

LA TERMINACIÓN ORIENTAL, DEL «ACCIDENTE» CÁDIZ-ALICANTE

Artemio Cuenca Payá

RESUMEN

Se estudia la incidencia del sistema de fractura Cádiz-Alicante sobre la morfología del sector comprendido entre el Cabo de las Huertas y el Sur de Torreveja. El deslizamiento del bloque meridional hacia el SW, iniciado en el Mioceno y activo hasta hoy, ha creado un sistema de fósas y horsts en parte ocultos por una cobertera en la que se desarrollan pliegues de consolidación y gravitacionales que hasta la fecha habían sido interpretados como pruebas de una compresión en sentido Norte-Sur.

ABSTRACT

We are studying the «Cádiz-Alicante Fault System» incidence about the morphology of the sector between the Cabo de las Huertas and the South of Torreveja. The slip of the southern block towards the SW, initiated in the Upper Miocene and active until today, has created a system of grabens and horsts in part hidden by a watchcare in which develops gravitational folds that until this date they had been interpreted like evidence of a North South orientated compression.

Como su nombre indica, el «Accidente Cádiz-Alicante» es una fractura que recorre longitudinalmente todo el edificio emergido de la Cadena Bética, continuando en el Atlántico y desconociéndose sus relaciones con las estructuras sumergidas bajo el Mediterráneo. Sanz de Galdeano (1983) ya indicó acertadamente que no se trata de una falla individualizada sino más bien de una zona de fractura, activada por el desplazamiento relativo hacia el SW de las Unidades Béticas s.s. respecto a las más externas una vez «soldada» la sutura entre ellas.

En la demarcación alicantina penetra con su orientación media de N-60°, al Sur de una línea entre Abanilla y Crevillente, girando inmediatamente al Este para pasar por Elche y alcanzar el Mediterráneo justo al Norte del Cabo de Santa Pola.

Precisamente ese cambio de dirección permitirá explicar la complicada estructura

del sustrato bajo el relleno neógeno y cuaternario de la Albufera de Elche y del Bajo Segura encontrada durante la campaña geofísica llevada a cabo por Gauyau (1977). Contrariamente a los «dicrochements» levógiros y a las estructuras de compresión que los galos esperaban hallar en función de trabajos anteriores (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet y Philip, 1976) apareció un complejo distensivo cuyas características generales se exponen en la figura 1. Pueden apreciarse tres ejes de hundimiento que pasan por la zona de Elche, por el Bajo Segura, y entre Orihuela y Torrevieja, separados por horsts, de los cuales el más septentrional constituye la continuación, hoy soterrada, de los macizos béticos de Orihuela y Callosa. La única repercusión en la topografía superficial de esta estructura se localiza en el biohermo de la Sierra del Cabo de Santa Pola. Otro horst, alineado entre Orihuela y Guardamar, condiciona los relieves de la margen derecha del curso final del Segura, constituidos por margas del Plioceno Inferior y Medio a las que se superponen areniscas y conglomerados del Plioceno Superior; estos materiales se encuentran plegados en anticlinal asimétrico con plano axial vergente al Norte, sobre cuya bóveda ha actuado una intensa erosión de forma que actualmente es una sucesión de ojales en los que afloran las margas, dominadas a Norte y Sur por los frentes de las cuevas originadas a tenor de la mayor competencia de las areniscas finipliocenas. Un pequeño horst, parcialmente independizado como bloque rodeado de fosas, condiciona la modesta meseta del Molar cuya existencia es también en gran parte debida al potente y duro encostramiento calcáreo que la corona, protegiéndola de la erosión.

El flanco meridional del anticlinal de la margen derecha del Segura desciende hacia el Sur hasta la Laguna de la Mata, donde el buzamiento se invierte para armar el anticlinal que separa dicha laguna de otro sinclinal en el que se ubican las Salinas de Torrevieja. Estas estructuras, sólo perceptibles a nivel de techo de cobertera, presentan ejes divergentes hacia el SE y un complicado cierre periclinal al NW.

Inmediatamente al SW aparece la falla o flexura de San Miguel de Salinas que morfológicamente se resuelve en dos cuevas paralelas, de calcarenitas finimiocenas la interior y de calizas lacustres y areniscas del Plioceno Superior, coronadas por encostramientos calcáreos concordantes, la exterior (fig. 2); estos últimos son el término superior de lo que Montenat (1973: 109) definió como *Formación Sucina*. Todas las capas buzan hacia la Fosa de Torrevieja, pero en la depresión ortoclinal asociada a la cresta interna ya tienden a una horizontalidad que se alcanza definitivamente en el «seudoglint» de Puerto Rebate, al Oeste de San Miguel; la inflexión se produce precisamente en la vertical de la falla profunda que delimita la Fosa de Torrevieja del horst de San Miguel de Salinas.

La dinámica de este accidente ha sido repetidamente interpretada como mecanismo de falla inversa (Cuenca Payá, 1972; Rodríguez Estrella, 1977; Gauyau, 1977) pero esto es algo a considerar más adelante, después de exponer otros datos que permitan una visión sintética de todo el conjunto.

Pasando ahora al bloque septentrional respecto a la zona de fractura principal, aparece una antiforma que desde la Garganta de Crevillente hasta el Cabo de las Huertas integra las serrezuelas de Coca, Tabayá, Sancho, Borbuño, Portet,

ESTRUCTURAS DEL SUBSTRATO

-  Eje de la zona de fractura.
-  Ejes de horsts.
-  Fallas principales.

ESTRUCTURAS DE LA COBERTERA

-  Fallas
-  Anticlinal
-  Sinclinal.
-  Antiforma.



Fig. 1

Benacantil y San Julián. Las tres últimas configuran los acantilados de la mitad Norte de la Bahía de Alicante, mientras que las restantes marcan el límite de la llanura litoral sobre la que extienden un sistema de glaciares y conos que, en parte, enmascaran estructuras todavía en evolución.

Éstas, a grandes rasgos, se sintetizan en el eje anticlinal de El Altet que, hacia el Norte, pasa al sinclinal de Agua Amarga, aunque como indican Mateu Bellés y Cuerda Barceló (1978) a escala decamétrica aquellas estructuras aparentemente simples incorporan una complicada trama de flexuras y fallas de pequeño salto afectando, al menos, a las areniscas del Plioceno Superior y a la ya citada Formación Sucina.

Entrando en el sector septentrional de la Bahía Alicantina, el Barranco de las Ovejas excava su cauce final en una falla que marca aproximadamente el contacto entre Plioceno marino, al Sur, y continental al Norte (Ramos Hidalgo, 1984: 13-14). Desde aquí los barrios alicantinos de Babel, Benalúa y San Blas se asientan sobre un gradiente ascendente de fallas, orientadas entre E-W y N W-SE, que elevan las calizas lacustres finipliocenas hasta el cerro del Castillo de San Fernando, contiguo al Benacantil, con un salto total superior a noventa metros. Esta distensión se pone también de manifiesto más al Norte, en las pequeñas fosas tectónicas del Barranco de Bonivern, que separa la Sierra del Benacantil de la de San Julián, ambas formadas por calcarenitas serravallienses sobre margas eocenas, y la del Barranco de Maldo, en la Albufereta, que establece la discontinuidad topográfica entre San Julián y el Cabo de las Huertas, llegando esta última a desnivelar los restos de playas fósiles con *Strombus bubonius*, que en la zona más deprimida han sido encontradas mediante sondeos entre seis y siete metros bajo el nivel del mar actual (Box Amorós, 1987: 180).

Entre los accidentes de Maldo y Bonivern, la Sierra de San Julián aparece materialmente «triturada» por una infinidad de pequeñas fallas de salto decimétrico, con intervalos no superiores al metro en múltiples ocasiones, y orientación media N-165°. Son fallas normales con planos buzando entre la vertical y los 60° al Suroeste, tal y como puede apreciarse en el cantil artificial paralelo a la carretera A-190, de Alicante a la Albufereta. Precisamente aquella orientación coincide con la del mecanismo focal en falla normal encontrado para el terremoto del 5 de marzo de 1981 (Mézcuá, 1985: 226-227), cuyo epicentro se localizó a unos 40 kilómetros al ENE de Alicante y que podría indicar una continuidad submarina para el sistema distensivo.

A la vista de todo lo expuesto y de la comparación de las estructuras profundas y superficiales, parece existir una contradicción entre los estados tensionales del sustrato y de la cobertera. Conociendo solamente los segundos, Cuenca Payá (1972) propuso una compresión en sentido N-S, confirmada poco después en otros puntos de la Cadena por el GRNAG (1977).

Gauyau (*op. cit.*, pp. 71-73) intentó coordinar los resultados de su campaña geofísica con las observaciones de superficie postulando una primera fase distensiva seguida de otra compresiva, sin embargo ni siquiera sus mapas de anomalías gravimétricas proporcionan el más mínimo indicio que apoye esta última hipótesis. El asunto quedó desde entonces estancado, motivo por el cual no ha habido más remedio que resucitarlo y hacerle frente.

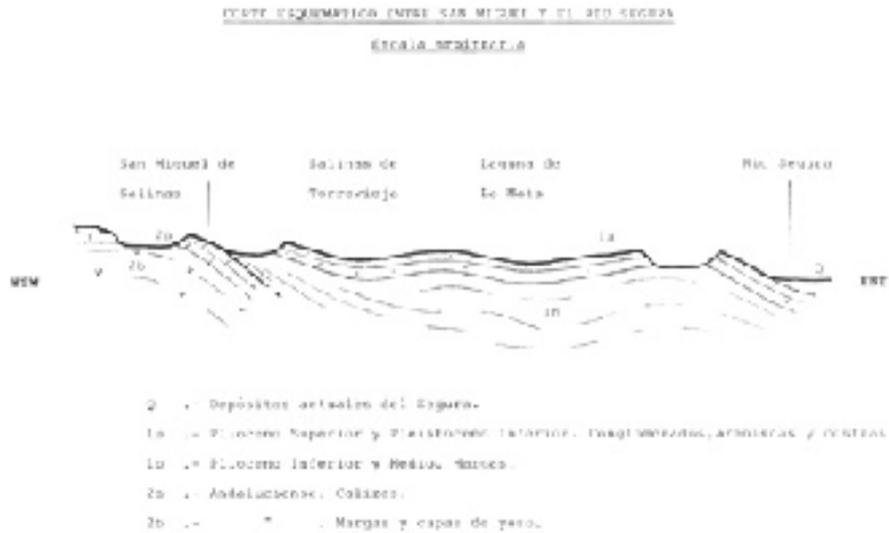


Fig. 2

El error básico de todos los intentos fallidos ha sido contemplar el tema con una óptica localista. Efectivamente, el problema se limita a tan sólo cincuenta kilómetros de litoral alicantino, pero la banda de fracturas en la que se incluye es de escala planetaria pues arranca del sistema transformante de Azores-Gibraltar, una de cuyas ramas penetra por la Bahía de Cádiz y constituye el «accidente» Cádiz-Alicante (Mézcuá *et al.*, 1980: 78; Udias y Buforn, 1985: 222-223). A lo largo de estas alineaciones, y de sus conjugadas en la región Mogrehí, tiene lugar el desplazamiento relativo hacia el Este de la Placa Ibérica respecto a la Africana, por lo que el mecanismo es de desgarre dextrógiro orientado NE-SW, sobreimpuesto a la compresión N-S originada por la aproximación de ambas placas o, localmente, por la expansión de la cuenca de Alborán (Hatzfeld and Frogneux, 1980: 93-108).

Este movimiento de cizalla origina una zona de tracción allí donde el plano de fractura principal se orienta E-W, es decir, entre el SW de Elche y el Mediterráneo, según el esquema siguiente, representado en la figura 3.

- a) Iniciación de las tensiones sin producir todavía el desgarre.
- b) Comienzan los desplazamientos y se abre una incipiente fosa tectónica en la zona de inflexión.
- c) En una fase avanzada se generaliza la distensión originando un conjunto de bloques que se hunden diferencialmente unos respecto a otros.

Esto no es nada nuevo, pues mecanismos similares han sido señalados a lo largo de todo el planeta sin dedicarles especial transcendencia, pero aplicado al tema aquí estudiado permite explicar tanto la tectónica distensiva generalizada

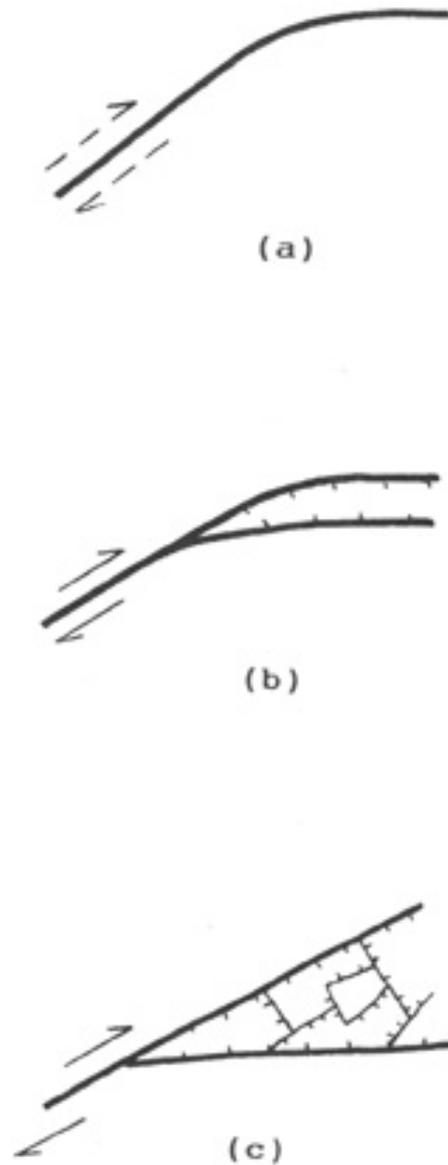


Fig. 3

como sus directrices aparentemente anómalas respecto al resto de la Cadena Bética. Además, la antifirma de Crevillente-Alicante aparece inmediatamente como elemento compensatorio de masas, y de hecho, la inyección de materiales triásicos, plásticos, es denominador común en los núcleos anticlinales y en muchas de sus fallas.

Queda ahora el problema de las estructuras superficiales plegadas sobre un sustrato en distensión. Cuenca Payá (1972) apoyó su hipótesis de compresión

N-S en la solución de mecanismos focales de sismos registrados en Alicante, pero considerando conocido uno de los planos nodales, el de la Falla del Bajo Segura, cosa que resultó invalidada cinco años después al descubrirse la compleja estructura profunda. Además, el propio Gauyau (p. 91) reconoce que la fase de compresión, dentro de la zona cubierta por su estudio, sólo es identificable en un sector limitado al Bajo Segura y Torrevieja, y de nuevo a partir de la interpretación de las estructuras superficiales, no de datos geofísicos. Por tanto, si no se pueden invocar esfuerzos compresivos, la clave de las deformaciones observadas en superficie debe buscarse en la consolidación diferencial de los materiales neógenos, constituidos casi exclusivamente por margas con algunas intercalaciones de areniscas y yesos, llegando a potencias que sobrepasan los dos mil metros en las Fosas de Elche, Bajo Segura y Torrevieja, mientras que sobre los horsts oscilan entre quinientos y mil metros.

De acuerdo con conceptos elementales de Mecánica de Suelos, el asentamiento originado por esfuerzos máxicos de una capa de espesor h , densidad aparente G y módulo de compresividad específica m_v , despreciando los pequeños cambios de densidad, viene dada por:

$$S = \frac{1}{2} m_v G h^2$$

Con unos valores puramente estimativos de $G = 2'2 \text{ g/cm}^3$ y $m_v = 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{g}$, se obtienen acortamientos, para espesores de mil y dos mil metros, de 110 y 440 m respectivamente. Es evidente que se trata tan sólo de una aproximación casi puramente cualitativa, pues la fórmula empleada sólo contempla el asiento debido a la disipación de presiones intersticiales y no incluye los motivados por fenómenos reológicos, pero justifica la posibilidad de aplicar al proceso aquí estudiado la hipótesis de consolidación diferencial. En su apoyo está también el hecho de que las estructuras anticlinales y las antiformas menores (Molar y Cabo de Santa Pola) se localizan sobre zonas elevadas del sustrato, como siguiendo la topografía de éste, mientras que por encima de las zonas deprimidas los materiales neógenos se encuentran ocultos bajo los aportes de los ríos Segura y Vinalopó tal y como ponen de manifiesto diversos sondeos geotécnicos en la Vega Baja estudiados por el autor, y la distribución de abanicos en la Albufera de Elche documentada por Gozávez Pérez (1977) y Sanjaume Saumell y Gozávez Pérez (1978).

Los pliegues asociados a la Fosa de Torrevieja podrían interpretarse como formas gravitacionales originadas al deslizar los materiales superficiales y competentes del Plioceno Superior y Pleistoceno hacia el eje de máximo hundimiento, previa desconexión de sus homólogos merced a los ojales del anticlinal del Bajo Segura y las entalladuras ortoclinales de San Miguel de Salinas.

Queda así explicado, mediante un proceso unitario y sencillo, uno de los problemas geomorfológicos más intrigantes de las comarcas meridionales alicantinas sin necesidad de acudir a extraños e injustificables cambios rápidos en el estado tensional del conjunto estructural.

BIBLIOGRAFÍA

- BOUSQUET, J. C. y MONTENAT, C. (1974). «Presence de décrochements Nord Est-Sud Ouest quaternaires dans les Cordilleres Betiques Orientales (Espagne)», C. R. Ac. Se. París, v. 278, p. 2.617-2.620.
- BOUSQUET, J. C. y PHILIP, H. (1976). «Observations microtectoniques sur la compression Nord Sud quaternaire des Cordilleres Betiques Orientales», Bull. Soc. Geol. de France, v. 3, p. 711-729.
- BOX AMORÓS, M. (1987). *Humedales y áreas lacustres de la Provincia de Alicante*, Inst. Est. «J. Gil-Albert». Dip. de Alicante, 291 p.
- CUENCA PAYÁ, A. (1972). «Datos para un estudio de la tectónica reciente al Sur de Alicante», Rev. Inst. Est. Alicantinos, Dip. de Alicante, n.º 8, pp. 21-33.
- GAUYAU, F. (1977). *Etude geophysique dans le Levant Espagnol (entre Alicante et Totana): Le probleme du prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia*, Academie de Montpellier, 127 p.
- GOZÁLVEZ PÉREZ, V. (1977). *El Bajo Vinalopó. Geografía Agraria*. Dep. de Geografía. Univ. de Valencia, 270 p.
- GRUPE DE RECHERCHES NEOTECTONIQUES DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977). «L'histoire tectonique recent (Tortonien a Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et de bordares de la Mer d'Alboran». Bull. Soc. Geol. de France, v. 19, n.º 3, pp. 575-614.
- HAZTFELD, D. y FROGNEUX, M. (1980). «Structure and tectonics of the Alboran Sea area», *Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas*, ed. Inst. Geog. Nacional, Special publication, n.º 201, pp. 93-108.
- MATEU BELLES, J. F. y CUERDA BARCELÓ, J. (1978). «Morfología cuaternaria de la costa entre L'Altet y el Cap de Santa Pola», Cuad. de Geografía, n.º 23, pp. 63-82.
- MEZCUA, J. (1985). «Esquema sismotectónico del sureste de España», *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, ed. Udías, Muñoz y Buforn, Univ. Complutense, pp. 225-232.
- MEZCUA, J.; UDÍAS, A. y LÓPEZ ARROYO, A. (1980). «Seismotectonics results to the Iberian Peninsula», *Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas*, ed. Inst. Geog. Nac., Special publication, n.º 201, pp. 67-80.
- MONTENAT, C. (1973). *Les formations Neogenes et Quaternaires du Levant Espagnol (provinces d'Alicante et de Murcia)*, Univ. de París-Orsay, 1.170 p.
- RAMOS HIDALGO, A. (1984). *Evolución urbana de Alicante*, Inst. de Est. «J. Gil-Albert», Dip. de Alicante, 323 p.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977). «Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante. Tectónica, Bol. Geol. Minero, v. 88, pp. 273-299.
- SANJAUME SAUMELL, E. y GOZÁLVEZ PÉREZ, V. (1978). «L'Albufera d'Elx y su litoral». Cuad. de Geografía, n.º 23, pp. 83-106.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas», Est. Geol., n.º 39, pp. 157-165.
- UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1985). «Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí», *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, ed. Udías, Muñoz y Buforn, Univ. Complutense, pp. 218-224.