

## EVIDENCIAS DE DEFORMACION NEOTECTONICA EN EL SECTOR DE LEPE-LA ANTILLA (HUELVA).

J. RODRIGUEZ VIDAL (1) & E. FLORES HURTADO (2)

(1) Universidad de Sevilla. Dpto. de Geología y Minería, Huelva.

(2) Junta de Andalucía. IARA, Consejería de Agricultura, Sevilla.

**Resumen.** Las arenas marinas de la Fm. Bonares (Plioceno inferior) de la Depresión del Guadalquivir están afectadas, en su sector más occidental, por una densa red de fracturas verticales ferruginizadas. Su análisis estadístico, al SO de Lepe, evidencia dos direcciones de cizalla conjugadas (N121E y N160E), que podrían estar relacionadas con movimientos en el zócalo de desgarres E-O dextros.

**Palabras clave:** Fracturación, Neotectónica, Geomorfología, Plioceno, Depresión del Guadalquivir.

**Abstract.** The marine Bonares sand formation (lower Pliocene), at the westernmost of the Guadalquivir basin, has been affected during Plio-pleistocene times by a wide fracturing network with ferruginous cement. A detailed statistical analysis at the outskirts of Lepe village, shows two shear directions (N121E N160E) possible related with a E-W dextral strike-slip fault(s) at the Hercynian basement (90-130 m. depth).

**Key words:** Fracturing, Neotectonic, Geomorphology, Pliocene, Guadalquivir Basin.

### 1. Introducción

Algunos trabajos geológicos de la última década citan la existencia de fracturas en los depósitos arenosos, del Plioceno marino más moderno, del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir. Nuestros posteriores estudios y prospecciones más recientes han servido para localizar una extensa zona al SO de Lepe (Huelva), donde se observa claramente una intensa fracturación de estas arenas. La abundancia y buena calidad de afloramientos, ya que toda la zona está intensamente acarcavada, y el contraste entre fracturas ferruginizadas resistentes y arenas encajantes labiles, han sido muy útiles en la fiabilidad del análisis estadístico.

La zona ha sido estudiada desde un punto de vista geomorfológico y estructural; por lo que, inicialmente, se han realizado comprobaciones de campo y verificaciones de las cartografías geológicas publicadas (Viguié, 1974; IGME, 1983).

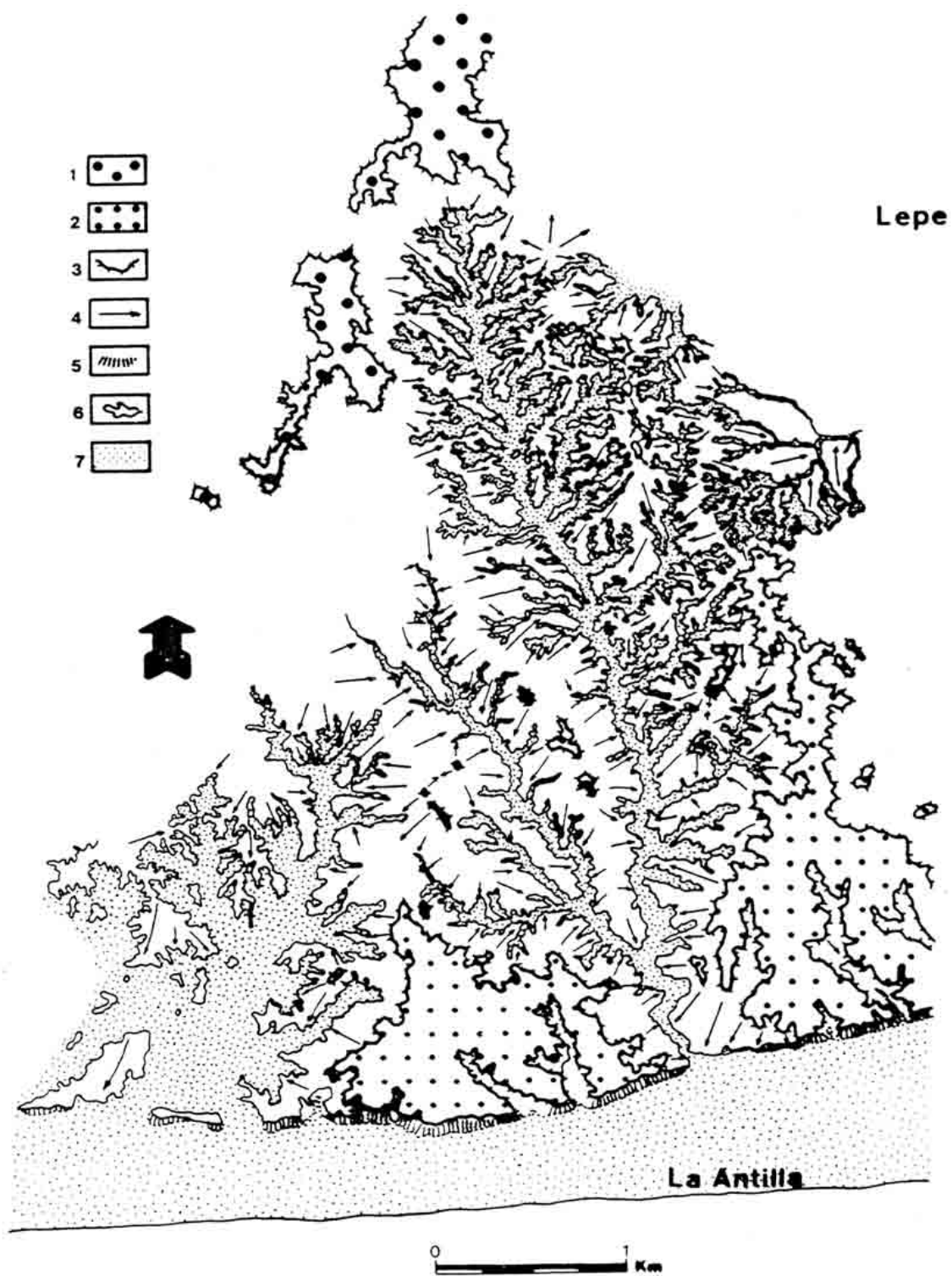


Fig. 1. Esquema geomorfológico del sector Lepe-La Redondela (Huelva): 1 y 2. Terrazas fluviales de +70 m y +40 m; 3. Borde de terraza; 4. Vertientes holocenas recientes; 5. Acantilados inactivos; 6 y 7. Barrancos y depósitos actuales-subactuales

Los trabajos geomorfológicos se han orientado hacia la elaboración de una cartografía geomorfológica, a escala 1:25.000 (fig. 1), por medio de distintas series de fotografías aéreas realizadas por la Junta de Andalucía en 1980 y 1984. De igual manera, y encaminado hacia el posterior estudio de las deformaciones neotectónicas, se han realizado mapas morfométricos que se utilizaron en el análisis del relieve.

## **2. Marco geológico y geomorfológico**

El área de estudio se encuentra situada en el margen noroccidental de la Depresión del Guadalquivir, próxima a la zona de contacto con el Macizo Ibérico (Zona Sudportuguesa).

En líneas generales, la geología del sector la componen dos conjuntos litológicos bien diferenciados: el basamento paleozoico y la cobertura discordante cenozoica, con espesores locales entre 90 y 130 m. Los depósitos marinos mio-pliocenos, que rellenan esta zona de la Depresión, han sido definidos por Civis *et al.* (1987) y Mayoral & Pendón (1986-87).

Nuestra investigación se ha centrado en las formaciones estratigráficas aflorantes y, a su vez, en aquellas que muestran evidencias de haber sido afectadas por deformaciones de carácter neotectónico; como son las *arenas de Bonares* y los depósitos continentales cuaternarios (*Alto Nivel Aluvial*, de Pendón y Rodríguez Vidal, 1986-87).

### *Formación Arenas de Bonares*

Según los trabajos de Mayoral & Pendón (1986), sobre las arenas finas y ricas en macrofauna de la Fm. *Arenas de Huelva* se dispone, mediante una discordancia erosiva muy suave, un conjunto arenoso de tamaño fino. El alto contenido en huellas orgánicas, unido a la secuencia de estructuras inorgánicas de naturaleza física, así como el contenido macrofaunístico presente, señalan unas condiciones de depósito en una zona de *foreshore*, donde los niveles más bioturbados corresponderían a zonas protegidas y los menos a zonas más abiertas. La evolución hacia los términos superiores sigue una tónica similar, si bien la energía del medio aumenta; reflejándose este cambio en el sensible aumento del tamaño de grano.

El espesor total del depósito no supera los 20 m. y posee una pendiente sedimentaria hacia el sur. La edad de esta formación se sitúa provisionalmente, y a falta de mayor precisión paleontológica, en el Plioceno inferior.

### *Alto Nivel Aluvial*

Esta formación superficial cuaternaria, definida por Pendón & Rodríguez Vidal (1986) en el sector Bonares-La Rábida, se caracteriza por ser un depósito fluvial con morfología de terraza. Sedimentológicamente se aprecian facies de canal y de barras, predominantemente conglomeráticas, e intercalaciones arenosas. La secuencia se interpreta como indicativa de cursos fluviales entrelazados (*braided*), con variaciones locales hacia tramos de mayor sinuosidad.

La cartografía geomorfológica de la zona (fig. 1) y otros estudios muy recientes (Cáceres, 1991), al Este de Lepe, demuestran claramente que los depósitos marinos mio-pliocenos de este sector de la cuenca del Guadalquivir, se encuentran erosionados y recubiertos por una secuencia escalonada de terrazas fluviales cuaternarias, atribuibles al río Odiel.

Las terrazas que se representan en el esquema geomorfológico (fig. 1) corresponden a niveles que se sitúan aproximadamente a +70m y +40m sobre el nivel del mar actual y aparecen en el relieve como plataformas detríticas residuales, aisladas por la erosión, conformando las zonas topográficamente más elevadas.

### *Formaciones y modelados recientes*

Nos referimos a las formas del relieve y depósitos asociados que constituyen la mayor parte de lo cartografiado en el mapa geomorfológico (fig. 1) y que se correspondería con una evolución del paisaje con posterioridad al máximo transgresivo flandriense (Holoceno).

Se han diferenciado dos estadios claros en esta evolución reciente: uno, más antiguo, que queda conservado como laderas colgadas y que se relacionaría con una línea de costa más alejada que la actual; y

otro, actual-subactual, formado por la red de barrancos, laderas y depósitos litorales asociados. La separación entre ambos viene marcada por un avance erosivo del mar, que ataca la antigua línea de costa y la hace retroceder varios centenares de metros, provocando un acantilado hoy fósil. Esta erosión estaría vinculada con una progradación costera de islas barreras, en la inmediata desembocadura del Guadiana (en la zona de Isla Cristina), y con los estadios iniciales de formación de flechas en la desembocadura del Piedras (zona del Terrón).

La fuerte incisión de los barrancos que hoy observamos, como consecuencia de esa erosión costera, modela en la franja continental un paisaje acarcavado, responsable directo del afloramiento de las fracturas utilizadas para el análisis estructural y que han quedado conservadas gracias a su posterior ferruginización.

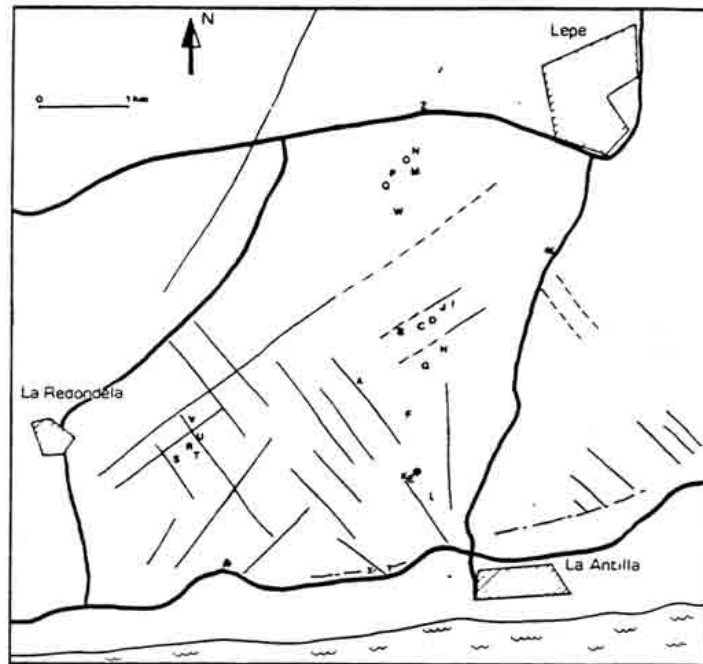


Fig. 2. Alineamientos topográficos y localización de los puntos de medida de diaclasas (con letras mayúsculas)

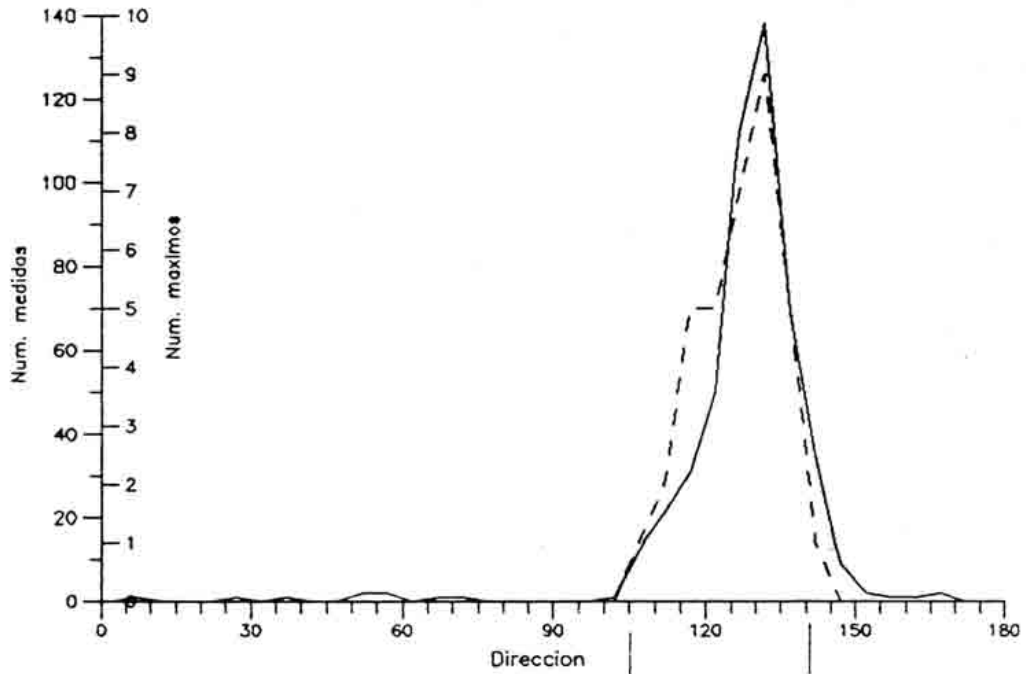
### 3. Análisis de la fracturación

La manifestación neotectónica más destacable en la zona, es la general presencia de diaclasas verticales, en forma de láminas de arenisca ferruginosa. La definición de estas fracturas con la tipología de diaclasas, ha sido debida a que, a pesar de su profusión por toda la zona, no han podido determinarse evidencias de desplazamientos, en ninguna de ellas, que las hubieran determinado como fallas.

Dos características resultan especialmente peculiares en el diaclasado del terreno, por una parte la extensión que, a la luz de los afloramientos, abarca todo el área de trabajo; y, por otra, la regularidad de dicho diaclasado que, aunque con densidad ligeramente variable, es a grandes rasgos constante por toda la zona.

Resulta igualmente notable la morfología propia del diaclasado, que presenta frecuentemente varias decenas de metros de recorrido horizontal (en algún caso, cerca de un centenar de metros) y, además, es nítidamente rectilínea.

Las diaclasas contienen óxidos o hidróxidos de hierro que, al cristalizar, cementan los granos de arena y producen planos resistentes. La menor competencia relativa de la formación arenosa a la que afectan, motiva un resalte morfológico de las juntas ferruginizadas que facilita su localización en el terreno. Esta impregnación de hierro en las formaciones arenosas pliocenas, parece estar ligada con las fluctuaciones locales del nivel freático y con las permeabilidades diferenciales en el interior del sedimento.



**A**

— Número de medidas acumuladas (continua)  
 - - - Distribución de los máximos de cada punto, por sectores (trazos)

**B**

Intervalos angulares de las diaclasas de:  
 a.- cizalla dextra      b.- cizalla senestra  
 c.- extension relacionada con b  
 d.- extension relacionada con a

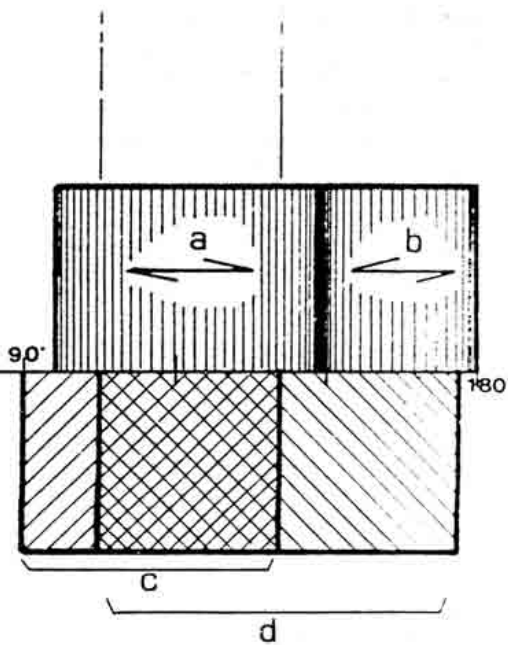


Fig. 3. Orientaciones de las diaclasas medidas (A) e interpretación genética (B)



A lo largo de la zona de trabajo se han estudiado 28 puntos de medida (fig. 2), donde se han recogido los valores de posición de los planos de diaclasas, así como puntuales observaciones que pudieran dar luz sobre la tipología de estas fracturas. El número de medidas en cada estación ha sido variable y, aunque no numerosas, presentaban una escasísima dispersión en sus valores (fig. 3A), por lo que generalmente han bastado para decidir las direcciones características en cada estación. En otras, sin embargo, no se ha dispuesto de más medidas que las presentadas en este trabajo. El total de medidas efectuadas ha sido de 491 diaclasas.

El aspecto extremadamente planar de estas fracturas y, además, produciéndose en unos materiales eminentemente arenosos, inducen a pensar que el proceso que las originó tenía unas características bastante peculiares. Por otra parte, no parecen tener un origen sísmico, ya que su geometría no recuerda en absoluto a las descritas en sismos analizados en épocas recientes.

La concentración de las diaclasas es prácticamente exclusiva de un cierto sector, de dirección N125-140E en términos generales. Pero, por otra parte, en cada estación suele haber también concentración de medidas, observándose un cierto ámbito de variación de los valores máximos en cada lugar (fig. 3A).

Las manifestaciones de movimientos relativos durante la deformación son escasísimas; habiéndose encontrado, en diversos casos, marcadores fósiles sin movimiento aparente, o a lo sumo de algún milímetro, lo que resulta difícilmente explicable, dada la magnitud de muchas de estas fracturas.

No obstante, en ciertos puntos se han podido hacer algunas observaciones, en cuanto a relaciones angulares entre diaclasas; así como de ciertas geometrías en algunas de ellas que pueden ser indicativas de un cierto sentido de deformación. En definitiva, estas observaciones se refieren a tendencias a la cizalla que se detectan en algunas de estas, y que habitualmente están relacionadas con otras diaclasas que corresponden a fracturas de extensión (fig. 3B).

En cualquier caso, la deformación neotectónica habría sido generada por unos esfuerzos subhorizontales que originarían fracturas verticales y, por otra parte, la gran densidad de fracturación podría ser la razón de que el desplazamiento o los desplazamientos principales estuviesen extensamente repartidos y, por tanto, con una incidencia unitaria poco significativa.

Sí parece más definible el momento geológico en el que se produjo esta deformación: tendría lugar una vez depositadas las arenas pliocenas e inmediatamente antes de los aluvionamientos cuaternarios. De igual forma, la fracturación se debió generar con anterioridad a las cementaciones ferruginosas, relacionadas con niveles freáticos más elevados que en la actualidad.

Algún porcentaje de esta deformación, sin embargo, debió producirse con posterioridad, ya que existen algunas diaclasas de menor entidad no ferruginizadas y otras que, habiendo sido impregnadas de hierro, han vuelto a abrirse después. Este tipo de fracturación tardía ya ha sido citado previamente en áreas próximas (Flores, 1989; Flores & Rodríguez Vidal, 1989 y Rodríguez Vidal *et al*, 1990).

En las observaciones de campo se aprecia mayoritariamente una tendencia al movimiento senestro, en las diaclasas estadísticamente más abundantes (aprox. NNO-SSE), y una tendencia al movimiento dextro en las menos frecuentes (aprox. ONO-ESE). Esto apuntaría a una cierta diferenciación, dentro del escaso margen de las diaclasas con un probable carácter conjugado, no ya de forma individual sino por zonas o bandas.

#### 4. Hipótesis de deformación

Han sido identificadas dos direcciones de cizalla conjugadas, una aproximadamente N121E y la otra N160E; ambas representadas por sendos sistemas de diaclasas. Cada uno de estos sistemas está compuesto por una familia de diaclasas de cizalla y por otra familia de diaclasas de extensión (fig 3B).

La familia de diaclasas de cizalla, correspondiente al sistema N160E es la menos frecuente, coincidiendo, sin embargo, con la dirección predominante de alineamientos topográficos del relieve. Recordemos aquí, que en los trabajos sobre el zócalo hercínico de las proximidades, se describen fracturas N0-SE e, incluso, N-S.

La otra dirección de cizalla N121E, dominante en las medidas realizadas, no tiene un reflejo apreciable en la superficie topográfica.

La abundancia de diaclasas con direcciones N105-145E se puede explicar si tenemos en cuenta que, en ese mismo rango, coinciden tres de las cuatro familias que describí párrafos anteriores; por lo que diaclasas de igual dirección podrían corresponder a esquemas estructurales distintos.

Esta deformación frágil que afecta a la cobertera detrítica neógena, parece haber sido causada por movimientos recientes del zócalo (situado en esta zona entre 90 m y 130 m de profundidad) a lo largo de algunas fracturas principales ya preestablecidas, bajo esfuerzos locales de dirección N0-SE a NN0-SSE. Los alineamientos casi NE-S0 serían debidos a una posterior descompresión.

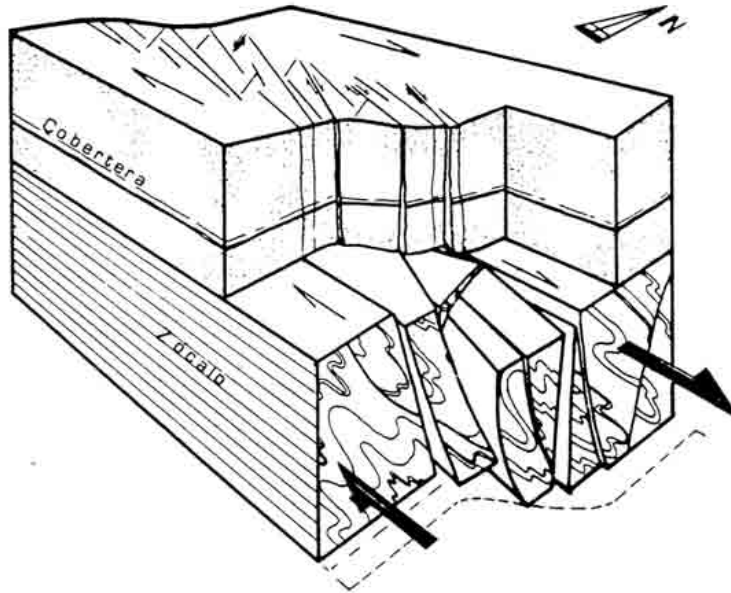


Fig. 4. Modelo de deformación zócalo-cobertera

Como hipótesis de trabajo (fig 4), es posible suponer en el zócalo de esta zona, una fractura en dirección, o conjunto de ellas, E-O, con movimiento dextro, capaz de generar en cobertera unas fracturas en familias conjugadas de Riedel, asimilable a los diversos ejemplos descritos por Tchalenko (1970) en zonas de cizalla de desplazamiento poco intenso. La deformación frágil relacionada con un accidente de este tipo, puede dar lugar a la aparición de fracturas R y R', que forman ángulos próximos a 15° y 75°, respectivamente, con la dirección de la fractura profunda. La aplicación de estos modelos en nuestra zona, parece coincidir con unas familias de fracturas sintéticas de rumbo N120E y otras antitéticas N160E.

Las investigaciones sismotectónicas en el Sur de Portugal (Moreira, 1985) indican la existencia de una falla E-O importante (Loulé) en las inmediaciones con la frontera española. Esta fractura, de edad tardihercínica, afecta al margen mesocenoico y parece haber sido la responsable de dos intensos terremotos históricos (1587 y 1856), con intensidades de VIII a IX en la región epicentral.

En el entorno de las Béticas han sido descritas (Benkheilil y Guiraud, 1975; Armijo *et al.*, 1977) compresiones de dirección N-S a NN0-SSE durante el Cuaternario. Udias *et al.* (1976) en la región de las islas Azores a la Península Ibérica, apuntan un proceso de cierta componente transcurrente dextral en el sector occidental, así como esfuerzos compresivos N-S en el sector del Golfo de Cádiz.

#### Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por la Ayuda a la Investigación 1990 de la Comisión Mixta Asociación de Industrias Químicas y Básicas-Vicerrectorado Centros Universitarios de Huelva.

#### Referencias bibliográficas

Armijo, R.; Benkheilil, J.; Bousquet, C. *et al.* (1977): Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3, 591-594.

- Benkhelul, J. & Guiraud, R.** (1975): Les deformations postnappes de la région de Cadiz. *III R.A.S.T.*, Montpellier, p.33.
- Caceres, L.** (1991): *Geomorfología del interfluvio Piedras-Odiel en su sector litoral (Huelva)*. Tesis de Licenciatura, 166 p., Universidad de Sevilla.
- Civis, J.; Sierro, F.J.; González Delgado, J.A.; Flores, J.A.; Andres, I.; Porta, I. & Valle, M.F.** (1987): El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: *Paleontología del Neógeno de Huelva*, 9-21, Dpto. de Paleontología de Salamanca, (Ed) Univ. de Salamanca.
- Flores, E.**, (1989): *Deformaciones recientes en el extremo NW de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis de Licenciatura, 125 p. Universidad de Sevilla.
- Flores, E. & Rodriguez Vidal, J.** (1989): Neotectónica en el extremo occidental de la Depresión del Guadalquivir. *Cuaternario y Geomorfología*, 3, 57-62.
- IGME** (1983): *Mapa geológico de España, E: 1: 50.000, Ayamonte (998)*. Ministerio de Industria y Energía, 2ª Serie, 39 pag.
- Mayoral, E., & Pendón, J.G.** (1986-87): Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 507-513
- Moreira, V.S.** (1985): Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysic*, 117, 85-96
- Pendón J.G. & Rodriguez Vidal, J.** (1986-87): Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del Alto Nivel Aluvial cuaternario en el litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 107-11.
- Rodriguez Vidal, J., Mayoral, E.J. & Caceres, L.** (1990): La fracturación de los materiales neógenos-cuaternarios en la margen izquierda del río Tinto (Huelva). *Actas I Reunión Nac. de Geomorfología*, 51-59, Teruel
- Tchalenko, J.S.** (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1625-1640
- Udias, A.; López-Arroyo, A. & Mezcua, J.** (1978): Sismotectónica de la región de las islas Azores a la Península Ibérica. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán*, 47-58, Univ. Granada, 1976.
- Viguié, C.** (1974): *Le Neogene de l'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne)*. *Histoire du Bassin de Bas-Guadalquivir*. Thèse Univ. Bordeaux, 450 p.