intensidades bajas. Es decir, los cronistas sólo registran eventos en los que la población haya podido sentir el sismo o si han sido catastróficos. A esto hay que sumar la aparición de sismos en zonas deshabitadas que tampoco son registrados. Además, algunos autores, como López Casado *et al.* (1995), establecen que el límite mínimo de fiabilidad para sismos históricos es de intensidad V (MKS) o magnitud 3,5. Pero, difícilmente se pudieron registrar eventos que no fuesen destructivos ( $M < 5 - 6$ ) y más aun cuanto más retrocedamos en el tiempo. De este modo, el registro



**Figura 9.-** Terremotos históricos localizados en un radio inferior a 120 km del centro de la zona de estudio (área enmarcada) y sismicidad instrumental.

histórico carece de datos fiables para intensidades o magnitudes bajas, que están marcando la disipación progresiva de la energía acumulada. La sismicidad histórica va a ser muy útil en la búsqueda de terremotos importantes y en el cálculo de su recurrencia, siempre que este intervalo esté dentro del periodo de tiempo que abarca la sismicidad histórica. Por tanto, será necesario recurrir al registro geológico para identificar retornos largos o para identificar sismos de magnitudes bajas, siempre que las características de los sedimentos deformados lo permitan.

A pesar de existir numerosos trabajos previos en la zona sobre el parámetro "b" (ver citas señaladas anteriormente), se ha realizado una nueva selección dentro de un área que contiene a la zona de campo en la que se ha estudiado la paleosismicidad. Estos datos de sismicidad se han seleccionado en función de la detectabilidad de la red sísmica del I.G.N. De esta manera, se han extraído los datos del catálogo pertenecientes al intervalo de tiempo comprendido entre 1980 y 1995, en el que la detectabilidad de la red es mayor. Esta ofrece las máximas garantías a partir de magnitudes superiores a 2,7. Se han seleccionado un total de 1.169 datos de sismos con magnitudes superiores a 2,7 (magnitud máxima 5,2, magnitud media 3,2) en el intervalo de tiempo citado. El área en el que se han seleccionado está comprendida entre los 0°E y los -4°E de longitud y entre los 40°E y 37°E de latitud, ya que de este modo se tiene una visión suficientemente regional del fenómeno sísmico (Fig. 9). Hay que tener en cuenta que, los sedimentos laminados se comportan como paleosismógrafos que recibían información de diferentes puntos más o menos alejados registrando una sismicidad regional.

Zona	Intensidad	Magnitud	Intervalos temporales / b		
			Histórico	Instrumental (1)	Instrumental (2)
Arco Alcaraz-Cuenca del Guadalquivir	V - IX	3,5 - 5,1	1357-1992 0,3 ± 0,02	1930-1992 0,85 ± 0,02	0,86 ± 0,07
Arco Alcaraz	V - VII	3,5 - 5,0	1785-1992 0,23 ± 0,02	1933-1994 0,9 ± 0,1	1,0 ± 0,1
Arco Alcaraz-Valencia	VI - IX	3,5 - 5,8	1598-1992 0,40 ± 0,08	1930-1992 0,8 ± 0,1	0,8 ± 0,07
Corredor del Segura	V - VII	3,5 - 4,5	1743-1992 0,4 ± 0,08	1930-1992 1,2 ± 0,4	1,3 ± 0,05

Tabla III. Parámetros "b" obtenidos por Sanz de Galdeano y López Casado (1988) para diferentes zonas de la cordillera Bética.

El radio máximo en el que se puede producir una licuefacción puede superar los 100 km para terremotos de  $M > 8$  (Moretti *et al.*, 1995), por lo que el área elegida para la recopilación de los datos sísmicos abarca este margen. Esta sería la zona máxima de posible de «detectabilidad» de terremotos mediante registro de licuefacciones o deformaciones en sedimentos lacustres. La distribución de estos datos se ajusta a una ley de potencia y, por tanto, a una recta al representarse en una gráfica semilogarítmica, cuya pendiente es de  $b = 0,86 (\pm 0,08)$  (Fig. 11A).

#### Relación entre la paleosismicidad y la sismicidad actual a partir del parámetro "b"

En nuestro caso, para poder estudiar el parámetro "b" en el registro geológico se ha recurrido a las estructuras de paleosismicidad reconocidas en los paquetes de laminas lacustres en los que se han realizado columnas estratigráficas de detalle, esto es, a los niveles de mezcla. Si se asume que la potencia de los niveles de mezcla tiene una relación directa con la fuerza desestabilizadora que los ha generado, la población de paleosismos observados debería cumplir una ley potencial como la de Gutenberg-Richter. Se ha aplicado conjuntamente esta ley a todos los niveles de mezcla (73 eventos), datados de forma relativa, en las cuencas de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas durante el Mioceno superior. Teniendo en cuenta el estudio empírico de Galli y Ferrelí (1995), citado anteriormente, el 95% de los epicentros de los terremotos que han generado estas estructuras estarían dentro de un radio inferior a 25 km. De este modo, las fuentes sismogénicas que han generado los niveles de mezcla podrían ser las fallas normales que limitan las cuencas, ya que son las principales fallas que se encuentran dentro de dicho radio. Esto implica que existiría una distancia constante entre los focos sísmicos y los sedimentos que registraron los terremotos, con lo que la potencia de los sucesivos niveles de mezcla podría tener una relación directa con la magnitud sísmica que los ha generado. En este caso se ha utilizado dicha potencia como reflejo de la magnitud, es decir, cuanto mayor sea la potencia del nivel de mezcla suponemos que mayor habrá sido el terremoto que lo ha producido.

El resultado es que el número acumulado de eventos se ajusta a una ley de potencia y, por lo tanto, a una recta al representarla en una gráfica semilogarítmica.


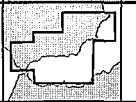









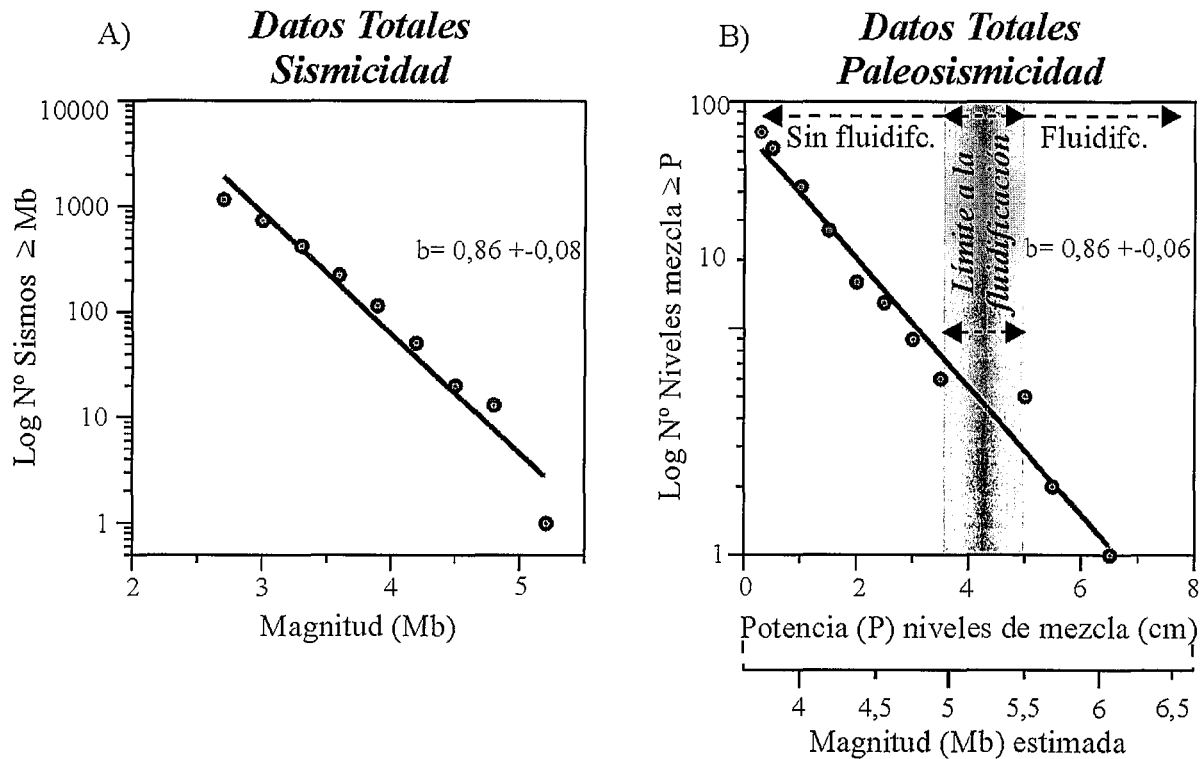
Autor	b	Periodo de tiempo	Intervalo de magnitudes	Zona
A) Karnik (1971)	1,0	1901-1955	4,3-6,3	
B) Hatzfeld (1978)	0,8	1962-1976	3,0-5,3	
C) De Miguel <i>et al.</i> (1983)	0,86 1,02	1948-1962 1962-1975	3,5-5,3	
D) Vidal <i>et al.</i> (1984)	0,86 0,78	1948-1961 1962-1975	$m > 2,5$	
E) Buforn <i>et al.</i> (1988)	0,75 ± 0,02	1963-1984	4-7	
F) Sanz de Galdeano y Lopez Casado (1988)	1,0	1930-1985	3,5-6,2	
G) López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 0,75 ± 0,08 II: 1,1 ± 0,1 III: 0,8 ± 0,1	1930-1992	3,5-4,8 3,5-5,2 3,5-4,8	
H) López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 1,1 ± 0,1 II: 1,1 ± 0,1 III: 0,64 ± 0,4	1930-1992	3,5-5,4 3,5-5,7 4,5-7,3	
I) López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 0,84 ± 0,06 II: 1,01 ± 0,06 III: 1,0 ± 0,3	1930-1992	3,5-4,5 3,0-5,4 3,5-5,3	
J) Camacho y Alonso-Chaves (1997)	0,739	1984-1994	3-5	
K) Presente trabajo	I: 0,86 ± 0,06 II: 0,86 ± 0,08	Mioceno sup. 9446 años 1980-1995	3,7-6,0 2,7-5,2	

Figura 10.- Recopilación de caracterizaciones sísmicas de las Cordilleras Béticas y áreas aledañas mediante el parámetro "b".

Es decir, cumplen la ley de Gutenberg-Richter, dato que apoya aún más el origen sísmico de estas estructuras. La pendiente de la recta a la que se ajustan estos datos es de  $b = 0,86 (\pm 0,06)$  (Fig. 11B).

Utilizando la ley de Gutenberg-Richter y el límite a la licuefacción de materiales sedimentarios ( $M > 5,5$ ), se puede establecer una relación entre la potencia de los niveles de mezcla y la magnitud de los sismos que los han generado. Una vez proyectados los datos (número de eventos *versus* potencia) en una gráfica semilogarítmica, los límites a la fluidificación se sitúan en la gráfica junto a las potencias de los niveles de mezcla que presentan fluidificación incipiente (magnitud 5) y en los que la fluidificación se presenta como un fenómeno bien desarrollado (magnitud 5,5). Como consecuencia de ello, se podrán extrapolar magnitudes aproximadas al resto de los eventos, con lo que se obtiene una magnitud media para los datos paleosísmicos de 4,2, con unas magnitudes mínima de 3,7 y máxima de 6,1.



**Figura 11.-** Representación en una gráfica semilogarítmica del número acumulado de eventos *versus* magnitud (Ley de Gutenberg-Richter): A) datos de sismicidad instrumental del área (longitud: 0° a -4°; latitud: 37° a 40°); y B) datos paleosísmicos pertenecientes a niveles de mezcla de las cuencas de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas (relación entre potencia y magnitud).

Como se ha podido contrastar con la sismicidad instrumental y la paleosismicidad, los valores de "b" para ambos grupos de datos están próximos a 0,86. Este valor está dentro de los márgenes de verosimilitud establecidos por Lee y Stewart (1981), fijados entre 0,6 y 1,2 para sismicidad regional. Según Gutenberg-Richter (1956), el valor de  $b = 0,89$  es una cifra utilizada como medida de sismicidad regional, siendo este un valor al cual se aproxima el obtenido para la zona de estudio (Fig. 11). Estos resultados son equivalentes a los obtenidos por numerosos autores en la Cadena Bética (ver citas señaladas anteriormente), lo cual indica la uniformidad regional de la sismicidad en toda la cordillera. Hay que exceptuar los bajos valores de "b" obtenidos por López Casado *et al.* (1995) para la sismicidad histórica, consecuencia de la escasez de registro en la sismicidad histórica para intensidades bajas.

### Conclusiones

Mediante el estudio de niveles de mezcla en sedimentos lacustres del Prebético Externo, en el área de Hellín (Albacete), se han obtenido periodos de recurrencia de terremotos con magnitudes medias próximas a 4, para el Mioceno Superior, de 128 ( $\pm 98$ ) años para un total de 9.446 años de registro. Tanto los datos de paleosismicidad como de sismicidad actual cumplen la ley de Gutenberg-Richter, y ambos ofrecen unos valores similares en el ajuste del parámetro "b" ( $b = 0,86$ ). Esta premisa no es suficiente para afirmar que se mantengan actualmente todas las condiciones que generaron la sismicidad durante el Mioceno Superior, pero sí,

al menos, parte de las condiciones que definen el fenómeno sísmico.

Los valores de "b" obtenidos por diferentes autores en distintas zonas de las Cordilleras Béticas son muy similares a los calculados en el presente trabajo, lo que indica una cierta uniformidad en la sismicidad regional en la Cordillera Bética. Los valores bajos de "b" calculados por diferentes autores para la sismicidad histórica no se deben a un cambio en el comportamiento de la actividad sísmica, sino a la falta de registro de eventos de baja intensidad.

En conclusión, las condiciones de sismicidad son muy similares en el Mioceno Superior y en la actualidad puesto que la relación número de eventos *vs.* magnitud es muy similar. Asimismo, las magnitudes deducidas de la paleosismicidad y las de la sismicidad actual corresponden a una actividad moderada, con magnitudes medias entre 4,7 y 3,2 respectivamente (teniendo en cuenta que se trata de intervalos de duración muy diferente).

La solución obtenida no se ha podido contrastar con la sismicidad histórica debido a la inexistencia de datos. La zona de estudio ha carecido hasta hace poco tiempo de una población importante que pudiese registrar posibles eventos sísmicos. Además, las magnitudes medias de los terremotos que se registran en los sedimentos varvados, próximas a 4, no producirían daños de importancia en las poblaciones, por lo que su registro por los cronistas de la época se verá mermado. De este modo, la paleosismicidad en el registro sedimentario lacustre se ofrece como una alternativa importante en zonas con escaso registro histórico.

Este trabajo se ha financiado con una beca del Consejo de Seguridad Nuclear (al primer autor) y el proyecto AMB 94-0994 de la CICYT. Agradecer al Instituto Geográfico Nacional la cesión de los datos sísmicos y en especial al Dr. Rueda por la ayuda prestada. Nuestro especial agradecimiento a los Dres. Alonso Chaves y Santanach por sus acertadas aportaciones en la revisión de este manuscrito.

## Bibliografía

- Álvaro, M.G., Argüeso, J.M. y Elízaga, E. (1975): La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz (Provincia de Albacete, España). *Bol. Geol. Min.*, 86: 467-477.
- Anderson, R.Y. y Dean, W.E. (1988): Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62: 215-236.
- Atkinson, G. (1984): Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1 (1): 107-123.
- Audemard, A. y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 44: 5-16.
- Beck, C., Frédéric, M., Chapron, E., Van Rensbergen, P. y De Batist, M. (1996): Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the Post-Würm sediments of Lake Annency, northwestern Alps. *Jour. Geodynamics*, 22, 1/2: 155-171.
- Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elízaga, E., Gaudant, J. y López Martínez, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292: 1035-1038.
- Bousquet, J. C., Montecat, C. y Philip, H. (1976): La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales. En: *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Univ. de Granada: 59-78.
- Calvo, J. P. (1978): Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete. *Estudios Geol.*, 34: 407-429.
- Bufo, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Calvo, J.P., Rodríguez Pascua, M.A., Martín Velázquez, S., Jiménez, S. y De Vicente, G. (1998): Microdeformation of lacustrine laminites sequences. An interpretation of loop-bedding. *Sedimentology*, 45: 279-292.
- Camacho, M.A. y Alonso-Chaves, F.M. (1997): Sismicidad el límite de placas entre Eurasia y África al SW de Iberia, desde 1984 a 1994. *Geogaceta*, 21: 51-54.
- Cernadas, D., Osella, A. y Sabbione, N. (1998). Self-similarity in the seismicity of the South-American Subduction Zone. *Pure Appl. Geophys.*, 152: 57-73.
- Cojan, I. y Thiry, M. (1992): Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206: 79-89.
- De Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., Guirao, J.M. y Olivares, G. (1983): Red sísmica de la Universidad de Granada. En: *Seminario sobre Sismicidad y Riesgo Sísmico del Área Ibero-Mogrebí*, Córdoba: 7-11.
- De Ruig, M. J. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis doctoral, Vrije Univ. te Amsterdam: 207 p.
- Doig, R. (1991): Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, 28: 1349-1352.
- Dugué, O. (1995): Séismites dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedim. Geol.*, 99: 73-93.
- Elízaga, E., (1994): *Análisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neogeno superior. Albacete. España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 216 p.
- Elízaga, E., Gallego, I.C., García, A. y López, F. (1984): Hoja nº 843. (Hellín). *Mapa Geológico de España*. IGME.
- Elízaga, E. y Calvo, J. P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- Galli, P. y Ferrel, M. (1995): A methodological approach for historical liquefaction research. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 35-48.
- García-Dueñas, V., Sanz de Galdeano, C., De Miguel, F. y Vidal, F. (1984): Neotectónica y sismicidad en las Cordilleras Béticas: una revisión de resultados. *Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 231-248.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1956): Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geofis.*, 9: 1-15.
- Haczewski, G. (1996): Oligocene laminated limestones as a high-resolution correlator of paleoseismicity, Polish Carpathians. En: *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*. (A.E.S. Kemp, Ed.), *Geol. Soc., Spec. Pub.*, 116, 258 p.
- Hatzfeld, D. (1978): *Étude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrébine*. Thèse Univ. de Grenoble, 281 p.
- Hermes, J. J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- Hirata, T. (1989): A correlation between the b value and the fractal dimension of Earth. *Jour. Geophys. Res.* 94, 36: 7507-7514.
- Jérez Mir, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 750 p.
- Jiménez Sánchez, S. (1997): *Formación de depósitos diatomíticos en cuencas neógenas del sureste de la provincia de Albacete*. Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete, I, 101, 154 p.
- Karnik, V. (1971): *Seismicity of the European area. Parte 2*. D. Reidel Publis. Comp., Dordrecht, 218 p.
- Lee, W.H.K. y Stewart, S.W. (1981): *Principles and applications of microearthquake networks*. Academic Press, New York: 293 p.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995): The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248: 277-292.
- McCalpin, J.P. (1996): *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego: 588 p.
- Marco, S. y Agnon, A. (1995): Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, 23, 8: 695-698.

- Marco, S., Agnon, A., Stein, M. y Ron, H. (1994): A 50,000 continuous record of earthquakes and surface ruptures in the Lisan Formation, the Dead Sea Graben. *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 94-568: 112-114.
- Martín Vejlázquez, S., De Vicente, G., Rodríguez-Pascua, M.A. y Calvo, J.P. (1998): Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 369-382.
- Moretti, M., Pieri, P., Tropeano, M. y Walsh, N. (1995): Tyrrhenian seismites in Bari Area (Murge-Apulian foreland). *Atti dei Convegni Licenci*, 122. Terremoti in Italia. Accademia Nazionale dei Lincei: 211-216.
- Papadopoulos, G. A. y Lefkopoulos, G. (1993): Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 83, 3: 925-938.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983): *The technics of modern structural geology. vol I Strain analysis*. Academic Press, Londres, 307 p.
- Rey Pastor, A. (1956): Mapa sismotectónico de la Península Ibérica (E: 1:200.000). *Instituto Geográfico y Catastral*. Madrid.
- Rodríguez de la Torre, F. (1995): *Los terremotos de la Provincia de Albacete*. Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete, 48 p.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1997): *Paleosismicidad en Emplazamientos Nucleares. Estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica*. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid. 286 p.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1998): *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 358 p.
- Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez Gras, D. (2000): Seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedim. Geol.* 135, 117-135
- Sanz de Galdeano, C. y López Casado, C. (1988): Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. *Rev. Geofís.*, 44: 175-198.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geol. Hisp.*, 26, 3-4: 205-227.
- Scott, B. y Price, S. (1988): Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147: 165-170.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1982): *Ground motions and soil liquefaction during earthquakes*. Earthquake Eng. Res. Inst., Berkeley: 134 p.
- Seilacher, A. (1969): Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Silverschmidt, V.V. (1996): Fractal approach in modelling of earthquakes. *Geol. Rundschau*. 85: 116 - 123.
- Sims, J.D. (1975): Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.
- Thorson, R.M., Claiton, W.S. y Seever, L. (1986): Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern of Connecticut. *Geology*, 14: 463-467.
- Van der Beek, P. A. y Cloeting, G. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203: 325-344.
- Vidal, F., De Miguel, F. y Sanz de Galdeano, C. (1984): Neotectónica y sismicidad en la Depresión de Granada. *Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 267-275.

*Manuscrito recibido el 16 de Marzo de 2000  
Aceptado el manuscrito revisado el 27 de Septiembre de 2000*