

Caracterización sísmica del Anticlinorio del Bajo Segura (Alicante): Fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas

Seismic characterization of the Lower Segura Anticlinorium (Alicante, SE Spain): Lower Segura, Torrevieja and San Miguel de Salinas faults

J. García-Mayordomo ⁽¹⁾ y J.J. Martínez-Díaz ⁽²⁾

⁽¹⁾ Laboratorio de Geotecnia. CEDEX. Alfonso XII, 3 Madrid 28014 julian.g.mayordomo@cedex.es

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica. Fac. de CC. Geológicas (UCM) Madrid 28040 jmdiaz@geo.ucm.es

ABSTRACT

This paper presents a seismic characterization of the most important faults of the Lower Segura Anticlinorium. Available evidence of quaternary faulting, as well as the characteristics of the seismic record in the area, are analyzed in order to perform an estimation of the maximum magnitude earthquake and mean recurrence period for each of the faults. These results can be used in probabilistic seismic hazard calculations.

Key words: Seismic Hazard, Active Faults, Alicante, Bajo Segura, Torrevieja

Geogaceta, 40 (2006), 19-22

ISSN: 0213683X

Introducción

Con el término caracterización sísmica nos referimos a la evaluación del potencial sísmico de una determinada falla, o estructura tectónica singular, desde el punto de vista de la aplicación al cálculo de la peligrosidad sísmica. Concretamente, interesan aquellas fallas que presenten evidencias de actividad en el Cuaternario y/o claras asociaciones con la actividad sísmica.

Para incorporar de modo efectivo una falla en el cálculo de la peligrosidad es necesario estimar en primer lugar el terremoto máximo (o magnitud máxima) que la falla es capaz de producir de acuerdo a las dimensiones de los segmentos tectónicos en que ésta pueda dividirse. En segundo lugar, y en concreto para el cálculo probabilista, es necesario estimar, al menos, la recurrencia media de tal evento.

El terremoto máximo que una falla es capaz de producir es directamente proporcional al área máxima de rotura, desplazamiento cosísmico y módulo de rigidez de la corteza (Aki, 1966). Sin embargo, si se conoce o se puede estimar el área máxima, o la longitud máxima de la rotura, se puede obtener empíricamente, por correlación estadística con terremotos reales, la magnitud del evento máximo. Las regresiones más empleadas en el análisis de la peligrosidad sísmica son actualmente las de Wells y Coppersmith (1994).

La estimación de la recurrencia media del terremoto máximo puede realizarse a partir de la tasa de deslizamiento de la falla

en el Cuaternario. Si ésta se desconoce, se puede estimar a partir de la edad de los últimos materiales cuaternarios deformados. Si éstos son Pleistoceno Inferior o Medio, o Pleistoceno Superior, puede admitirse una recurrencia muy superior a 10.000 años o superior a 10.000 años, respectivamente. En el cálculo probabilista interesan principalmente fallas con evento máximo de recurrencia inferior a 10.000 años. Fallas con recurrencia mayor pueden ser importantes en una evaluación determinista de la peligrosidad. Conociendo la tasa de deslizamiento de la falla puede obtenerse una muestra de estimaciones de la recurrencia media aplicando las ecuaciones de Wesnousky (1986), la regresión estadística de Villamor y Berryman (1999), y las curvas empíricas de Slemmons (1982). Finalmente, el periodo de recurrencia media debe darse en forma de intervalo, considerando los extremos de la muestra además de la edad de la última deformación evidenciada en campo (García-Mayordomo, 2005).

En este trabajo se presenta un resumen de la aplicación de estas metodologías en la estructura del Anticlinorio del Bajo Segura, específicamente para la caracterización sísmica de las fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas.

Localización geológica regional

El Anticlinorio del Bajo Segura (Montenat *et al.*, 1990) se localiza en el extremo sur de la provincia de Alicante, en el interior de las Zonas Internas de las Cordi-

lleras Béticas Orientales (Fig. 1). Este territorio se caracteriza por la presencia de plegamientos en materiales del Plioceno y Cuaternario, de dirección general ENE-WSW, que se prolongan a través de la plataforma continental alicantina (Catafau, 1994; Alfaro *et al.*, 2002a). La formación de estos plegamientos se atribuye de modo genérico a la Falla del Bajo Segura. Sin embargo, es importante señalar, como se discute más adelante, que no se trata en realidad de una única falla sino de la acción conjunta de varias fallas inversas o de una estructura compleja en rampas y despegues (Taboada *et al.*, 1993).

Morfoestructura del Anticlinorio

La parte continental del Anticlinorio del Bajo Segura puede subdividirse en dos partes fundamentales, una externa al norte, y una interna al sur. El límite entre ambas lo materializan los relieves que conforman el Anticlinal del Bajo Segura s.s.

Parte Externa

Esta zona comprende la Vega del Bajo del Segura y el margen costero adyacente. La Vega del Bajo Segura constituye una planicie cuaternaria (20-30 m.s.n.) que limita al norte con la Depresión de Elche a través de una suave divisoria, y ésta con la Sierra de Crevillente, ya dentro del dominio de las Zonas Externas Béticas (Fig. 1). A comienzos del Cuaternario ambas depresiones constituían una sola donde se desarrollaba un extenso sistema de abanicos

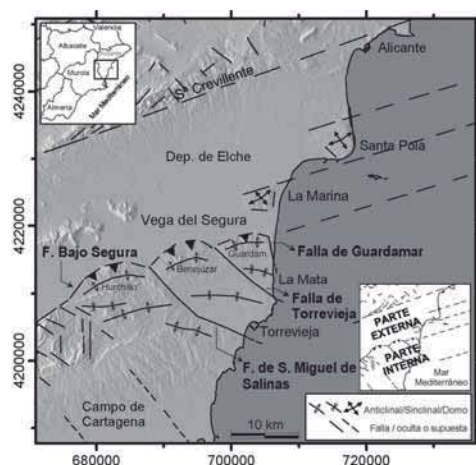


Fig. 1.- Esquema tectónico del Anticlinorio del Bajo Segura. Basado en Montenat et al. (1990), Taboada et al. (1993), Catafu (1994) y Alfaro et al. (2001).

Fig. 1.- Tectonic scheme of the Lower Segura Anticlinorium. Based on Montenat et al. (1990), Taboada et al. (1993), Catafu (1994) and Alfaro et al. (2001).

aluviales proveniente del frente montañoso de Crevillente (Goy et al., 1990). Durante el Pleistoceno Inferior-Medio el funcionamiento de este sistema de abanicos se interrumpió con la irrupción en superficie de una serie de pliegues anticlinales de gran radio de dirección general E-W. Los pliegues más importantes de la parte externa se localizan en el margen costero, en las cercanías de Santa Pola y La Marina. Estructuralmente responden a un anticlinal laxo, o domo, de 5-6 km de longitud máxima y con el flanco oriental controlado por un sistema de pequeñas fallas normales N-S que determinan localmente la dirección de la línea de costa (Goy y Zazo, 1989).

Parte Interna

El borde meridional de la Vega del Bajo Segura está representado por el Anticlinal del Bajo Segura s.s., o *Falla del Bajo Segura* s.l. (Montenat et al., 1990) (Fig. 1), cuya parte continental se reconoce desde las cercanías de la población de Zeneta hasta Guardamar del Segura a lo largo de unos 30 km siguiendo el curso del río Segura. Al sur de este anticlinal se desarrollan más plegamientos, destacando las áreas sinclinales donde se localizan las salinas de La Mata y Torrevejeja. El Anticlinal del Bajo Segura, y las áreas plegadas al sur de éste, han sido interpretadas como la respuesta en superficie a los movimientos en profundidad de una o varias fallas inversas ciegas (*Falla del Bajo Segura* s.l.) con buzamientos hacia el sur y nucleadas en el basamento de la cuenca (Taboada et al., 1993; Alfaro et al., 2002b).

El Anticlinal del Bajo Segura presenta una estructura asimétrica con buzamientos suaves en su flanco sur y mayores en el norte. El grado de plegamiento se incrementa desde su extremo este hacia el oeste, diferenciándose tres áreas con buzamiento máximo del flanco norte de 20°, 50° y 90° que se corresponden respectivamente con los pliegues de Guardamar del Segura, Benejúzar y Hurchillo (Alfaro et al., 2002b) (Fig. 1). Limitando el lateral occidental de

estos pliegues se localizan de este a oeste dos fallas subparalelas de dirección general NW-SE: la Falla de Torrevejeja (o de la Laguna de la Mata) y la Falla de San Miguel de Salinas (Somoza, 1989; Montenat et al., 1990; Alfaro et al., 2002b) (Fig. 1).

La *Falla de San Miguel de Salinas* es la falla que más longitud presenta, aproximadamente 17 km desde la costa al sur de Torrevejeja, en las cercanías de la población de La Veleta, hasta la terminación del Anticlinal del Bajo Segura en el río Segura. Esta falla jugó como dextral durante el Messiniense (Montenat et al., 1990) y posiblemente hasta el Pleistoceno Medio, a partir del cual su funcionamiento más evidente es de falla normal controlando el área subsidente de las salinas de Torrevejeja (Somoza, 1989).

La *Falla de Torrevejeja* presenta unas características similares a la de San Miguel de Salinas, controlando el borde oeste de las salinas de La Mata (Somoza, 1989). Sin embargo, presenta una longitud en continente menor, unos 12 km aproximadamente, medidos desde la población de Torre del Moro, en la costa al norte de Torrevejeja, hasta el río Segura.

Por último, conviene señalar que el pliegue de Guardamar también presenta su flanco oriental limitado por una falla (*Falla de Guardamar*). Esta falla presenta una dirección más nordeada que las anteriores y su traza superficial se observa solamente por unos 4 km, quedando enseguida sumergida bajo el mar. De hecho, todas estas fallas parecen prolongarse por unos pocos kilómetros por el interior de la plataforma continental (Alfaro et al., 2002a).

Análisis de la actividad tectónica reciente reconocida

Las estructuras más relevantes del anticlinorio desde el punto de vista de la actividad tectónica reciente son las fallas del Bajo Segura, San Miguel de Salinas y Torrevejeja, en la parte interna; y los domos de Guardamar y Santa Pola, en la parte externa.

Falla del Bajo Segura

A partir de perfiles de símica de reflexión se ha podido comprobar que la actividad de plegamiento responsable del Anticlinal del Bajo Segura se inició en el Pleistoceno Inferior y alcanza, al menos, hasta aproximadamente el comienzo del Holoceno (10 ka) (Alfaro et al., 2002a,b).

Taboada et al. (1993) estimaron en 1,5 km el desplazamiento máximo total acumulado por la Falla del Bajo Segura desde el inicio del Cuaternario. A partir de este dato estimaron la tasa de deslizamiento neto de la falla en virtud de dos modelos geométricos básicos. En el caso más sencillo, la Falla del Bajo Segura estaría compuesta por dos fallas inversas independientes situadas una al norte y otra al sur, y en el caso más complejo estaría formada por una estructura en rampas y despegues. Para el primer caso estiman una tasa de 0,50 m/ka por cada falla y en el segundo una tasa de 1,0 m/ka. Sin embargo, estas estimaciones deben considerarse una sobreestimación, puesto que parte del desplazamiento total acumulado debe atribuirse a la actividad de las fallas de Torrevejeja y de San Miguel de Salinas.

La tasa de levantamiento de los pliegues de Hurchillo, Benejúzar y Guardamar puede estimarse a partir del mapa de contornos estructurales de la base del Plioceno Superior presentado en Taboada et al. (1993). Leyendo una altura máxima representativa de esta superficie-marcador en cada anticlinal y considerando que la deformación comenzó ya iniciado el Pleistoceno Inferior (aprox. 1 Ma), se pueden estimar unas tasas máximas de deslizamiento en la vertical de 0,30, 0,20 y 0,10 m/ka, respectivamente en cada pliegue. Estos valores son coherentes con la geometría de los mismos y con la disminución del grado de plegamiento en dirección este (hacia la costa). Además, confirman la influencia ejercida por las fallas de Torrevejeja y San Miguel de Salinas en la distribución de la deformación y, por tanto, permiten dividir la Falla del Bajo Segura en tres segmentos tectónicos: Hurchillo, Benejúzar y Guardamar, que de oeste a este tendrían las siguientes longitudes: 12, 10 y 8 km. Asumiendo un buzamiento de 60°, de acuerdo con el modelo de falla simple de Taboada et al. (1993), las correspondientes tasas máximas de deslizamiento neto serían 0,35, 0,23 y 0,12 m/ka, respectivamente. Si se asume toda la longitud de la falla (30 km) se puede estimar una tasa media de 0,23 m/ka.

Falla de San Miguel de Salinas

La traza en superficie de esta falla se compone de dos tramos aproximadamente de la misma longitud, el sur de dirección WNW-ESE y el norte NW-SE. El tramo sur

presenta una expresión morfológica en superficie mayor y afecta a los niveles más modernos de terrazas marinas tirrenienses (80-100 ka) situados en la costa al sur de Torrevieja (Somoza, 1989). El tramo norte termina aproximadamente en el Anticlinorial del Bajo Segura sin que parezca prolongarse hacia el interior de la vega del Segura (Alfaro *et al.*, 2002b).

La tasa de deslizamiento de esta falla puede aproximarse a partir del mapa de contornos estructurales de Taboada *et al.* (1993). Calculando la diferencia máxima entre la elevación de la base del Plioceno Superior en el anticlinal de Torremendo y Cueva Blanca, respecto al del sinclinal de Torrevieja, se ha estimado una tasa máxima de levantamiento de 0,50 y 0,10 m/ka respectivamente, y un valor medio de 0,30 m/ka.

Falla de Torrevieja

La Falla de Torrevieja presenta unas características similares a la de San Miguel de Salinas, afectando también a los niveles de terrazas tirrenienses más modernos (Somoza, 1989). La tasa máxima de levantamiento se ha estimado de modo similar pero considerando la diferencia de elevación entre la base del Plioceno Superior en el anticlinal de Cabo Cervera y en el sinclinal de La Mata, resultando un valor de 0,075 m/ka.

Domos de La Marina y Santa Pola

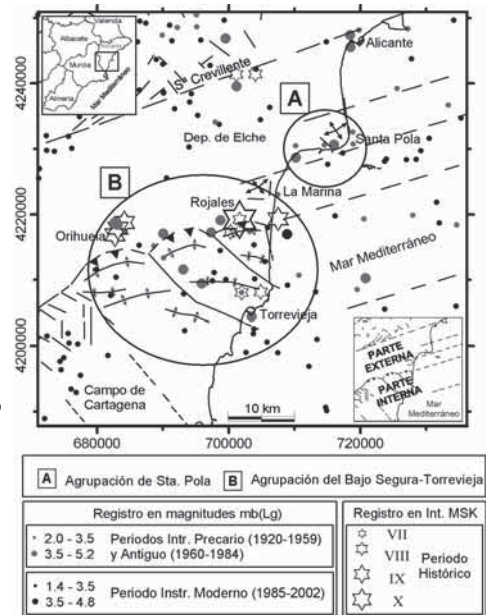
En los flancos costeros de ambos domos se han descrito diferentes series de terrazas marinas cuaternarias, dentro de las cuales se ha identificado una serie Tirreniense (Pleistoceno Superior) formada durante el subestadio isotópico 5e, datado en aprox. 130 ka, que ha permitido estimar tasas de movimiento en la vertical en el domo de La Marina asumiendo una altura relativa del nivel mar de +2 m respecto del actual (Zazo *et al.*, 2003). De acuerdo con estos autores las terrazas marinas 5e del flanco oriental del domo de La Marina han experimentado un levantamiento tectónico medio de 0,023 m/ka, mientras que las del extremo noreste han experimentado una subsidencia de -0,003 m/ka en los últimos 130 ka. Estas velocidades tan bajas, unido a la pequeña longitud que presentan las fallas asociadas a los domos (≤ 5 km), limita mucho el interés de incorporar esta estructura como una fuente sismogénica potencial en un cálculo de la peligrosidad sísmica probabilista.

Análisis de la actividad sísmica (instrumental, histórica y paleosísmica)

La mayor parte de la actividad sísmica se localiza en la parte interna del Anticlinorio del Bajo Segura. En la parte externa los epicentros sísmicos se concen-

Fig. 2.- Sismicidad del Anticlinorio del Bajo Segura. Se localizan las dos agrupaciones sísmica definidas en el texto. Datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Fig. 2.- Seismicity of the Lower Segura Anticlinorium. The two seismic clusters mentioned in the text are shown. Seismic data from IGN.



tran en las cercanías de Santa Pola y La Marina (Fig. 2). Los dos eventos más destacables son los sismos de 1950 y 1975 con magnitudes de 3,5 y 3,8, y sentidos respectivamente con intensidades $I_{MSK}=II$ y IV en Santa Pola (Alicante). No es posible establecer claramente una relación entre esta sismicidad y el domo de Santa Pola dado el importante error de localización que presentan estos epicentros así como el nulo registro de réplicas existente.

En la parte interna del anticlinorio se localizan numerosos epicentros de sismos instrumentales e históricos (Fig. 2). Concretamente, es muy destacable el gran número de sismos históricos destructivos registrados desde aproximadamente el año 1000 hasta la ocurrencia del sismo de Torrevieja de 1829 ($I_{MSK}=X$): 11 de $I_{MSK}=VII$ y 5 de $I_{MSK}=VIII$. La mayoría de estos terremotos fueron sentidos en las poblaciones de Torrevieja, Rojas y Orihuela. Dentro del periodo instrumental hay que destacar la ocurrencia de seis terremotos de magnitudes moderadas ($\geq 3,5$), todos ellos registrados entre 1935 y 1979, destacando el de magnitud 4,4 en 1960 sentido con $I_{MSK}=VI$ en Orihuela, que desafortunadamente no presenta réplicas localizadas. El resto de la sismicidad se compone mayoritariamente de sismos de magnitud pequeña ($< 3,5$) registrados en su mayoría a partir del año 1990.

Dadas las características que presenta el registro sísmico disponible no es posible establecer ninguna relación evidente entre terremotos y fallas concretas. Así mismo, la compleja geometría profunda de la Falla del Bajo Segura, unido a la localización adyacente de las fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas, no permitiría realizar ninguna asociación específica a no ser que existiera registro completo de una serie sísmica de importancia. A falta de mejores y

más abundantes datos sísmicos, solamente se puede asegurar que la ocurrencia de sismicidad en la parte interna del Anticlinorio de la Vega Baja del Segura es debida a la actividad conjunta de estas tres grandes fallas; si bien muchos autores coinciden en relacionar la ocurrencia del terremoto de 1829 de Torrevieja con una rotura ciega de la Falla del Bajo Segura s.l.

Registro paleosísmico

La actividad paleosísmica más reciente se ha inferido a través de la identificación de sismitas en sondeos perforados en la vega del Segura (Alfaro *et al.*, 2001). Estos autores reconocen hasta siete sismitas en depósitos de edad menor de 8.000 años, y relacionan su ocurrencia con terremotos de magnitudes moderadas-grandes ($M > 5,5$). Si tenemos en cuenta que la mayoría de las sismitas reconocidas en el mundo ocurren a distancias menores de 25 km del epicentro del terremoto (Rodríguez-Pascua, 1997), la ocurrencia de éstas podría asociarse con la actividad más reciente de la Falla del Bajo Segura. Sin embargo, también debe considerarse la posibilidad de que estos terremotos hayan sido debidos a la actividad de las fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas.

Resultados y conclusiones

Dentro de la parte continental del Anticlinorio del Bajo Segura las estructuras singulares más importantes desde el punto de vista de la peligrosidad sísmica son las fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas.

Las deformaciones directas más recientes observadas a través de perfiles geofísicos señalan que la actividad de la Falla del Bajo Segura alcanza al menos hasta el comienzo

Fallas	L (km)	M _w	T.D. (m/ka)	Métodos de estimación de la recurrencia (años)			Recurrencia admitida en este estudio	
				Wesnousky (1986)	Villamor y Berryman (1999)	Slemmons (1982)		Última deformación evidenciada
San Miguel de Salinas	17	6,5	0,30 v	[2.518–6.623]	9.460	3.000	> 10.000	8.000–10.000
Torreveja	12	6,3	0,08 v	[7.170–18.860]	38.942	9.000	> 10.000	10.000–30.000
Bajo Segura (completa)	30	6,8	0,23 n	[5.573–14.658]	12.407	6.500	≤ 10.000	6.000–10.000
Hurchillo (segmto.W)	12	6,3	0,35 n	[1.536–4.041]	8.083	2.000	≤ 10.000	1.700–6.000
Benejúzar (segmto.C)	10	6,2	0,23 n	[1.973–5.189]	12.407	2.500	≤ 10.000	2.000–9.000
Guardamar (segmto.E)	8	6,1	0,12 n	[3.072–8.080]	24.103	3.500	≤ 10.000	3.000–10.000

Tabla I.- Estimación de la magnitud momento máxima y periodo medio de recurrencia de las fallas más importantes del Anticlinorio del Bajo Segura. L., longitud de la traza en superficie, M_w, magnitud momento estimada a partir de la longitud, T.D., tasa de deslizamiento: v, vertical; n, neta. Obsérvese como la recurrencia media finalmente admitida se presenta en forma de intervalo.

Table I.- Estimation of the maximum moment magnitude and mean recurrence period of the most important faults in the Lower Segura Anticlinorium. L., length of the surface trace, M_w, moment magnitude estimated from length, T.D., Slip rate: v, vertical; n, net. Note that the finally admitted mean recurrence is given as a range.

del Holoceno (10 ka) (Alfaro *et al.*, 2002a,b). Por otra parte, de acuerdo con las deformaciones reconocidas en terrazas tirrenienses, la actividad de las fallas de San Miguel de Salinas y Torreveja alcanza al menos hasta los 80-100 ka (Pleistoceno superior) (Somoza, 1989). En el caso de la falla de San Miguel de Salinas es muy posible que su actividad llegue hasta el Holoceno dado el fuerte control morfológico que ejerce sobre la topografía y la alta tasa de deslizamiento que ha podido estimarse.

La longitud de la traza superficial en continente medida en estas fallas, así como las magnitudes momento máximas que se pueden estimar a partir de ellas (Wells y Coppersmith, 1994), se exponen, junto con las tasas de deslizamiento estimadas anteriormente, en la tabla I. En el caso de la Falla del Bajo Segura se considera también la posibilidad de roturas en segmentos. En la tabla I se presenta así mismo la estimación del periodo medio de recurrencia de los eventos máximos. En el caso de la Falla de San Miguel de Salinas, aunque no se han reconocido deformaciones holocenas, es necesario considerar la posibilidad de valores de recurrencia menores de 10.000 años dada la alta tasa de deslizamiento que presenta la falla.

Los pares magnitud-recurrencia de mayor peligrosidad, es decir, la combinación entre magnitudes y recurrencias más desfavorables, son los correspondientes a la rotura completa de la Falla del Bajo Segura (6,8/6.000) y a la rotura del segmento Hurchillo (6,3/1.700).

Aunque la actividad sísmica en esta parte del anticlinorio es bastante intensa no es posible establecer ninguna relación sismotectónica evidente debido a la baja precisión de las localizaciones unido a la inexistencia de registros completos de series sísmicas. No obstante, la ocurrencia de esta sismicidad debe estar relacionada

con la actividad conjunta de las fallas que componen el Anticlinorio del Bajo Segura.

Terremoto de Torreveja

El terremoto de Torreveja es atribuido por muchos autores a la Falla del Bajo Segura. Admitiendo esta suposición se pueden contrastar los resultados alcanzados en este trabajo con las estimaciones de magnitud realizadas por otros autores para este terremoto. Muñoz y Udías (1991), a partir del mapa de isosistas del terremoto, estiman un momento sísmico de 10¹⁹ Nm. Con este dato se puede obtener una M_w de 6,7 usando la ecuación de Hanks y Kanamori (1979). Por otra parte, López Casado *et al.* (2000) estiman la M_s de este evento entre 6,6-6,9. Este conjunto de valores arroja una estimación media muy similar a la M_w estimada aquí para una rotura completa de la falla (6,8), y bastante superior a la que resultaría de una rotura singular de cualquiera de los segmentos que la componen (6,1-6,3). Sin embargo, no puede descartarse que el terremoto lo produjeran roturas completas de segmentos colindantes (e.g., Hurchillo–Benejúzar o Guardamar–Benejúzar). En este caso resultarían una M_w de 6,6 y 6,5, respectivamente, valores también comparables con los estimados por estos autores. En cualquier caso, también debería considerarse la posibilidad de que el terremoto de Torreveja hubiera sido producido por la falla de San Miguel de Salinas (M_w=6,5).

Referencias

Aki, K. (1966). *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 23-88.
Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. y López-Casado, C. (2001). *Acta Geologica Hispanica*, 36, 233-244.

Alfaro, P., Delgado, J., A. Estévez, Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002a). *Marine Geology*, 186, 337-349.
Alfaro, P., Andreu, J.M., J. Delgado, Estévez, A., Soria, J.M. y Teixido, T. (2002b). *Geological Magazine*, 139, 331-341.
Catafau, E. (1994). *Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 72-73 (Elche-Alicante)*. ITGE.
García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 373 p.
Goy, J.L. y Zazo, C. (1989). *Tectonophysics*, 163, 219-225.
Goy, J.L., Zazo, C., Somoza, L. y Dabrio, C.J. (1990). *Estudios Geológicos*, 46, 237-244.
Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979). *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
López Casado, C., Molina, S., Giner, J.J. y Delgado, J. (2000). *Natural Hazards*, 22, 271-297.
Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G. (1990). En: *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne)* (C. Montenat, Ed.). Documents et Travaux de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, 12-13, 313-368.
Muñoz, D. y Udías, A. (1991). En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region* (J. Mézcua y A. Udías, Eds.). I.G.N., Madrid, Serie Monografía, 8, 175-182.
Rodríguez-Pascua, M.A. (1997). *Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. Estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica*. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección Otros Documentos, 3, 285 p.
Slemmons, D.B. (1982). En: *Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference*, 1, 119-130.
Somoza, L. (1989). *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 352 p.
Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993). *Tectonophysics*, 220, 223-241.
Villamor, P. y Berryman, K. (1999). En: *1^{er} Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 1, 153-163.
Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
Wesnousky, S.G. (1986). *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.
Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., y Soler, V. (2003). *Marine Geology*, 194, 103-133.