

Evaluación geomorfológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (Zona Norte) durante el Cuaternario.

J. L. Goy

Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, Salamanca, España

C. Zazo

Dpto. Geología, Museo Nac. CC. Naturales (CSIC), Madrid, España

P. G. Silva

Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, Salamanca, España

J. Lario

Dpto. Geología, Museo Nac. CC. Naturales (CSIC), Madrid, España

T. Bardají

Dpto. Geología, Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, España

L. Somoza

División Geología marina, ITGE, Madrid, España

RESUMEN: El estudio neotectónico del Estrecho de Gibraltar se ha realizado en base a un conjunto de criterios, que pueden subdividirse en tres grupos: 1) Anomalías geomorfológicas indicadoras de actividad neotectónica (Red de drenaje. Escarpes y líneas de falla. Alineaciones morfoestructurales); 2) Existencia de alineaciones anómalas de deslizamientos y grado de actividad de los mismos; y 3) Alturas del máximo transgresivo de episodios marinos cuaternarios.

El análisis de la distribución de alturas del episodio Ouljiense (100ka BP) ha permitido cuantificar las tasas de elevación tectónica a lo largo del Estrecho durante los últimos 100.000 años, así como su distribución espacial mediante la elaboración de Mapas de isobasas. Las mayores tasas de elevación se localizan en la zona central del Estrecho (entre Punta Europa y Punta Carnero), alcanzando valores que oscilan entre los 0,10 y 0,20±0,5 mm/año. Hacia los dominios Atlántico y Mediterráneo, las tasas de elevación descienden simétricamente llegando a alcanzar valores cero-negativos, que coinciden con los surcos subsidentes de la Ensenada de Barbate y Bahía de Algeciras, respectivamente. La diferenciación entre zonas de elevación y subsidencia tectónica parece coincidir con lineamientos de dirección NW-SE y NE-SW, que responden a las alineaciones morfoestructurales más importantes de la zona emergida del Estrecho.

En base a la integración de los resultados obtenidos mediante la utilización de estos tres grupos de criterios, se puede concluir que el comportamiento neotectónico de la zona del Estrecho ha estado condicionado por un modelo de cizalla pura asimétrica (esfuerzos N-S) originado por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática.

1. INTRODUCCION.

El uso de criterios geomorfológicos en la evaluación de la actividad tectónica reciente es, desde la década de los setenta, una de las herramientas más regularmente utilizadas en los estudios de infraestructura para el emplazamiento y trazado de grandes obras de ingeniería (centrales nucleares y térmicas, grandes presas, líneas de abastecimiento energético y grandes vías de comunicación) en zonas tectónicamente activas, como es el caso del SW de EEUU (KELLER, 1986).

En España este tipo de estudios son muy escasos, y es solo a partir de la década de los noventa, cuando con la realización de documentos cartográficos de infraestructura a escala nacional, como el Mapa Neotectónico de España, 1:1.000.000 (Baena et al., en prensa), o a escala regional como el Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Comunidad de Murcia (Baena et al., 1993), se incorporan este tipo de criterios geomorfológicos a estudios de neotectónica aplicados. Siguiendo esta línea, el estudio neotectónico de la zona Norte del Estrecho de Gibraltar se ha desarrollado dentro del marco de un «Convenio de Investigación» entre SECEGSA y el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (finalizado en Junio de 1994), y forma parte de los estudios de infraestructura previos de un proyecto de ingeniería de mayor envergadura: «Establecimiento de Comunicación Fija a través del Estrecho de Gibraltar».

Dentro de este estudio los criterios geomorfológicos indicadores de actividad neotectónica utilizados han sido los siguientes: reconocimiento e identificación de alineaciones morfoestructurales de primer orden, escarpes y líneas de falla que afectan a los materiales pliocenos y cuaternarios, anomalías geomorfológicas ligadas a la red de drenaje (capturas, deflecciones, rectificaciones, desplazamientos, etc..), alineaciones anómalas de deslizamientos, y por último y más importante, el análisis de las alturas del máximo transgresivo de episodios marinos cuaternarios, el cual se ha centrado fundamentalmente en el episodio Ouljiense (100 ka BP).

La cronología de las deformaciones y grado de actividad tectónica relativa (edad del último movimiento) de los accidentes estructurales más importantes se ha establecido mediante criterios

cronológicos relativos (secuencias de niveles y procesos morfogenéticos, análisis paleomagnéticos, macro y microfauna, datos arqueológicos, etc..) y dataciones isotópicas (Th/U y ^{14}C). Este último grupo de criterios, aplicado a los niveles marinos cuaternarios emergidos, ha permitido la realización de estimaciones cuantitativas de las tasas de elevación y subsidencia tectónica a lo largo de la costa del Estrecho de Gibraltar durante los últimos 100.000 años.

Por otra parte, toda esta serie de datos geomorfológicos, indicadores de actividad tectónica, ha permitido en muchos de los casos evaluar el tipo de comportamiento de accidentes tectónicos determinados (fallas en dirección, normales e inversas). La síntesis de estos datos con los procedentes de la geología del Cuaternario, así como los aportados por otros autores, han permitido la elaboración de un modelo de comportamiento neotectónico reciente para la zona Norte del Estrecho. Por último, con el fin de evaluar el grado y características de la actividad sismotectónica de las directrices estructurales más importantes identificadas en este estudio, se ha realizado un estudio de la distribución espacial de la sismicidad (histórica e instrumental).

2. CONTEXTO GEODINAMICO DE LA ZONA DEL ESTRECHO.

2.1. Contexto Sismotectónico.

El Estrecho de Gibraltar junto con el Mar de Alborán constituyen la zona más occidental del límite colisional de las placas African y Euroasiática en el Mediterráneo. Aunque en los primeros estudios de carácter geofísico se identificaron tasas de convergencia global entre Africa y Eurasia del orden de 11,4 mm/año (Minster y Jordan, 1978), en el contexto de este límite de placas se pueden distinguir varios segmentos en los cuales las tasas y el tipo de movimiento relativo entre ambas placas son diferentes (Fig. 1). De esta forma, en las áreas situadas tanto al Este como al Oeste de la Península Ibérica, este límite parece estar bien definido por su sismicidad asociada. En la Zona del Atlántico corresponde a una zona transformante dextral (Falla de Gloria), en la cual las placas se deslizan paralelamente con dirección E-W a una velocidad de 2 mm/año (Buffon et al., 1990; Westaway, 1990), mientras

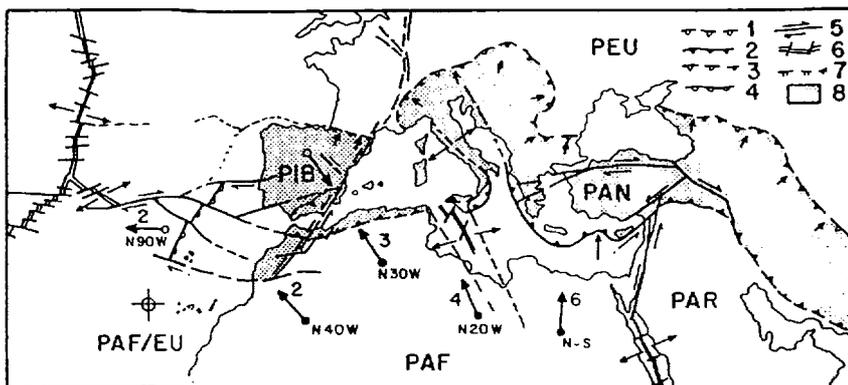


Figura 1: Características cinemáticas del límite de placas Africa-Eurasia (Modificado de Bufforn et al., 1990). **PEU:** Placa Euroasiática; **PAF:** Placa Africana; **PAR:** Placa Arábiga; **PIB:** Placa Ibérica; **PAN:** Placa de Anatolia. **LEYENDA:** 1) Frentes de Cabalgamiento alpinos; 2) Zona de Subducción; 3) Zona de Colisión; 4) Zona de subducción incipiente; 5) Fallas transformantes y/o transcurrentes; 6) Dorsales oceánicas; 7) Antiguas zonas de rifting; 8) Zona de colisión Euro-Africana (cinturones alpinos).

que en el Mediterráneo oriental la convergencia es absorbida mediante la subducción N-S de la Placa Africana bajo los arcos de Calabria y Egeo a una velocidad variable de 6 a 4 mm/año (Dewey et al., 1989; Westaway, 1990).

Sin embargo, en el Mediterráneo occidental, entre la Península Ibérica y el Maghreb Norteafricano, existe un patrón de sismicidad difuso a partir del cual es imposible delinear un límite de placas fiable. Este hecho ha sido interpretado por diversos autores (Vegas et al., 1987; Bufforn et al., 1990) como que en esta zona la convergencia entre ambas placas es absorbida por una amplia banda de deformación intermedia de unos 600 km de anchura (Cordilleras Béticas y Rif Norteafricano) donde la deformación es distribuida por numerosas fallas de desgarre. Esta zona de deformación intermedia estaría sometida a unos esfuerzos compresivos NW-SE (Fig. 1) con velocidades de convergencia aproximadas de 2 a 3 mm/año (Westaway, 1990). En concreto, para la zona del Estrecho de Gibraltar distintos autores (Bufforn et al., 1990; Vegas, 1992; Makris & Egloff, 1993) señalan la existencia de esfuerzos residuales compresivos E-W heredados del emplazamiento de los últimos mantos béticos en la zona del Campo de Gibraltar y que indicarían una subducción relicta de la Placa Atlántica bajo el dominio Ibérico. Como veremos posteriormente esta interpretación (esfuerzos E-W) no se acomoda a los datos obtenidos en este estudio.

2.2 Contexto Estructural y Geológico.

La zona del Estrecho está localizada en el interior del denominado «Arco de Gibraltar», una megaestructura tectónica que constituye el nexo de unión entre las dos ramas principales (Béticas y Rif-Tell) del cinturón orogénico alpino generado en el Mediterráneo occidental como consecuencia de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática durante el Terciario (Leblanc, 1990).

En concreto, la zona Norte del Estrecho se encuentra situada en la Zona Circumbética del sector occidental de las Cordilleras Béticas, y está constituida por materiales pertenecientes a las unidades de los Flyschs del Campo de Gibraltar, que hacia el Sur se continuarían en sus homólogos Flyschs numídicos y neonumídicos del Rif Norteafricano. Estas unidades están constituidas fundamentalmente por series turbidíticas (Unidades del Aljibe y Algeciras) de edad Cretácio-Mioceno inferior (Aquitaniense), que se encuentran cabalgando sobre materiales margo-arcillosos más plásticos (Unidades del Almarchal y Facinas) cretácico-eocenas, e incluso en la zona más occidental sobre las arcillas y yesos triásicos subbéticos (Esteras et al., 1988). En conjunto constituyen una amplia cuña orogénica (apilamiento de mantos), cuyo emplazamiento comenzó durante el Aquitaniense-Burdigaliense (hace unos 20 m.a.) y no finalizó hasta el Tortoniense (hace unos 6 m.a.), afectados por una

compleja tectónica de cabalgamientos y retrocabalgamientos (N-S) y desgarres dextrales (NE-SW) originados por un campo de esfuerzos compresivo WNW-ESE, muy distinto al actual (Sanz de Galdeano, 1990).

Durante el Tortonense los campos de esfuerzos compresivos comienzan a rotar hasta posiciones más norteadas (NW-SE a NNW-SSE) para el conjunto de la Cordillera Bética, favoreciendo una tectónica de desgarre sinistral a gran escala que daría lugar a la compartimentación del edificio bético en macizos elevados y cuencas sedimentarias marinas (Sanz de Galdeano, 1990). En la zona del Estrecho, los materiales messinienses y pliocenos, de carácter fundamentalmente marino, se localizan a ambos lados de la zona central del Estrecho, hacia el Oeste en Barbate-Vejer, y zonas aisladas de la margen atlántica (Bolonía), y hacia el Este en la Bahía de Algeciras, en la margen mediterránea, donde únicamente se depositaron materiales pliocenos. Durante esta etapa, los esfuerzos tectónicos NNW-SSE dieron lugar, en un primer estadio, al surco sedimentario N-S de Barbate-Vejer y posteriormente, durante el Plioceno, al de la Bahía de Algeciras (Fig. 2). Posteriormente, todos estos depósitos fueron deformados y emergidos a favor de fallas de desgarre NW-SE (dextrales) y NE-SW (sinistrales) coherentes con este mismo campo de esfuerzos compresivos (Benkhelil, 1976).

Aunque existen afloramientos aislados de materiales miocenos-pliocenos en áreas litorales próximas al área central del Estrecho (Ensenada de Bolonía) (Fig. 2), a grandes rasgos se puede decir que durante este período la zona central permaneció como un umbral emergido de dirección general N-S separando las dos zonas sedimentarias marginales citadas (Benkhelil, 1976). Durante el Plioceno superior y Cuaternario inferior se produce el depósito, de materiales calcareníticos marino-litorales en el interior de los surcos sedimentarios. Estos depósitos, dispuestos en secuencias en onlap (Goy et al., 1994) parecen atestiguar el carácter subsidente de dichos surcos. A partir de este momento, y hasta la actualidad, la zona del Estrecho es objeto de una importante elevación tectónica diferencial, que en algunos casos supera los 242m, y las deformaciones más importantes se concentran a lo largo de grandes alineaciones tectónicas NW-SE y NE-SW, que actualmente se reflejan como grandes alineaciones morfoestructurales.

3. LAS GRANDES ALINEACIONES MORFOESTRUCTURALES CUATERNARIAS.

En la Zona del Estrecho se pueden distinguir dos alineaciones morfoestructurales mayores, de dirección NW-SE y NE-SW, respectivamente, que han controlado tanto la geomorfología como la sedimentación cuaternaria y que han de estar relacionadas con los sistemas de fracturación más recientes (NW-SE y NE-SW) característicos de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 1990) y del Mar de Alborán en su zona occidental más próxima al Estrecho (Campillo et al., 1992). Otras alineaciones importantes están condicionadas por sistemas de fractura N-S asociados a las áreas de mayor subsidencia (Fig. 2).

Alineación NW-SE: Desarrollada a lo largo del borde Sur de la antigua Laguna de La Janda y del valle del Río Almodovar, estando claramente relacionada con los materiales plásticos de las unidades del Almarchal y Facinas. Hacia el SE esta alineación se «astilla» siguiendo los contactos mecanizados de las unidades del Almarchal y el Aljibe, dando lugar a dos corredores con grandes secuencias de deslizamientos; uno entre las sierras del Bujeo y del Algarrobo, y otro al Sur de la Sierra de Saldavieja. Esta alineación se correspondería con el saliente costero que se observa entre la Ensenada del Tolmo y Punta Carnero. Esta alineación parece presentar un movimiento de desgarre dextral asociado, atestiguado no solo por los desplazamientos del trazado de la costa, sino también por las inflexiones dextrales de los arroyos Gallego y Aciscar, que drenan hacia la Depresión del Río Almodovar.

Alineación NE-SW: Desarrollada desde el borde Sur de Punta Paloma, cortando las sierras de Salaviciosa y Enmedio, dando lugar a otras dos alineaciones de deslizamientos y roturas en la Unidad del Aljibe (Puerto del Toro). Hacia el NE esta alineación también se «astilla» dando lugar a la cuenca al Sur de Charco Redondo, modifica el curso alto del Río Palmones y cruza el Surco del Río Guadarranque, próximo a Castellar de la Frontera. Más hacia el NE, fuera del área de estudio, esta alineación se continua afectando a la plataforma continental de Málaga. Aparte del desplazamiento sinistral de la línea de costa que se produce a lo largo de esta alineación, deformaciones en materiales pleistocenos producidos por accidentes de esta misma dirección en las proximidades del

Cabo Gracia, indican la existencia de un movimiento de desgarre sinistral asociado a esta alineación.

Fallas N-S: Controlan la localización de los dos surcos sedimentarios mencionados anteriormente, uno a la altura de Vejer-Barbate y otro centrado en la Bahía de Algeciras, siguiendo aproximadamente el curso actual del Guadalquivir. Es en estos surcos donde la sedimentación del Plioceno y Plio-Cuaternario alcanza la mayor potencia, y donde el medio marino abierto se mantiene hasta el Pleistoceno inferior en la Cuenca de Vejer-Barbate y hasta la mitad del Pleistoceno inferior en la Bahía de Algeciras (Goy et al., 1994). En este último caso, el carácter subsidente de estos surcos queda atestiguado por la presencia de «*Biocalcarenitas*» plio-pleistocenas, cuya altura máxima dentro del Surco del Guadalquivir es de 140 m (Cerro Marcelo, NE de los Barrios), mientras que fuera del Surco (hacia el Este) estas se sitúan por encima de los 240 m (Llanos de Tábanos, Hoja de Jimena de la Frontera).

4. ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS MAS SIGNIFICATIVAS LIGADAS A LAS DIFERENTES ALINEACIONES MORFOESTRUCTURALES.

Dentro de éstas, se han diferenciado tres grandes grupos que, con diverso grado de certeza, atestiguan la existencia de actividad neotectónica a lo largo de las alineaciones morfoestructurales indicadas, o del trazado de antiguos contactos béticos: A) anomalías geomorfológicas ligadas a escarpes y líneas de falla; B) anomalías geomorfológicas ligadas a la red de drenaje; y C) anomalías geomorfológicas ligada al dispositivo geométrico-espacial de los niveles marinos. Dentro de las dos primeras categorías se resumirán aquellas más importantes, mientras que la última ha sido objeto de un estudio más detallado que se expondrá en un siguiente apartado.

4.1. Anomalías geomorfológicas ligadas a escarpes y líneas de falla.

Dentro de estas se han incluido, tanto verdaderas formas tectónicas (**escarpes y planos de falla**), como las originadas por la degradación-erosión de

las mismas (**caras facetadas, planos de falla exhumados**, etc.). Todas ellas se han agrupado bajo un mismo símbolo en el esquema de la figura 2. La mayoría se encuentran relacionadas con las trazas de los antiguos cabalgamientos béticos y contactos mecanizados de las series verticalizadas de la Unidad del Aljibe. Especialmente relevantes son los que se localizan a lo largo del contacto entre la Depresión del Río Almodovar y la Sierra de Momia, que siguiendo la alineación morfoestructural NW-SE citada anteriormente, atestiguan la actividad cuaternaria de esta estructura tectónica. Otros elementos geomorfológicos, no siempre relacionados con actividad tectónica, como son deslizamientos y coluviones, también han sido incluidos dentro de este apartado, pero sólo en aquellos casos que presentan una estrecha relación con otros tipos de indicadores neotectónicos. A fin de simplificar en el esquema de la figura 2, únicamente se han representado los deslizamientos y/o zonas de deslizamiento más importantes.

Los **deslizamientos** son especialmente abundantes en la zona de intersección de las dos grandes alineaciones morfoestructurales citadas anteriormente (zona de Tarifa-El Algar). Por lo general, en esta zona, los deslizamientos se verifican a favor de los contactos litológicos altamente mecanizados entre las margas del Almarchal y las areniscas del Aljibe, dando lugar a importantes alineaciones de deslizamientos tanto en dirección NE-SW como NW-SE (Fig. 2). Aunque no cabe duda que el «factor litológico» ha sido determinante para el desarrollo de este tipo de fenómenos gravitacionales, no hay que olvidar que en muchas ocasiones éstos se pueden desencadenar como consecuencia de eventos sísmicos de envergadura, siendo uno de los fenómenos secundarios cosísmicos más devastadores (Slemmons & De Polo, 1986). En nuestro caso, la existencia de hasta tres fases de deslizamientos en la zona de Tarifa-El Algar, podría estar reflejando el carácter recurrente de la actividad sismotectónica cuaternaria a lo largo de estas alineaciones morfoestructurales.

Por otro lado, la mayor parte de los deslizamientos observados se pueden describir como «Coladas» ó «Despegues rotacionales» del terreno, aunque en la mayoría de los casos las cicatrices y escarpes de despegue principales se hallan fuertemente degradados, dándonos idea de la antigüedad y/o estabilización de este tipo de procesos a

escala regional. Sin embargo, algunos de los deslizamientos asociados a alineaciones NE-SW que limitan el macizo de las Sierras de Enmedio y Salaviciosa (Norte de Tarifa) presentan cicatrices secundarias bien conservadas asociadas a las fases más recientes. En algunas ocasiones los cuerpos deslizados llegan a condicionar la morfología de los valles e incluso el trazado de los arroyos que por ellos discurren (Arroyo de Saladavieja, Río del Valle y Río de la Jara). Estos últimos datos permiten asumir el carácter reciente (Pleistoceno superior-Holoceno) de este tipo de fenómenos, y en consecuencia, no descartar la reactivación parcial (en diferentes segmentos) de las zonas de falla NE-SW a favor de las cuales se producen.

En el caso de los **coluviones**, sólo se han considerado aquellos que se encuentran asociados a escarpes y planos de falla. Por lo general, la presencia de este tipo de depósitos de ladera, regularizando e incluso fosilizando las antiguas rupturas de pendiente a favor de las cuales se depositaron, nos informa de la estabilización de este tipo de accidentes tectónicos en la actualidad, pero también que éstos presentaron movimientos en la vertical durante un pasado geológico reciente (probablemente el Pleistoceno superior).

4.2. Anomalías geomorfológicas ligadas a la red de drenaje.

Dentro de éstas se han considerado **rectificaciones, desviaciones e inflexiones de la red de drenaje**, así como **cambios bruscos en el perfil longitudinal** de los cauces. Todas ellas se producen como consecuencia del acoplamiento del drenaje a líneas de fractura que han podido ser activas durante el Cuaternario. Aunque este tipo de anomalías son numerosas a lo largo del trazado de las alineaciones morfoestructurales NE-SW y NW-SE, también lo son a lo largo de los trazados de los antiguos cabalgamientos y contactos mecanizados béticos, por lo que únicamente sólo cuando aparecen asociados a otros tipos de anomalías pueden servirnos de indicadores fiables. En el caso de las desviaciones del drenaje, estas indican un sentido de desplazamiento dextral en los accidentes NW-SE y sinistral en los NE-SW (Fig. 2).

Sin embargo, las anomalías de esta categoría más significativas, que se observan en la zona del Estrecho, se encuentran asociadas a las alineaciones

tectónicas de dirección N-S, y se corresponden con las **Capturas fluviales** de los ríos Guadarranque y Barbate (Fig. 2). El Río Guadarranque es el único sistema fluvial de la zona del Estrecho que presenta terrazas fluviales correspondientes al Pleistoceno inferior. Estas, representadas por niveles a +80, +60 y +50m, localizados al Norte de Taraguilla, constituyen niveles de terraza anómalos, ya que se encuentran únicamente a 5km aguas abajo de la actual cabecera del Guadarranque (Castellar de la Frontera). Dichas terrazas pueden interpretarse como correspondientes a un antiguo sistema de drenaje de mayor longitud que, constituido por el Guadarranque y el contiguo tramo N-S del Río Hozgarganta, se dirigiría durante el Pleistoceno inferior-medio hacia la Bahía de Algeciras. Posteriormente, durante el Pleistoceno superior, este sistema fue capturado por el Río Guadaíro (E-W) formándose el **Codo de Captura** que actualmente delinea el Río Hozgarganta (Fig. 2). Las terrazas más antiguas que presenta el Hozgarganta en su tramo E-W corresponden al Pleistoceno superior (+10 m), mientras que aguas arriba, en su trazado N-S (proximidades de Jimena) posee niveles de terraza a +70 m (Pleistoceno inferior).

Por otra parte, el Río Barbate, en las proximidades de Vejer también delinea un **codo de captura**, coincidiendo con un **encajamiento anómalo** de este río entre la Sierra de Granada (Este) y la Mesa de Vejer (Oeste), a lo largo del cual se dirige hacia la Ensenada de Barbate, pasando de tener una dirección E-W a otra próxima a N-S (Fig. 2). En esta zona, en el tramo E-W del actual Barbate, sus afluentes por la margen derecha (arroyos Montecote, Peñas, Donadio y Torá), confluyen a contra-corriente, delineando la cuenca de recepción de un antiguo drenaje que, en dirección E-W, se dirigía hacia la Laguna de La Janda formando un sistema endorréico. Este sistema de drenaje E-W fue capturado por erosión remontante en época muy reciente (Pleistoceno superior-Holoceno) por el tramo final del actual Barbate. En ambos casos de captura, las reactivaciones tectónicas de los accidentes N-S tuvieron que jugar un papel fundamental, rejuveneciendo (elevando) el relieve y haciendo que los cursos fluviales externos a ellas se tuvieran que acoplar a las nuevas condiciones de equilibrio por «erosión remontante».

5. ANALISIS NEOTECTONICO DE LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS EPISODIOS MARINOS CUATERNARIOS: TASAS DE MOVIMIENTOS VERTICALES.

Los depósitos dejados por antiguas posiciones del nivel del mar son quizás los indicadores más precisos para detectar movimientos recientes en el vertical, y, en muchos casos, para obtener estimaciones cuantitativas acerca de las tasas de estos movimientos. Para utilizar este tipo de criterio es necesario: a) «Identificar en el espacio una línea de costa para un tiempo determinado», mediante el análisis geomorfológico y la realización de dataciones isotópicas precisas (Th/U, ^{14}C); y b) «Encontrar el máximo transgresivo, que es el que correspondería a la altura máxima de las pleamares (que identificamos con la cota cero) para un momento determinado», condición que es indispensable para determinar las alturas reales de los diferentes episodios.

5.1. Los episodios marinos cuaternarios.

El registro geomorfológico de las distintas variaciones cuaternarias del nivel del mar está representado en la zona del Estrecho por distintas unidades morfo-sedimentarias, como son terrazas marinas, flechas y cordones litorales, tómbolos, y, en algunos casos, por pequeños niveles erosivos (paleocantilados, banales con cubetas, socaves, plataformas, etc.). En la mayor parte de los casos, esta diferente clase de registro (elementos sedimentarios ó erosivos) viene condicionada por la naturaleza litológica de los materiales que afloran a lo largo de la costa, e incide directamente sobre la facilidad o no en la determinación de los máximos transgresivos correspondientes.

En las zonas no calcáreas (areniscas, flysch, etc.) los distintos episodios marinos se encuentran bastante bien individualizados, generalmente terrazas marinas, siendo fácil la determinación de los máximos transgresivos mediante criterios sedimentológicos clásicos. Por el contrario, en las zonas calcáreas (calizas maláguides, biocalcarenitias pliocenas) existe un fuerte modelado kárstico litoral y, generalmente, los depósitos marinos aparecen como pequeños retazos en el interior de cavidades litorales, siendo difícil su correlación. Además, en estos contextos kársticos los

depósitos marinos son objeto de múltiples reciclajes, encontrándose en muchos casos retrabajados y resedimentados, por lo que la determinación de sus máximos transgresivos es difícil. Esta solamente ha sido posible mediante la complementación de los estudios sedimentológicos con el análisis de las formas de disolución exo y endokársticas costeras, indicadoras de antiguas paradas del nivel del mar, como son tubos y conductos de disolución horizontales, cavidades freáticas de techo plano, socaves y cubetas a favor de diaclasas. Todas estas se desarrollan fundamentalmente en la zona de confluencia del agua dulce freática con la salada marina (zona de «mixing») y por tanto indican posiciones muy próximas a los mencionados máximos transgresivos (Hoyos et al., 1994).

En la Tabla 1 se han sintetizado las alturas y edades asignadas (dataciones isotópicas, restos arqueológicos, contenido faunístico, secuencias morfogénicas) de los diferentes episodios marinos identificados en distintas zonas del Estrecho. Aunque existen niveles marinos correspondientes al Pleistoceno inferior (Gibraltar, Trafalgar), el registro más continuo y completo es observable desde el Pleistoceno medio (Pta. Camarinal, Tarifa, Pta. Chullera), si bien la ausencia de fauna característica y su similitud con los depósitos pliocenos hace difícil su correlación.

Es únicamente en los niveles más modernos (Pleistoceno superior) cuando se observa un nivel continuo en toda la zona que, aunque se localiza a diferentes alturas (Fig. 2), se puede correlacionar en base a su contenido faunístico y características sedimentológicas. Este nivel se corresponde con el Episodio Ouljiense del litoral atlántico marroquí, datado en este estudio en 100 ka BP, y correspondería al Episodio Tirreniense III del litoral mediterráneo (Goy et al., 1994; Zazo et al., 1994). La fauna que le caracteriza (*Patella saftiana*, *Arca noae*, *Lima lima* y *Cimatium doliarium*) queda como testigo del paso de la fauna cálida atlántica hacia el Mediterráneo, a través del Estrecho, durante el último interglaciar. No obstante, hay que señalar que en algunas zonas (Pta. Paloma, Pta. Camero y Pta. Chullera) estos niveles son completamente azóicos, lo cual debe estar en relación con la orientación de la costa con respecto a la trayectoria de las corrientes superficiales del Estrecho.

Los depósitos marinos Holocenos están pobremente representados en el área, y por lo general lo

EDAD		NW.TRAFALGAR - C.DE LA PLATA	C.GRACIA - PTA.PALOMA	PTA.PALOMA-PTA.ACEBUCHE	PTA.CARNERO - LA LINEA	LA LINEA - PTA.CHULLERA	GIBRALTAR
HOLOCENO		1,5 - 3m	0,5m 1 - 3 - 13m	0,5m		2 - 1m	1,5m
PLEISTOCENO	SUPERIOR	1,5 - 2 - 4m 6m	7m 9 - 8 - 7,5m 13m 13m	8 - 11 - 21 - 15m	13 - <0m	0 - 8m 12m	2,5 - 3m 5m 10m
	MEDIO	13m 36 - 20 - 30m 36m	17m 19m 22m 21m 20 - 25 - 17m	21m	12m 25 - 20m 35 - 35m	12 20m 28 35m 35 40m	8,5 a 9,7m el 11 mismo? 15 a 17m 25 a 30m
	INFERIOR	74 - 80m					30 - 50m 50 - 60m 60 - 80m?

Tabla 1: Terrazas marinas del borde Norte del Estrecho de Gibraltar. Altura en metros sobre marca alta. Cuando las alturas van seguidas de un guión (-) significa que es el mismo nivel. Las costas en la misma línea están dadas de Oeste a Este. (*) Episodio con fauna templada.

hacen como flechas, cordones litorales y tómbolos asociados en su mayoría a la desembocadura de ríos y arroyos. No obstante, se pueden reconocer algunos niveles de terraza con diferencia altitudinal que marcan distintas posiciones del nivel del mar durante este período (Tabla 1). El depósito más representativo lo constituye el Tómbolo de La Línea que une el Peñón de Gibraltar con el continente. Su formación debió de comenzar a partir del Máximo Transgresivo Holoceno, datado en esta zona en ca. 6.900 años BP (Lario et al., en prensa; Zazo et al., en prensa), aunque el periodo de máximo desarrollo y progradación comienza a partir de ca. 3.200 años BP (GOY et al., 1994).

5.2. Evaluación de las tasas de movimientos verticales para los últimos 100.000 años (Zona Norte).

En base a la continuidad de afloramiento y posibilidad de datación, tanto isotópica como relativa (contenido faunístico, características sedimentológicas, correlación geomorfológica, etc.) de los distintos episodios marinos identificados, se ha elegido el nivel Ouljiense de 100 ka BP, correspondiente al último interglacial (Riss-Würm), para llevar a cabo el análisis de las tasas y tendencias tectónicas en la zona del Estrecho. Las

tasas de movimientos verticales a lo largo del litoral se pueden calcular en función de la relación Edad/Altura de un nivel determinado siguiendo una metodología para áreas costeras «tectónicamente activas» generalizada en todo el mundo (Lajoie, 1986). Para llevar a cabo esta evaluación cuantitativa se han de asumir dos premisas previas: A) que el **nivel medio del mar correspondiente al episodio interglacial de 100.000 años BP coincide con el actual;** y B) que los **movimientos verticales hayan sido constantes en el tiempo** extrapolándose a la actualidad.

Teniendo en cuenta estas premisas, se ha realizado un mapa de isobasas (correlación de altitudes) de los niveles ouljienses correspondientes a 100.000 años BP (Fig. 3) con un radio de interpolación de 30 km para minimizar en lo posible los datos puntuales anómalos. Con el fin de obtener una visión general de las tasas de movimientos verticales posteriores al Episodio Ouljiense para todo el entorno del Estrecho, también se han incluido los datos disponibles (Edad+Altura) correspondientes al mismo episodio marino de la costa marroquí publicados por Beudet et al. (1967), Cadet et al. (1976), Pierre (1975) y Brückner (1986).

Este mapa ofrece una lectura sobre las tendencias generales de elevación o hundimiento a lo largo de la línea de costa, y corresponden a una superficie de deformación ocurrida con posteriori-

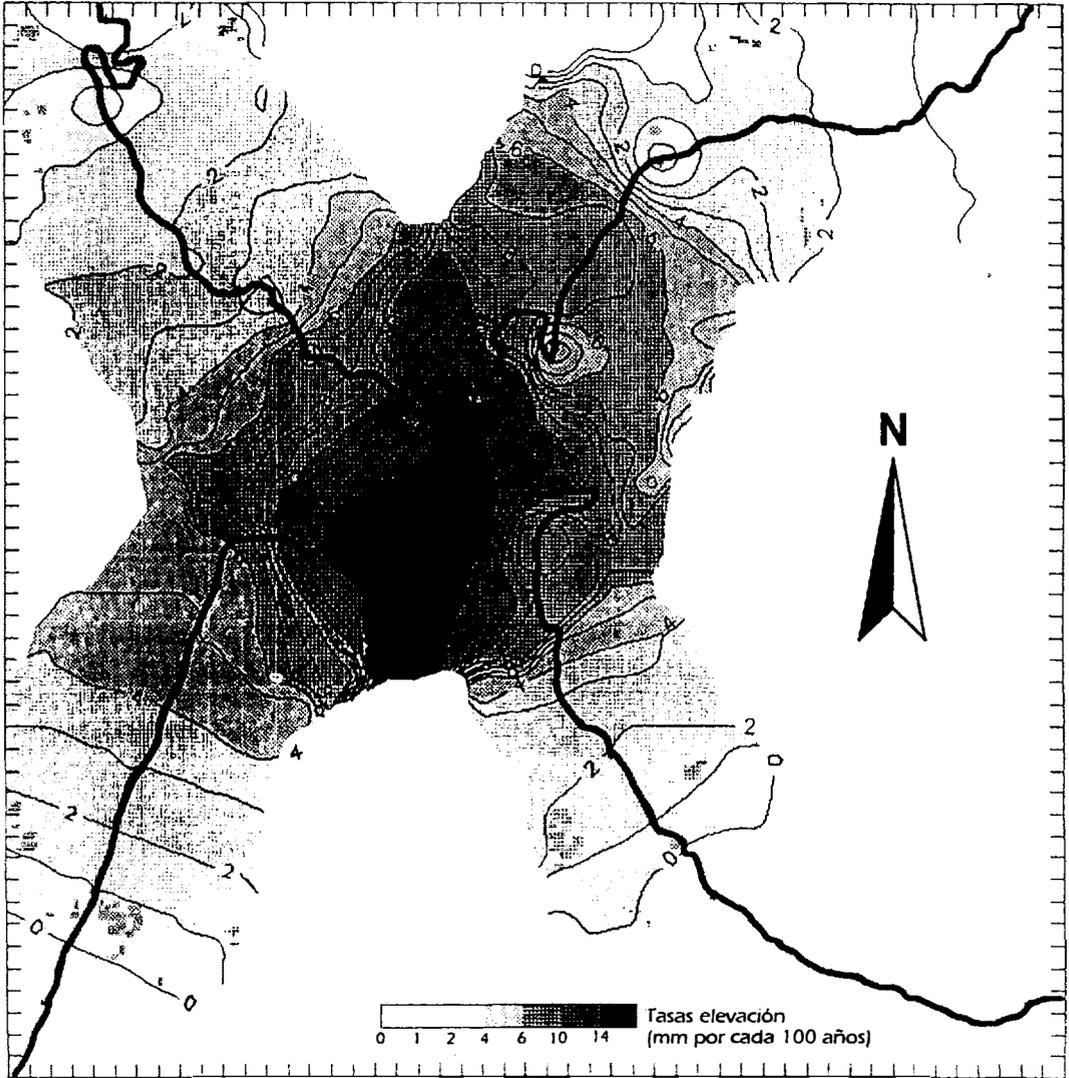


Figura 3: Mapa de isobasas de alturas del episodio marino Ouljiense (100 ka B.P.) correspondiente a la zona del Estrecho de Gibraltar (Radio de interpolación de 30 km). Datos de la costa marroquí de Beudet et al., (1967); Brückner (1986); Cadet et al., (1977) y Pierre (1975).

dad a la del geode de hace 100.000 años. Sin embargo, hay que tener en cuenta errores significativos a la hora de interpretar el mapa de isobasas, en relación con las medidas de las altitudes ($\pm 0,5$ m), dataciones isotópicas Th/U (± 10 ka), y alturas de las mareas (± 2 m). Esto hace que el error asumido en cada cálculo de las tasas de movimientos verticales tenga un rango de $\pm 2,5$ metros en 10 ± 5 ka, resultando un **error significativo** de $\pm 0,05$ mm/año.

En la figura 3 se puede observar que el área que presenta las mayores tasas de elevación corresponde a la zona central del Estrecho (Tarifa-Pta. Carnero) coincidiendo con el triángulo delimitado por la alineación de las dos grandes alineaciones morfo-estructurales NW-SE y NE-SW representadas en la figura 2. En esta zona, las tasas registran valores comprendidos entre $0,10 \pm 0,05$ mm/año y $0,20 \pm 0,05$ mm/año, correspondiendo esta última a Pta. Canales. Estos cálculos se han basado en medidas de Th/U determinadas en Tarifa ($0,12 \pm 0,05$ mm/año) y su correlación con los niveles observados hasta Pta. Carnero. Las tasas de elevación decrecen, casi simétricamente, hacia los dominios Mediterráneo (Este) y Atlántico (Oeste), y la tendencia general se invierte dominando los movimientos subsidentes (hundimiento) en las zonas adyacentes a Cádiz y Marbella.

En el área atlántica, las tasas de elevación decrecen progresivamente hacia el Oeste, presentando tasas de elevación más moderadas comprendidas entre $0,08 \pm 0,05$ mm/año (Pta. Paloma) y $0,06 \pm 0,05$ mm/año (Ensenada de Bolonia). Más hacia el Oeste, a partir de la Ensenada de Barbate-Cabo Trafalgar, los valores calculados se hacen mucho más modestos, arrojando rangos de entre $0,03 \pm 0,05$ y $0,01 \pm 0,05$ mm/año. Como quiera que el valor del error significativo asumido es mayor que las tasas calculadas, estas nos indicarían que nos hallamos en una zona de carácter subsidente (Fig.3). En el área mediterránea, la tendencia de las tasas de elevación también decrecen progresivamente a medida que nos alejamos de la zona central del Estrecho, desde Pta. Carnero hasta Málaga, presentando una inversión de la tendencia a partir de la Bahía de Algeciras (Fig.3).

5.3. Tendencia y patrón de los movimientos verticales en el Entorno del Estrecho (Costas Norte y Sur).

En la figura 3, también se observa como el área de máxima elevación queda representada por un «umbral» de dirección próxima a N-S que atraviesa perpendicularmente el Estrecho desde Tarifa

CONVERGENCIA NETA				CONVERGENTES TRANSPRESIVOS	
ARCOS-ISLA		SUBDUCCION		MEDITERRANEO	CALIFORNIA
Japón	+ 10 a + 20	Chile	+ 1,8 a + 20	+0,06 a +0,20 Gibraltar	+0,06 a +0,20 San Luis Range
		Perú	+0,46 a +0,74	+0,10 a +0,15 Tunez	
		N.Zelanda	+ 4 a + 8	+ 0,08 a + 0,15 Almería	

Tabla 2: Ejemplos de tasas de elevación (mm/año) en diferentes márgenes tectónicamente activos comparadas con las registradas en el Estrecho; Datos tomados de Berryman et al., 1992 (Japón); Nelson & Manley, 1992 (Chile); Ortieb & Macharé, 1990 y Goy et al., 1992 (Perú); Chappel, 1983 (Nueva Zelanda); Lettis et al., 1992 (California); Zazo et al., 1993 (Almería); y Brückner, 1986 (Tunez).

(Norte) hasta Pta. Malabata (Sur). En base a estos datos, las máximas tasas de elevación en la costa marroquí se registran entre Punta Alboasa ($0,018 \pm 0,05$ mm/año) y Punta Cires ($0,014 \pm 0,05$ mm/año), también en la zona central del Estrecho y similares a las registradas en la costa española. Así mismo, como ocurría en el borde Norte, las tasas de elevación decrecen progresivamente, y de forma casi simétrica, hacia un lado y otro de este «umbral».

Por otra parte, en lo que respecta al patrón de los movimientos verticales, las isobasas del episodio Ouljiense delimitan geometrías casi rectangulares (Fig.3) siguiendo direcciones muy marcadas NNE-SSW y SSE-NNW que guardan una estrecha relación espacial con las dos principales alineaciones morfoestructurales descritas anteriormente (Fig.2). Al nivel de la isobasa de 10 m, que representa el «datum» mínimo significativo en este estudio, estas direcciones son aún más evidentes y posiblemente nos estén indicando la prolongación de las

alineaciones morfoestructurales NW-SE y NE-SW hacia el mar y el continente africano. Como dato significativo, cabría puntualizar que dado que, en la zona del Estrecho, la distancia entre la costa española y la marroquí es menor que el «radio de interpolación» (30 km) utilizado en la elaboración del mapa de isobasas (Fig. 3), las alineaciones marcadas por éstas presentan un alto grado de fiabilidad, separando áreas con distintas tendencias en las tasas de elevación calculadas, y marcando el patrón de la deformación tectónica reciente de esta zona.

En la Tabla 2 se ha resumido el grado de actividad tectónica relativa para las diferentes zonas del borde Norte del Estrecho en función de los valores de las tasas obtenidos. Sin embargo, su significado, tanto en relación con otras áreas tectónicamente activas conocidas, como con la sismicidad de esta zona, será abordado en el apartado correspondiente a discusión de resultados.

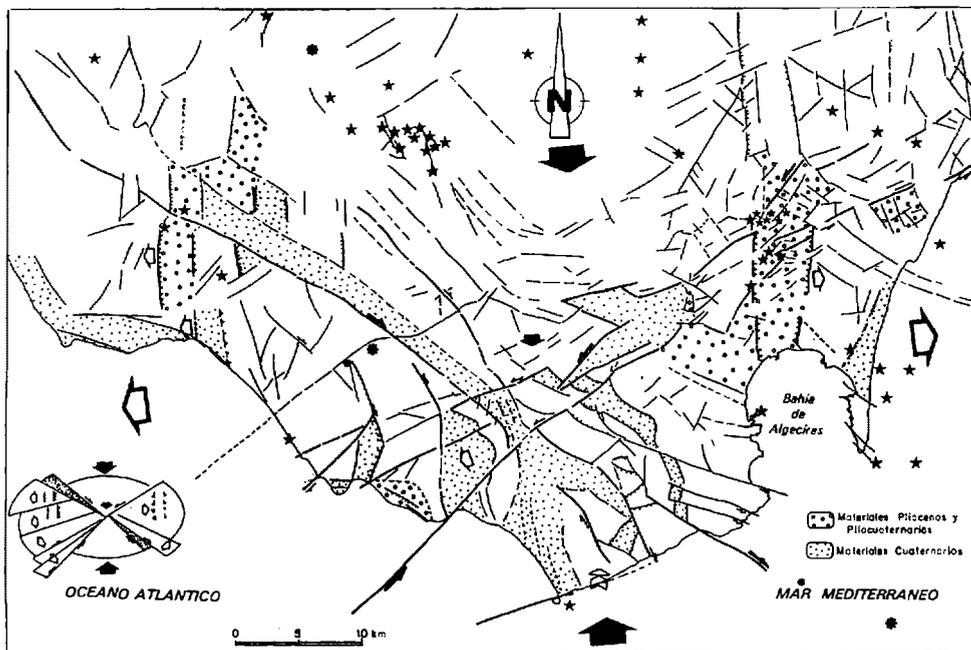


Figura 4: Modelo geodinámico del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (zona Norte) durante el Cuaternario. Las flechas negras indican esfuerzos compresivos y las blancas direcciones de distensión secundarias predominantes. Los datos de sismicidad se han representado mediante **estrellas** (sismicidad superficial < 20 km) y **asteriscos** (sismicidad profunda > 20 km). Dentro de estos últimos los de menor tamaño representan sismos de $M < 4$. Las estrellas de menor tamaño corresponden a las réplicas del terremoto de Castellar. En la esquina inferior izquierda se ha representado el "elipsoide de deformación teórico" generado por una cinemática de cizalla pura asimétrica en respuesta a esfuerzos compresivos de dirección general N-S (zonas de despegue más importantes en punteado).

6. COMPORTAMIENTO NEOTECTÓNICO DE LA ZONA DEL ESTRECHO: MODELO GEODINÁMICO.

La zona del Estrecho se encuentra en un contexto geodinámico convergente provocado por la aproximación, en dirección general NNW-SSE, de las placas Africana y Euroasiática. Sin embargo, el Estrecho de Gibraltar constituye el único punto de contacto, en donde no existe corteza oceánica intermedia a lo largo del trazado mediterráneo del límite Africa-Eurasia. Por tanto, constituye una zona muy peculiar donde la convergencia neta se ha bloqueado, dando lugar a una zona de deformación intermedia donde la mayor parte de los esfuerzos tectónicos son absorbidos mediante la formación de fallas de desgarre (tectónica transpresiva), tal y como proponen para el conjunto del SE de España (Vegas, 1992, y Bufforn et al., 1990).

Dentro de este tipo de contexto, la geometría delineada por los sistemas de fracturas que afectan a los depósitos y morfologías cuaternarias (Fig. 2), así como su comportamiento cinemático durante este período, pueden ser asimiladas a un modelo de Cizalla Pura asimétrica, inducido por un campo de esfuerzos compresivo de dirección submeridiana (Fig. 4). Dentro de este modelo, las dos grandes alineaciones NE-SW y NW-SE actuarían como accidentes de desgarre separando zonas en compresión y distensión. La geometría de estos límites estaría fuertemente controlada por los contactos entre los materiales plásticos de las unidades del Almarchal y Facinas con la de las Areniscas del Aljibe, que funcionarían como zonas de debilidad tectónica previas. Estas dos grandes alineaciones funcionarían como desgarres dextrales (NW-SE) y sinestrales (NE-SW), provocando la expulsión lateral («Escape Tectónico horizontal») de los bloques oriental y occidental del modelo propuesto (Fig. 4). Estos bloques en extensión E-W dan lugar a la generación de «cuencas distensivas» de orientación N-S, como son los surcos del Guadarranque-Bahía de Algeciras y el de Vejer-Barbate, a lo largo de los cuales se verifican los procesos de captura fluvial pleistocenos de mayor trascendencia paleogeográfica registrados en la zona del Estrecho. Como quiera que estos surcos han funcionado como zonas subsidentes desde el Mioceno superior-Plioceno, se puede decir que fué en esta época (5-6 Ma) cuando comenzó el

comportamiento neotectónico actual que se observa en la zona del Estrecho.

A su vez, estos bloques en escape tectónico (extensión por expulsión lateral) no funcionan como unidades homogéneas, y mucha de la deformación se absorbe mediante el movimiento relativo entre «astillas estructurales» delimitadas por fallas NE-SW (Bloque Atlántico) y NW-SE (Bloque Mediterráneo). Este tipo de movimientos han dado lugar a la generación de cuencas y/o depresiones intramontañosas cuaternarias de tipo «transtensivo», donde se producen zonas de deslizamientos a favor de las discontinuidades litológicas anteriormente citadas. En cualquier caso, la existencia de fenómenos de escape tectónico, hacen necesario la presencia de un horizonte de despegue basal que haga posible la movilidad horizontal de los distintos bloques. En nuestro caso, podría tratarse del cabalgamiento basal bético heredado de la formación del edificio bético e identificado por Banks & Warburton (1992) a unos 20-30 km de profundidad. Sin embargo, cabe la posibilidad de que este tipo de comportamiento esté limitado a niveles corticales más superiores en relación con los niveles plásticos (Ud.Almarchal. Ud.Facinas, Trías, etc.). En concreto, la casi exclusiva presencia de este tipo de materiales en el Bloque Atlántico (Fig. 2), permitiría una mayor movilidad (en la horizontal) de las «astillas estructurales» de este bloque con respecto al mediterráneo. Este hecho controlaría el carácter asimétrico, hacia el Oeste, del modelo de cizalla pura propuesto (Fig. 4), lo cual queda patente en la aparente dicotomía existente en cuanto a la continuidad y longitud de los accidentes de desgarre NE-SW y NW-SE que se desarrollan en ambos bloques.

Por otra parte, el carácter de cizalla pura del modelo propuesto permite explicar que las tasas de elevación tectónica más importantes se registren en la zona central del Estrecho, enmarcándose dentro del triángulo delimitado por los dos grandes desgarres NE-SW y NW-SE (Fig.4). Al contrario que en los contextos cinemáticos de cizalla simple, donde las líneas de cizalla principales son continuas, en la cinemática de cizalla pura las líneas de cizalla principales se encuentran segmentadas, funcionando como accidentes individuales cada una de las ramas que parten de la zona de intersección. Este hecho posee importantes implicaciones geodinámicas, ya que aunque existe una transmi-

sión directa de los esfuerzos compresivos, no ocurre lo mismo con los movimientos tectónicos, que son absorbidos por cada uno de los bloques de manera individual. Así, en el Bloque meridional, que comprende la zona central del Estrecho, al no poder desplazarse hacia el Norte, los movimientos en la horizontal son inhibidos traduciéndose en movimientos verticales positivos (elevación), como demuestran las tasas calculadas en este estudio. Por el contrario en los bloques laterales predominan los movimientos en la horizontal (por escape tectónico), siendo los movimientos en la vertical secundarios y de carácter subsidente.

7. COMPORTAMIENTO SISMOTECTÓNICO.

En cuanto a lo que respecta a la sismicidad, dentro de la zona correspondiente al polígono de coordenadas $6^{\circ}5'W - 5^{\circ}14'W$ y $35^{\circ}5'N - 36^{\circ}25'N$, se han registrado un total de 66 eventos sísmicos durante el período de tiempo 1750-1993 (Base de Datos IGN al 31/12/93). La distribución espacial de la sismicidad no es homogénea, pudiéndose distinguir, al menos, cinco agrupaciones epicentrales de diversa consideración (Fig. 4). Siguiendo la metodología propuesta por Sanz de Galdeano y Lopez Casado (1987), estas diferentes agrupaciones podrían considerarse como fuentes sísmicas individuales: 1) Benalup de Sidonia (15 sismos, M.máx 3,1); 2) Castellar de la Frontera-Guadarranque (12 sismos, M.máx 3,8); 3) Gibraltar-La Línea (8 sismos, M.máx 2,9); 4) Vejer de la Frontera (3 sismos, M.máx 2,8); y 5) Sierra de los Melones (3 Sismos, M.máx 2,9).

Todas estas fuentes sísmicas presentan, a grandes rasgos, tres características comunes: A) Sismicidad muy moderada, superándose muy raras veces M3,0.; B) Sismicidad de carácter muy superficial, con profundidades epicentrales medias en torno a los 1-6 km; y C) La sismicidad aparece relacionada espacialmente con un sistema de fracturación muy concreto, los sistemas de fallas N-S. Estas se corresponden, tanto con antiguos accidentes béticos (Benalup, S^a Melones), como con los más modernos asociados a los surcos subsidentes del Guadarranque y Vejer. Al no existir determinaciones focales, el carácter de este tipo de sismicidad superficial es difícil de determinar, pero el hecho de que se encuentre ligada a los

surcos Plio-Cuaternarios distensivos N-S parece indicar que funcionarían como fallas normales. En este sentido, el único dato que nos puede orientar al respecto proviene del terremoto de Castellar del 6/7/88, que con magnitud 3,8, representa el terremoto más importante ligado a este tipo de fuentes sísmicas (N-S). Este evento fué seguido por una serie de 9 réplicas que se fueron desplazando temporalmente de Oeste a Este, a la vez que la profundidad media epicentral aumentaba progresivamente de 4 a 6 km de profundidad. Este hecho sugiere la existencia de un plano de falla normal de bajo ángulo (<15), buzando hacia el Este a lo largo del margen occidental del Surco del Guadarranque.

Sin embargo, también se han registrado terremotos de mayor magnitud ($M > 4,0$) de origen más profundo (>20 km). Estos son menos numerosos, pero en todos los casos se relacionan espacialmente con los sistemas de fracturación NE-SW y NW-SE (Fig.4). En los cuatro casos registrados presentan magnitudes medias muy superiores a M3,0 y profundidades epicentrales superiores a los 20 km, pudiéndose considerar como otro tipo distinto de fuente sísmica. En el dominio atlántico, las profundidades epicentrales medias se sitúan en 60 km y presentando M.máx 4,2 (accidentes NE-SW), mientras que en el dominio mediterráneo las profundidades y magnitudes máximas registradas son mayores, de 80 km y 4,7, respectivamente (accidentes NW-SE). Aunque en este caso solo disponemos de datos procedentes de 4 sismos, estos se presentan pareados y alineados según direcciones NE-SW (Atlántico) y NW-SE (Mediterráneo). En ambos casos existe una estrecha relación temporal entre las parejas de eventos, registrándose «gaps» inferiores a los 3 años. También, en ambos casos, existe una propagación temporal y espacial de la sismicidad, coherente con el modelo geodinámico propuesto. En la alineación NW-SE la sismicidad, se propaga hacia el SE sugiriendo un comportamiento de falla dextral, mientras que en la alineación NE-SW, ésta se propaga hacia el NE sugiriendo un comportamiento de falla sinistral.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS.

El modelo geodinámico, de cizalla pura asimétrica, propuesto para explicar el comportamiento neotectónico de la zona Norte del Estrecho durante el Cuaternario (últimos 2 Ma) está avalado por

datos de diversa índole (geológicos, geofísicos, geomorfológicos y sísmicos). De acuerdo con Benkhelil (1977), este comportamiento parece haber comenzado a partir del Mioceno superior-Plioceno (hace 5-6 Ma.), cuando la zona central del Estrecho quedó definitivamente emergida, constituyendo un umbral de dirección general N-S, que separaba dos zonas que comenzaron a ser subsidentes. En estas, y a lo largo de surcos N-S, se centró la sedimentación reciente más importante del entorno del Estrecho, que en un primer momento fue marina (Mioceno al Plio-Cuaternario) y posteriormente continental, seguramente como reflejo de la elevación tectónica de la zona. Como dato significativo, cabe apuntar que materiales Plio-Cuaternarios marinos (1,7-2,5 Ma) se encuentran actualmente a +264 metros sobre el nivel del mar, que, a priori, ya nos indicarían unas tasas relativas de elevación tectónica de entre 0,15 y 0,08 mm/año, que entran dentro del rango de las evaluadas por métodos cuantitativos más fiables para los últimos 100.000 años.

El significado de estas tasas, en relación al rango de actividad tectónica del Estrecho de Gibraltar, sólo se puede determinar mediante su comparación con las que se registran en otras zonas consideradas como tectónicamente activas. Así, en el entorno de la Península Ibérica, se puede conside-

rar como la zona tectónicamente más activa, en cuanto a lo que se refiere a tasas de elevación. En esta zona se registran tasas de elevación máximas ($+0,20 \pm 0,05$ mm/año) sensiblemente superiores a las que se registran en el litoral de Almería ($0,10 - 0,08 \pm 0,05$ mm/año) para los mismos últimos 100.000 años (Zazo et al., 1993). Sin embargo, a nivel global, las tasas de elevación asociadas a márgenes convergentes sismotectónicamente activos son muy superiores, situándose a uno e incluso dos ordenes de magnitud (20 a 10 mm/año en Japón) por encima de los calculados en el Estrecho (Figura 5). Los valores que más se asemejan a los obtenidos en este estudio, son aquellos correspondientes a zonas transpresivas localizadas a lo largo de márgenes transcurrentes, como es el caso de la costa pacífica del SW de EEUU. En esta zona (San Luis Transverse Ranges, California) los valores de tasas de elevación tectónica se sitúan en torno a los $0,020$ y $0,06 \pm 0,01$ mm/año (Letis et al., 1992).

De este modo, a nivel global los valores de tasas de elevación superiores a $0,50$ mm/año se asocian a zonas situadas en contextos netamente convergentes, ligados a procesos de subducción activa (Lajoie, 1986). Sin embargo, tasas más moderadas, comprendidas entre $0,020$ y $0,10$ mm/año, se relacionan a una tectónica transpresiva asociada a márgenes transcurrentes. El registro de tasas de elevación tan discretas a lo largo de márgenes sismotectónicamente tan activos como es el caso del SW de EEUU (Falla de San Andrés), se explica porque la mayor parte de los esfuerzos tectónicos se absorben mediante desplazamientos en la horizontal (fallas de desgarre), los cuales llegan a alcanzar valores de 34 ± 3 mm/año (Falla de San Andrés; Hill et al., 1991).

Dentro de este tipo de contexto habría que situar la zona del Estrecho de Gibraltar, que aunque situada en un margen convergente (Africa-Eurasia), representa a nivel global un grado de actividad tectónica relativa de moderado a bajo, muy discreto en relación a otras zonas (Fig. 5). Como vimos anteriormente, dentro del contexto del límite de placas convergente Africa-Eurasia, la velocidad de convergencia en la zona del Estrecho presenta valores de entre 2 y 3 mm/año (Westaway, 1990), es decir, un orden de magnitud superior a las tasas máximas calculadas para los últimos 100.000 años. Esta gran discrepancia de valores únicamente puede ser comprendida dentro de un contexto

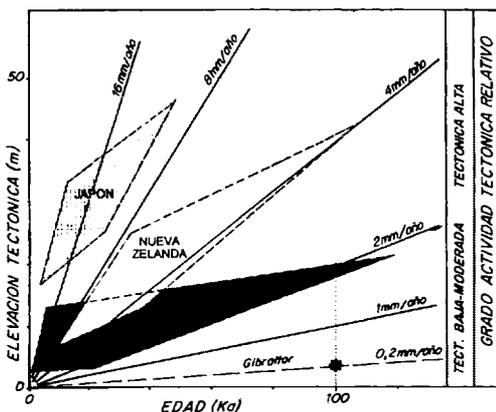


Figura 5: Grado de actividad tectónica relativa en el Estrecho de Gibraltar en relación a las tasas de elevación tectónica registradas en distintos márgenes convergentes del mundo (modificado de Lajoie, 1986).

transpresivo, en donde los movimientos tectónicos en la vertical solo representarían del 10 al 6,6% del total del desplazamiento neto entre África y Eurasia. Por tanto, habría que asumir que el resto del desplazamiento (90 al 93,4%) sería acomodado mediante la generación de fallas de desgarre, tanto en el entorno Bético como en el Norte de África, de manera similar a la que se describe en el modelo de Cizalla propuesto.

En cuanto al comportamiento sismotectónico actual de la zona del Estrecho, aunque los datos son escasos, puede llegar a concluirse (de forma tentativa) que en esta zona aparecen dos grandes conjuntos de fuentes sísmicas, con comportamientos bien diferentes y coherentes con el modelo geodinámico propuesto: 1) **Sistema de Fallas N-S**, caracterizadas por una sismicidad muy superficial (Prof. < 6 km) de carácter muy moderado (M_{máx.} 3,0), aparentemente ligada a una tectónica distensiva local, centrada fundamentalmente en los surcos subsidentes del Guadarranque-Bahía de Algeciras y Vejer-Barbate, aunque también significativa a lo largo de antiguos accidentes béticos similarmente orientados (Benalup, S^a Melones); 2) **Sistema Conjugado NE-SW/NW-SE**, con profundidades epicentrales medias superiores a los 20 km, y M_{máx.} que han llegado a alcanzar M4,7, siendo las magnitudes medias siempre superiores a M3,0. En función de la distribución espacial-temporal de los terremotos, este tipo de sismicidad, parece estar ligada a una tectónica de desgarre.

Los datos sísmicos disponibles parecen poner en evidencia que el principal «proceso neotectónico actual» (en cuanto a frecuencia y número de sismos) está ligado a una tectónica distensiva local, a favor de fracturas N-S, centrada en las zonas marginales del Estrecho. Por el contrario, en la zona Centro-Meridional del Estrecho (Pta. Camarinal-Pta. Carnero) el proceso neotectónico dominante sería más continuo y de carácter principalmente asísmico, pudiendo responder a un proceso de Elevación tectónica regional, tal y como reflejan las diferencias de cota del nivel Ouljiense tomado de referencia en este estudio. Aunque escasas, existen evidencias que parecen verificar la actividad sísmica actual, en esta zona central, se limita a los desgarres conjugados NE-SW y NW-SE, que delimitan el área donde se registran los máximos valores de elevación tectónica.

La actividad sísmica de estos desgarres conjugados, aunque aparentemente está limitada a los

niveles inferiores de la corteza (20-80 km de profundidad), parece haber sido de carácter superficial durante un pasado geológico reciente (Holoceno). En este sentido, se han detectado estructuras de deformación de, muy posible, origen paleosísmico a lo largo de este tipo de accidentes en depósitos holocenos y pleistoceno superior de Pta. Paloma y Cabo Gracia (Fig. 6), así como en los materiales de origen kárstico que afloran en la cantera de Carrizales en Pta. Camarinal (Fig. 7). En este último caso, únicamente se puede llegar a precisar que el posible evento sísmico es de época post Pleistoceno-inferior-pre Romano.

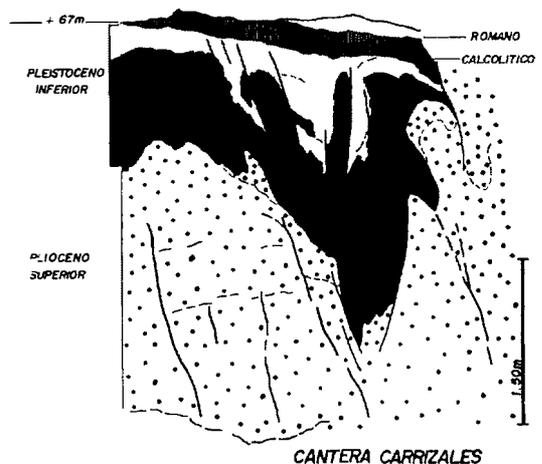


Figura 6: Esquema ilustrativo de la deformación paleosísmica de materiales de edad Pleistoceno superior en Punta Paloma. Estructura en Flor positiva, como consecuencia de una tectónica transpresiva sinistral a favor de los accidentes de desgarre NE-SW; B) Esquema ilustrativo.

En referencia a esta última época, en la Ciudad Romana de Baelo Claudia (Bolonia) se han documentado históricamente varios terremotos, el último de ellos hacia la mitad del Siglo IV d.C. (Menanteau et al., 1983). Posibles efectos de estos eventos sísmicos de época Romana son las deformaciones que se observan en el pavimento del Foro a la entrada del Teatro de Baelo Claudia. Aunque no descartando otras posibilidades (suelos plásticos expansivos), las deformaciones de las losas del pavimento marcan estructuras similares a los «pop-ups», citados en numerosas partes del

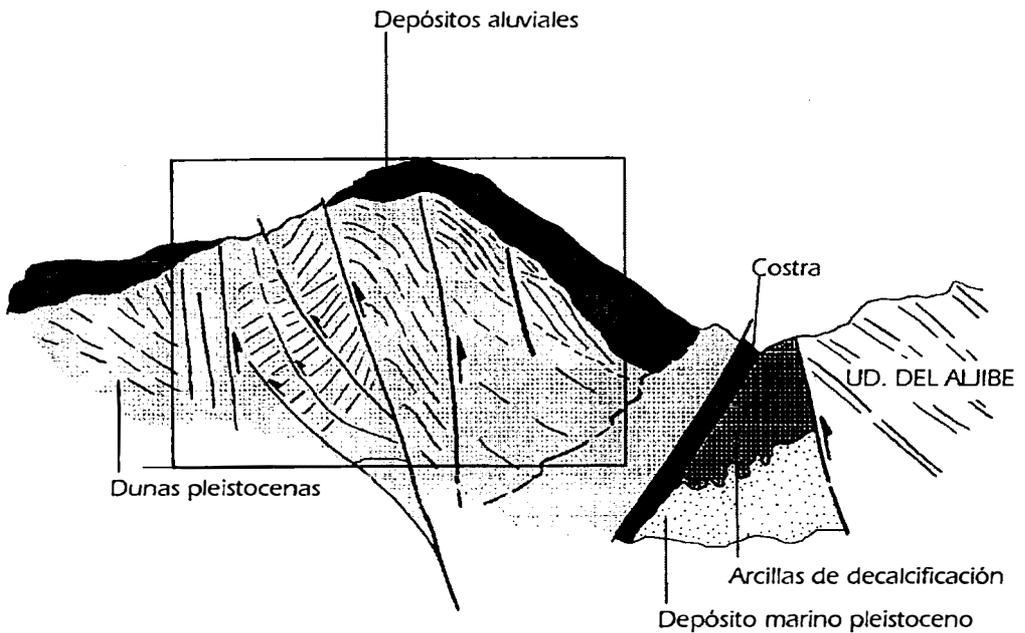
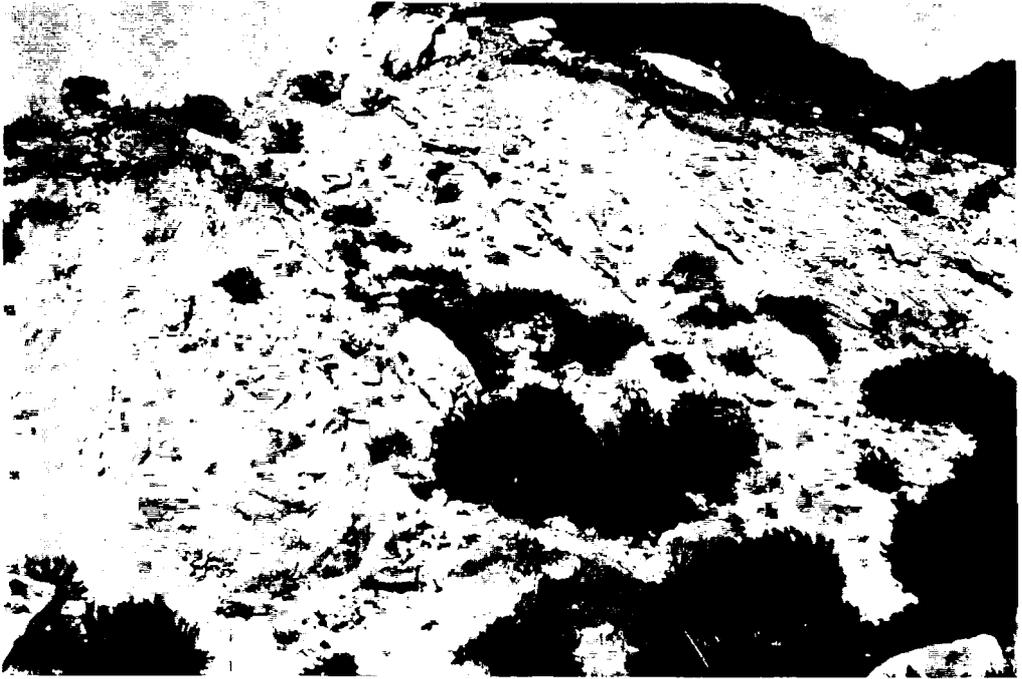


Figura 7: A) Materiales kársticos (Pleistoceno inferior) colapsados y deformados a favor de estructuras compresivas en la Cantera Carrizales (Punta Camarinal). Paleosismicidad Pre-Romana. B) Esquema ilustrativo.

mundo como estructuras co-sísmicas de origen compresivo, y por tanto indicadores fiables de eventos paleosísmicos. En los otros casos citados, las deformaciones existentes en los depósitos holocenos, también señalarían una tectónica dominante transpresiva a lo largo de los accidentes de desgarre, coherente con los esfuerzos N-S propuestos.

De esta forma, tanto los datos históricos, como los disponibles de sismicidad instrumental, parecen avalar la idea de una fase activa holocena, caracterizada por una actividad sísmica importante, fundamentalmente a lo largo de los desgarres NE-SW, capaz de provocar rupturas y/o deformaciones de tipo transpresivo, en superficie, que se continuó hasta al menos el Siglo IV d.C (Baelo Claudia). Por el contrario, la actividad sismotectónica más reciente tiene lugar casi exclusivamente a favor de las fracturas distensivas N-S. Este tipo de sismicidad, mucho más discreta (alta frecuencia-baja magnitud) y, en principio, de menor potencial para provocar rupturas en superficie, puede responder a un relajamiento y/o distensión secundaria de los niveles superficiales de la corteza, mientras que en los niveles inferiores de la corteza (>20 km) los accidentes transpresivos NE-SW y NW-SE muestran un más discreto, aunque significativo, grado de actividad sísmica (sismicidad baja frecuencia-mayor magnitud).

En definitiva, habría que considerar tanto a los accidentes N-S como al sistema conjugado NW-SE/NE-SW como fallas sísmicamente activas, y capaces de provocar rupturas superficiales en el terreno, ya que durante un pasado geológico reciente (Holoceno), e incluso histórico (Siglo IV d.C.), lo han hecho.

Bibliografía.

Baena, J., Barranco, L.M., Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Bardají, T., Silva, P.G., Estévez, A. & Sanz de Galdeano, C. (1993). Mapa neotectónico, sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia (Escala 1:200.000 y 1:100.000). ITGE-Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Región de Murcia. 107 págs (6 Mapas).

Baena, J., et al.. (En prensa). Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España (Escala 1:1.000.000). ITGE-ENRESA.

Beaudet, G., Maurer, G. & Ruellan, A. (1967). Le Quaternaire marocain: Observations et hypothèses nouvelles. *Rev. Géol. Phys. et Géol. Dynam.*, IX (4). 269-310.

Benkhelil, J. (1976). «Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)». Thèse d'Etat, Univ. Nice. 182 pp.

Berryman, K.R., Ota, Y., & Hull, A.G. (1992). Holocene coastal evolution under the influence of episodic tectonic uplift: Examples from New Zealand and Japan. *Quaternary International*, 15/16. 31-45.

Brückner, H. (1986). Stratigraphy, Evolution and Age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain. *Z. Geomorphologie N.F. Suppl. Band*, 62. 83-101.

Bufforn, E., Udías, A. & Colombás, M.A. (1988). Seismicity, source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152. 89-118.

Cadet, J.P., Fourniguet, J., Gigout, M., Guillemain, M. & Pierre, G. (1977). La néotectonique des littoraux. En: «L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran» (Group. Rech. Néotect. Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, 3 (7). 600-605.

Campillo, A.C., Maldonado, A. & Maufret, A. (1992). Stratigraphic and tectonic evolution of the Western Alboran Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-marine letters*, 12. 165-172.

Chappell, J.M. (1983). A revised sea-level record for the last 300.000 years from Papua New Guinea. *Search*, 14. 99-101.

Dewey, J.F., Helman, M., Turco, E., Hutton, D.W. & Knott, S.D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. En: «Alpine Tectonics» (M. Coward et al., Eds.). *Geol. Soc. London, Spc. Publ.*, 45. 285-302.

Esteras, M., Muñoz, P. & Sandoval, N. (1988). Mapa Geológico del Estrecho de Gibraltar -Orilla Norte-, Escala 1:100.000 (1ª Edición). SECEGSA.

Goy, J.L., Macharé, J., Ortlieb, L. & Zazo, C. (1992). Quaternary shorelines in southern Perú: a record of global sea-level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. *Quaternary International*, 15/16. 99-112.

Goy, J.L., Zazo, C., Silva, P.G., Somoza, L., Lario, J., Bardají, T., Hoyos, M. & Dabrio, C. (1994). «Estudio Neotectónico del Estrecho de Gibraltar (Zona Norte)». Informe final Convenio de Inves-

- estigación SECEGSA-Univ. Salamanca. 78 pp. (No Publicado).
- Hill, D.P., Eaton, J.P., Ellsworth, W.L., Cockerham, R.S., Lester, F.W. & Corbett, E.J. (1991). The seismotectonic fabric of central California. En: Neotectonics of North America (D.B. Slemmons et al., Eds.). Geological Society of America, Decade Map Volume. 107-139.
- Hoyos, M., Lario, J., Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C., Hillaire-Marcel, Cl., Silva, P.G., Somoza, L. & Bardají, T. (1994). Sedimentación kárstica: procesos morfosedimentarios en la zona del Estrecho de Gibraltar. Monografías AEQUA, 2.
- Keller, E.A. (1986). Investigation of active tectonics: Use of surficial earth processes. En: «Active Tectonics» (R.E. Wallace, Ed.). Studies in Geophysics. 136-147. Nat. Acad. Press. Washington D.C.
- Lajoie, K.R. (1986). Coastal tectonics. En: «Active Tectonics» (R.E. Wallace Ed.). Studies in Geophysics. 95-124. Nat. Acad. Press. Washington D.C.
- Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C., Somoza, L., Goy, J.L., Bardají, T. & Silva, P.G. (En prensa). Record of Holocene sediment input on spit-bars and Deltas of South Spain. En: Holocene Cyclic Pulses and sedimentation (B. Core, Ed.). Journal Coastal Research, Spc. Iss., 17.
- Leblanc, (1990). Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: The Gibraltar Arc. Journal of Structural Geology, 12 (8). 1013-1018.
- Lettis, W.R., Kathryn, L. & Manson, L. (1992). Quaternary tectonic influences on coastal geomorphology South-Central California. Quaternary International, 15/16. 135-148.
- Makris, J. & Egloff, E. (1993). Seismic and seismicity study of the Strait of Gibraltar. Final Report, SECEGSA-SNED Gibraltar Strait Project. Univ. Hamburgo. 140 págs. (No publicado).
- Ménanteau, L., Vanney, J.R. & Zazo, C. (1983). Belo et son environnement. En: «Belo II» (D Ozanam, Ed.). Pub. Casa de Velázquez, Serie Archéologie, IV. 39-201. Diffusion Bocard, París.
- Melsson, A.R. & Manley, W.F. (1992). Holocene coesismic and aseismic uplift of Isla Mocha, South-Central Chile. Quaternary International, 15/16. 61-76.
- Minster, J.B. & Jordan, T.H. (1978). Present-day plate motions. Journal Geophysics Research, 83. 5331-5354.
- Ortlieb, L. & Macharé, J. (1990). Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: el caso de San Juan de Marcona, Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 81. 87-106.
- Pierre, G. (1975). Le Quaternaire marin sur les deux rives du détroit de Gibraltar. Réunion. Ann. Sciences de la Terre. pág. 295.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics, 173.
- Sanz de Galdeano, C & Lopez Casado, C. (1987). Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. Rev. Geofísica, 44. 175-198.
- Slemmons, D.B. & De Polo, C.M. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazards. En: «Active Tectonics» (R.E. Wallace, Ed.). Studies in Geophysics. 45-63. Nat. Acad. Press, Washington D.C.
- Vegas, R. (1992). Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre Africa y la Península Ibérica. Física de la Tierra, 4. 41-56.
- Westaway, R. (1990). Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from Azores to the Aegean. Earth and Planetary Science Letters, 96. 393-406.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Somoza, L. & Silva, P.G. (1993). The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. Global and Planetary Change. 7. 109-117.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, Cl., Dabrio, C., Hoyos, M., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G. (1994). Variaciones del nivel del mar: estadios isotópicos 7, 5 y 1 en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas. Monografías AEQUA, 2.
- Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J. & Silva, P.G. (En prensa). Littoral zone and rapid climatic changes during the last 20,000 years: The Iberia study case. En: Rapid Coastal Changes (D. Kelleter, Ed.). Z.F. Geomorphologie Sppl. Band.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por un Convenio de Investigación SECEGSA-Universidad de Salamanca, y por los proyectos de la DGICYT PB92-0023 y PB92-282.