

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Número 6

1987

MUESTRA

Código 210.0005

Año 1987

SUMARIO

Página

C. LÓPEZ CASADO, A. ESTÉVEZ, J.A. PINA Y G. SANZ DE GALDEANO.	
Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas .	5
FÉLIX PÉREZ-LORENTE.	
Escamas tectónicas alpinas en Lagunilla de Jubera (Cordillera Ibérica, La Rioja)	39
J. GABRIEL PENDÓN.	
Algunos sistemas turbidíticos registrados en las unidades del Campo de Gibraltar (Cordilleras Béticas). Sus implicaciones paleogeográficas	55
J. GABRIEL PENDÓN Y JOSÉ BORREGO.	
El neógeno del extremo occidental de la cuenca del Guadalquivir	97
FRANCESCO PAOLO BONADONNA Y MARÍA TERESA ALBERDI.	
The N/Q boundary at 1.64 MA ?	115
MARTÍNEZ GALLEGO J.	
Geomorfología de los depósitos cuaternarios de Chelva (Valencia)	131
MERCEDES JAÉN, M. ^a TERESA FERNÁNDEZ TAPIA Y RAFAEL ARANA.	
Anfiboles asbestiformes asociados a afloramientos de metabasitas en Santomera y Los Nietos (Murcia) .	139

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Número 6

1987

SUMARIO

	Página
C. LÓPEZ CASADO, A. ESTÉVEZ, J.A. PINA Y C. SANZ DE GALDEANO. Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas .	5
FÉLIX PÉREZ-LORENTE. Escamas tectónicas alpinas en Lagunilla de Jubera (Cordillera Ibérica, La Rioja)	39
J. GABRIEL PENDÓN. Algunos sistemas turbidíticos registrados en las unidades del Campo de Gibraltar (Cordilleras Béticas). Sus implicaciones paleogeográficas	55
J. GABRIEL PENDÓN Y JOSÉ BORREGO. El neógeno del extremo occidental de la cuenca del Guadalquivir	97
FRANCESCO PAOLO BONADONNA Y MARÍA TERESA ALBERDI. The N/Q boundary at 1.64 MA ?	115
MARTÍNEZ GALLEGO J. Geomorfología de los depósitos cuaternarios de Chelva (Valencia)	131
MERCEDES JAÉN, M. ^a TERESA FERNÁNDEZ TAPIA Y RAFAEL ARANA. Anfiboles asbestiformes asociados a afloramientos de metabasitas en Santomera y Los Nietos (Murcia) .	139

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA – FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

SERIE DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Mediterránea Ser. Geol.

1987

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: A. ESTÉVEZ, C. AURNHEIMER y J.A. PINA
Secretario: J.M. SORIA

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.S.N.: n.º 0210-5004

Depósito Legal: A-927-1983

Composición e Impresión:

Gráficas ESTILO, S. C.

General Elizaicin, 11 - Tel. 520 69 79

ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Ciencias Ambientales y
Recursos Naturales. (División de Geología)

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 566 11 50. Extensión 1.190

Apartado 99 ALICANTE

PUBLICACIÓN PATROCINADA POR:



Y CAJA DE AHORROS PROVINCIAL
DE ALICANTE

**ALINEACIONES SISMOTECTÓNICAS
EN EL SUDESTE DE ESPAÑA**

ENSAYO DE DELIMITACIÓN DE FUENTES SÍSMICAS

por
C. LÓPEZ CASADO¹, A. ESTÉVEZ², J. A. PINA²
y C. SANZ DE GALDEANO³

RESUMEN

Se describen los grandes accidentes del SE peninsular, responsables por sus movimientos de los rasgos neotectónicos y de la sismicidad del área. Para caracterizar ésta se estudia su distribución espacial en intervalos de 25 años y la distribución de la intensidad en intervalos de 25, 50 y 100 años.

Con estos datos se evalúa el riesgo sísmico y se hace un ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. La distribución del conjunto de sismos de la región muestra una clara relación con los principales accidentes que la recorren, siendo lugares de especial actividad los sectores de cruce de los mismos. Esta correlación es particularmente clara si se hace con sismos de Imax VI.

Las fuentes sísmicas que se han identificado se localizan en los siguientes sectores: Enguera, Elche-Alicante, Torrevieja, Murcia, Lorca, Cehegín y Serón-Vera (Almanzora).

PALABRAS CLAVE: Alineaciones sismotectónicas, fuentes sísmicas, riesgo sísmico, Sudeste de España.

ABSTRACT

This paper deals with the most outstanding linements of the SE of the Iberian Peninsula, responsible, through their movements, for the neotectonic features and the seismicity of the area. The characterization of the seismicity is based upon the spacial distribution along 25 years' intervals and the seismic intensity distribution within 25, 50 and 100 years' intervals.

With these data the seismic hazard is evaluated and an approach to the seismic sources delimitation is put forward. The distribution of the whole of epicenters of the region shows a clear connection with its main tectonic linements, the cross-cutting of which being sites of special activity. This correlation is particularly evident if earthquakes of highest intensity \geq VI are taken into account.

The seismic sources that may be identified are located in the following sectors: Enguera, Elche-Alicante, Torrevieja, Murcia, Lorca, Cehegín and Serón-Vera (Almanzora).

KEY WORDS: Seismo-tectonic linements, seismic sources, seismic hazard, South-eastern Spain.

(1) Departamento de Física Moderna. Universidad de Granada.

(2) Departamento de Ciencias Ambientales y Recursos Naturales (División de Geología), Universidad de Alicante.

(3) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea, C. S. I. C. y Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada.

INTRODUCCIÓN

En el presente artículo se estudia un sector que comprende Murcia y Alicante. En el mismo se analiza la distribución espacial y temporal de los terremotos registrados (histórica e instrumentalmente) y se presentan las principales fracturas y su posible relación con la sismicidad, lo que nos permite hacer un ensayo de delimitación de fuentes sísmicas.

En este sector existen cuencas sedimentarias rellenas fundamentalmente por materiales de edad Tortonense a Cuaternario, los cuales presentan numerosas deformaciones de diverso tipo. Las fracturas y accidentes más importantes, responsables a su vez de la propia creación de las cuencas, controlan buena parte de estas deformaciones y se distribuyen en tres sistemas de dirección N 60 a E-W, NW-SE y NE-SW. Los movimientos de estos accidentes, en especial los verticales (cientos y hasta miles de metros en algunos casos), parte de ellos producidos en el Cuaternario, dan lugar a sectores con tendencia a la surrección (antiformes del Cap de Santa Pola, del Molar, del Moncayo, de Benjúzar, de Hurchillo y Torreagüera-San Miguel de Salinas) y sectores con tendencia al hundimiento correspondientes a áreas deprimidas ocasionalmente ocupados por saladares, lagunas y marjales (así como la propia cuenca del Segura entre Murcia, Torrevieja y Santa Pola). También el termalismo está ligado a estos accidentes.

Desde el punto de vista de la sismicidad, las características que se utilizan son el número de terremotos, los períodos de recurrencia y el tamaño. Estos parámetros, una vez evaluados, con sus correlaciones con los principales accidentes y fracturas, nos sirven no sólo para obtener un mejor conocimiento de la tectónica de la zona, para su utilización en sismicidad, riesgo sísmico e ingeniería sísmica, sino también para hacer un primer ensayo de predicción sísmica en el sector.

La base fundamental de datos que usaremos es la información sísmica que proporciona el catálogo del I. G. N. (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983) y la red de accidentes y fracturas conocidas en las Béticas (SANZ DE GALDEANO, 1983), ahora mejorada, y los trabajos de ESTÉVEZ *et al.* (1986), LÓPEZ CASADO y PUENTES MOLINA (1986) y LÓPEZ CASADO y SANZ DE GALDEANO (1986).

Entre los diferentes parámetros que caracterizan la información de un sismo, su localización y tamaño deben ser los de mayor cuidado de tratamiento debido a la incertidumbre que su cálculo conlleva. La localización espacial es tanto más inexacta cuanto más antiguo es el sismo, llegando en los casos extremos a errores de centenares de kilómetros. Sin embargo, hay excepciones a esta regla cuando el terremoto está bien documentado. En otros casos, la presencia de poblaciones en los alrededores del foco sísmico da lugar a situar éstos en las poblaciones y no en sus verdaderas fuentes.

También hay que ser cuidadoso en las correlaciones de un solo terremoto con un determinado accidente o fractura. Sin embargo, sí es aceptable desde el punto de vista estadístico correlacionar conjuntos de terremotos con sistemas de fallas cuando sus coordenadas coincidan razonablemente. Esta situación se presenta repetidas veces en la región y es una de las bases de sus resultados y conclusiones. Los grupos de terremotos, junto con el sistema de frac-

turas a ellos asociado, nos permitirán delimitar algunas fuentes sísmicas, además de mostrarnos cuáles de éstos son más activos.

El tamaño del terremoto, que nosotros mediremos por su intensidad, presenta en su tratamiento dos dificultades principales. La primera es la conocida de la exageración en la evaluación en las épocas más antiguas. La segunda es el número importante de terremotos sin asignar intensidad, tanto al principio del registro histórico como, paradójicamente, al final del instrumental. Esta última circunstancia, que necesariamente debemos obviar, está causada en la época actual por la gran cantidad de terremotos de magnitud baja que son incluidos en el catálogo.

El número de trabajos sismotectónicos sobre las Béticas o su ámbito no es muy grande. Cronológicamente, los primeros trabajos importantes son debidos a REY PASTOR (1951 a 1956), en los que correlaciona fracturas recientes y sismicidad tal como muestra su conocido mapa sismotectónico de la Península Ibérica. Posteriormente MUNUERA (1965) esboza la predicción sísmica para toda la Península desde razonamientos estadísticos y cálculos de acumulación de energía o estado tectónico de la zona. En esta década, la información sísmica ha sido aumentada y mejorada gracias a las publicaciones de MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES (1983), UDÍAS y BUFORN (1985), MEZCUA *et al.* (1984) y VEGAS (1985), en los que se estudia la situación existente entre las placas africana y europea desde las Azores hasta Argelia. Hay que citar, por último, el trabajo de SANZ DE GALDEANO Y LÓPEZ CASADO (en prensa) donde se hace una delimitación de fuentes sísmicas utilizando tanto los datos de los catálogos como la información tectónica.

LOS SISTEMAS DE FRACTURAS

El estudio de las fracturas de orden regional pone de manifiesto la existencia de varios sistemas de importancia que llegan a afectar a grandes extensiones de la Península (fig. 1).

1.—Sistema de dirección N 60 a E-W, dividido en dos subsistemas, uno de dirección N 60-70 y otro prácticamente E-W. Al primero pertenecen el accidente de Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983), el de Onteniente-Gandía y el de Castalla-Denia. Próximos a esta dirección existen accidentes que cortan oblicuamente la estructura regional e incluso llegan a paralelizarse a la misma; tal es el caso del de Jumilla-Valldigna, que hacia esta última localidad corre paralelo al de Onteniente-Gandía, mientras que entre Caudete y Jumilla toma la dirección N 45. Estas fracturas funcionan como dextrorsas frente a los esfuerzos E-W y son sinistrorsas frente a los N-S.

El segundo está representado más al S y fuera del área estudiada en detalle por nosotros. A éste pertenecen el accidente de la Sierra de Cartagena (REY PASTOR, 1951); el del Almanzora (LÓPEZ MARINAS, 1976) y el corredor de las Alpujarras (SANZ DE GALDEANO, *op. cit.*; SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1984).

2.—Sistema de fallas NW-SE, localmente subdivisible en dos subsistemas. El primero, de dirección N 110-120, son fallas que actúan como sinistrorsas y, por tanto, son conjugadas con el sistema anterior frente a compresiones de

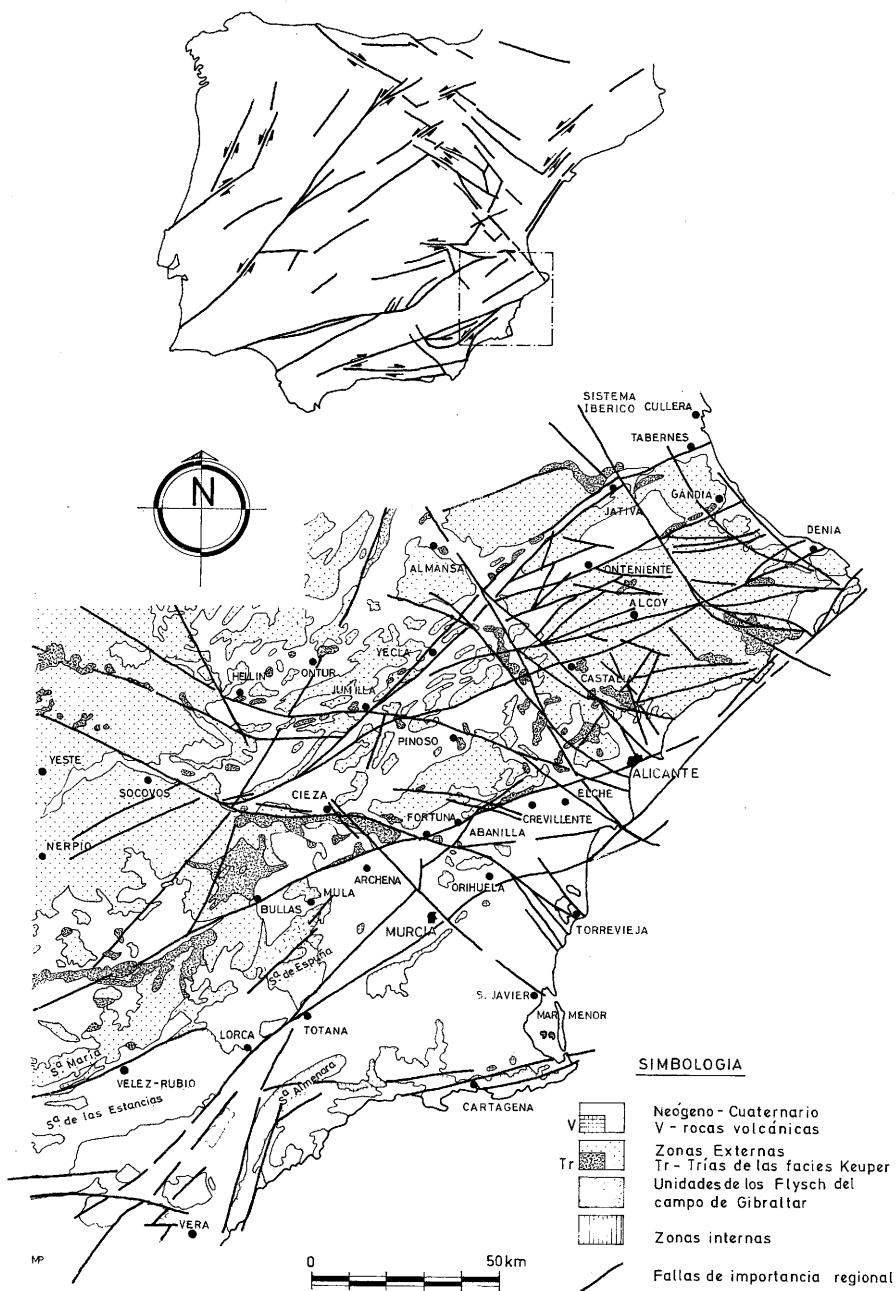


Figura 1.— Mapa de situación del área estudiada en el contexto de la Península: Sector oriental de la Cordillera Bética.

dirección E-W. Este funcionamiento se invierte frente a compresiones N-S. A este grupo pertenecen el accidente Elche-Jumilla (ESTÉVEZ *et al.*, 1985) y el de Socovos (JEREZ MIR, 1973), cuya prolongación alcanza el área de Torreveja-Guardamar.

El segundo subsistema es de dirección N 135-150. Al mismo corresponden el accidente del Medio Segura, las fallas de San Miguel de Salinas y asociadas (REY PASTOR, *op. cit.*; MONTENAT, 1973), el accidente del Vinalopó (REY PASTOR, *op. cit.*; RODRIGUEZ ESTRELLA, 1979) y el de Bernia.

3.—Las fallas que se acaban de citar de dirección N 135-150 son conjugadas frente a esfuerzos N-S con el sistema NE-SW, aquí fundamentalmente de dirección N 30-45. Parecen ser de actuación relativamente reciente. Al mismo corresponden la falla de Alhama, las asociadas al accidente del Guadalentín-Serra Gelada, así como las fallas ligadas al extremo occidental del accidente Jumilla-Valdigna, ya aludido anteriormente.

El análisis microestructural de las superficies de falla, al menos en lo que se refiere a los primeros grupos citados, demuestra una actividad reciente con salto en dirección. Asimismo, el estudio de los cantos estriados en formaciones de edad Tortonense superior, Messinense y Plioceno (p. ej., en los sectores de Elche y Alicante) muestra bien a las claras la presencia de esfuerzos compresivos alternativos E-W y N-S que debieron de actuar durante el Plioceno superior y el Pleistoceno, de los que el registro más evidente corresponde a la última dirección citada.

Estructuras de rango mayor denotan especialmente la compresión N-S (flecciones en conglomerados del Plioceno terminal y en caliches de edad Villafranquiense). Los antiformes citados en el capítulo precedente, si bien pueden responder en parte a movimientos verticales inducidos por fracturas de zócalo, son asimismo compatibles con un acortamiento de dirección aproximada N-S.

Por su parte, la propia morfología de las superficies de las fallas, con trazas curvas, aboga por un mayor acortamiento en la mencionada dirección, que provoca una tendencia de los sistemas NE-SW y NW-SE a adquirir orientaciones próximas a la E-W por rotación externa antitética en la zona de confluencia de las fallas más importantes. Las fracturas, al hacerse progresivamente perpendiculares a la dirección del esfuerzo máximo compresivo N-S, tienden a evolucionar a fallas inversas, como se observa a lo largo del accidente de Socovos, al S de Cieza. La traza generalmente curvada de éstos grandes accidentes sugiere una mayor modernidad del esfuerzo N-S.

Fallas de actuación más reciente y de saltos de menor entidad en la horizontal pueden generarse en las zonas de inflexión de los grandes accidentes al no poder estos absorber toda la deformación (sectores del Medio y Bajo Segura y del Vinalopó-Alicante).

En muchas depresiones intramontañosas de las Béticas se producen fenómenos de surrección y subsidencia relativas desde el Tortonense superior y, sobre todo, desde el Messinense superior, probablemente asociados a reajustes isostáticos o bien a una extensión E-W, que pueden presentar momentos de especial incidencia regional (Groupe de Recherche Néotectonique, 1977; ESTÉVEZ *et al.*, 1984). Sectores en los que la subsidencia relativa es mayor quedan sumergidos a lo largo del Mioceno superior, rodeados por relieves abruptos durante el Tortonense. Ya en el Messinense se instauran brazos de mar de

dirección NE-SW que se extienden desde las Islas Baleares al mar de Alborán, flanqueados a ambos lados por áreas emergidas de relieve suave. Los brazos presentaban en dirección transversa prolongaciones a favor de fracturas que afectaban a la margen oriental entre Cartagena y Alicante. Estos corredores sumergidos fueron asiento de importantes depósitos ligados a fuerte subsidencia, lo que confirma la idea de que los sistemas de fallas antes descritos, aunque reflejan situaciones compresivas horizontales, han funcionado también en régimen tensional durante el Mioceno superior.

Durante el Plioceno continúan los movimientos en la vertical, de modo que el brazo de mar messinense se estrangula hacia el S, quedando emergida el área situada al S de la línea que uniría el Mar Menor con el extremo meridional de la Sierra de Carrascoy (MONTENAT, *op. cit.*). La margen occidental del antiguo corredor, debido a una surrección generalizada, se desplaza hacia el E, cerrando así, junto a la línea de costa anterior, el mar plioceno en el sector de San Javier. La margen oriental del corredor messinense, por el contrario, está ya sumergida en esta época. Así pues, como resultado de los movimientos verticales en el área, se instala un amplio golfo entre Alicante y Cabo de Palos, en el que emergen algunas islas como en Balsicas y en Guardamar-Santa Pola-Tabarca (MONTENAT, *op. cit.*; ESTÉVEZ *et al.*, 1985). A la sazón, entre las zonas fuertemente subsidentes durante esta época destaca el área del Bajo Segura, en la que el techo del Mioceno se hunde hasta unos 450 m.

A partir del Pleistoceno inferior se detecta, sobre todo a través del análisis microestructural, una compresión aproximadamente N-S cuyos efectos han pasado a menudo desapercibidos (Groupe de Recherche Néotectonique, 1977; ESTÉVEZ *et al.*, 1983). Aunque de forma menos abusada, también se advierte una compresión E-W a nivel de microestructuras. De este modo, los sistemas de fallas de distinta orientación podrán actuar con régimen diverso, de acuerdo con el esfuerzo predominante en cada momento, tal como se describe al comienzo del presente capítulo. Esto no sería del todo cierto si el cuadro general no se completara con una distensión concomitante capaz de explicar hechos como: la subsidencia continuada del área del Bajo Segura, que lleva el techo del Mioceno a más de 600 metros de profundidad, según datos de sondeos y de Geofísica; la práctica desaparición del sector de Guardamar-Santa Pola-Tabarca; y la presencia a distintas cotas de un mismo nivel tirreniense en lugares contiguos (playas paleotirrenienses de La Marina y playas eutirrenienses de Tabarca).

En resumen, las deformaciones producidas desde el Tortoniense a la actualidad muestran efectos más claramente visibles debidos a distensiones que a compresiones, (los saltos verticales son siempre mucho más patentes que los horizontales). Los movimientos compresivos y distensivos corresponden respectivamente a aceleraciones y desaceleraciones del acercamiento África-Iberia y a movimientos E-W. Además, en numerosos casos la distensión se crea perpendicular a los esfuerzos compresivos. Así sucede con frecuencia que los eventos compresivos quedan ocultos a causa de las distensiones asociadas y a los reajustes isostáticos que favorecen las deformaciones en la vertical.

En consecuencia, los accidentes recientes tienen carácter polifásico, por lo que es corriente observar en un mismo plano de falla microestructuras que denotan esfuerzos verticales y horizontales.

SISMICIDAD

INTRODUCCIÓN

De lo anteriormente expuesto queda claro que el SE de la Península Ibérica constituye un área afectada por una tectónica activa reciente. La confirmación más palpable de la inestabilidad tectónica de la zona la encontramos en su alta sismicidad, una de las más altas de España. Los accidentes tectónicos mencionados en el capítulo anterior, jalonados por flexiones y fallas que han sido representadas en los mapas adjuntos, conforman las líneas de debilidad capaces de promover sacudidas sísmicas.

La Norma Sismorresistente P. D. S.-1 (1974), Decreto 3209/74, publicada en el B. O. E. de 21/11/74, establece tres zonas de intensidad representadas en un mapa del citado decreto. Según éste, en el área estudiada existen dos sectores: uno centrado en Orihuela, que se extiende entre Villajoyosa y Lorca, está enclavado en la zona A de máxima intensidad esperada, con un grado $G > VIII$, recorrido por las isomáximas VIII y IX; y otro, que circunda al anterior, queda incluido en la zona B, con una actividad sísmica menor, entre VI y VIII.

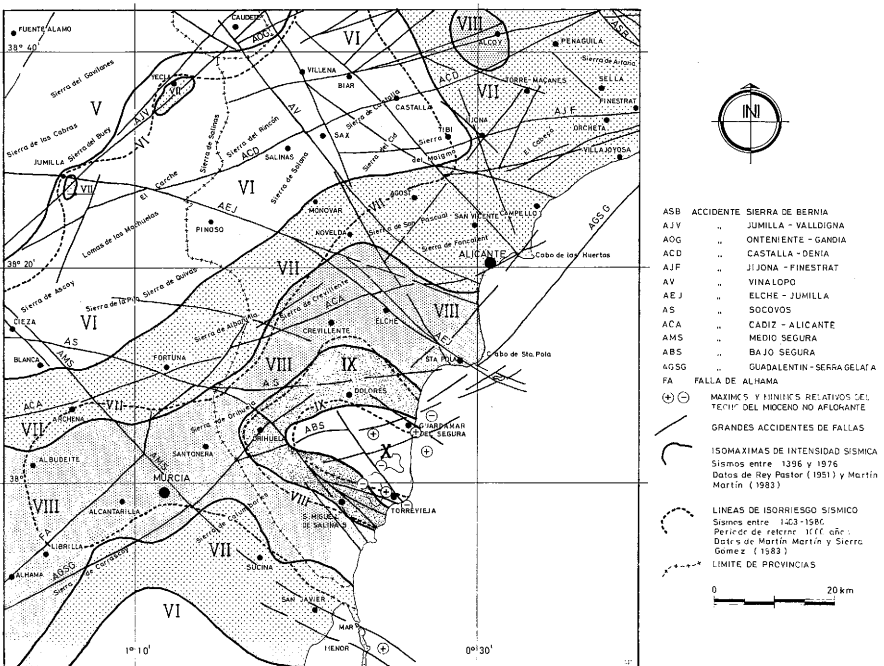


Figura 2.— Mapa sismotectónico de Alicante-Murcia.

Estas intensidades máximas esperadas, según la Norma, evidentemente no cuadran con la realidad. En efecto, el mapa de isomáximas de REY PASTOR (1951), realizado tras el estudio detallado de los sismos ocurridos durante el s. XIX y los del período instrumental 1900-1950, muestra significativas desviaciones dentro del área que aquí interesa. MARTÍN MARTÍN (1983 y 1984) aporta un mapa de isomáximas de sismos sentidos entre 1396 y 1979. Esta información, con ligeras modificaciones introducidas de acuerdo con los datos de REY PASTOR (*op. cit.*), se incluye en el mapa sismotectónico de la figura 2. Al respecto del mapa de la Norma, MARTÍN MARTÍN (1983) dice textualmente: «También la intensidad asignada a Murcia capital en el mapa de la Norma es superior a la sentida. En cambio, localidades de la zona costera, donde se sintió el terremoto de Torrevieja con su máximo grado, han visto notablemente reducida su máxima intensidad en el mapa de la Norma..., la zona sísmica del Almanzora no tiene tampoco representación en el mapa de la Norma, e igual ocurre con el sur de la provincia de Valencia, donde también las intensidades del mapa de la Norma son notablemente inferiores a las sentidas». Este mismo autor, en colaboración con otro investigador (MARTÍN MARTÍN y SIERRA GÓMEZ, 1983), confecciona mapas de riesgo sísmico en base a estudios probabilísticos a partir de los sismos acaecidos entre 1403 y 1980. Los resultados obtenidos para un período de retorno de mil años, altamente congruentes con el mapa de isomáximas, también han sido recogidos en nuestro mapa sismotectónico con ligeras modificaciones.

Parece claro, a partir de la información actualmente disponible, que las previsiones de la Norma Sismorresistente para la zona A, máxima actividad sísmica, deben extenderse a todo el litoral meridional alicantino, especialmente el sector de Guardamar-Torrevieja. Desde aquí la zona de alta sismicidad se extiende hacia Elche y Orihuela, y pasa a la provincia de Murcia en dirección a Lorca, adoptando una forma alargada de dirección NE-SW.

METODOLOGÍA

Para completar y caracterizar con más precisión la sismicidad del sector estudiado, se han realizado mapas y gráficos que muestran su distribución espacial y temporal en la región de Murcia y Alicante (figs. 3 a 12), así como su relación con la red de fracturas (figs. 7 y 8). Pero antes conviene explicar la metodología seguida para lograr esta caracterización.

Tantos los datos sísmicos (figs. 3 a 6) como geológicos han sido introducidos en ordenador en un mapa de coordenadas Lambert. Por ello el Catálogo de Sismos Ibero-Magrebíes (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983) se han transformado a las citadas coordenadas. Esto facilitará la búsqueda de correlaciones entre epicentros y accidentes geológicos.

Para el estudio de la posible existencia de períodos de retorno de los grandes terremotos, las dificultades son mayores por la falta de completitud de los datos, a pesar de la mejora que ha supuesto la publicación del catálogo del área ibero-magrebí ya citado. Así los resultados que se obtienen por los métodos estadísticos usuales deben ser interpretados con sumo cuidado. Por ello hemos dividido el intervalo de tiempo para el que es completo el catálogo cita-

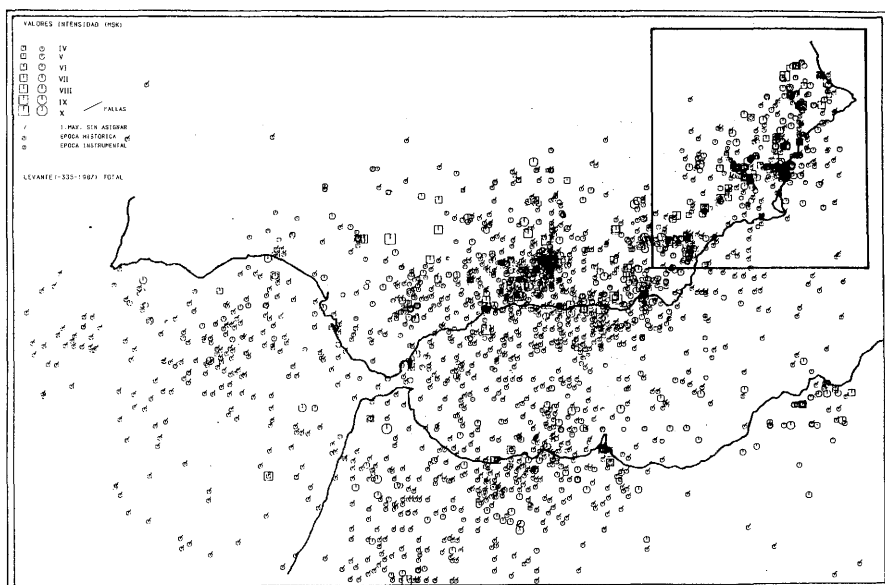


Figura 3.— Distribución espacial de terremotos en el ámbito Bético-Rifeño y localización de la zona de estudio.

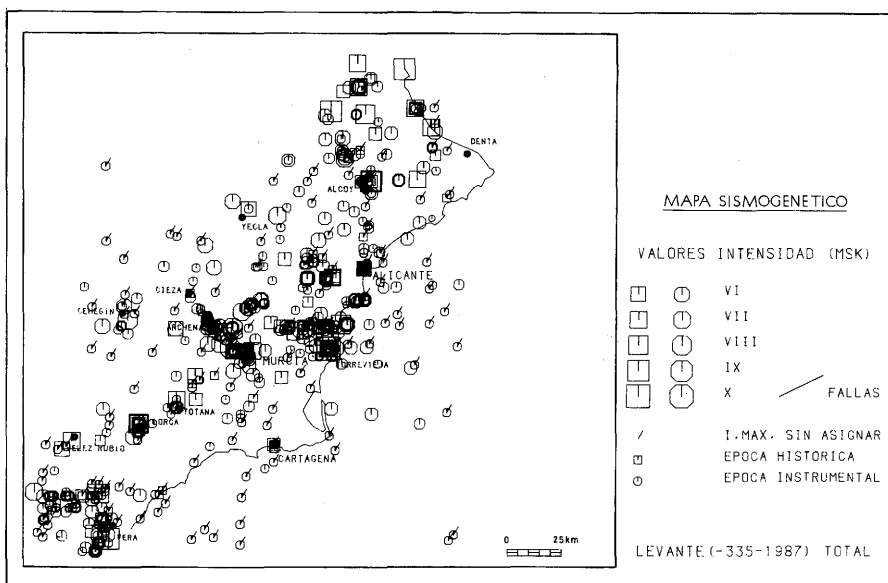
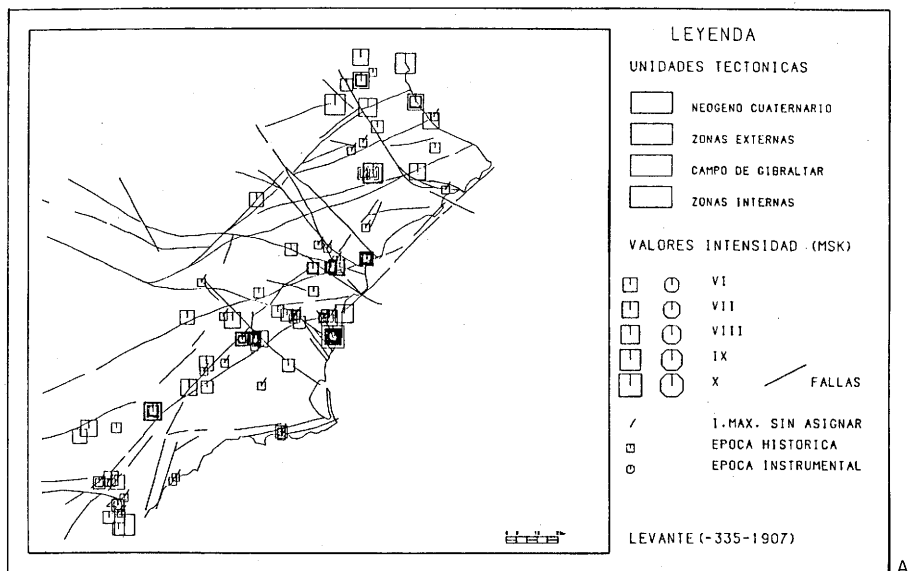
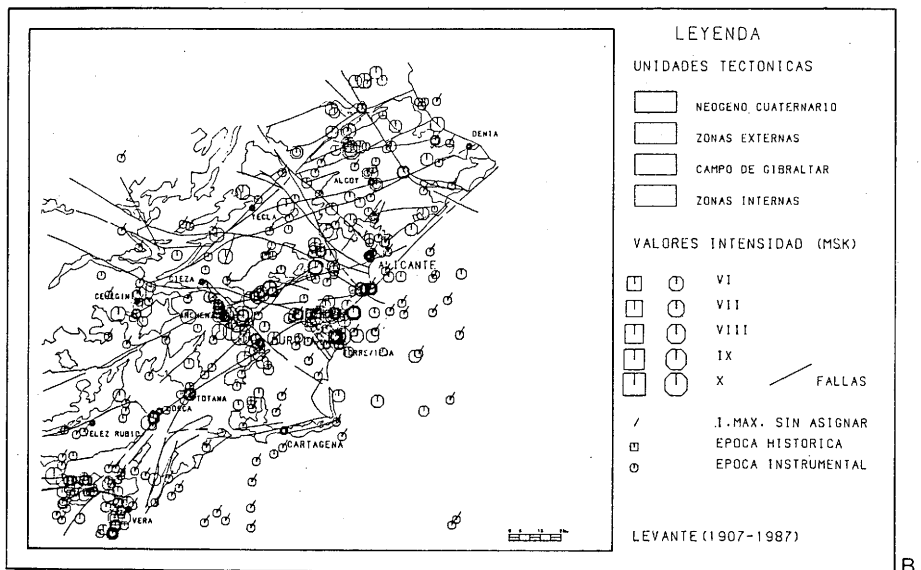


Figura 4.— Mapa sismogenético de la zona estudiada.



A



B

Figura 5.— Relación de los principales sismos con la red de fracturas. a) Sismicidad histórica. b) Sismicidad instrumental.

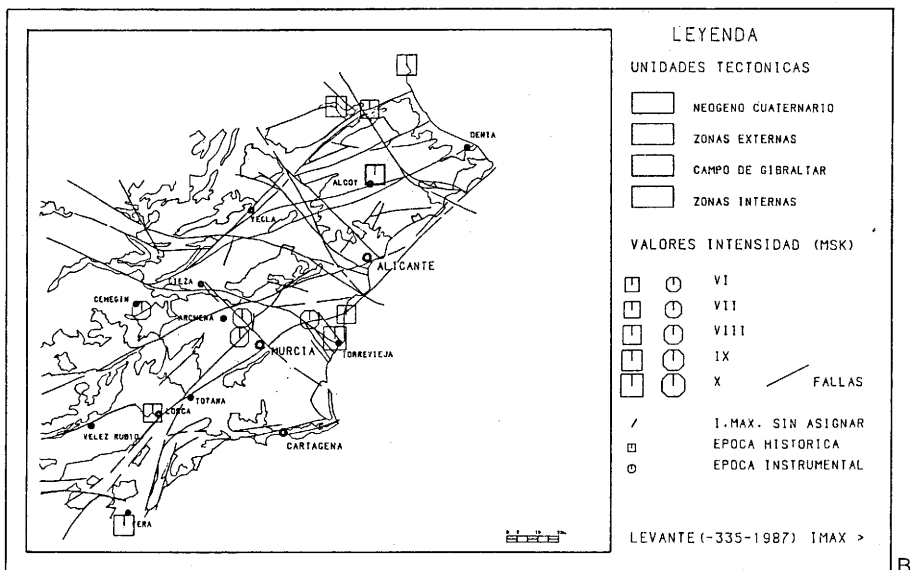
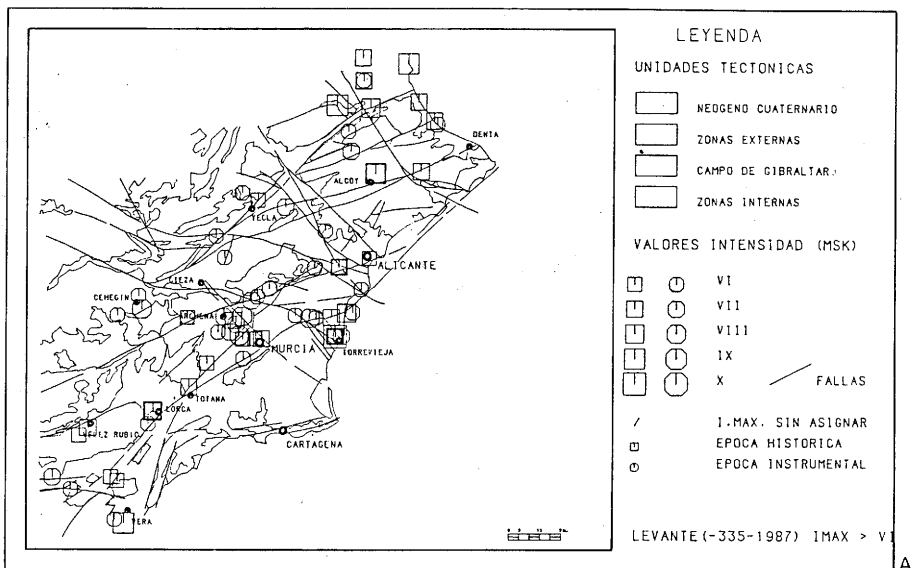


Figura 6.— Sismicidad de la región de Alicante-Murcia desde -335 hasta 1987: a) $I_0 > VI$; b) $I_0 > VIII$.

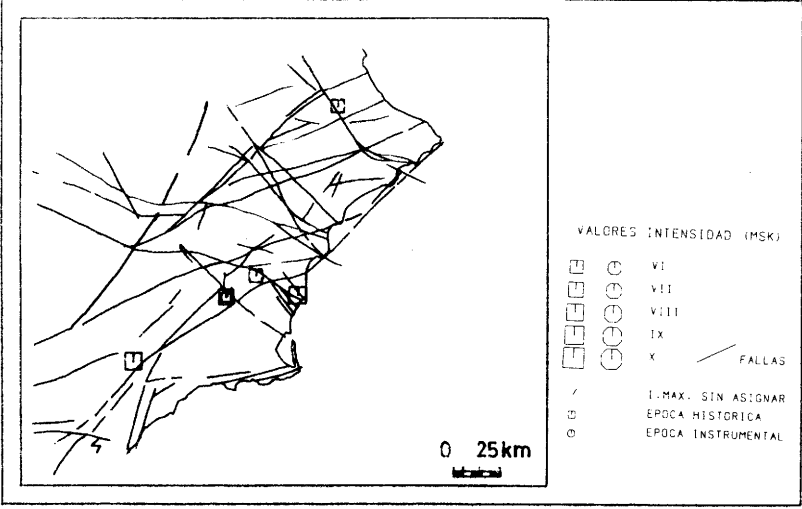
do en subintervalos de igual duración: 25, 50 y 100 años (figs. 7 y 8). Para cada uno de estos subintervalos obtuvimos mapas con la técnica mencionada antes, donde se representan los sismos producidos, ellos solos o bien sobre la red de fracturas y/o sobre las distintas unidades geológicas. La comparación de los mapas de los distintos intervalos temporales muestra la repetición de terremotos en determinados sectores: posibles fuentes sísmicas relacionadas con accidentes y quizá con otros rasgos geológicos. A la vez, esto permite de alguna manera predecir los sectores donde se van a producir terremotos de determinada intensidad de acuerdo con su repetida aparición en los diferentes subintervalos considerados. En el mapa correspondiente al último subintervalo observaremos qué fuentes han completado su ciclo repetitivo y cuáles no. En base a esto será aceptable esperar más probablemente un terremoto en una de estas últimas fuentes que en cualquiera de las otras. Por supuesto, la validez del método se basa en aceptar que los terremotos se repiten cíclicamente dentro de una zona y para cada una de sus fuentes, como parecen indicar los mapas de subintervalos.

Supone lo anterior que de alguna manera se acepta que el estado de esfuerzos es constante durante el intervalo de tiempo que alcanza la completitud del catálogo, lo que desde el punto de vista geológico no puede aceptarse más que de forma aproximada, aunque sí lo podemos asumir para el corto espacio de tiempo en el que se tiene registro sísmico. De esta forma, las fuentes sísmicas se cargarán y descargarán de una forma relativamente regular.

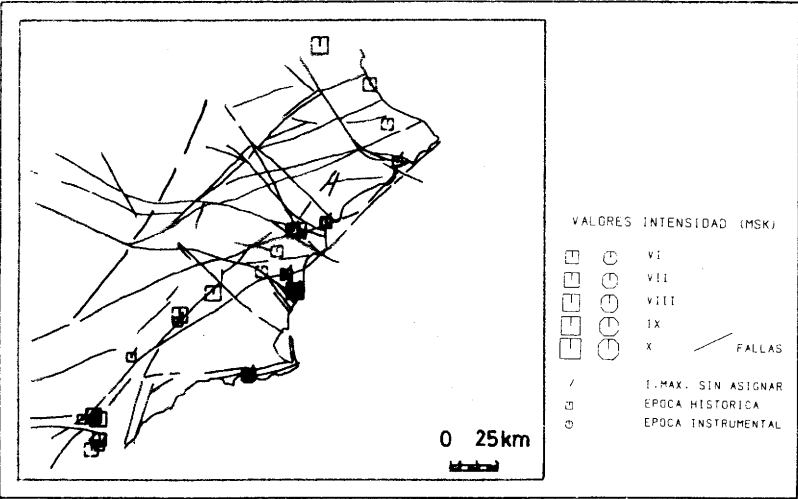
Hay que tener en cuenta, por último, que el método tiene otra limitación fundada en la calidad de los datos utilizados. Una idea de ésta se obtiene mediante el estudio de su completitud y homogeneidad (figs. 9 y 10a). Por tanto, se hizo necesario un trabajo previo a este estudio, que se centró sólo en aquéllas (LÓPEZ CASADO y PUENTES MOLINA, 1986).

El tamaño de los terremotos se ha evaluado por medio de la intensidad máxima o epicentral en la escala M. S. K., debido, primero, a su conexión directa con el carácter destructivo del terremoto; segundo, a ser la única forma de evaluar los terremotos históricos, y, por último, a la imposibilidad de obtener una correlación aceptable, $\rho = 1$ ($0,5 < \rho < 1$) entre la intensidad y la magnitud. Los subintervalos de 25, 50 y 100 años en los que se ha dividido el intervalo total del catálogo en el que es completo son los intervalos de uso común en riesgo sísmico y los valores que suelen aparecer en los trabajos estadísticos de cálculo de períodos de retorno, como es, por ejemplo, la Gumbel I (tabla I). Tanto en los trabajos de cálculo como en los mapas y tablas de terremotos es siempre el principal el utilizado, eliminándose las réplicas y premonitorios. Esta clasificación de terremotos ha sido obtenida directamente del catálogo del I. G. N. Las condiciones impuestas para que una zona sea considerada como fuente sísmica se basan en la localización en ella de varios terremotos de intensidades altas $> VI$, la presencia de rasgos tectónicos, tales como fracturas recientes, y potencialmente activos y la existencia de cierto nivel alto de microsismicidad.

Finalmente hacemos constancia de que el enfoque en parte cualitativo de este trabajo, está impuesto por la calidad de la información utilizada. Como es obvio, a medida que esta información sea complementada y mejorada, el problema se tratará de solucionar desde métodos más cuantitativos, básicos en estudios útiles de predicción sísmica.

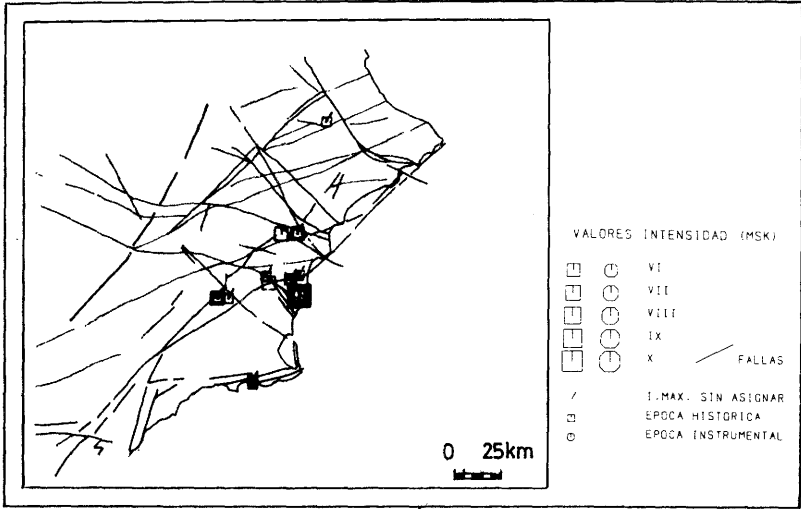


Levante español 1800-1824

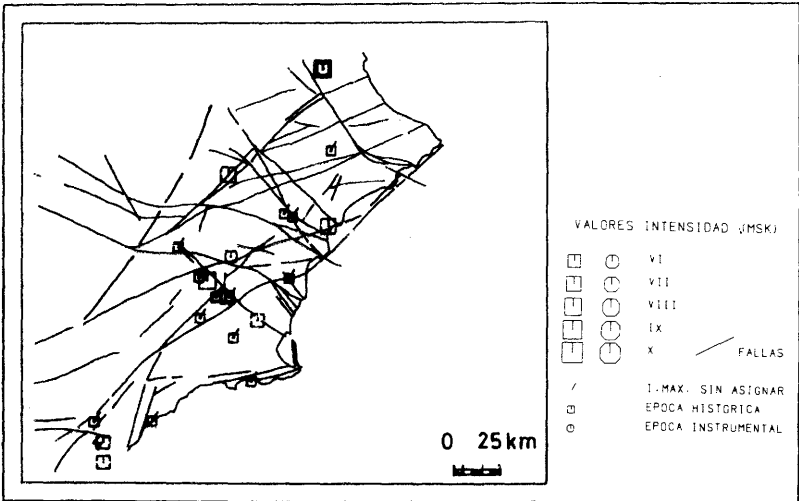


Levante español 1850-1874

Figura 7a.— Distribución espacial de la sismicidad total de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987.

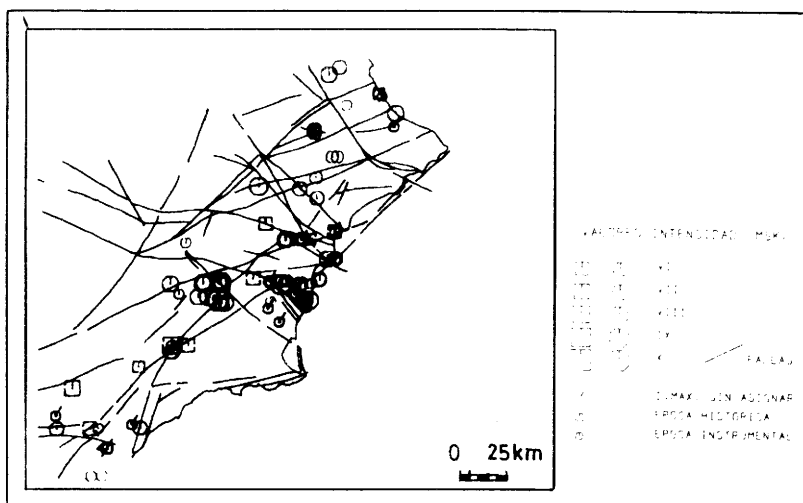


Levante español 1825-1849

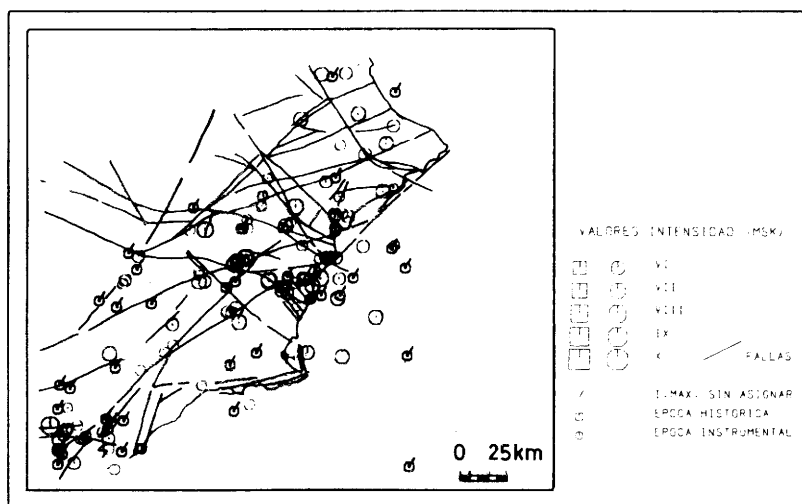


Levante español 1875-1899

Figura 7b.— Distribución espacial de la sismicidad total de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987.

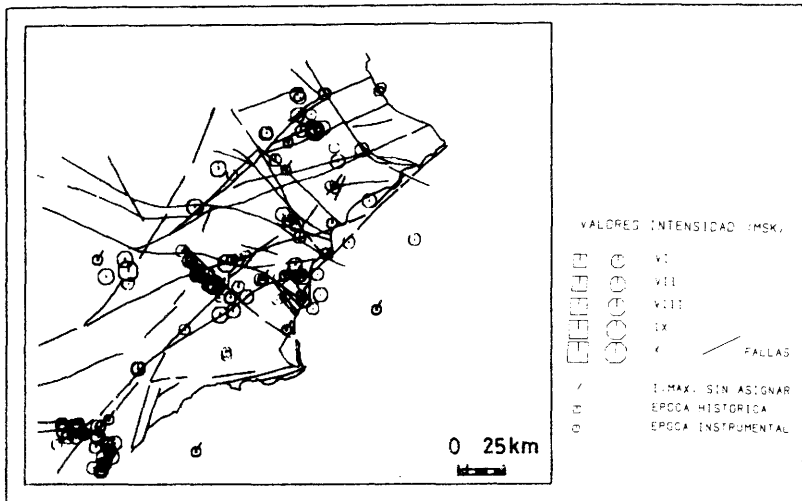


Levante español 1900 - 1924

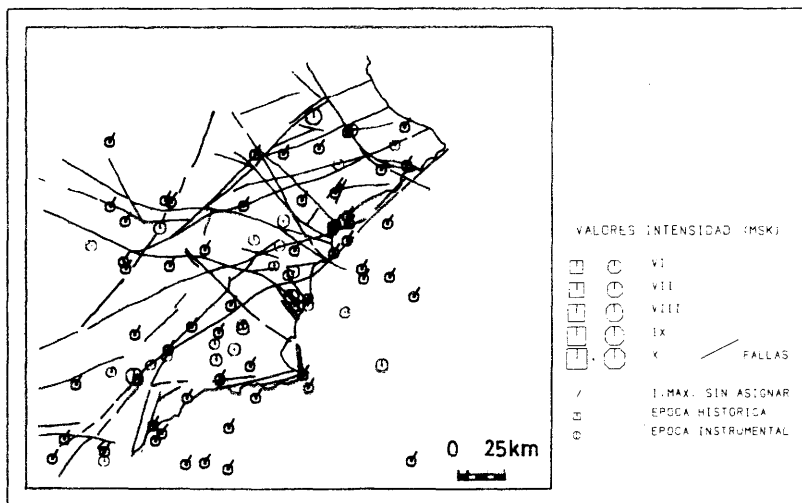


Levante español 1950- 1974

Figura 7c.— Distribución espacial de la sismicidad total de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987.

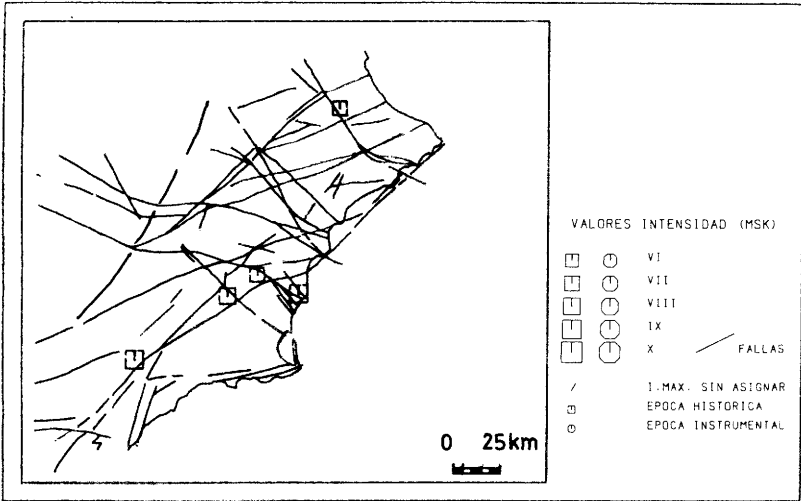


Levante español 1925 - 1949

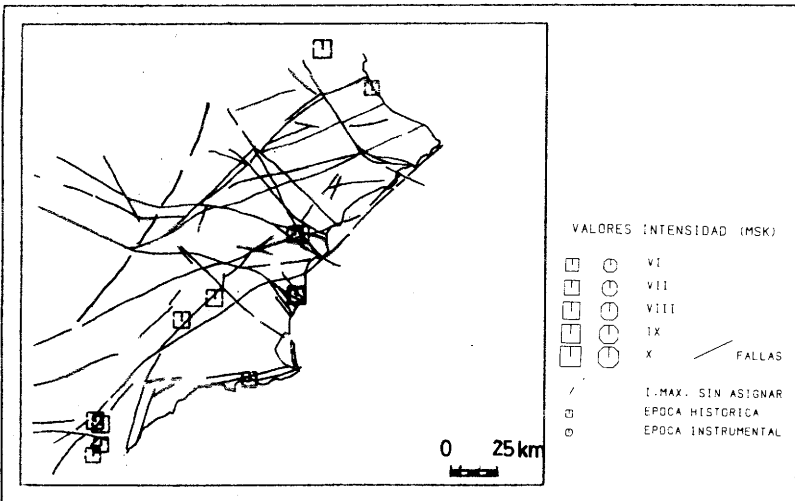


Levante español 1975 - 1987

Figura 7d.— Distribución espacial de la sismicidad total de la región de Alicante-Murcia en periodos de 25 años desde 1800 hasta 1987.

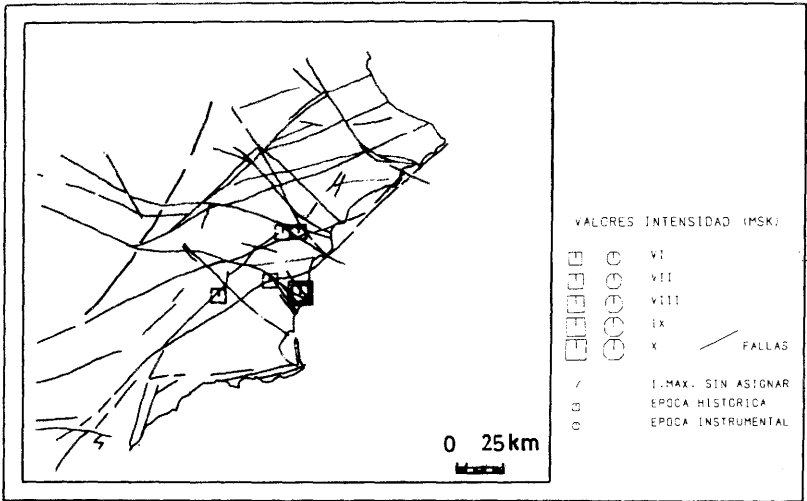


Levante español 1800 - 1824

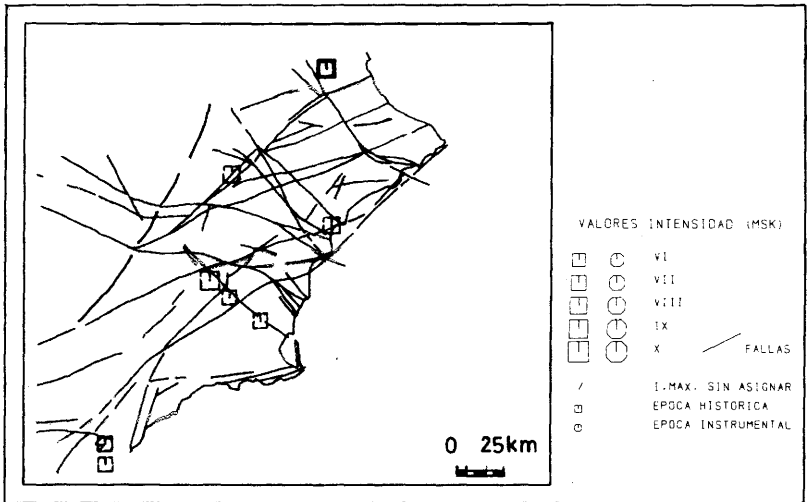


Levante español 1850 - 1874

Figura 8a.— Distribución espacial de la sismicidad de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987 a partir de $I_0 \geq VI$.

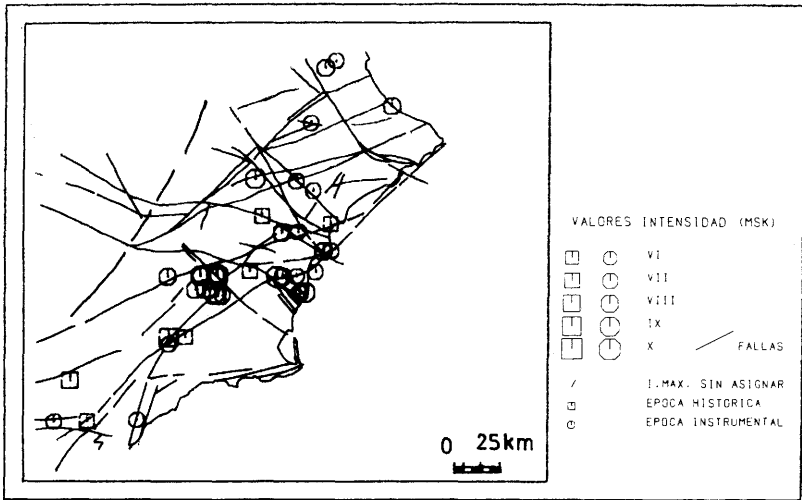


Levante español 1825 - 1849

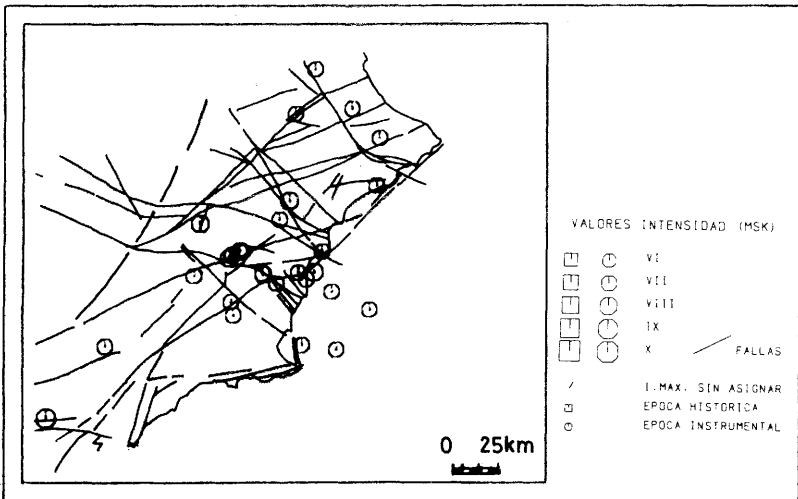


Levante español 1875 - 1899

Figura 8b.— Distribución espacial de la sismicidad de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987 a partir de $I_0 \geq VI$.

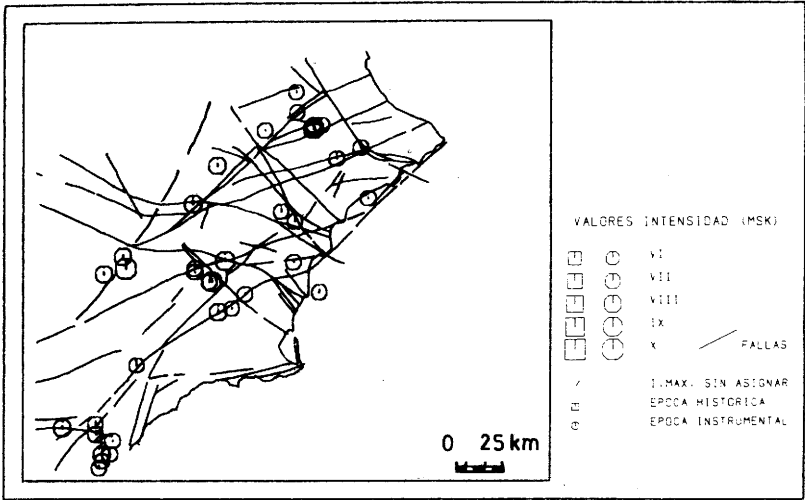


Levante español 1900 - 1924

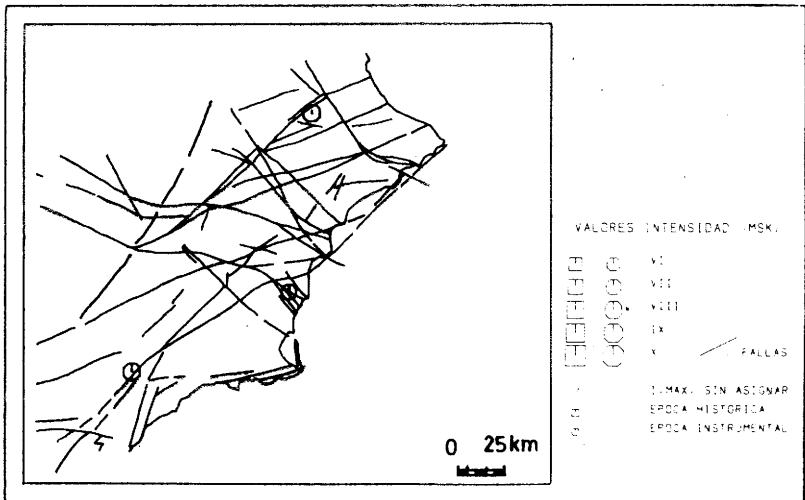


Levante español 1950 - 1974

Figura 8c.— Distribución espacial de la sismicidad de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987 a partir de $I_0 \geq VI$.



Levante español 1925-1949



Levante español 1975-1987

Figura 8d.— Distribución espacial de la sismicidad de la región de Alicante-Murcia en períodos de 25 años desde 1800 hasta 1987 a partir de $I_0 \geq VI$.

TABLA Ia**Levante****Intervalo 5 años****Período histórico e instrumental (1700-1986)****RESULTADOS**

Las estimaciones por el método de los momentos son:

Estimación de U: .9230958 Estimación de V: 5.1466290

Las estimaciones por el método de Ven Te Chow son:

Estimación de U: .8683683 Estimación de V: 5.1372650

Las estimaciones por el método de máxima verosimilitud son:

Estimación de U: .8571942 Estimación de V: 5.1300540

PERÍODO MEDIO DE RETORNO

4	1.735	1.898
5	4.367	4.473
6	10.992	10.540
7	27.668	24.837
8	69.642	58.530
9	175.295	137.928
10	441.229	325.033
11	1110.604	765.953

TABLA Ib**Levante****Intervalo 10 años****Período histórico e instrumental (1700-1986)****RESULTADOS**

Las estimaciones por el método de los momentos son:

Estimación de U: .9484046 Estimación de V: 5.8051790

Las estimaciones por el método de Ven Te Chow son:

Estimación de U: .8548207 Estimación de V: 5.7876230

Las estimaciones por el método de máxima verosimilitud son:

Estimación de U: .7396395 Estimación de V: 5.8164460

PERÍODO MEDIO DE RETORNO

4	1.805	2.609
5	4.660	5.467
6	12.029	11.454
7	31.055	23.998
8	80.171	50.281
9	206.969	105.348
10	534.308	220.723
11	1379.362	462.454

Tabla I.— Ajuste de la distribución de extremos Gumbel I para la región de Alicante-Murcia a los datos del catálogo a partir de 1700 y períodos de retorno determinados. a) Con agrupamientos de 5 años. b) De 10 años.

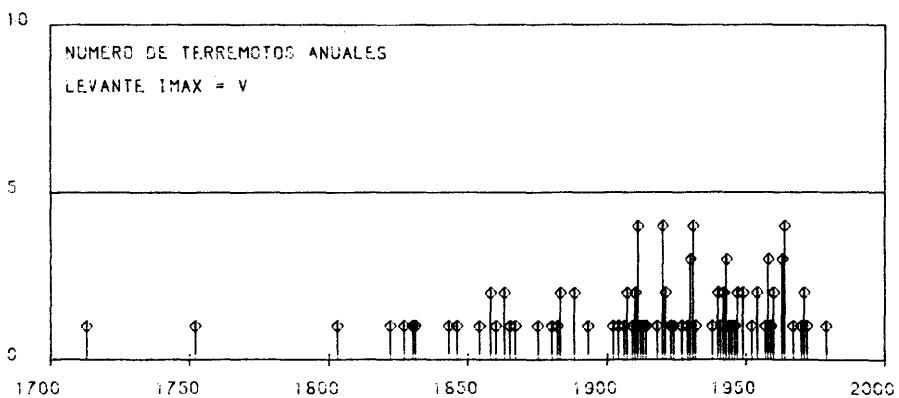
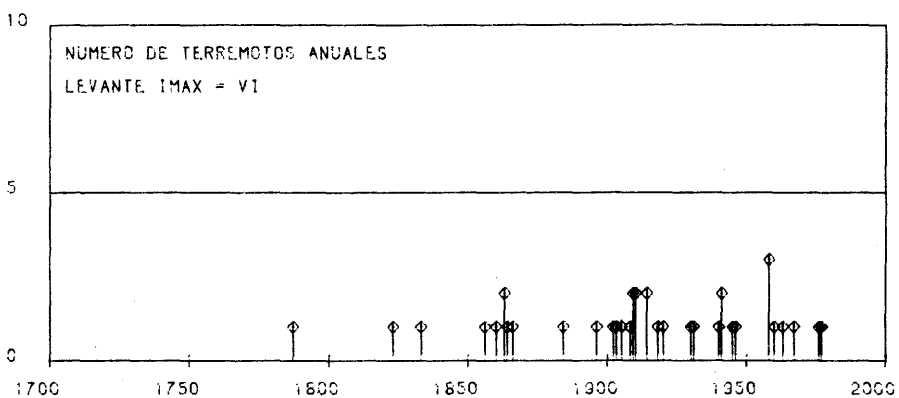
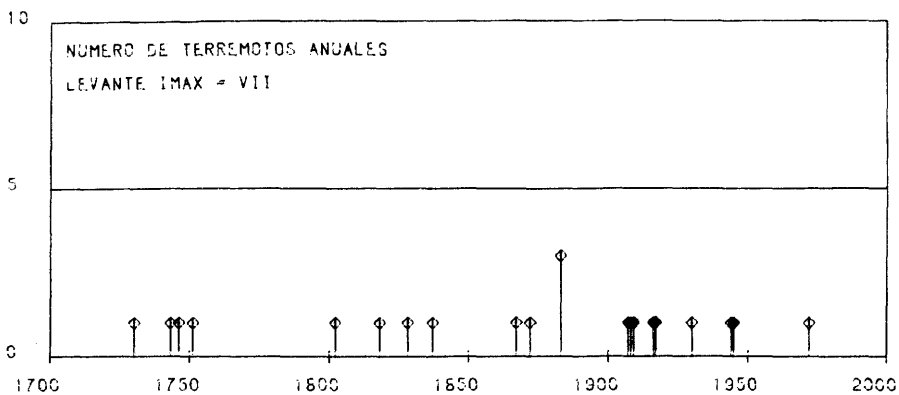


Figura 9.— Distribución anual del número de terremotos para intensidad V-VII desde 1700 y VIII-IX desde 1200.

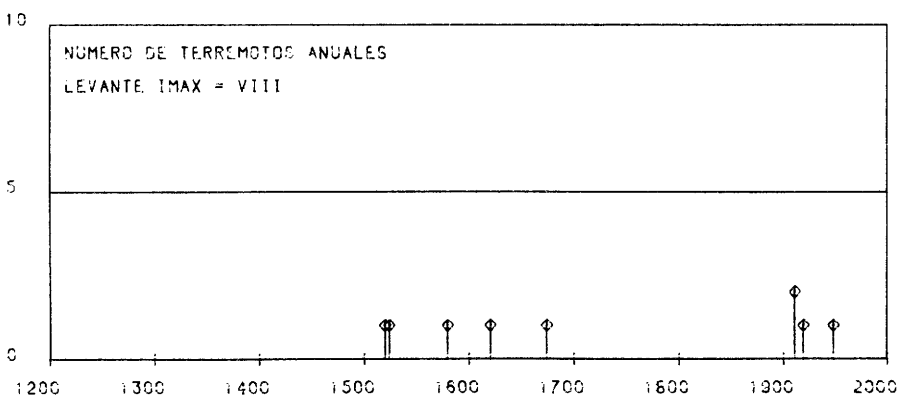
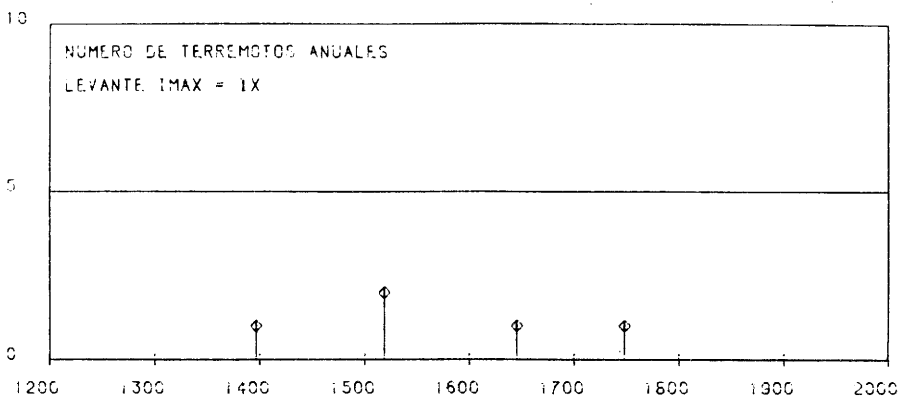


Figura 9.— Distribución anual del número de terremotos para intensidad V-VII desde 1700 y VIII-IX desde 1200.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE LOS MISMOS

1.—Del mapa sismogénico de la zona, observamos que la distribución espacial de terremotos no es aleatoria, dándose varias situaciones de agrupamientos tanto lineales como superficiales (figs. 3 a 8). Esto es más claro si se observa la buena correlación existente entre la sismicidad histórica y la instrumental (fig. 5). De estas primeras observaciones, junto con datos de Tectónica, se puede obtener una primera delimitación de fuentes que se correspondería aproximadamente con los agrupamientos antes observados. Son las fuentes de Enguera (agrupamientos de Alcoy-Onteniente y Denia y Villanueva de Castellón), Murcia, Torrevieja, Elche-Alicante, Cehegín, Lorca y Almazora (Serón-Huércal Overa-Vera). De estas fuentes sólo la de Cehegín no presenta

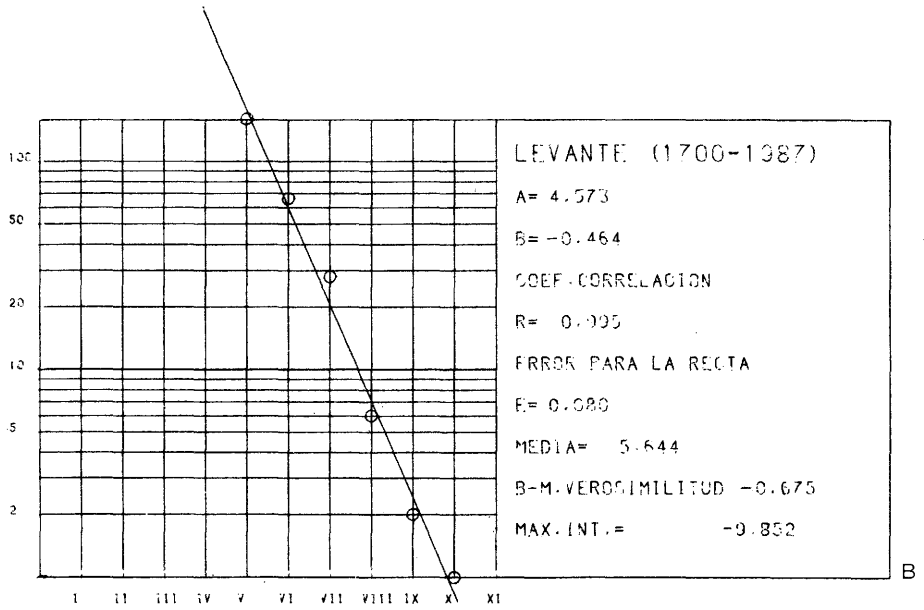
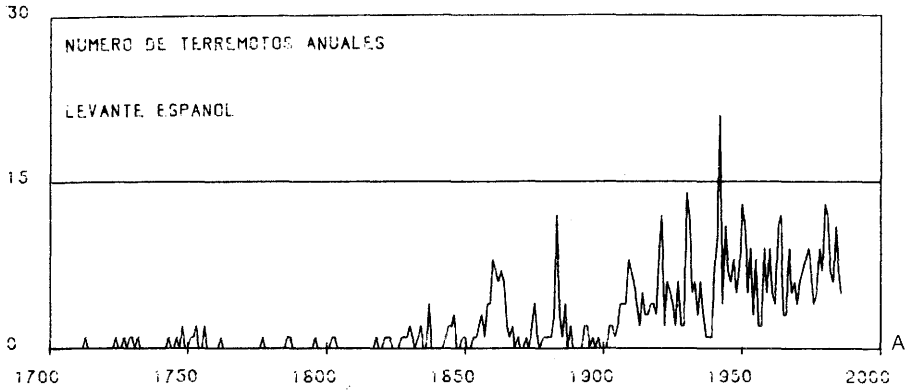


Figura 10.— a) Representación del número anual de terremotos de todas las intensidades desde 1700 hasta 1987. b) Valor de los parámetros a y b desde 1700 a 1987 para $10 \geq V$.

sismicidad histórica. Hay que advertir que la delimitación de las fuentes sísmicas depende en gran medida de la escala que se considere. Es claro que el ámbito de las Béticas es una zona sísmica separable de áreas más estables de la Meseta Española y del sur de Marruecos o Argelia. En este aspecto sería un área sísmica única. Por otra parte si se hacen separaciones de gran detalle cada fractura activa puede ser una fuente sísmica cuya capacidad dependerá de su longitud, profundidad, mayor o menor rugosidad, dirección y buzamiento y

de su posición con respecto a otras fracturas y al tensor de esfuerzos existente en cada momento.

Una vez conocidas las fuentes sísmicas, si conociéramos bien su historia sísmica, podríamos, por medios estadísticos apropiados, predecir su comportamiento futuro. Sin embargo esto no es posible, pues, por una parte, nuestra información sólo ocupa una porción incompleta de toda la historia sísmica y, por otra, hemos podido hacer una clasificación de fuentes errónea o incompleta.

No aparecen por ahora sismos profundos en el sector estudiado (fig. 11), lo que desde este punto de vista confiere un carácter más homogéneo a la sismicidad del mismo.

Desde el punto de vista geológico, los agrupamientos de sismos están asociados a la red de fracturas de los tres sistemas citados, tales como la falla del Medio Segura, la de Torrevieja, la de Lorca-Totana y la de Cádiz-Alicante (Creventille), por citar sólo las más importantes. El cruce de estos sistemas de fracturas corresponde casi siempre con agrupamientos importantes de sismos.

2.—La sismicidad destructiva $I_{max} \cong VIII$ para algunas fuentes es sólo de carácter histórico, implicando periodos de recurrencia bastante grandes (fig. 6 b). Sin embargo, para $I_{max} \cong VI$ todas las fuentes tienen ambos caracteres, histórico e instrumental, con la excepción ya indicada de la de Cehegín.

3.—Previo estudio de la homogeneidad y completitud del catálogo de terremotos utilizado (fig. 9), los resultados sobre la distribución temporal de la sismicidad de la zona para los distintos métodos utilizados son los siguientes:

a) Ventanas temporales de 25 años y distribución espacial de la sismicidad: De la observación de estos ocho mapas notamos que un período de 25 años es suficiente para que la zona se cargue y descargue de energía hasta un nivel, como mínimo, de $I_{max} = VI$. La última ventana, incompleta (sólo 12 años), presenta varias diferencias con las anteriores, siendo las más significativas la falta de terremotos de $I_{max} = VII$, la aparición de nuevos alineamientos de terremotos y finalmente un nivel de sismicidad más bajo en algunas fuentes. Si nos centramos en la sismicidad por encima del grado V de intensidad, los resultados anteriores quedan aún más remarcados (fig. 8), sobresaliendo entre todos el bajo nivel de sismicidad de la última ventana. En cuanto a las fuentes, y para este último nivel de sismicidad, sólo parece existir una cierta periodicidad en la ocurrencia de terremotos en la de Torrevieja.

b) Ventanas temporales de 25, 50 y 100 años y distribución de intensidades y energía: En cualquiera de los intervalos que cubren estas ventanas, se puede observar la falta de completitud del catálogo para las intensidades bajas ($I_{max} < VII$) a partir de 1900 y antes, y en las ventanas donde cumple esta completitud, el perfecto ajuste a una distribución exponencial de las intensidades tal y como postula la conocida fórmula de Gutenberg y Richter aplicada a intensidades ($\log N = a + bI_0$) (fig. 12). Centrándonos en la energía liberada en la zona, para los tres tipos de ventanas, se observa una gran regularidad en cada una de ellas, siendo ésta aún mayor cuanto más grande es el período de duración de la ventana. Al comparar las últimas ventanas con las restantes, observamos que en todos los casos aún falta por liberar bastante energía; así, para las de 25 años, desde ahora (1987) hasta el final de la ventana se debe liberar 8 veces la energía que hasta ahora se ha liberado, para las de 50 años

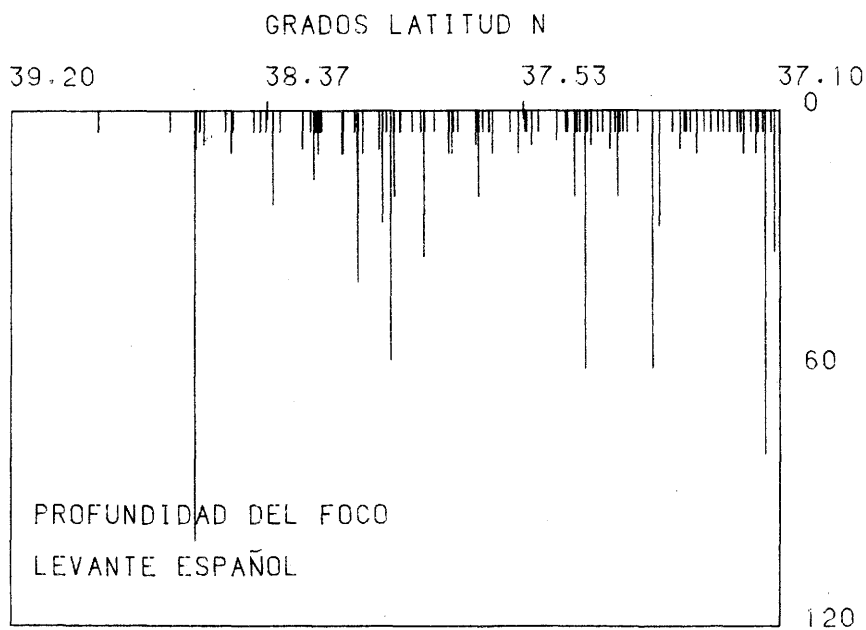
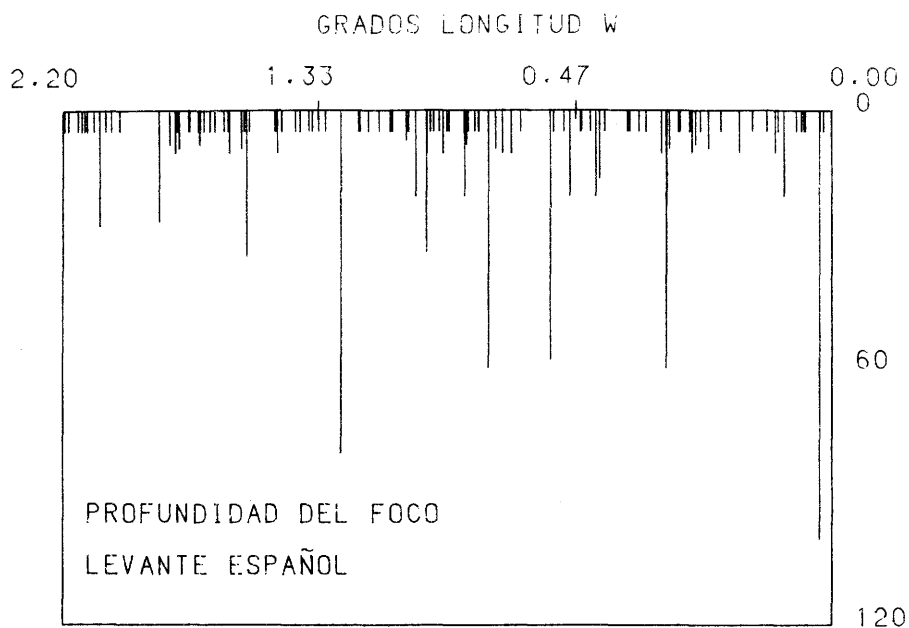


Figura 11.— Profundidad de los terremotos en la región de Alicante-Murcia.

DIST. IMAX>V EN VENTANAS DE 100 AÑOS LEVANTE (1200-1987)

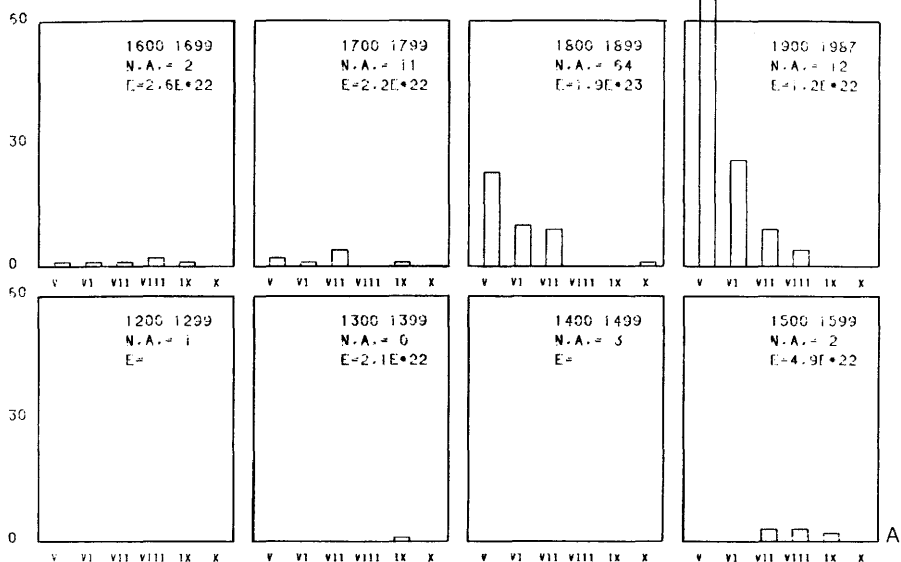


Figura 12a.— Variación de la distribución de intensidades máximas y energía en la región de Alicante-Murcia. a) Intervalos de 100 años desde 1200. b) Intervalos de 50 años desde el año 1600. c) Intervalos de 25 años, desde el año 1800. N. A.: número de terremotos sin asignar intensidad.

DIST. IMAX>V EN VENTANAS DE 50 AÑOS LEVANTE (1600-1987)

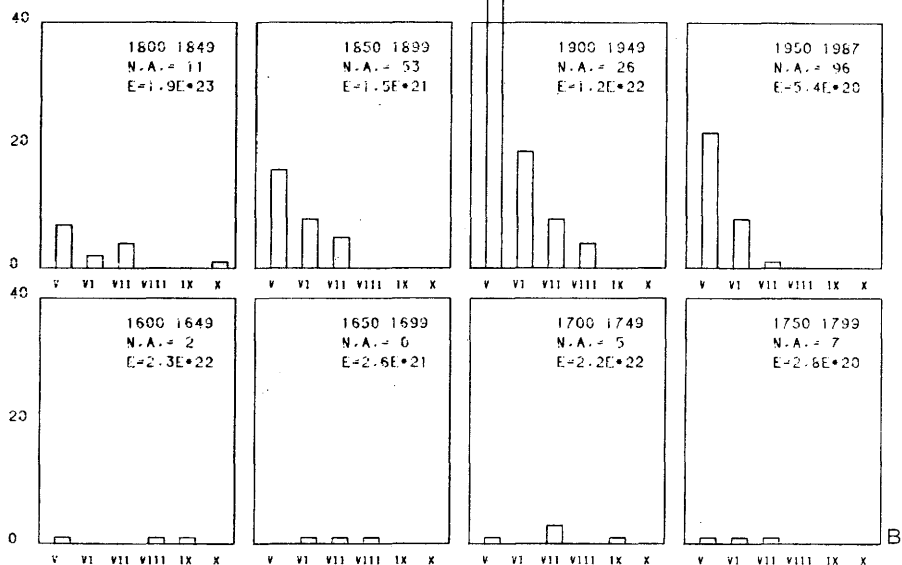


Figura 12b.— Variación de la distribución de intensidades máximas y energía en la región de Alicante-Murcia. a) Intervalos de 100 años desde 1200. b) Intervalos de 50 años desde el año 1600. c) Intervalos de 25 años, desde el año 1800. N. A.: número de terremotos sin asignar intensidad.

DIST. IMAX>V EN VENTANAS DE 25 AÑOS LEVANTE (1800-1987)

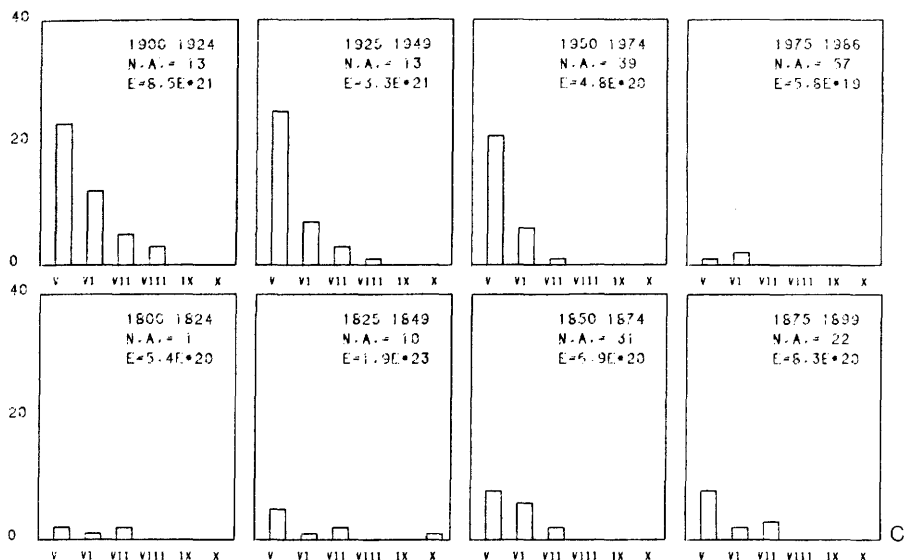


Figura 12c.— Variación de la distribución de intensidades máximas y energía en la región de Alicante-Murcia. a) Intervalos de 100 años desde 1200. b) Intervalos de 50 años desde el año 1600. c) Intervalos de 25 años, desde el año 1800. N. A.: número de terremotos sin asignar intensidad.

sería del orden de 40 veces y para las de 100 años del orden de 10 veces, todo ello en valores promedio, pues si nos refiriéramos a la ventana en la que se liberó más energía (la que contiene el terremoto de 1829), las anteriores cifras tendríamos que multiplicarlas por 10.

4.—Del estudio de los parámetros a y b de la fórmula de Gutenberg y Richter, que nos relaciona el número de terremotos con su intensidad, obtenemos los siguientes resultados:

a) De la figura 10 b, en la que aparece el ajuste al que se refiere la anterior fórmula y el gráfico del número de terremotos por años, para todas las intensidades, se deduce que al ser sólo completo el catálogo a partir de 1930, los puntos para intensidades V, y quizás VI, están infravalorados en el gráfico del ajuste lineal, lo que implica un valor de b mayor que el 0,464 obtenido.

TABLA II

A (25 años)

	a	b
1800/24	1,686	— 0,199
1825/49	2,369	— 0,256
1850/74	3,512	— 0,452
1875/99	2,674	— 0,318
1900/24	3,572	— 0,384
1925/49	4,146	— 0,514
1950/74	5,156	— 0,731
1975/87	1,356	— 0,176

B (50 años)

1800/49	2,369	— 0,256
1850/99	3,382	— 0,382
1900/49	4,061	— 0,430
1950/87	5,335	— 0,753

Tabla 1.— Ajuste de los parámetros a y b desde 1800. a) Cada 25 años. b) Cada 50 años.

b) El ajuste de los anteriores parámetros, para cada una de las ventanas de 25 y 50 años, lo resumimos en la tabla II.

El ajuste se ha realizado como mínimo con tres valores de intensidad, empezando siempre con el valor V, con excepción del caso de la última de las ventanas de 25 años que, sólo se tomaron dos puntos. Hay una clara tendencia a incrementarse los valores de a y b, según nos acercamos a nuestros días, debido fundamentalmente a la falta de completitud del catálogo en las intensidades más bajas V y VI. Sin embargo, para las últimas ventanas, en las que se puede considerar completo el catálogo, sigue notándose esta tendencia, lo que nos hace pensar que pueda tener una cierta explicación sismotectónica. El bajo valor 0,176 calculado en la última de las ventanas de 25 años, así como el máximo valor 0,731 encontrado justo en la anterior, aparte de la relación con la incompletitud y la sola utilización de dos puntos en el ajuste, puede también tener un significado sismotectónico.

5.—En el ajuste de la distribución de extremos Gumbel I a los datos del catálogo a partir de 1700 (fecha en la que empieza a ser completo el catálogo para este método) (este ajuste lo mostramos en la tabla 2 para períodos de agrupamientos de 5 y 10 años), los períodos medios de retorno, es decir, el intervalo de recurrencia media entre todos los terremotos de una intensidad dada y mayores, fluctúan menos para los agrupamientos de 5 años y dentro de unos límites bastante estrechos. De cualquier forma, en ambos casos, tratándose de valores promedios, pueden tomarse estos resultados con bastante seguridad.

Por último, se presentan los principales sismos y algunas de las características de las fuentes sísmicas delimitadas:

1) Fuente de Enguera.

Los terremotos más importantes son:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
1258	0° 34' W	38° 48' N		Onteniente
1396	0° 15' W	39° 10' N		Tabernes
1544	0° 12' W	38° 42' N	VII	Guadalest
1598	0° 07' W	38° 55' N	VII	Oliva
1599	0° 12' W	39° 00' N	VII	Gandía
1620	0° 27' W	38° 42' N	VIII	Alcoy
1645	0° 27' W	38° 42' N	IX	Alcoy
1748	0° 39' W	39° 00' N	IX	Enguera
1883	0° 30' W	39° 06' N	VII	V. Castellón (2 sismos)
1896	1° 06' W	38° 34' N	VII	Yecla
1910	0° 06' W	38° 54' N	VI	Oliva
1914	0° 30' W	39° 06' N	VI	V. Castellón
1916	0° 57' W	38° 34' N	VII	Salinas
1932	1° 11' W	38° 38' N	VI	Yecla
1945	0° 35' W	38° 48' N	VII	Onteniente
1976	0° 36' W	38° 53' N	VI	Vallada

La sismicidad histórica podría ser errónea en su localización y la intensidad máxima puede estar sobrevalorada. Sin embargo, puede darse este valor (IX) como su potencial destructor máximo.

2) Fuente de Murcia.

Sus terremotos son:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
-237	1° 08' W	37° 58'		
1743	1° 06' W	38° 00'	VII	Murcia
1787	1° 30' W	38° 06'	VI	Mula
1823	1° 08' W	38° 00'	VI	Murcia
1883	1° 15' W	38° 05'	VII	Ceutí
1902	1° 12' W	38° 00'	VI	Murcia
1905	1° 12' W	38° 00'	VI	Nora
1908	1° 30' W	38° 00'	VI	Mula
1908	1° 18' W	38° 06'	VII	Ojós
1911	1° 13' W	38° 01'	VIII	Cotillas
1911	1° 12' W	38° 06'	VIII	Lorquí
1914	1° 20' W	38° 02'	VI	C. del Río
1917	1° 16' W	38° 02'	VII	T. Cotillas
1930	1° 14' W	38° 04'	VII	Lorquí
1944	1° 09' W	38° 10'	VII	Fortuna
1945	1° 20' W	38° 27'	VI	Jumilla
1946	1° 12' W	37° 55'	VI	Sangonera
1958	1° 07' W	38° 11'	VI	Fortuna
1963	1° 03' W	38° 13'	VI	Abanilla
1967	1° 17' W	38° 21'	VI	Cieza

Esta área es algo compleja. El accidente de Cieza-Archena (Medio Segura) parece ser el más activo (dir. NW-SE), pero sobre todo lo es en su cruce con el accidente de Cádiz-Alicante, sector en el que aparecen fuentes termales. Sin embargo, la traza del accidente de Lorca que se prolonga hacia el N parece tener también actividad.

3) Fuente de Torrevieja.
Presenta los siguientes sismos:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
1048	0° 55'	38° 05'		Orihuela
1475	0° 55'	38° 05'		Orihuela
1482	0° 55'	38° 05'		Orihuela
1523	0° 38'	38° 06'	VIII	Guardamar del Segura
1746	0° 43'	38° 05'	VII	Rojales
1802	0° 42'	38° 00'	VII	Torrevieja
1828	0° 42'	38° 00'	VII	Torrevieja
1829	0° 42'	38° 00'	X	Torrevieja
1833	0° 42'	38° 00'	VI	Torrevieja
1837	0° 42'	38° 00'	VII	Torrevieja
1860	0° 42'	38° 00'	VI	Torrevieja
1867	0° 42'	38° 00'	VII	Torrevieja
1909	0° 40'	38° 00'	VII	Torrevieja
1910	0° 42'	38° 00'	VI	Torrevieja
1918	0° 48'	38° 05'	VI	Algorfa
1919	0° 50'	38° 05'	VIII	Jacarilla
1958	0° 36'	38° 06'	VI	Guardamar del Segura
1960	0° 54'	38° 05'	VI	Orihuela

Es un área parecida a la anterior en cuanto al control de fracturas. Esencialmente son las NW-SE y las N70E las que presentan mayor actividad.

4) Fuente de Elche-Alicante.
En esta fuente se han dado los siguientes terremotos:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
1694	0° 30'	38° 20'	VI	Alicante
1730	0° 40'	38° 18'	VII	Elche
1866	0° 40'	38° 18'	VI	Elche
1884	0° 30'	38° 20'	VI	Alicante
1909	0° 48'	38° 18'	VI	Crevillente (2 sismos)
1920	0° 33'	38° 12'	VI	Santa Pola
1958	0° 44'	38° 27'	VI	Elda

Está asociado al accidente Cádiz-Alicante y al cruce con los del Vinalopó, si bien por ahora no parece presentar gran potencial sísmico.

5) Fuente de Cehegín.

En ella se dieron los siguientes sismos:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
1941	1° 53'	38° 07'	VI	Caravaca
1941	1° 46'	38° 12'	VI	Caravaca
1948	1° 45'	38° 08'	VIII	Cehegín

6) Fuente de Lorca.

En ella aparecen los siguientes sismos:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
1664	1° 42'	37° 42'	VII	Lorca
1674	1° 42'	37° 42'	VIII	Lorca
1818	1° 42'	37° 42'	VII	Lorca
1864	1° 24'	37° 54'	VI	Alhama de Murcia
1907	1° 30'	37° 48'	VII	Totana
1977	1° 43'	37° 39'	VII	Lorca

Estos terremotos parecen estar controlados esencialmente por el llamado accidente de Lorca-Totana-Alhama de Murcia de dirección NE-SW, que presenta movimientos muy recientes. Del último terremoto y sus réplicas existen mecanismos focales.

7) Fuente del Almanzora.

En ella se han dado los siguientes sismos:

<u>AÑO</u>	<u>LONGITUD</u>	<u>LATITUD</u>	<u>I</u>	<u>EPICENTRO APROXIMADO</u>
1406	1° 52'	37° 20'	VIII	Vera
1518	1° 52'	37° 13'	IX	Vera
1531	2° 48'	37° 30'	VIII	Baza
1751	2° 03'	37° 38'	VII	Vélez Rubio
1863	1° 54'	37° 24'	VI	Huércal Overa
1863	1° 56'	37° 25'	VI	Huércal Overa
1863	2° 30'	37° 20'	VII	Serón
1883	2° 48'	37° 30'	VI	Baza
1903	2° 06'	37° 36'	VI	Vélez Rubio
1930	2° 09'	37° 22'	VI	Albox
1932	2° 27'	37° 25'	VIII	Lúcar
1940	1° 52'	37° 14'	VI	Vera
1955	2° 27'	37° 18'	VI	Tíjola
1972	2° 15'	37° 25'	VII	Portaloa

En ella se incluye un área más amplia que la propia del Almanzora, así el sector de Baza y de Vélez Rubio. El sector de Vera es fronterizo con otra área que se extiende más al Sur y podría ser segregado.

CONCLUSIONES

1.— Los agrupamientos de sismos con $I_{max} > VI$, junto con los rasgos tectónicos, determinan las siete fuentes sísmicas de esta zona. Además, los sectores de Vera, Torrevieja y Alcoy son, desde el punto de vista histórico, los de mayor potencial energético destructor con los terremotos de 1518 de Vera, 1645 de Alcoy, de 1748 de Enguera y 1829 de Torrevieja. Todos ellos de $I_{max} = IX$ y que destruyeron estas ciudades y parte de sus alrededores, pero no amplias zonas; o sea, sus efectos fueron muy locales. En el resto de las fuentes sólo se ha alcanzado el grado VIII. Entre ellas cabe destacar la de Cehegín por su exclusivo carácter instrumental.

2.— Los estudios temporales para diferentes duraciones de ventanas nos llevan a observar un descenso en el nivel de sismicidad actual en toda la zona, lo cual, junto con la tendencia creciente del parámetro b en las ventanas de 25 años anteriores a la última, nos hace pensar en la posibilidad de una pronta reactivación de la sismicidad en lo que resta de siglo, para que en la última ventana (1950/2000 ó 1975/2000) se obtengan unos resultados concordantes con los de las otras. De todas formas, de no ocurrir esto estaríamos ante una clara anomalía de la conducta sísmica de la zona.

3.— Los resultados de la teoría de extremos Gumbel I nos dan unos períodos medios de retorno de 60 y 150 años para las intensidades VIII y IX, que serán alcanzados al final de esta última ventana. Sin embargo, el carácter promedio de estos valores y la incompletitud de los datos utilizados para obtenerlos, permiten también situaciones válidas que se ajusten a resultados con valores más altos para estos períodos medios de retorno. Además debemos tener en cuenta que los únicos terremotos realmente catastróficos a los que nos podemos referir son los de Vera y Torrevieja, que están separados temporalmente más de 300 años.

4.— Los valores de periodicidad de terremotos de $I_{max} \geq VI$ en todo el ámbito de las Béticas obliga a tomar en serio la normativa de construcción con vistas a una prevención activa.

5.— El estudio estadístico de los sismos es de notable utilidad en su aplicación al conocimiento del riesgo sísmico. Por ello es necesario intentar la mejora continua de los catálogos, con indicación completa de datos tales como I_{max} , profundidad, magnitud y mecanismo focal cuando sea posible.

6.— De la comparación de la posición de los sismos con la red de fracturas se aprecia una estrecha relación entre algunos accidentes, en especial los de dirección NW-SE, y en menor grado con los de los otros dos sistemas. Esto es muy claro si se hace con sismos de $I_{max} \geq VI$, también observable en los mapas de isosistas.

7.— En la intersección de grandes fracturas se producen numerosos enjambres de sismos.

8.— El accidente Cádiz-Alicante se muestra activo en alguno de sus tramos. Las fracturas NW-SE de Cieza-Archena y las NE-SW de Lorca-Totana-Alhama parecen ser las más activas.

BIBLIOGRAFÍA

- ESTÉVEZ, A.; PINA, J. A.; CÁLIZ, F. y HERVÁS, J. L. (1985).—Isla Plana o Nueva Tabarca. Significación geológica y evolución tectónica reciente en el contexto del sector oriental de las Cordilleras Béticas. In Ramos, A. A. Ed. *La reserva marina de la Isla Plana o Nueva Tabarca (Alicante)*. Univ. Alicante, 25-35.
- ESTÉVEZ, A.; PINA, J. A. y LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1986).—Aportación al conocimiento neotectónico y sismotectónico del Sudeste de España (provincias de Alicante y Murcia). En vol. de: *Primeras jornadas de estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio (Murcia)*.
- ESTÉVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1983).—Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Bassins de Guadix - Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.* 24, 1, 23-34.
- (1984).—Neotectónica en la depresión de Granada y áreas próximas. Métodos empleados para el estudio de las deformaciones neotectónicas. *Energía Nuclear*, 149-150, 249-257.
- GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR. (1977).—L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *B. S. G. F.*, 7, XIX, 3, 576-614.
- JEREZ MIR, L. (1973).—*Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Univ. Granada. 750 p.
- LÓPEZ-CASADO, C. y PUENTES MOLINA, A. (1986).—Estudio de la completitud y homogeneidad de la información sísmica correspondiente a la región murciana. En vol. de: *Primeras jornadas de estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio (Murcia)*.
- LÓPEZ-CASADO, C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1986).—Fuentes sísmicas de la región del río Segura. En vol. de: *Primeras jornadas de estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio (Murcia)*.
- LÓPEZ MARINAS, J. M. (1976).—Ensayo de compartimentación en bloques sismotectónicos del Sureste español. Com. *II Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, I, 507-514. Madrid.
- MARTÍN MARTÍN, A. J. (1983).—Mapa de isomáximas sentidas 1396-1679. Com. *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, I, 447-455. Madrid.
- (1984).—*Riesgo sísmico en la Península Ibérica*. I. G. N. Tomo I, 235 p. Tomo II: figs.
- MARTÍN MARTÍN, A. J. y SIERRA GÓMEZ, J. (1983).—Nuevos mapas de riesgo sísmico de la Península Ibérica, obtenidos mediante la distribución de Gumbel tipo I. Com. *IV Asamblea Nac. de Geodesia y Geofísica*, I, 309-323.
- MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. y BUFORN, E. (1984).—Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *B. S. S. A.*, 74, 167-179.
- MEZCUA, J. y MARTÍNEZ SOLARES, J. M. (1983).—Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. I. G. N. Publ. n.º 262, Madrid, 322 p.
- MONTENAT, Ch. (1973).—*Les formations néogènes du Levant espagnol*. Tesis Univ. Paris - Orsay, 1167 p.
- MUNUERA, J. A. (1965).—La actividad sísmica en la región de la Península Ibérica hasta fines de 1960. *Rev. de Geofísica*. Año XXIV, 95, julio-sept.
- REY PASTOR, A. (1951).—*Estudio sismotectónico de la región sureste de España*. I. G. C., Madrid. 52 p.
- (1956).—Mapa sismotectónico de la Península Ibérica. Escala 1:200.000. I. G. C. Madrid.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977).—Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Tecniterrae*, 17, 8-18.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).—Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. y LÓPEZ CASADO, C. (En prensa). Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. *Rev. Geofís.*, Madrid.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1985).—A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*, 74, 641-655.
- UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1985).—Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. Mecanismo de los terremotos y Tectónica. Universidad Complutense. Madrid.
- VEGAS, R. (1985).—Tectónica del área Ibero-Mogrebí. Mecanismo de los Terremotos y Tectónica. Ed. U. Complutense. Madrid, 198-215.

ESCAMAS TECTÓNICAS ALPINAS EN LAGUNILLA DE JUBERA (CORDILLERA IBÉRICA, LA RIOJA)

por
FÉLIX PÉREZ-LORENTE *

RESUMEN

Se examinan en este artículo los efectos de la tectónica del borde Norte del conjunto Demanda-Cameros en un lugar de estructura complicada. El Terciario está aquí afectado en su parte inferior por un cabalgamiento principal, mientras que su parte superior fosiliza tal estructura.

PALABRAS CLAVE: Cabalgamientos; Cordillera Ibérica; La Rioja; Tectónica alpina; Terciario.

ABSTRACT

This work is a tectonic analysis of the relations between the northern limit of the Demanda-Cameros and the deposits of Tertiary age in Lagunilla de Cameros and neighbouring zones. This area has been selected because of its superposed deformations and its stratigraphic an tectonic boundaries.

KEY WORDS: Overthrusting, Iberian Chain, La Rioja, Apine tectonics, Tertiary.

INTRODUCCIÓN

Este estudio se ha hecho en el borde Norte del conjunto Demanda-Cameros porque la relación entre el tipo de la deformación y las rocas sedimentarias es aquí más clara que en el resto de La Rioja.

La zona se sitúa en el límite del cabalgamiento del conjunto del Sistema Ibérico sobre la Depresión del Ebro, sobre ambos conjuntos (figura 1).

La estructura cabalgante acarrea aquí la diferenciación de las siguientes unidades litológicas y tectónicas:

(*) Colegio Universitario de La Rioja. Obispo Bustamante, 3. 26001 Logroño.

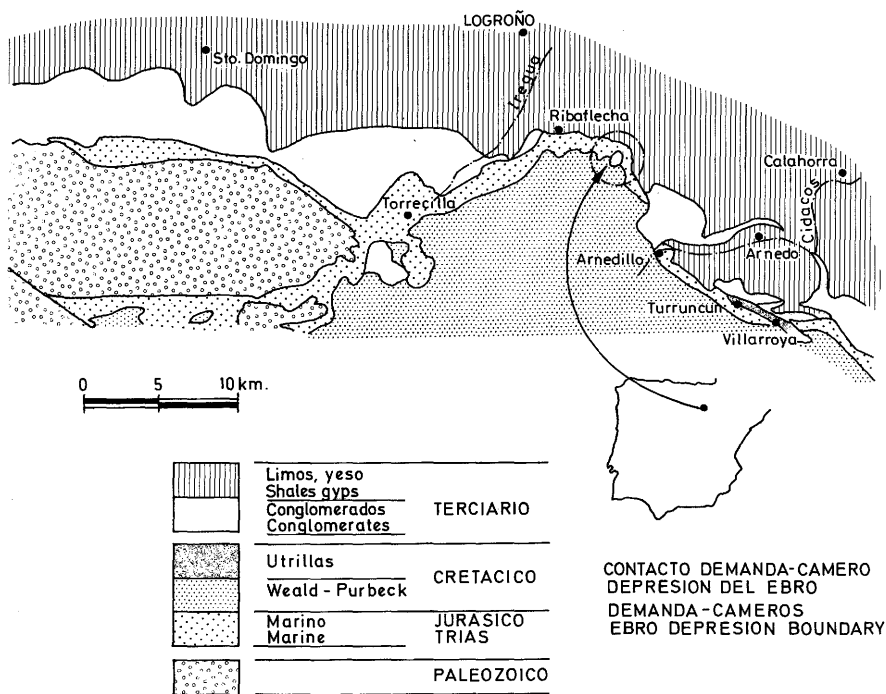


Figura 1.—

- A) Unidad de los Túneles de los Moros.
- B) Unidad de Lagunilla de Jubera.
- C) Unidad de La Guardia.
- D) Unidad del Cogote.
- E) Terciario de la Depresión del Ebro.

La Unidad E es el autóctono, y el resto constituye escamas asociadas al cabalgamiento citado.

No se separa aquí el estudio de la tectónica del de la geología de los materiales sedimentarios, fundamentalmente de aquellos de edad Terciaria, puesto que la primera influye sustancialmente en la sedimentación y porque los sedimentos datarán la edad de cada una de las fases tectónicas.

En esta zona se diferencian varias etapas de deformación comprensiva, dos de las cuales se datan porque entre ambas se produce el depósito de conglomerados atribuidos al Pontense (PÉREZ-LORENTE, 1987b).

El lugar se sitúa entre los afloramientos triásicos de Ribaflecha y Arnedillo, que en algunos trabajos anteriores se han citado como si fueran de origen diapírico (figura 1). Esta área tiene la peculiaridad de que en el triás hay un paquete de yesos rojos y otro de dolomías que son muy buenos niveles guías.

ESTRATIGRAFÍA

Se describen los tipos de rocas, de más antiguos a más modernos. Sólomente se dicen las características generales y aquellas particulares que tengan alguna connotación especial.

Trias

Aflora en tres de las unidades citadas antes:

- A) Unidad de los Túneles de los Moros.
- B) Unidad de Lagunilla de Jubera.
- C) Unidad de La Guardia.

Estas tres unidades están separadas por contactos mecánicos. No se puede negar que entre ellas existan relaciones estratigráficas, pero aquí no se pueden establecer.

A) *Túneles de los Moros.*

Por su composición litológica se le asocia a la banda de Trías que sigue por Arnedillo, Turruncún y Villarroya. En esta banda, la cantidad de yeso en relación con las ofitas y dolomías es minoritaria. No se pueden establecer ni la potencia, ni el tipo de contactos, ni la estratigrafía porque está muy tectonizada.

La característica diferenciadora con las otras dos unidades es que ésta tiene ofitas.

B) *Lagunilla de Jubera (o Lagunilla)*

Se compone de yesos blancos, yesos rojos y un paquete potente y continuo de dolomías grises.

No se han visto criterios suficientes para determinar la sucesión estratigráfica de niveles más antiguos a más modernos. Pese a ello, se puede establecer la sucesión de paquetes y de niveles de la forma siguiente:

- Yesos blancos.
- Dolomías.
- Yesos rojos.
- Yesos blancos.

Tanto la base como el techo no afloran aquí. Los contactos estratigráficos son claros a techo y muro de las dolomías y a techo y muro de los yesos rojos en varias localidades.

En la mayor parte de los afloramientos hay dolomías sobre yesos rojos, separadas por contacto estratigráfico. La dificultad que existe para dar esta sucesión espacial como temporal es que, a veces, en continuidad lateral, se encuentran las dolomías sobre o bajo los yesos rojos debido a inversiones de la serie.

La potencia media para las dolomías es de menos de cien metros. Este máximo se adquiere en alguno de los afloramientos situados al Este de Lagunilla. En general, se les puede estimar una potencia media de unos cuarenta metros.

No merece la pena indicar cifras con respecto a los yesos debido a su gran variación de espesor. Siempre son más potentes que las dolomías.

A las dolomías se las asimila al Muschelkalk, mientras que los yesos se suponen Keuper.

Las características distintivas de la Unidad de Lagunilla son: el paquete de dolomías independizado de los yesos, de potencia considerable, sin intercalaciones de sulfatos ni de arcillas, y los niveles de yesos rojos, muy potentes y en muchos casos mayoritarios con respecto a las demás rocas de la Unidad.

C) *La Guardia*

Su estratigrafía es muy difícil de establecer, porque además de estar muy tectonizada y replegada la secuencia de rocas, es monótona y repetitiva. No se han visto tampoco criterios de polaridad estratigráfica.

Se compone de una serie alternante de yesos y de dolomías sin características distintivas apreciables para los objetivos de este trabajo. Las dolomías forman capas de espesor relativamente constante para cada una de ellas, aunque se disponen en lentejones que se suelen acñar lateralmente (la capa más potente es de unos dos metros y la menor de unos centímetros). Los yesos dan paquetes de estratos de métricos a decamétricos constituidos por la superposición de capitas centimétricas; engloban a las dolomías anteriores.

Los estratos de dolomías dan lentejones amplios debidos posiblemente al estiramiento sufrido.

No se puede asignar la secuencia ni al Keuper ni al Muschelkalk, puesto que no hay ni unas dolomías bien desarrolladas, ni niveles yesíferos o arcillosos suficientemente destacables. La serie se compone de una alternancia de yesos (mayoritarios) y dolomías (minoritarias) en numerosas capas.

La litología del Trías de las unidades descritas se correlaciona con la de los alrededores de la manera que se expone. La Unidad de los Túneles de los Moros tiene las mismas características que el Trías que se encuentra al Este del área; las otras dos unidades muestran afinidades muy claras con el Trías que aflora al Oeste, al menos hasta Torrecilla en Cameros. No se pueden por ahora extraer más hipótesis que la de que ambos conjuntos son por ello distintos, aunque esta dicotomía pueda estar relacionada con el alejamiento del área origen de unas y otras unidades.

Jurásico-Cretácico

Debido a la importancia menor que tienen en el área estudiada, no se describen con detalle. Sus características litológicas son similares a las del resto del borde Norte de las Sierras. Litológicamente se diferencian los siguientes paquetes:

- Dolomías del Trías superior-Lías inferior.
- Barra caliza del Lías.
- Secuencia margocalcárea del Lías Dogger.
- Barra caliza del Dogger-Malm.
- Ssecuencia margocalcárea del Malm.

— Serie de rocas de facies Purbeck-Weald formadas por una pequeña sucesión de conglomerados, areniscas, arcillas abigarradas (de los grupos inferiores) y los niveles predominantemente calizos del Grupo de Enciso.

Todas estas series están descritas en los trabajos citados en la bibliografía, tanto de investigaciones sobre las facies Purbeck-Weald, como sobre el Jurásico marino.

Terciario

Hay dos conjuntos de materiales terciarios totalmente diferentes.

1) Alternancias de la Depresión del Ebro.

2) Conglomerados del Cogote.

A continuación se describen someramente las características fundamentales de cada uno de ellos.

1) *Alternancias de la Depresión del Ebro*

Se componen de dos formaciones: la superior, que contiene capas de yeso y que se extiende por toda la parte Norte del área cartografiada en este trabajo (desde Ventas Blancas hacia el Oeste), y la inferior, constituida por alternancias de limos, arenas y conglomerados.

Por la litología y la correlación con áreas vecinas deben de ser depósitos de edad Mioceno inferior y quizás hasta Oligoceno superior (CRUSAFONT *et al.*, 1957; RIBA, 1964; CUENCA, 1983; ORTEGA y PÉREZ-LORENTE, 1984; CUENCA, 1985).

2) *Conglomerados del Cogote*

Se componen de cantos y bloques, mayoritaria y a veces exclusivamente silíceos, inmersos en una matriz arcilloso-arenosa.

Los cantos son de cuarcitas, grauvacas (por el contenido en minerales de color verdoso en relación con el cuarzo) y de conglomerados. Cerca del borde Sur se ven algunos cantos de caliza. El diámetro de los cantos supera en algunos casos excepcionales los dos metros. Excepto cuando son grauvacas (de las que desconozco su procedencia), los bloques y cantos proceden de las cuarcitas y conglomerados de los sedimentos de facies Purbeck-Weald. La arena y arcilla no se han estudiado y no muestran características especiales que se puedan apreciar a simple vista.

La erosión fácil de la matriz hace que no se vean los contactos con las rocas infrayacentes, ni su textura o estructura interna. Por esta razón no se puede decir sino que en algunos afloramientos tienen aspecto masivo, es decir sin estratificación aparente, y en otros, muy pocos, que están tectonizados.

El contacto con las rocas más viejas es de dos tipos. Por una parte, deben de ser discordantes, ya que unas veces descansan sobre el Triás, otras sobre el Jurásico y otras sobre el Cretácico. En todos los casos, el contacto superior, es decir, hacia el techo, está cabalgado (pudiéndose poner en este caso conglomerados sobre conglomerados).

El depósito es posterior al cabalgamiento principal del conjunto Demanda-Cameros sobre la Depresión del Ebro, dado que descansan directamente sobre

el infrayacente sin otros materiales terciarios intermedios. Esto se deduce de la discontinuidad de la sedimentación, ya que si fuera continuo con los materiales anteriores deberían éstos mostrarse por debajo. No obstante, hay conglomerados correlacionables con estos en varios puntos de La Rioja (PÉREZ-LORENTE, 1987b) que están en sucesión continua con los del resto del Terciario, sobre ellos, y sin ruptura aparente de la sedimentación.

La discontinuidad en la sedimentación se aprecia también en la cartografía (figura 2), ya que estos conglomerados se apoyan discordantemente tanto sobre la Unidad de los Túneles de los Moros como sobre la Unidad de Lagunilla, previamente cabalgada y plegadas.

Hay que añadir que como también hay fallas inversas que los afectan, es muy posible que el depósito tuviera lugar antes de terminar las fases principales, aunque muy hacia el final de las mismas. En este caso sería un depósito de sintectónico a tectónico tardío con respecto a las fases compresivas alpinas.

La edad asignada a este conjunto de conglomerados del Cogote es Pontiense (SOLÉ SABARÍS y RIBA, 1952; RIBA, 1955; PÉREZ-LORENTE, 1987b).

TECTÓNICA

La estructura principal es el cabalgamiento de los Cameros sobre la Depresión del Ebro (JEREZ y ESNAOLA, 1969; PÉREZ-LORENTE, 1987a). Esta disposición permite separar dos grupos que a su vez comprenden otras unidades de rocas. Los grupos a que me refiero son:

- 1) Alternancias de la Depresión del Ebro o autóctono.
- 2) El grupo alóctono.

Como ya se ha dicho, el grupo alóctono está compuesto por varias unidades:

- A) Unidad de los Túneles de los Moros.
- B) Unidad de Lagunilla.
- C) Unidad de La Guardia.
- D) Unidad del Cogote.

El grupo autóctono está compuesto por rocas del Terciario que rodean por el Este y por el Norte al grupo cabalgante. El Conjunto de Lagunilla y de La Guardia parece ser fundamentalmente el nivel de despegue del cabalgamiento principal. La Unidad de los Túneles de los Moros constituye el alóctono en sentido estricto; se comporta como el frente rígido del cabalgamiento del macizo Demanda-Cameros. Finalmente el Cogote, constituido por conglomerados de edad Pontiense y por los niveles mesozoicos, sobre los que descansa discordantemente, sella el cabalgamiento principal y participa en las últimas fases de compresión alpinas.

En la descripción que se acompaña se comenzará por la unidad más baja (Lagunilla) y siguiendo con las que se le superponen (La Guardia y El Cogote) terminando con la de los Túneles de los Moros, que en parte cabalga al Cogote.

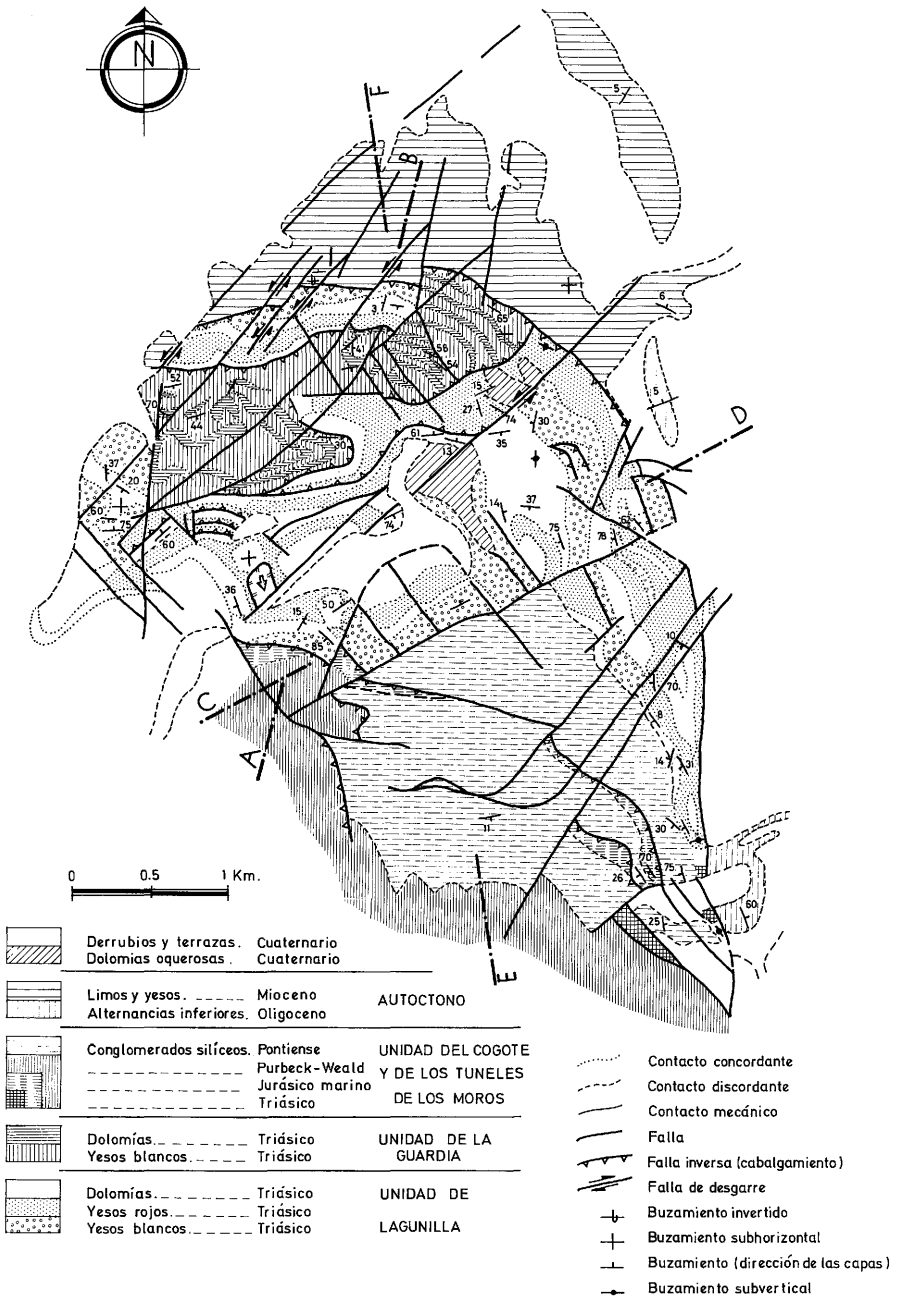


Figura 2.—

B) Unidad de Lagunilla

Es la más baja de las escamas cabalgantes. Por encima se sitúan las de La Guardia, El Cogote y Túneles de los Moros.

Esta escama se compone de un gran pliegue volcado (figura 4) del que no se conoce la polaridad, pero que se puede suponer vergente hacia el Norte (s.l.) y al que se superponen efectos debidos a la deformación posterior (figura 3). El pliegue volcado es singenético, con una serie de escamas que producen la repetición del paquete de dolomías y de los niveles de yesos. El nivel de despegue son tanto los yesos blancos (techo o muro de las dolomías) como los yesos rojos.

La deformación posterior citada produce el arqueamiento que se ve en la cartografía (figuras 2 y 3), el replegado de anticlinales y sinclinales anteriores, y; el plegamiento de las superficies cabalgantes (figura 4).

El comportamiento de las dolomías y de los yesos es desigual, por lo que las estructuras de ambos tipos de litología se han de examinar separadamente.

Las dolomías dan pliegues grandes, generalmente cartografiables que se muestran en las figuras 2, 3, y 4. También muestran un comportamiento frágil, que conduce a la formación de escamitas, a su vez plegadas (figuras 2, 3 y 4). Los ejes de los pliegues en las dolomías pasan de ser N83E a N-S al ir del Oeste al Este de la zona. La línea de simetría de la torsión es de una dirección aproximada N10E (figura 3).

El comportamiento mecánico de las dolomías implica que las capas de yeso adyacentes muestren las mismas estructuras. Si las capas de yeso están alejadas, su grado de plasticidad hace que los pliegues en ellos sean de aspecto fluidal y que las disarmonías y despegues sean abundantes (figura 5).

En general, la ordenación actual de las estructuras da vergencia hacia el Norte y Este (s.l.). Es de suponer, por el contexto geológico en el que nos encontramos, que la vergencia sea hacia el NE.

C) Unidad de La Guardia

Aquí las dolomías no tienen la potencia suficiente como para quedar aisladas del paquete yesífero, y responden como un nivel interestratificado más en el yeso.

Las estructuras más aparentes son: el pliegue volcado asociado al cabalgamiento sobre la escama de Lagunilla y el sinclinal congruente con el plegamiento de los cabalgamientos internos de la Unidad de Lagunilla (figura 3; figura 4, corte AB).

Es difícil apreciar otras estructuras debido a la transposición de los niveles dolomíticos, probablemente producida durante la primera deformación.

Esta Unidad constituye una escama sobre la Unidad de Lagunilla, separada de ella por un contacto mecánico. No se conocen los materiales que pudiera tener encima.

D) Unidad del Cogote

Esta Unidad se compone de conglomerados silíceos en los que hay algunos asomos de material carbonatado y yesífero.

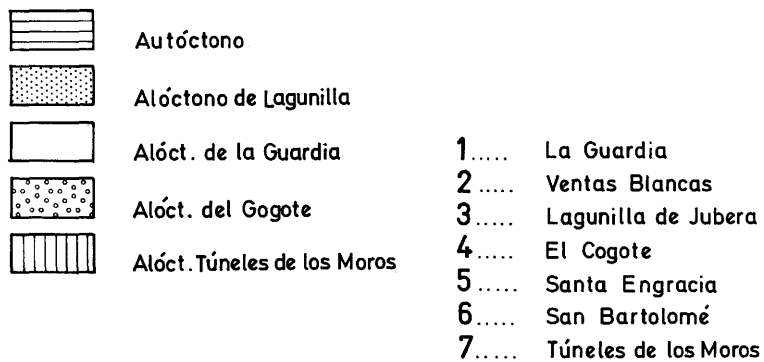
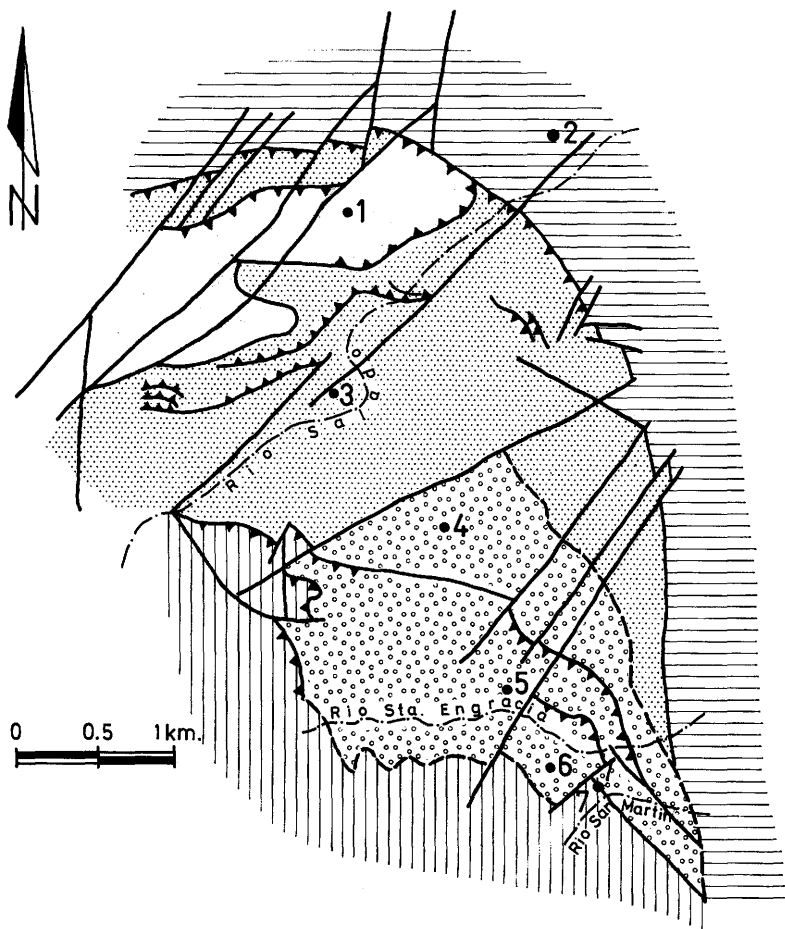
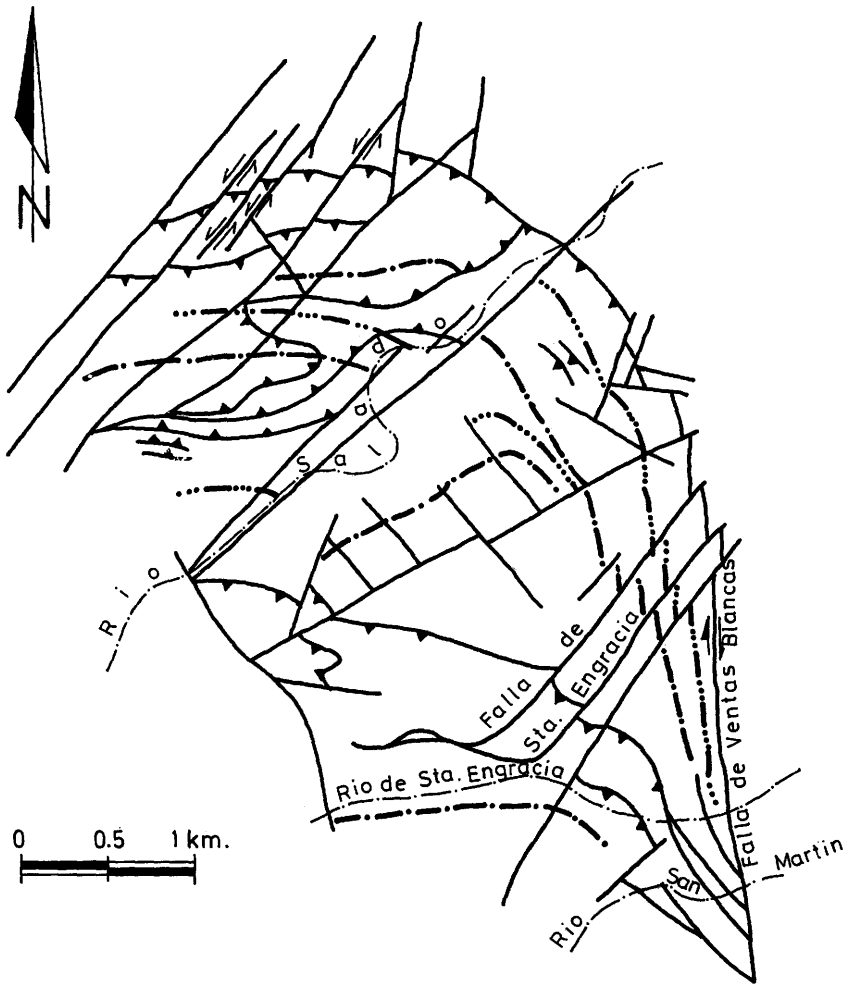


Figura 3a.—



- Antiforme
Antiform
- Siniforme
Synform
- Falla
Fault
- Falla inversa y cabalgamiento
Inverse fault and overthrust
- Falla de desgarre
Strike slip fault

Figura 3b.—

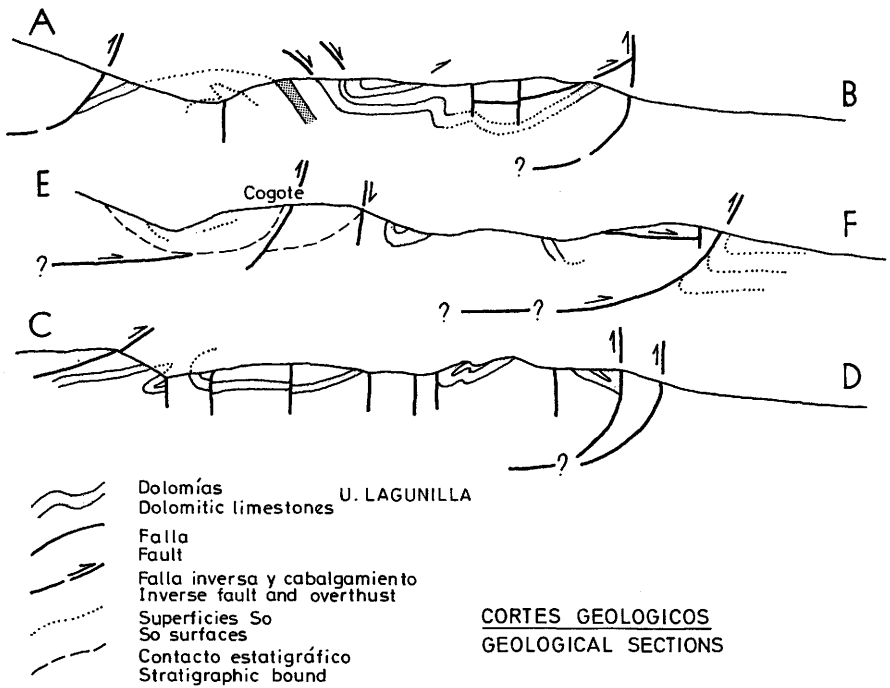


Figura 4.—

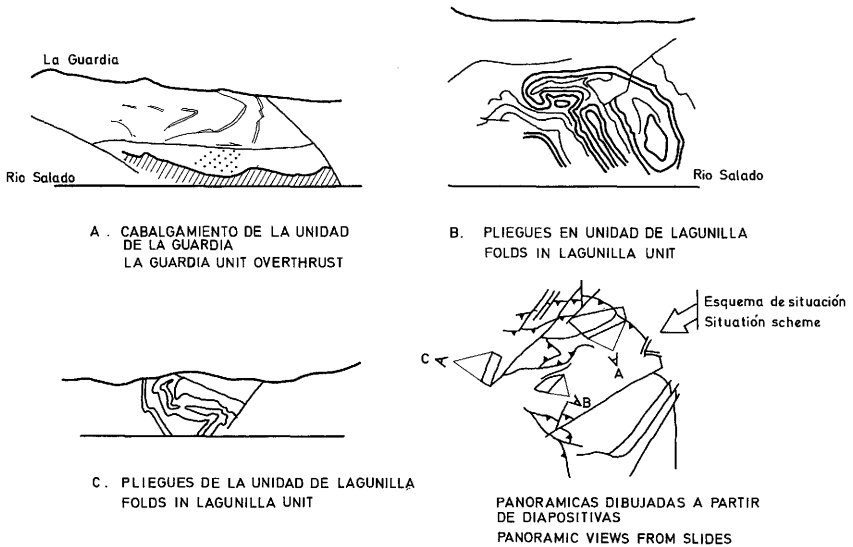


Figura 5.—

Se encuentra sobre la Unidad de Lagunilla y sobre la de los Túneles de los Moros, de las que está separada mediante un contacto discordante. En el interior hay una serie de fallas inversas que dan unas escamitas en las que se repite la secuencia siguiente:

a) Una lámina de Trías yesífero en el que hay ofitas.

b) Una capa de carbonatos (calizas y/o dolomías) de edad variable, aunque siempre anteriores a los sedimentos de facies Purbeck-Weald.

c) los conglomerados de cantos silíceos del Terciario.

El contacto entre a) y b) es siempre mecánico, mientras que el que hay entre b) y c) debe de ser discordante, aunque tal hecho no se ha visto con la claridad debida, y, finalmente, el contacto siguiente entre c) y a) o entre c) y b) es de nuevo mecánico y cabalgante.

Se diferencian con claridad tres escamitas que no están plegadas, sino que enraizan en el lugar dando unas cuñas tectónicas (figuras 2 y 3). Se puede suponer que la causa tectónica que las produjo es la que dio la torsión de las estructuras (citada anteriormente), bien representadas en la figura 3.

El depósito de los conglomerados es, pues, sintectónico tardío con respecto a la etapa de cabalgamientos, ya que por una parte son discordantes sobre el Trías, Jurásico y Cretácico; por otra, fosilizan el cabalgamiento principal de las Sierras sobre la Depresión del Ebro; pero, por otra, están implicados en la última parte de los fenómenos compresivos.

A) Unidad de los Túneles de los Moros

Es la Unidad alóctona en su sentido más estricto. Está formada por rocas cuya edad va desde el Trías hasta aquellas de facies Purbeck-Weald.

Esta unidad se comporta como el contrafuerte sobre el que topan todos los terrenos del Norte. A esto se deben los bordes levantados de los contactos.

En la parte más septentrional hay pliegues asociados vergentes al Norte, que no se han estudiado en este trabajo, pero que por su disposición en franjas o bandas paralelas al borde cabalgante, se asocian con el cabalgamiento general (PÉREZ-LORENTE, 1987a).

Estructuras asociadas al frente y contacto lateral del alóctono

Al Norte, en el camino que va desde Ribafrecha a Ventas Blancas, después de pasar un manantial que hay a la derecha del mismo (fuente del Piojo o de Riajo) se encuentra el pliegue de arrastre con el flanco más levantado de todos los que se producen en el autóctono. Hay en todo el frente Norte, estructuras de arrastre del cabalgamiento, las cuales quedan ceñidas a la vecindad del mismo. La vergencia indica transporte hacia el NE s.l. El paquete afectado es el que contiene yesos del Terciario, y que podemos suponer de edad Mioceno inferior. Aunque no es seguro el dato, se infiere que la dirección de los pliegues es de N125E.

En el corte del río Salado, no se ve ninguna estructura destacable en las capas del Terciario, si no es un leve basculamiento producido por el arrastre de la falla de Ventas Blancas. El buzamiento de las capas es inferior a 8 grados.

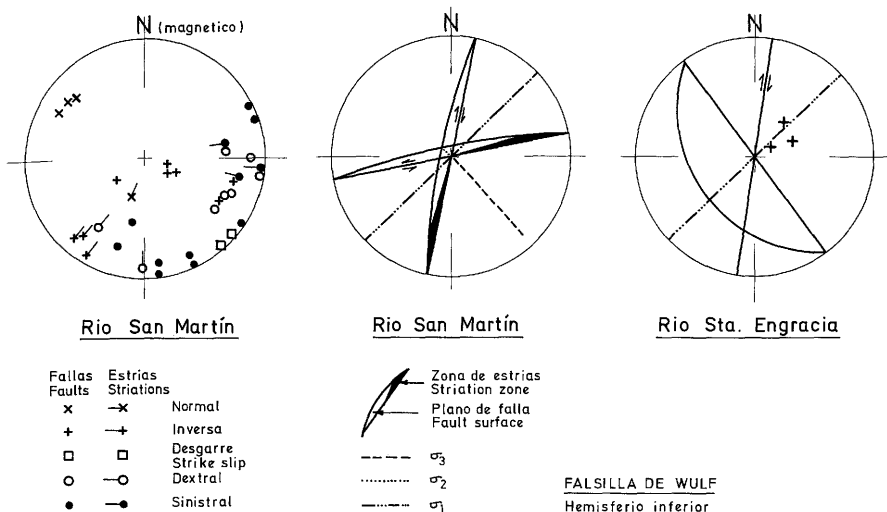


Figura 6.—

No ocurre lo mismo en los ríos Santa Engracia y San Martín. En estos lugares, las escamitas del Cogote y la escama de Lagunilla se acuñan, dejando franjas de material mesozoico intercaladas en el Terciario (figura 2). Las rocas del Terciario son de tipo diferente, según nos encontremos en la parte Este u Oeste de la falla de Ventas Blancas. Al Este hay alternancias de limos, areniscas y conglomerados del Terciario de la Depresión, en capas que son verticales en la vecindad de la falla. En estos lugares se aprecia el efecto de varias cizallas que dan pliegues angulares de flancos desiguales. A medida que nos separamos de la falla hacia el Este, la estratificación se va haciendo horizontal y desaparecen los efectos de la cizalla.

Al Oeste de la falla de Ventas Blancas, los materiales terciarios son conglomerados masivos, en los que no se diferencia la estratificación, afectados por dos sistemas de fallas, que, entre otros efectos, parten y deforman los cantos de los conglomerados.

El análisis de la estratificación del terciario de la Depresión (PÉREZ-LORENTE, 1987a) muestra que, por lo menos, la parte más importante del movimiento de la falla de Ventas Blancas ha sido dextroso. El estudio de las superficies de cizalla y del arrastre que hay en las capas estratificadas y en los cantos (figura 6) indica que se han producido en una etapa compresiva cuyo campo de esfuerzos se especifica en la figura. El esfuerzo compresivo es horizontal y de dirección aproximada N40E.

Esta dirección puede ser congruente (localmente) con la que produce la torsión de las estructuras de la Unidad de Lagunilla (figura 3), por lo que se pueden suponer singenéticas.

SUCESIÓN DE ESTRUCTURAS

En primer lugar se produjo el cabalgamiento hacia el Norte de las escamas de Lagunilla, La Guardia y Túneles de los Moros. Con esta etapa se asocian el pliegue de la escama de La Guardia (figura 5A) y las escamas internas de Lagunilla.

En segundo lugar se produce el plegamiento, con vergencia hacia el Norte de las escamas originadas en el acontecimiento anterior. Este plegamiento afecta también al cabalgamiento de la escama de La Guardia. La mayor parte de los pliegues de los yesos (figura 5) son de estas fases.

Hay, pues, dos impulsos hacia el Norte correspondientes a una primera etapa de cabalgamientos y a una de plegamiento de las superficies de translación, cuya edad se sitúa entre el Aragoniense y el Serravaliense, que afectan a los sedimentos del Terciario de la Depresión del Ebro.

En tercer lugar se produce una etapa de arrasamiento, cuya edad debe de ser Pontiense. Se sedimentan los conglomerados del Cogote, que fosilizan tal superficie de arrasamiento descansando, sobre cualquiera de los materiales anteriores, sin otros depósitos terciarios por debajo. Los conglomerados sellan las superficies cabalgantes anteriores, que son las principales en este sector.

En cuarto lugar se produce el repliegue de las estructuras anteriores, que origina: las escamitas del Cogote; la torsión de las estructuras de Lagunilla y, las cuñas tectónicas del Cogote y de Lagunilla. Se trata de una fase compresiva posterior al Pontiense, de la que se ha investigado la orientación del campo de esfuerzo local en los cortes de los ríos Santa Engracia y San Martín. La dirección obtenida para el esfuerzo máximo compresivo es de N40E.

Finalmente queda el efecto de las fallas de desgarre sinistroso, relacionadas con el sistema de Plasencia (PÉREZ-LORENTE, 1985), que afectan tanto a los contactos cabalgantes como a la misma falla de Ventas Blancas. Es una fase de distensión asociada también a los desgarres del Sistema Ibérico (PÉREZ-LORENTE, 1985; MARTÍNEZ *et al.*, 1987).

No es esta zona apropiada para hacer el estudio de la sucesión de movimientos cuaternarios, puesto que faltan sedimentos (afloramientos escasos y de difícil datación) y porque la deformación resulta, debido a la misma escasez, muy difícil de encontrar. Es cierto que se observa que en el límite Oeste de la zona cartografiada hay una potente acumulación de sedimentos en una franja que sigue la dirección Plasencia; de la misma manera, también se observa que el contacto Este de la falla de Ventas Blancas con los depósitos cuaternarios es todo lo perfectamente rectilíneo que se puede encontrar en el campo. Este contacto parece estar sellado por una capa muy delgada de derrubios muy recientes. Finalmente, hay depósitos dolomíticos, oquerosos, de piedemonte y de relleno, afectados por el sistema de Plasencia. Estos depósitos oquerosos dan hombreras de erosión en el río Salado entre Lagunilla y Ventas Blancas.

En este esquema queda por explicar el papel de la falla de Santa Engracia (figura 3), que no parece congruente con ninguno de los sistemas mencionados. Se trata de una falla, de desgarre dextroso, que termina en una falla sencilla, normal, con plano de poco buzamiento. Hay dificultades para su estu-

dio, puesto que no hay afloramientos de la misma en los lugares en los que se debería encontrar la situación de tensión. Los cantos del conglomerado removidos cubren todos los lugares. Los únicos afloramientos se encuentran en dos barrancos que cortan a la falla en su situación de desgarre, y en los que el desplazamiento de los fragmentos rotos de los cantos del conglomerado indican movimiento dextroso.

AGRADECIMIENTO

Este trabajo ha sido financiado gracias al Plan de Investigación del Instituto de Estudios Riojanos «Movimientos de la corteza terrestre en La Rioja y su influencia en los caracteres químico-térmicos del agua subterránea», uno de cuyos objetivos es datar y caracterizar la historia tectónica reciente de tal región.

BIBLIOGRAFÍA

- ATARES, A., ORTEGA, A. y PÉREZ-LORENTE, F. (1983).—Fallas cuaternarias en la Depresión del Ebro en La Rioja Baja. *Cuad. Invest. Geogr.* IX: 29-39.
- CRUSAFONT, M., TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1957).—Contribución al estudio de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y La Rioja. *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 90: 53-75.
- CUENCA, G. (1983).—Nuevo yacimiento de vertebrados del Mioceno inferior del borde meridional de la cuenca del Ebro. *Est. Geol.* 39: 217-224.
- (1985).—*Los roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Autol (La Rioja)*. Logroño, Ed. Inst. Est. Riojanos. 96 p.
- JEREZ, L. y ESNAOLA, J. M. (1969).—*Estudio geológico de la provincia de Logroño*, Mem. inéd., I.G.M.E.
- MARTINEZ TORRES, L. M., RAMON-LLUCH, R. y EGUILUZ, L. (1987).—*Neotectónica en el Cretácico superior del Norte de Navarra. Falla de Urriza (Pirineo Vasco)*. Mem. inéd.
- ORTEGA, A. y PÉREZ-LORENTE, F. (1984).—El Terciario de la Depresión de Arnedo. *Berceo*, 2: 99-113.
- PERÉZ-LORENTE, F. (1985).—La Neotectónica en La Rioja. Algunos aspectos morfológicos. *I Congr. Geogr. de La Rioja*. 1: 9-23.
- (1987a).—La estructura del borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Bol. del I.G.M.E.*, 98: 484-492.
- (1987b).—Los conglomerados sueltos terciarios del borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *II Congr. Geogr. de La Rioja* y en prensa.
- RIBA, O. (1955a).—Sobre la edad de los conglomerados sueltos terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y de Cameros. *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 39: 39-50.
- (1955b).—Sur le type de sedimentation du tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre. *Geol. Rundsch.*, 43: 263-271.
- (1964).—Estructura sedimentaria del Terciario continental en su parte riojana y navarra. *Com. Rend. XX^e Congr. Geol. Int.* 127-138.
- SOLÉ SABARÍS, L. y RIBA, O. (1952).—Evolución del borde NE de la Meseta Española durante el Terciario. *Com. Ren. XIX^e Congr. Geol. Int. Alger.* XIII (1) 261-274.

**ALGUNOS SISTEMAS TURBIDÍDICOS REGISTRADOS
EN LAS UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR
(CORDILLERAS BÉTICAS).
SUS IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS**

por
J. GABRIEL PENDÓN*

RESUMEN

Las secuencias turbidíticas distinguidas en las formaciones, que comprenden varias unidades alóctonas del Campo de Gibraltar, representan sistemas turbidíticos tipo I de lóbulos deposicionales (*Oligoceno-Aquitaniense* de la unidad de Algeciras) y tipo II, con fenómenos tractivos de canal y lóbulos deposicionales (*Aquitaniense* de la unidad del Aljibe). El *Oligoceno-Aquitaniense* de la unidad de Bolonia muestra un estado de crecimiento intermedio entre los sistemas anteriores, con mezcla del aporte clástico respectivo.

Las series basales a las areniscas (*Cretácico-Oligoceno*) constituyen un sistema I, cuyos aportes pudieron proceder de la cadena calcárea perimediterránea.

Se propone un modelo paleogeográfico de estas unidades, durante el *Aquitaniense*. Los aportes mauritánicos procedieron de las zonas internas; mientras que el sedimento maduro, que conforma las *Areniscas del Aljibe*, pudo venir de las *Areniscas de Nubia y/o Yesomma*; es decir, del cratón africano-arábigo en último término.

PALABRAS CLAVE: sistemas turbidíticos, aporte, Campo de Gibraltar, Mesozoico-Cenozoico.

ABSTRACT

Various turbidite systems are indicated in formations belonging to some allochthonous units from Campo de Gibraltar area. Oligocene-Aquitanian of Algeciras unit shows depositional lobes and basin facies, C and D, which are diagnostic of system I. Aquitanian of Aljibe unit records traction events, B₂ and E facies, which are interpreted as channel activity (bypassing) and are associated with thin bedded turbidites, D₁ and D₂ facies; all this is similar to system II.

Oligocene-Aquitanian of Bolonia unit represents the interaction of both Algeciras and Aljibe systems, in which clastic provenance is mixed.

The basal series (Cretaceous-Oligocene) records a provenance from the perimediterranean calcareous chain (Mesozoic), being its clasts redeposited in a system I, where the different units can probably be correlated.

* Universidad de Sevilla, Sección de Geología 21819 La Rábida, Palos de la Frontera, Huelva.

A palaeogeographic model about both clastic and palaeotectonic provenance is presented in this paper, focussed on Aquitanian dispositif close to Gibraltar strait. The clastic provenance of mauritanian units is inherited from internal zones; while the Numidian flysch (Aljibe Sandstones) may have indirectly derived from the African-Arabian craton, through Nubian and/or Yesomma Sandstones (Precambrian-Cenozoic).

KEY WORDS: turbidite systems, provenance, Campo de Gibraltar, Mesozoic-Cenozoic.

INTRODUCCIÓN

El complejo del Campo de Gibraltar está constituido por un conjunto de unidades alóctonas, cuya posición cartográfica actual es intermedia entre las de las zonas internas y externas de las cordilleras béticas. Geográficamente enlaza con la cadena mogróbida a lo largo del litoral mediterráneo de Africa, hasta Sicilia y Calabria (Fig. 1).

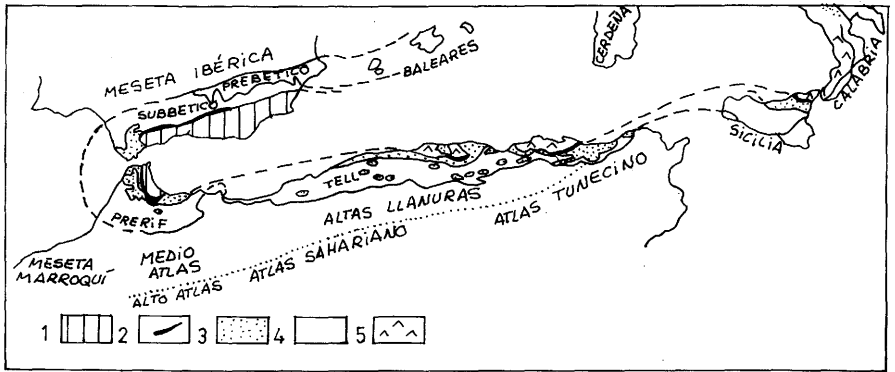


Figura 1.—Orogenia alpina peri-mediterránea (Tomado de Durand-Delga, 1967)

- 1.—Zonas internas. 2.—Cadena calcárea peri-mediterránea. 3.—Unidades flysch. 4.—Zonas externas. 5.—Cablics y Calábrides

El carácter alóctono de la estructura geológica del Campo de Gibraltar ya fue puesto de manifiesto a inicios de este siglo (GENTIL, 1918). Aunque coexistió con hipótesis autoctonistas (GAVALA, 1924).

No obstante en la actualidad la idea de la aloctonía de esta región es aceptada por todos los autores. Sobre todo desde el trabajo detallado de DIDON (1969), en el que define una nueva unidad, que añade a otras definidas previamente por él mismo (DIDON, 1960/62); e interpretando el conjunto de ellas como apilamiento de mantos gravitatorios, al menos en sus estadios finales.

Posteriormente (DIDON, 1977) reconsidera sus propias hipótesis imaginando un mecanismo tectosedimentario, responsable del emplazamiento de las

distintas unidades, que es similar, en términos generales, al propuesto por BOURGOIS (1973, 1978). Como consecuencia de ello suprime algunas formaciones en las unidades por él definidas, al suponer una formación plástica basal y común a todas ellas, en la que se embalan las formaciones clásticas superiores.

El trabajo de PENDÓN (1978) distingue dos formaciones turbidíticas comunes a todas las unidades: a) Formación de turbiditas calcáreas (Cretácico-Oligoceno) y b) Formación de turbiditas areniscosas (Oligoceno?-Aquitaniense). Identifica secuencias de abanico submarino profundo y llanura submarina, existiendo relaciones laterales entre los miembros de cada una de estas formaciones.

ESTERAS (1982) realiza una cartografía detallada en el sector Algeciras-Tarifa; obteniendo unas conclusiones, en cierto modo interesantes, en cuanto a la bioestratigrafía de las distintas formaciones constituyentes de las unidades, así como a su atribución estructural concreta. Supone que esta región viene afectada por una tectónica polifásica, como opinaban autores anteriores, y que la tectónica de distensión no ha actuado de manera significativa.

BAENA y JEREZ (1982) establecen un dispositivo paleogeográfico, en el que tienen en consideración, además de las unidades del Campo de Gibraltar, los *flyschs* circumbéticos de la zona de El Chorro-Colmenar y otros elementos de la Cordillera.

MARTÍN-SERRANO (1985) imagina una única etapa de emplazamiento para todas las unidades alóctonas de la región. Lo cual implica la reconsideración de la posición estructural de algunas de ellas, así como su propio rango como tal.

Recientemente, coincidiendo con la finalización de este trabajo, MARTÍN-ALGARRA (1987) presenta un estudio exhaustivo sobre la Cordillera Bética; concretamente del área de contacto entre zonas internas y zonas externas. Describe y relaciona todas las unidades *flysch*, interpretando su evolución paleogeográfica en el contexto del Mediterráneo occidental. Y presenta dos dispositivos, uno durante el *Cretácico* medio-superior y el segundo para el *Aquitaniense*. Ambos constituyen una interpretación claramente citrabética.

De otro lado conviene señalar aquí que se ha elaborado diversas hipótesis, con respecto a la posición original que hubo de ocupar el conjunto de estas unidades. Las más significativas son las siguientes:

a) Origen *ultra* (DURAND-DELGA, 1956).

Se supone que proceden de sectores más internos que las propias zonas internas y la Cadena calcárea. Lo que se traduce en que su situación inicial fuese la ocupada en la actualidad por el mar Mediterráneo.

b) Orígenes *citra* o *infra* (DURAND-DELGA, 1963, 1980).

Sitúa la posición inicial de estas unidades entre las zonas internas y las zonas externas (*citra*) y podrían representar la cobertera despegada de su sustrato y arrastrado hacia el exterior (*infra*). Consecuentemente se hubieron de ubicar inicialmente en el margen africano.

Estas hipótesis, relativas a la patria tectónica de las diferentes unidades, se han formulado para el conjunto Béticas-Mogreb. A este respecto los elementos correlacionables en esta amplia cadena (GUERRERA *et al.* 1986) son:

a) Dominio interno (Macizo antiguo y margen meridional de la zona europea).

b) Dominio externo (Muy heterogéneo. Es el margen septentrional de la zona africana).

c) Dominio de los *flyschs* alóctonos (Posiblemente ubicado al S de la Cadena calcárea).

Con respecto a la ubicación paleogeográfica de las distintas cuencas de sedimentación, se han distinguido las siguientes zonas o dominios (DIDON *et al.* 1973), indicados en la fig. 2:

a) unidades mauritánicas (Unidades de Algeciras y Nogales en el Campo de Gibraltar).

Se interpreta que estuvieron ubicadas paleogeográficamente en una zona interna. Y que el aporte clástico procedió de la erosión de los relieves de las zonas internas, incluyendo la Cadena calcárea.

b) unidades massylicas (Unidad de Facinas en Andalucía).

Situadas en una zona externa. El aporte sedimentario procedió del área externa cratónica.

c) *flysch* numídico (Unidad del Aljibe en Andalucía).

Ha sido considerado como un caso aparte. Y se le ha atribuido una posición más externa, con respecto a la cuenca de los *flyschs*.

d) Series mixtas o merídines (Unidad de Bolonia).

Muestran la sincronización de aportes mauritánicos y numídicos. Parecen responder a una posición inicial relativamente interna.

e) unidades predorsales (Unidades de Argüelles, Camarote, Cerro de la Novia y de Estepona).

Agrupar un conjunto de unidades cuyos afloramientos se sitúan rodeando el de la dorsal o cadena calcárea. Y se les atribuyó en un principio una posición paleogeográfica cercana a esta cadena.

El tema del área fuente y roca madre, que proporcionó los aportes clásticos a estas unidades, también ha sido muy discutido. En la actualidad se dispone de varias hipótesis, siendo contradictorias algunas de ellas.

Ante este estado de la cuestión, el objeto del presente trabajo es establecer una distribución paleogeográfica de estas unidades lo más coherente posible, a la luz de los datos recientes de la literatura geológica sobre la cadena Béticas-Mogreb. Con este fin se realizan unas consideraciones previas sobre la Tectónica del Campo de Gibraltar y sobre el significado de las secuencias de facies turbidíticas, que encierran las formaciones constituyentes de las diferentes unidades.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES

Las diferentes unidades alóctonas del Campo de Gibraltar se correlacionan, casi exactamente, con sus homólogas rifeñas en Marruecos (Fig. 2); tanto en lo referente a los caracteres de sus formaciones integrantes, como a su respectivo rango de unidad tectónica. Esta correlación se puede extender desde Gibraltar (Cordilleras béticas), a todo lo largo del Mogreb (incluyendo bajo este término las cordilleras del Rif y Tell) hasta Sicilia septentrional y Calabria.

En la región que nos ocupa las distintas unidades alóctonas comportan unas series estratigráficas, que en muchos casos resultan similares, por no decir idénticas. Conviene, pues, referir sintéticamente sus caracteres, cuya representación gráfica viene indicada en la Fig. 3.

La definición de estas unidades ha sido realizada por DIDON (1960, 1967 y 1969), y el estudio de las secuencias de facies turbidíticas de algunas de ellas por PENDÓN (1978). En estos trabajos se refieren detalladamente sus características tectónicas, estratigráficas y sedimentológicas.

Se exponen a continuación los rasgos estratigráficos, que vienen recogidos en los trabajos citados, completándolos con datos recientes de ESTERAS (1982) y otros autores, que se citarán oportunamente.

Unidad del Aljibe

Es la más elevada del edificio tectónico de la región. Los términos o formaciones que comprende su serie estratigráfica son los siguientes:

— *Burdigaliense*: margas de colores marrón-rojo-gris en las que se intercalan turbiditas arenosas finas. Aflora en las faldas de las sierras del Niño y de la Plata, con un espesor que no supera los diez metros. La datación de este término la realizaron DIDON *et al.* (1984), en base a nannoplancton y foraminíferos planctónicos.

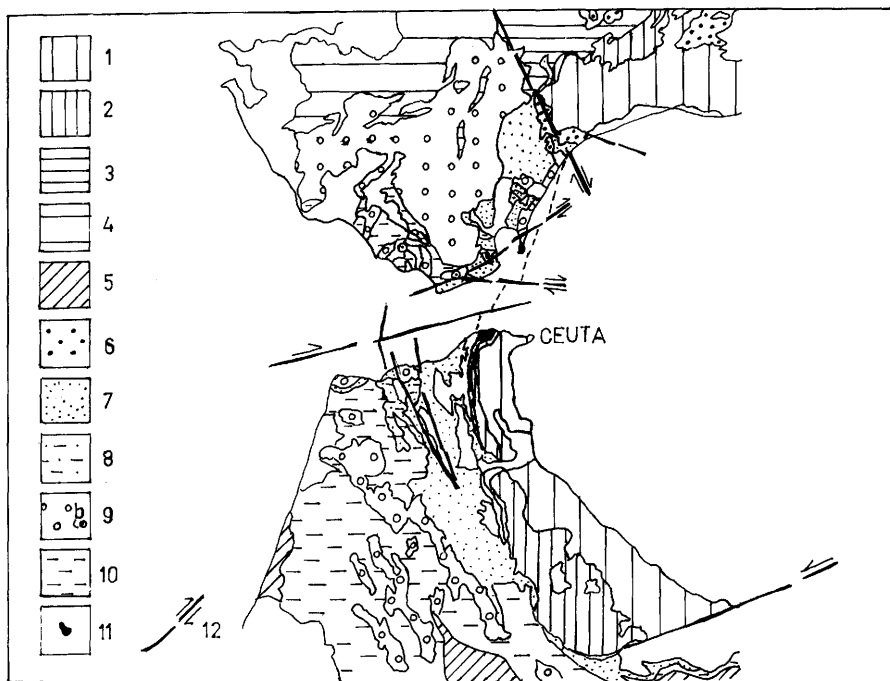


Figura 2.—Esquema estructural del Campo de Gibraltar

1.—Zonas internas. 2.—Cadena calcárea. 3.—Penibético. 4.—Subbético. 5.—Zonas externas del Rif. 6.—Unidades predorsales. 7.—Unidades mauritánicas (Algeciras-Beni Ider). 8.—Unidades masílicas (Facinas-Melloussa). 9.—Numídico o unidad del Aljibe (b: unidad de Bolonia). 10.—Unidades de Almarshal-Tánger. 11.—Afloramientos mesozoicos. 12.—Contactos tectónicos deducidos.

(Modificado de DIDON —1973 y 1981a— y DIDON *et al.* —1973—)

— *Aquitaniense*: alternancia de estratos potentes de cuarzarenitas de grano muy grueso, e incluso microconglomerado, con lutitas arenosas de colores verde-gris. Las areniscas suponen un 60-80% de la alternancia. Y fueron denominadas *Areniscas del Aljibe* por GAVALA (1916, 1924). Esta formación no posee restos fosilíferos, que permitan su datación; no obstante se atribuye al *Aquitaniense* por las dataciones realizadas en las formaciones infra y suprayacentes. Cabe reseñar la presencia frecuente de limonitizaciones en las areniscas y de nódulos ferruginosos en el sedimento fino de la alternancia. El espesor que presenta en la región está comprendido entre 1.000 y 2.000 m.

— *Oligoceno*: lutitas arenosas con *Tubomaculum* y de colores variados, que oscilan entre el rojo-verde-azul-marrón, y una potencia aproximada de 50 m.

— *Eoceno* inferior y medio: alternancia de calcarenitas y margas blanquecinas, con numerosos nummulítidos redepositados y frecuentes nódulos de sílex. Espesor de varias decenas de metros.

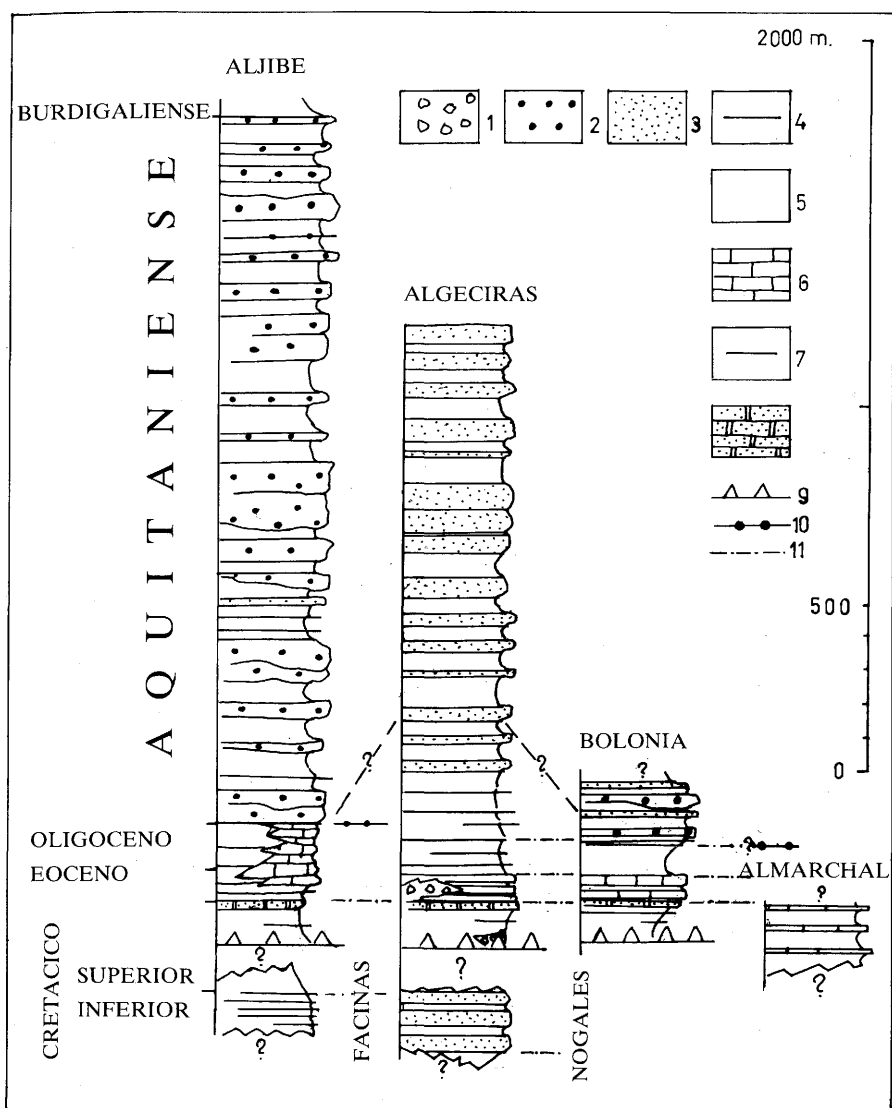


Figura 3.—Series estratigráficas de las unidades

- 1.—Conglomerado. 2.—Arenisca gruesa a muy gruesa. 3 y 4.—Arenisca. 5.—Lutita. 6 y 7.—Turbidita calcárea. 8.—Calcarenita con *microcodium*. 9.—Contacto mecánico probable. 10.—Contacto mecánico probable. 11.—Paraconformidad.

— *Cretácico superior-Paleoceno*: lutitas rojas y verdes, que alternan con turbiditas calcáreas, a veces microbrélicas. Hacia la base son frecuentes los nódulos de pirita. Su potencia, que supera los 100 e incluso 200 m., viene limitada por las condiciones de observación de los afloramientos.

Los términos de la serie estratigráfica basales a las *Areniscas del Aljibe* varían geográficamente, así como la naturaleza del contacto entre estos y el *Aquitaniense*. Así, en los sectores orientales y nor-orientales de la región, parece existir continuidad sedimentaria entre el *Aquitaniense* y la formación basal de turbiditas calcáreas. Mientras que hacia el Oeste, las *Areniscas del Aljibe* se apoyan sobre una formación arcillosa, con ligeras variaciones en sus alternancias litológicas, y cuyo contacto parece estar algo mecanizado.

ESTERAS (1982) supone que el sustrato despegado de esta unidad esté representado por la unidad de Facinas (*Albense-Cretácico superior*), a la que confiere el rango de unidad tectónica independiente, pero diverticulada de la unidad del Aljibe, a la que inicialmente hubo de pertenecer.

Por esta razón la suprime de la unidad de Almarchal, a la que previamente había sido atribuida (DIDON, 1967).

Esta unidad o serie de Facinas comprende una formación de naturaleza arcilloso-cuarcítica, con dos tramos bien diferenciados: a) Arcillas rojas y verdes con cuarcitas y unos característicos «discos» (*Aptense-Albense*) y b) Arcillas con «discos», «bouses» y pfanitas (*Cretácico superior*). Las observaciones estratigráficas están realizadas a escala del afloramiento, de dimensiones reducidas y rodeando la ciudad que le da nombre; haciendo difícil estimar la potencia total, por causa de las condiciones en que aparece aquél. El espesor mínimo observado es de varias decenas de metros.

Unidad de Algeciras

Se sitúa en posición tectónica inferior a la unidad del Aljibe.

Su serie estratigráfica comprende los términos siguientes:

— *Oligoceno-Aquitaniense*: alternancia de litarenitas y/o grauvacas calcáreas con lutitas margosas. Su espesor total supera los 1.000 m. Es un *flysch margo-areniscoso micáceo* (DIDON, 1960).

— Tránsito *Eoceno superior-Oligoceno*: alternancia de lutitas rojas y verdes, entre las que se intercalan turbiditas calcáreas muy finas. Su espesor oscila entre los 50 y 100 m.

— *Eoceno medio y superior*: lutitas rojas y verdes con turbiditas calcáreas, algo más potentes que en el tramo anterior (escala del dm.); lateralmente existen niveles de conglomerados calcáreos y cantos, algunos poligénicos, con numerosos foraminíferos redepositados. En equivalentes laterales también hay presencia de nódulos de sílex. Espesor cercano a los 100 m.

— *Cretácico superior-Paleoceno*: lutitas rojas y verdes, que alternan con turbiditas areniscosas. La parte alta del término viene representada por turbiditas calcáreas con restos de *Microcodium*. Espesor cercano a los 100 m.

— *Cenomanense*: margas blanquecinas y brechas calcáreas. Aflora puntualmente (Cerro Gordo) y con un espesor de varios metros tan sólo.

Se ha considerado que la parte inferior de esta columna estratigráfica venga representada por la unidad de Nogales (*Neocomiense-Aptense*). Aunque su afloramiento, muy tectonizado, haga difícil su atribución estructural. Pero puede que ocurra lo mismo que con sus respectivos homólogos rifeños (Yebel-Tisirène es una diverticulación de Beni-Ider) (ESTERAS, 1982).

La serie estratigráfica que comporta esta unidad de Nogales, en Arenillas-Tambor, al S de Algeciras, y también al NE de esta ciudad, presenta dos términos: a) Cerca de 200 m. de una alternancia margo-areniscosa, en la que la potencia de los estratos areniscosos es de escala del metro. Esta formación turbidítica no ha librado restos fosilíferos que permitan su datación. Sin embargo se le atribuye una edad *Neocomiense* superior y *Albense*, por correlación con sus homólogos rifeños. Y b) Un tramo lutítico basal, de color marrón, que engloba turbiditas finas y calcáreas con *Nannoconus*. Se desarrollan niveles con *Aptichus*. Su edad es *Neocomiense*.

Unidad de Bolonia

Es tectónicamente suprayacente a las unidades de Algeciras y Almarchal. Y los términos que componen su serie estratigráfica son:

— *Oligoceno-Aquitaniense*: sobre un tramo basal predominantemente lutítico se desarrolla un *flysch margo-areniscoso micáceo* tipo Algeciras, en el que alternan estratos de *Areniscas del Aljibe* (facies numídicas). Su espesor aproximado es del orden de 200 m. Y su atribución se ha realizado por comparación con las dataciones efectuadas en su homóloga rifeña (Tala Lakrah); así como por la sincronización del aporte clástico en los dos tipos de areniscas.

— Tránsito *Eoceno superior-Oligoceno*: lutitas rojas y turbiditas calcáreas finas, con espesor inferior a los 100 m.

— *Eoceno*: calcarenitas con nummulíticos redepositados y margas blancas, con 30-40 m. de potencia.

— Paleoceno: calcarenitas con *Microcodium* y lutitas de colores rojo y/o verde. Espesor del orden de 30 m.

— Cretácico superior: margas de colores rojo y verde con turbiditas calcáreas, que incluyen niveles de microbrechas en la base de los estratos. Presentan restos de *Inoceramus* y nódulos de pirita. El espesor aproximado es del orden de varias decenas de metros.

Unidad de Almachal

Esta unidad fue definida inicialmente con una serie estratigráfica constituida por tres términos litológicos (DIDON, 1967). Sin embargo se ha aludido anteriormente a la inclusión de su formación clásica (Aptense-Albense) en la base de la serie estratigráfica de la unidad del Aljibe, suponiendo una diverticulación de ésta; lo mismo que ocurre con el *Eoceno* margoso.

No obstante, la formación característica de esta unidad presenta una alternancia de margas de color gris-verdoso, con turbiditas calcáreas finas, que contienen prismas de *Inoceramus* y trozos de ostréidos. Las calizas son arcillosas y con muchas diaclasas rellenas de calcita, donde es frecuente la presencia de nódulos de sílex. La edad de esta formación es *Senonense*. La estimación de su espesor total es prácticamente imposible, siendo el mínimo observado de varias decenas de metros.

Aunque algunos autores han cuestionado la existencia de la unidad de Almachal, con el rango de unidad tectónica independiente (por ejemplo, MARTÍN-SERRANO, 1985), consideramos que la existencia de este *flysch senonense* es innegable. Esta realidad se puede constatar, sobre todo, en los afloramientos de la orilla atlántica del Campo de Gibraltar. Aunque, bien es verdad, que en los alrededores de la ciudad de Algeciras las condiciones de afloramiento hagan más dificultosa su atribución estructural, permitiendo plantear dudas al respecto.

Bloques mesozoicos

Conviene señalar aquí la presencia de tales bloques, independientes de las formaciones constituyentes de las distintas unidades tectónicas, que se acaban de describir.

Vienen ubicados en un contexto tectónico ligeramente confuso y/o complicado. Se alinean siguiendo el contacto de las unidades de Aljibe y Algeciras; concretamente en afloramientos que pueden corresponder a la serie basal de las *Areniscas del Aljibe* y/o a los términos superiores y lutíticos de las unidades tectónicamente infrayacentes, en particular las de Algeciras y Bolonia.

Litológicamente son bloques relativamente grandes de calizas y margocalizas jurásico-cretácicas (OLÓRIZ y FERNÁNDEZ-LLÉBREZ, 1979). Y se pueden correlacionar con la roca de Los Pastores, en Algeciras, con la roca de Gibraltar y, también, con el afloramiento del Yebel Moussa en Marruecos.

En cuanto a su atribución tectónica y paleogeográfica, se pueden utilizar argumentos que incidan en el sustrato diverticulado de los *flyschs*, o, también, que sean el testimonio de las etapas de emplazamiento de los distintos elementos de la Cordillera.

ASPECTOS ESTRUCTURALES

Trabajos recientes han simplificado, en cierto modo, el edificio estructural del Campo de Gibraltar. En este sentido se ha aludido, en páginas precedentes, a la reagrupación de ciertas formaciones turbidíticas en otras unidades tectónicas, diferentes a las que inicialmente se habían atribuido. El razonamiento utilizado para ello viene avalado por cuestiones de proximidad cartográfica y, a veces, por dificultades de observación de los afloramientos y contactos respectivos.

En cualquier caso, resulta patente un ordenamiento tectónico de la región en varios niveles o pisos. Conforme se desciende en el edificio estructural, la sucesión resulta de la forma siguiente:

- Unidad del Aljibe (la serie o unidad de Facinas es su elemento basal y diverticulado).
- Unidad o serie de Bolonia.
- Unidad de Algeciras (la unidad de Nogales es su base diverticulada).
- Unidad de Almarchal.

Esta última unidad (Almarchal), aunque tectónicamente inferior en su afloramiento tipo, presenta problemas de atribución paleogeográfica y tectónica exactas; así como, también, en lo concerniente a la estructura del subsuelo de la región.

Así las cosas, se puede poner en entredicho su carácter para-autóctono, concedido inicialmente (DIDON, 1967). Y suponer que represente una diverticulación de su homóloga rifeña, la unidad de Tanger (SECEGSA, 1981); que comporta series estratigráficas más completas (DELTEIL *et al.*, 1975).

En el Rincón de Estepona aflora un conjunto de unidades pequeñas, que se pueden considerar escamas tectónicas (unidades de Argüelles, de Camarote, del Cerro de la Novia, y *Flysch* arenisco de Estepona). Y que fueron denominadas unidades predorsales.

La posición tectónica de estas unidades predorsales es infrayacente a la unidad de Algeciras. Bajo esta última se dispone la unidad de Argüelles que, a su vez, cabalga a la unidad de Camarote.

La alineación que dibuja el contacto entre las unidades de Algeciras y Aljibe (Fig. 2) separa los dominios ocupados por estas unidades; oriental y occidental, respectivamente. Esta distribución presenta una excepción, la de los afloramientos del Aljibe al N de La Línea (Sierras de Carbonera, Almenara y Arca).

Consecuentemente de la observación de este hecho parece constatarse que la unidad del Aljibe cabalga ligeramente hacia el E a la unidad de Algeciras; que estos dos conjuntos parecen, más bien enfrentarse que superponerse.

Se distinguen dos pisos o dominios tectónicos; lo que supone la existencia de una discontinuidad tectónica (MARTÍN-SERRANO, 1985):

a) Dominio superior

Constituido exclusivamente por la unidad del Aljibe. Presenta desarrollo de escamas, pliegues-fallas y pliegues con vergencia general al Oeste y Nor-oeste.

b) Dominio inferior

A él pertenecen las unidades de Algeciras, Bolonia y el numídico del N de La Línea. Es un piso muy fragmentado y complejo, con vergencia general al E y SE y desarrollo de series invertidas y repeticiones producidas por escamas.

Deformaciones posteriores hubieron de ocurrir en etapas finales de comprensión, y como consecuencia de ello se deformarían las escamas, pliegues y contactos.

En lo referente al sustrato de las diferentes unidades alóctonas de la región, cabe indicar que las evidencias sobre el terreno inducen a inferir como sustrato de la unidad de Algeciras el Penibético (BLUMENTHAL, 1934). Los afloramientos mesozoicos cercanos a la ciudad de Algeciras (rocas de Los Pastores y Gibraltar) o más al Oeste (Manilva y Cerro Gordo) atestiguan la presunta correlación de facies con el Penibético.

En el sector nor-oriental de la región las unidades predorsales (unidad de Camarote) parecen disponerse sobre facies equivalentes a las del Subbético medio.

Mientras que hacia el extremo occidental, orilla atlántica, el sustrato parece estar constituido por la unidad de Almarchal. Se expresa esta realidad, con independencia de las peculiaridades tectónicas que encierra esta unidad y a las que se ha aludido en páginas precedentes.

La estructura geológica en los alrededores de Algeciras muestra unos hechos peculiares, que conviene referir a fin de facilitar la comprensión de la tectónica del área.

1) El afloramiento de la unidad de Algeciras en el sector Tarifa-Algeciras desarrolla cuatro escamas tectónicas:

— La primera en el corte de Punta Carnero, cuya estructura es antiformal (charnela y flanco invertido). La serie basal (*Eoceno*) parece dibujar un anticlinal, mediante el que se apoya en otra escama inferior

— Esta segunda escama (Arroyo de Lobo) parece ser intermedia entre la primera y tercera. Las condiciones de afloramiento impiden la observación nítida de su estructura interna

— La tercera escama, más compleja estructuralmente, se sitúa al S de las anteriores. Parece responder a un sinclinal, cuyo eje es complejo. Se ha atribuido el sustrato de esta escama a la unidad de Almarchal

— La cuarta escama de esta unidad se desarrolla al N de Tarifa, con intermedio del afloramiento (¿escama?) de la unidad de Nogales. Cabalga a las unidades de Almarchal y Nogales, presentando su serie estratigráfica (*Eoceno y Oligoceno-Aquitaniense*) en posición monoclinal y con repeticiones tectónicas en sus extremos.

2) El afloramiento de la unidad de Nogales del vértice Tambor podría representar otra escama tectónica, de dimensiones reducidas (3 km. de longitud y 1 km. de ancho). Su estructura interna es compleja, con desarrollo de posibles escamas secundarias.

Cabalga al NE a la unidad de Algeciras, a la unidad de Bolonia hacia el Oeste y es tectónicamente infrayacente a la escama de Tarifa (unidad de Algeciras).

3) La unidad de Bolonia

Se consideran las características de sus dos afloramientos:

— Al N de Tarifa

Muestra una estructura sinforme («encapuchada»), que parece infrayacer a la unidad de Almarchal, según un contacto verticalizado o con inversión secundaria. Según ESTERAS (1982) este afloramiento no es una ventana tectónica, porque la sucesión de pliegues y consecuentes repeticiones parecen demostrar que la unidad de Bolonia suprayace a la unidad de Almarchal.

— San Bartolomé-Ensenada de Bolonia (N.O. de Tarifa)

En este sector dominan las estructuras arqueadas.

La loma de *Areniscas del Aljibe* descansa mediante truncadura sobre un antiformal de la unidad de Bolonia (DIDON, 1981) o un anticlinal volcado hacia el E (ESTERAS, 1982). A su vez este conjunto suprayace tectónicamente a la unidad de Almarchal.

Las interpretaciones son confusas, debido a las condiciones de afloramiento. Así ESTERAS (1982) opina que hacia el N se sitúa un sinclinal de la unidad de Bolonia, bajo la unidad del Aljibe, en claro contacto de base de manto. Y que al E la unidad de Bolonia forma un sinclinal volcado hacia el S. A su vez este conjunto se dispone mecánicamente sobre un anticlinal de base de manto, con varias unidades milonitizadas (Facinas, Bolonia, Almarchal).

4) Las sierras de *Areniscas del Aljibe*

Muestran una gran profusión de replegamientos, fallas y escamas. Individualizando una serie de bloques, cuyas continuidades actuales no son más que aparentes; debido a la cronología de deformaciones tectónicas sufrida.

La unidad del Aljibe muestra varios estilos de deslizamiento tectónico, según distintos sectores distinguidos (DIDON, 1966). La variación de estos estilos depende, en cada sector, de: 1) su composición litológica, 2) la naturaleza del sustrato y 3) sentido del desplazamiento. Mientras que el anticlinal penibético (Los Canutos, Manilva) «frena» el desplazamiento de esta unidad hacia el N, el sustrato arcilloso ha facilitado su movimiento hacia el S.

SISTEMAS TURBIDÍDICOS

Los caracteres detallados de las secuencias de facies turbidíticas que conforman diferentes unidades del Campo de Gibraltar, ya han sido objeto de estudio (PENDÓN, 1978).

Un *sistema deposicional turbidítico* es una asociación de «unidades rocosas cuyos componentes están interrelacionados genéticamente, que varían desde cuerpos pequeños de depósitos groseros y poco organizados, registrando períodos de tiempo geológico muy cortos, a prismas sedimentarios potentes, donde las alternancias regulares de arena/lutita se acumulan durante varios millones de años» (MUTTI, 1985).

Los modelos de sistema turbidíticos, se han elaborado en áreas donde se dispone de análisis de cuencas lo suficientemente elaborados (Pirineo y Apeninos), que han permitido el establecimiento de *secuencias deposicionales* y sus discordancias respectivas (MITCHUM *et al.*, 1977), tanto en la propia cuenca de sedimentación turbidítica, como en su área fuente. En consecuencia, consideramos que aplicar directamente este modelo en la región que nos ocupa de forma rápida, más o menos gratuita, puede resultar extremadamente complicado. Esta afirmación se fundamenta en que los mecanismos de sedimentación, que ocasionaron las distintas formaciones turbidíticas integrantes de las diferentes unidades alóctonas, han de estar exactamente delineados; así como su significado cronológico real. Cuanto más se necesitará conocer sobre la posición paleogeográfica y paleotectónica de las diferentes unidades alóctonas, incluyendo las características geológicas que presentaran sus posibles áreas fuentes y rocas madres, en relación a la situación original de las cuencas.

No obstante, esta salvedad, si se aplica el modelo de sistemas turbidíticos en la región del Campo de Gibraltar, resulta lo expresado en las Figs. 4 a 7. Con lo cual los caracteres distintivos de las cuencas de sedimentación, de las diferentes unidades, podrían concebirse en la forma que se expresa en las páginas siguientes. El esquema de las figuras indicadas resulta, así, excesiva-

mente teórico. Las condiciones de afloramiento, así como la dinámica alóctona, pueden encubrir las equivalencias temporales que toda correlación lleva implícita.

La aplicación del modelo de sistemas turbidíticos, con las limitaciones indicadas y muchas otras, hace, no obstante, más comprensible los mecanismos de redepósito en el contexto paleogeográfico del Mediterráneo occidental.

La denominación y descripción de facies turbidíticas se utilizan en el sentido introducido por MUTTI y RICCI-LUCCHI (1972, 1974 y 1975).

La naturaleza de los contactos entre las diferentes formaciones integrantes de cada unidad viene indicada en la Fig. 3.

Aquitaniense de la unidad del Aljibe

Las *Areniscas del Aljibe* se ordenan en una alternancia margo-areniscosa conformando facies turbidíticas de los tipos B_2 y E , mayoritariamente. También exhiben facies A_2 y, puntualmente, la D_1 y/o D_2 .

La facies B_2 presenta espesores cercanos, e incluso superiores, al metro y con una relación arenisca/lutita elevada, siempre superior a la unidad. El tamaño de sus partículas es arena gruesa a muy gruesa, a veces microconglomerática. Esta facies se identifica, sobre todo, por una geometría de laminación cruzada, que se desarrolla sobre un episodio masivo o con laminación horizontal difusa; lo que da lugar a la presencia de morfologías tipo duna y/o *ripple*. Es de destacar la profusión frecuente de cantos blandos, de gran tamaño, y coladas erosivas de grava (Fig. 4). Esta facies se origina como depósito residual (*lag deposit*) de un flujo muy concentrado, con efecto tractivo; lo que significa que, sólomente, deposita los materiales que en un momento determinado no puede arrastrar en suspensión.

La facies E se distingue por su geometría irregular en estratos más finos, de potencia inferior a 0,5 m., pero donde la relación arenisca/lutita sigue siendo alta. Presentan amalgamación frecuente y una morfología externa característica de duna y/o *ripple* en la superficie superior de los estratos. En relación a su significado genético, hay que considerar que se trata de un depósito residual localizado; que lo origina el paso de una corriente densa, que mantiene la mayor parte de su carga en suspensión. En otros términos, esto quiere decir que se produce un efecto *bypassing*.

La facies A_2 está constituida por *pebbly mudstones*; es decir, conglomerados desorganizados con clastos heterométricos, incluidos en una matriz de lutita muy arenosa. Se puede interpretar como el resultado de un depósito residual, producido por una colada arenosa y/o un *debris flow*.

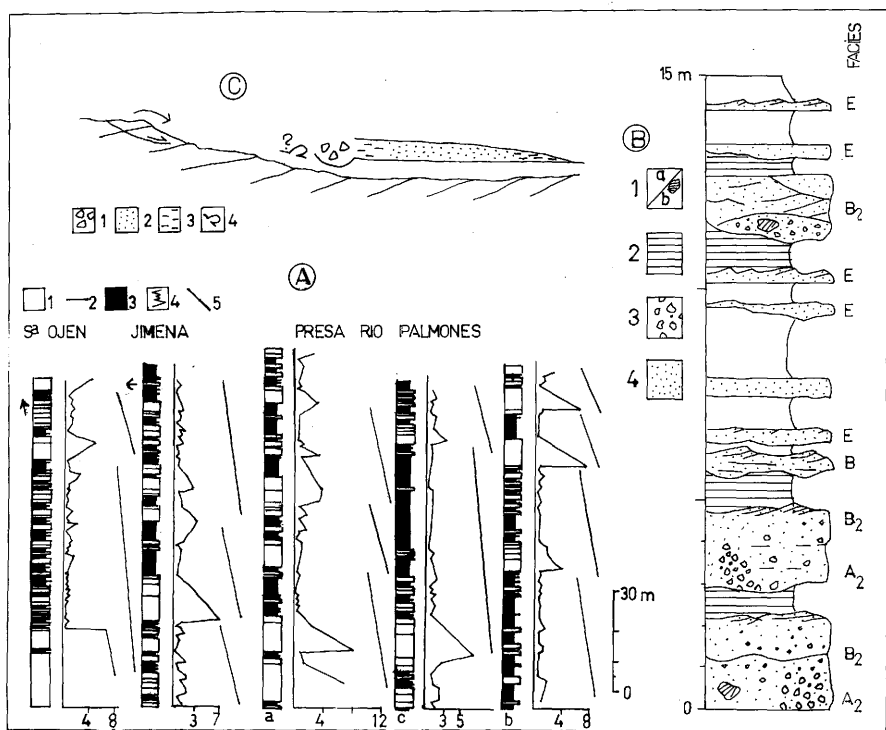


Figura 4.—Las Areniscas del Aljibe

A.—Perfiles litológicos: 1) y 2) Arenisca. 3) Lutita. 4) Evolución vertical de espesores en metros. 5) Secuencias estratigráficas decrecientes.

B.—Perfil teórico que asocia las facies identificadas: 1) Lutita —facies D₃— (a) y cantos blandos (b). 2) Turbidita finamente estratificada —facies D₂ y/o E—. 3) Rudita. 4) Arenisca gruesa a muy gruesa.

C.—Esquema teórico del sistema turbidítico: 1) Facies de canal (tractivas: A₂, B₂ y E). 2) Facies de lóbulo (deposicionales: D y C-?-). 3) Facies finamente estratificadas (de intercanal, interlóbulo o facies finas de cuenca). 4) Facies F (*slumping*).

Todas estas facies, hasta ahora descritas, representan el resultado de fenómenos tractivos, ocasionados por los flujos densos o muy densos, que transportaron el material clástico en suspensión.

Esta formación también muestra evidencias de facies deposicionales. En puntos localizados se observa, difusamente, la presencia de facies D₁ y D₂, interestratificadas con las otras facies descritas previamente. Estas últimas facies presentan un ordenamiento interno, que se puede referir al de la típica secuencia turbidítica de BOUMA (1962). Dominan las divisiones superiores (T_b y T_{bc}), en el ordenamiento interno de estratos tabulares, con tamaño de partícula arena media-gruesa, y en donde la relación arenisca/lutita es alta (subfacies D₁), o baja (subfacies D₂). El análisis de los afloramientos no ha permitido, hasta el momento, diferenciar claramente las facies C (que son más

proximales, presentando un ordenamiento interno en el que dominan las divisiones basales de la secuencia de Bouma). Por consiguiente, las facies deposicionales descritas han podido ser originadas por el depósito de corrientes de turbidez típicas, más o menos diluidas, y de gran volumen.

Aparecen frecuentemente facies turbidíticas finamente estratificadas (*thin-bedded-turbidites*), que se interestratifican con las areniscas groseras. Estas facies han sido interpretadas como indicativas de intercanal y/o de los diques o márgenes (*levee*) de éstos (PENDÓN, 1978), de acuerdo con las ideas de MUTTI (1977).

Estas turbiditas finas presentan ordenamiento interno referible al de la secuencia de Bouma; y son laminadas (T_1) o con *ripples* (T_2), siendo su forma externa, en uno y otro caso, de estratificación lenticular.

Por cuanto todo lo que antecede, cabría ahora opinar sobre el medio sedimentario donde hubieron de originarse las *Areniscas del Aljibe*.

Su serie estratigráfica registra evidencias de la actuación de fenómenos tractivos (facies A_2 , B_2 y E); lo que argumenta en favor de la dinámica que impera en los canales (ROSELL, 1986 —com. personal—). El único testimonio registrado de la existencia de éstos es el desarrollo de depósitos residuales (materiales que, en un momento determinado, no pueden ser arrastrados por el flujo de transporte). Esto induce a pensar que en los canales se produzca un fenómeno de *bypassing* (MUTTI, 1985), quedando registrado en ello solamente el efecto tractivo, mientras que el resto del flujo denso se depositará después e inmerso en una dinámica típica de lóbulos deposicionales.

Manteniendo coherencia con lo que se acaba de expresar, consideramos que los fenómenos deposicionales responsables del relleno de un canal requieren la existencia de una morfología previa canalizada. O si se quiere que la propia corriente, lo suficientemente densa y voluminosa, ocasionase la incisión del canal. Conviene añadir que abundan las opiniones en contra de esta última idea; que no ven la suficiente competencia en una corriente como para elaborar por su sola acción morfologías canalizadas (DZULYNSKI, 1976 —comunic. personal—, entre otros).

Supuesta la existencia de esta morfología previa canalizada, es justo pensar que, si se rellena posteriormente, correspondería al desarrollo de una dinámica deposicional, con independencia de la geometría del fondo por el que discurren los flujos deposicionales. Queda así patente que el relleno deposicional de los canales puede estar constituido por el desarrollo de: 1) estratificaciones cruzadas de gran escala, 2) granuloclasificación de los clastos y partículas o 3) estratos extensivos sobre las paredes o márgenes del cauce; todo ello englobado en una morfología canalizada de dimensiones apropiadas. Finalmente, si se produce su colmatación, se originaría un relleno caótico.

Esta formación que analizamos registra evidencias de fases tractivas, como se ha indicado anteriormente. Y en algunos puntos afloran morfologías que pueden responder a canales menores; por ejemplo:

a) En el Km. 77 de la carretera de Los Barrios a Alcalá de los Gazules se desarrolla un pebbly mudstone, ordenándose en estratos cruzados. Rellena una morfología canalizada de 3-4 m. de longitud y 1-2 m. de altura.

b) En el Km. 6 al 8 de la carretera de Gaucin a El Colmenar se presentan las *Areniscas del Aljibe*, con irregularidades basales de pequeña escala y ordenamiento interno según facies tractivas. (PENDÓN y VERA, 1975 —sus fots. 3, lám. III y 1 y 2, lám. V; respectivamente a los puntos a) y b).

En este sentido hay que considerar que, si las secuencias positivas (estrato y granodecrecientes), que presentan las *Areniscas del Aljibe* es ya un fenómeno deposicional, se podrían considerar mejor como ciclos de compensación (MUTTI y SONNINO, 1981), que como ciclos de relleno de canales. Ya que en estos, insistimos, sólo quedaría registrada la fase tractiva, con sus facies correspondientes.

El sistema turbidítico que conformarían las *Areniscas del Aljibe* podría responder al Sistema II de MUTTI (1985), con algunas precisiones. O, quizás, a una combinación entre los sistemas I y II, que podría resultar más real, teniendo en cuenta el comentario que antecede (Fig. 4). En esta figura se indica, muy esquemáticamente, los diferentes submedios que podrían significar las asociaciones de facies identificadas en esta formación. Dicho esquema está construido para la dinámica de un único episodio de flujos densos. Los sucesivos episodios turbidíticos irían suprayaciendo el esquema teórico de la figura. Esto quiere decir, en otros términos, que en los 2.000 m. de potencia de esta formación, se van a ir sucediendo secuencias de facies diagnósticas de los submedios señalados: de canal, de dique o margen de canal, de intercanal y facies de lóbulo. Este sistema turbidítico hubo de suponer el desmantelamiento de una plataforma clástica, relativamente coetánea, durante un período de descenso relativo y brusco del nivel del mar.

Por otro lado, el *Burdigaliense* reconocido en esta unidad del Aljibe, puede representar un depósito relativamente sincrónico y/o posterior a las *Areniscas del Aljibe*. Está constituido por turbiditas finas de cuenca, donde se identifican las facies D₁, D₂, D₃ y G. En esta última se encuentran los restos fósiles, testigos de sedimentación autóctona, que se han utilizado para la datación del término.

Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Algeciras

La potencia de este *Flysch margo-areniscoso micáceo* supera los 1.200 m. (Fig. 5).

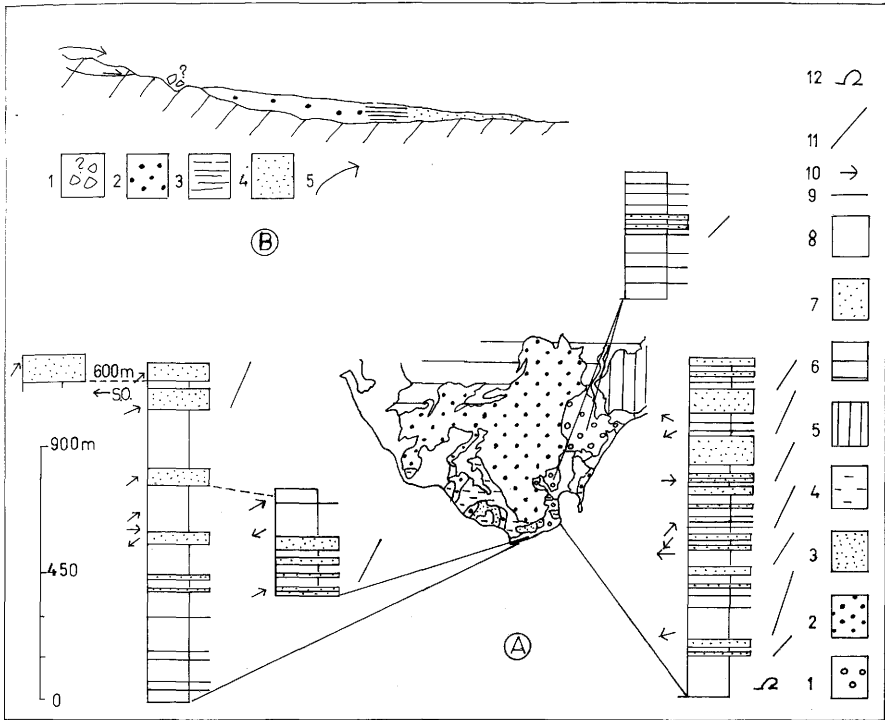


Figura 5.—Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Algeciras.

A.—Mapa de unidades: 1) Algeciras. 2) Aljibe. 3) Bolonia. 4) Almarchal. 5) Zonas internas. 6) Zonas externas. Perfiles: 7) y 9) Secuencias areniscosas. 8) Secuencias lutíticas. 10) Sentido de las paleocorrientes (N situado arriba, en el sentido de lectura). 11) Secuencias estratocrecientes. 12) *slumping*.

B.—Esquema teórico del sistema turbidítico: 1) Depósitos residuales desconocidos - ?-. 2) Facies de lóbulo. 3) Facies de borde de lóbulo. 4) Facies de cuenca. 5) Sentido de aporte.

Esta alternancia litológica se realiza a expensas de estratos tabulares de areniscas ligeramente calcáreas. El ordenamiento interno de las areniscas se puede expresar en los términos de BOUMA (1962).

No obstante, esta tabularidad, se observa en la parte alta de la serie que los estratos potentes varían lateralmente de espesor, de forma rápida (*pinch-out*); ahora bien, continúan manteniendo el carácter plano de su superficie inferior.

En la orilla del Estrecho de Gibraltar, sector Tarifa-Punta Carnero, se desarrollan numerosos ciclos negativos (estrato y granocrecientes) en la mitad superior de la serie estratigráfica. Tales ciclos se inician con facies D_1 y D_2 , culminando con facies C_1 y C_2 , donde es frecuente la amalgamación. En la fa-

cies C dominan las divisiones inferiores de la secuencia de Bouma, siendo la relación arenisca/lutita alta (subfacies C₂), o muy elevada (subfacies C₁).

El ordenamiento secuencial de estos ciclos negativos, en los que el episodio lutítico-margoso está bien desarrollado, consiste en intercalaciones abruptas de facies más potentes (3-4 m.) en el seno de otras más delgadas. Esto quiere decir que los estratos individuales no presentan aumento progresivo y paulatino, tanto de espesor como de tamaño de grano. Son ciclos negativos que no registran claramente el carácter de ciclo o secuencia progradacional.

La parte inferior de esta serie estratigráfica se ordena concorde a estos mismos tipos de turbiditas clásicas, pero con caracteres más distales y perteneciendo ya a niveles lutíticos (*Oligoceno* probablemente). Se mantiene el carácter lutítico en los materiales del tránsito *Eoceno-Oligoceno*, donde se observan casi exclusivamente facies D₂. En este momento se desarrollan fenómenos de *slumping* (facies F).

Los restantes afloramientos de esta formación manifiestan secuencias de facies con caracteres similares a los que se acaban de escribir para el conjunto inferior de la serie en la orilla del Estrecho.

Con todo ésto se entiende que el conjunto de esta formación arenosa sea el producto de corrientes de turbidez clásicas, concentradas y/o diluidas. Y que la desaceleración de estos flujos ocasionase el depósito en una zona de lóbulos deposicionales; alcanzando los sectores más distales de la cuenca, sóloamente, los estadios finales de los flujos más voluminosos.

Todo ésto se traduce en que esta formación constituye un sistema turbidítico similar al tipo I, descrito por MUTTI (1985). En él se distinguen facies de lóbulo, facies de borde de lóbulos y facies de cuenca. Dichas secuencias de facies se ordenan en la vertical, así como también lateralmente.

No se han identificado en esta región materiales coetáneos (*Aquitaniense*) con facies más proximales que la zona de lóbulos deposicionales (depósitos residuales, por ejemplo). Habría que establecer correlación con las áreas relacionadas y geográficamente adyacentes (Marruecos).

El desarrollo de los estadios de crecimiento de este sistema turbidítico hubo de suponer la existencia de un gran volumen de flujos de densidad, que arrastrasen materiales previamente formados en una plataforma adyacente. Y esto solamente es concebible durante un período de bajada relativa del nivel del mar.

Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Bolonia

Esta formación se inicia con un episodio predominantemente margoso (50 m. aproximadamente), sobre el que se instala una secuencia de *flysch margo-*

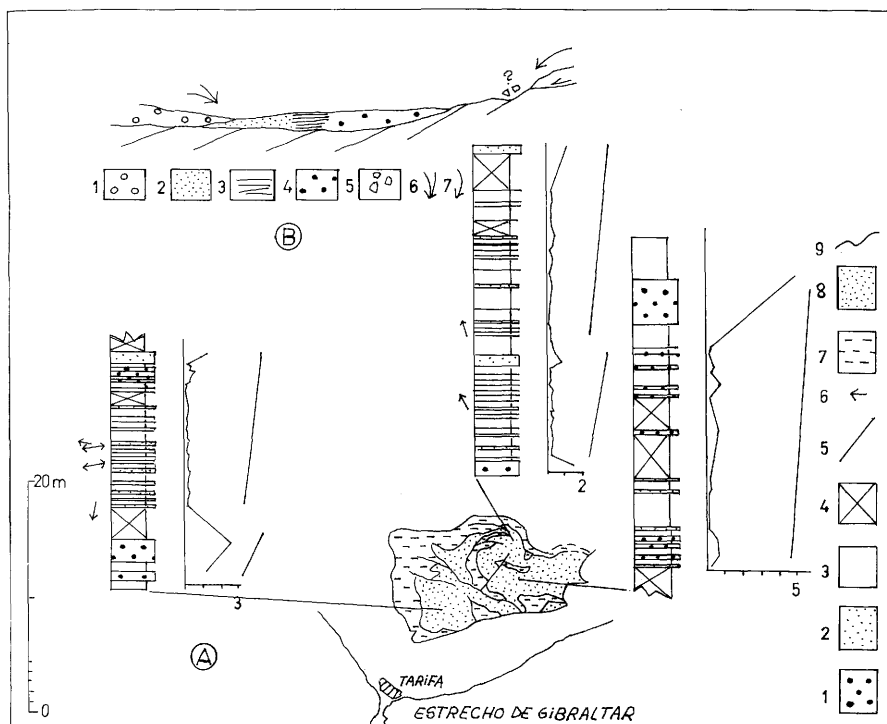


Figura 6.—Oligoceno-Aquitaniense de la unidad de Bolonia

A.—Perfiles sedimentológicos: 1) Areniscas tipo Aljibe. 2) Areniscas tipo Algeciras. 3) Lutita. 4) Cubierto. 5) Secuencias estratocrecientes. 6) Sentido de las paleocorrientes (N situado arriba, en el sentido de lectura).

Mapa: 7) Cretácico superior-Oligoceno. 8) Aquitaniense. 9) Contacto anormal.

B.—Esquema teórico del sistema turbidítico: 1) Areniscas del Aljibe. 2) a 5) Areniscas tipo Algeciras [2) Facies de cuenca. 3) Borde de lóbulos. 4) De lóbulos. 5) Depósitos residuales]. 6) Entrada de aporte tipo Aljibe en la cuenca coetánea de Algeciras. 7) Aporte tipo Algeciras (mauritano).

areniscoso micáceo similar, por no decir idéntica, al tramo coetáneo de la unidad de Algeciras.

Los materiales constituyentes se ordenan según facies turbidíticas deposicionales: D_1 y D_2 . Incluidas en este conjunto alternan areniscas y lutitas tipo Aljibe, con sus facies características y descritas previamente (tamaño de grano grosero, ordenamiento interno masivo, cantos blandos y alabeamientos de las superficies de estratificación). Estos rasgos reflejan caracteres similares a los de las facies E e incluso B_2 (PENDÓN y VERA, 1975; su Fot. 2, lám. II).

Los espesores de estas areniscas tipo Aljibe oscilan entre 2 y 8 m., estando los estratos más finos intercalados; no obstante esto, los de mayor potencia y ordenamiento interno masivo presentan el aspecto de cuerpos deslizados, conformándose de forma algo caótica. En resumen, son facies F .

Aunque el espesor total visible de esta formación sea del orden de 200 m., el perfil sedimentológico medido de mayor potencia alcanza sólomente 50 m. (Fig. 6). En este orden de espesores, las secuencias estratonómicas que se pueden distinguir resultan ser ligeramente estratocrecientes, de pequeña escala.

El significado de esta serie estratigráfica es, por supuesto, el de la sincronización de los aportes tipos Aljibe y Algeciras; lo que además conlleva la existencia de comunicación (PENDÓN, 1977 y 1978) entre estos dos sistemas turbidíticos.

Si esto es así, la ubicación de esta comunicación podría tener carácter distal o proximal, desde un punto de vista sedimentológico. Bien en la parte más distal del sistema; o en sectores próximos a la zona de pendiente, representando un equivalente lateral de los canales distribuidores, en un modelo de abanico abierto según MUTTI (1977).

La interpretación que nos parece más lógica radica en considerar que el depósito de esta serie de Bolonia se inicia en la parte distal del sistema I del *Oligoceno-Aquitaniense* de la unidad de Algeciras. Esta interpretación pasa por considerar el tramo lutítico-margoso basal, de la serie de Bolonia, como los sedimentos finos de cuenca y/o relacionados a los límites de los bordes de lóbulo, de la formación coetánea de la unidad de Algeciras (Fig. 6).

La flecha indicada en esta figura representa la entrada intermitente (?) de aporte tipo Aljibe, en el sistema I y coetáneo de Algeciras. Este aporte pudo llegar: 1) bien como un episodio turbidítico voluminoso, con competencia suficiente para alcanzar las partes distales del sistema turbidítico del Aljibe, e incluso progradar sobre el sistema de Algeciras. Lo que lleva implícito la interpretación de la cercanía original de ambos sistemas (Algeciras y Aljibe). Ó 2) como deslizamientos y/o *slumpings* de los aportes numídicos en la zona límite entre ambas cuencas o sistemas. O, si se quiere, las dos posibilidades pudieron haber ocurrido, entre otras varias.

Los sistemas turbidíticos de estas areniscas aquitanienses s.l. (unidades de Algeciras, Bolonia y Aljibe) presentarían, así, muchas similitudes sedimentológicas con el *flysch de Gorgoglione* en Italia (LOIACONO, 1981 y 1983).

Las formaciones calcáreas basales

Todas las formaciones margo-areniscosas oligoceno-aquitanienses de las diferentes unidades alóctonas presentan una serie de base, de espesores mucho más reducidos (200-300 m. como máximo), y en donde, aparte su significado cronológico diferente, litológicamente son alternancias lutítico-calcáreas o calcáreo-margosas.

El contacto con las areniscas suprayacentes suele estar en aparente continuidad sedimentaria (unidad de Algeciras), o a veces mecanizado (unidades

del Aljibe y Bolonia). También ocurre que las condiciones de afloramiento impidan, algunas veces, la observación nítida del contacto.

Si el conocimiento bioestratigráfico actual es exacto, todas estas formaciones se depositaron desde el *Cretácico* hasta el *Eoceno*, llegando algunas, incluso, al *Oligoceno*. Merece un análisis aparte el *flysch* cretácico de la unidad de Nogales (Cfr. apartados siguientes).

Por otro lado, todas estas formaciones calcáreas presentan facies turbidíticas, que son el resultado del depósito de típicas corrientes de turbidez. Sin embargo, aunque se presentan en formaciones litológicas similares, existen algunos afloramientos con variaciones petrológicas. Lo que puede argumentar que, en esta serie de base, existan procedencias y áreas fuentes diversas. Esto es lo que trataremos de glosar en las páginas que siguen.

No obstante en este apartado incidimos sobre los procesos clásticos de transporte-depósito, analizando la procedencia de los clastos en el apartado siguiente.

Correlaciones entre las series basales de las diferentes unidades ya han sido realizadas (PENDÓN, 1978); estableciéndose el siguiente dispositivo, para todo el intervalo *Cretácico* superior-*Oligoceno*, conforme aumenta la distalidad desde un punto de vista sedimentológico:

— unidad de Bolonia-unidad de Algeciras-unidad de Aljibe-unidad de Al-marchal (aumento de la distalidad).

En cualquier caso, procede ahora reconstruir el significado de las secuencias de facies, que se observan en las distintas formaciones basales (Fig. 7).

Unidad del Aljibe

Las alternancias de calcarenitas y margas blancas, a veces rojas, con nummulíticos y sílex (*Eoceno-Oligoceno*) siempre presentan niveles predominantemente lutíticos. Son facies D_1 y D_2 que no forman ciclos, por causa de que la relación arenisca/lutita siempre es inferior a la unidad. Los afloramientos que presentan mayor abundancia de calcarenita podrían responder a pulsos progradantes siempre en una cuenca distal.

Los tramos arcillosos, de colores variados, con *Tubomaculum*, turbiditas calcáreas finas y restos de pirita (*Cretácico* superior-*Oligoceno*), encajan en una asociación de facies muy típica de cuenca distal (D_2 , D_3 y G). Se han citado niveles con fauna planctónica autóctona (PENDÓN, 1978), que evidencian la presencia de facies G.

Las *Arcillas de Facinas* (*Aptense-Albense*), ofrecen rasgos que remiten a una acusada distalidad, aparte de sus peculiaridades litológica y textural; plan-

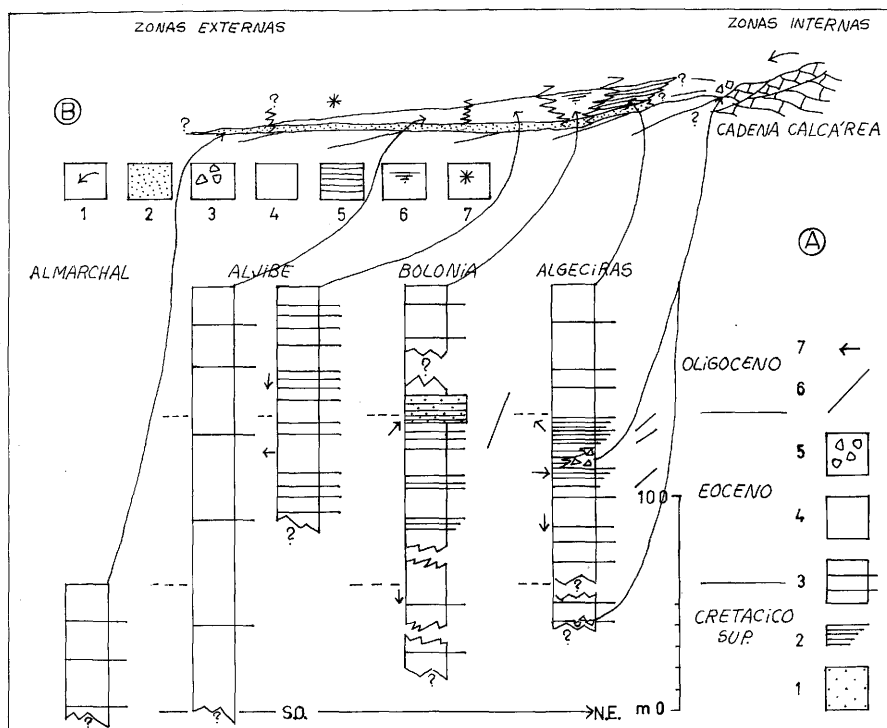


Figura 7.—Las series basales a las areniscas.

A.—Perfiles sedimentológicos: 1), 2) y 3) Calcarenitas. 2) y 6) Secuencias estratocresciente y progradacionales. 4) Lutita. 5) Conglomerado. 7) Sentido de la paleocorrientes (N situado arriba, en el sentido de lectura).

B.—Correlación de las series según un teórico sistema turbidítico: 1) Sentido de aporte. 2) Estadio de crecimiento durante el Cretácico superior y común a todas las series (El Cenomanense de la unidad de Algeciras son los depósitos residuales). 3) a 6) Durante Eoceno-Oligoceno [3) Depósitos residuales —Eoceno de la unidad de Algeciras—. 4) Turbiditas finas de cuenca. 5) Idem. de borde de lóbulo. 6) Secuencia de progradación]. 7) Mezcla hipotética de aportes diferentes.

teando problemas de correlación con facies isócronas y equivalenes. A lo que se añade, también, su problemática atribución tectónica.

Queda claro, pues, la posibilidad de plantear un aporte múltiple o diferente, para las distintas formaciones que integran la serie de base del Aljibe.

Las formaciones subnumídicas, basales a las areniscas, en Argelia se desarrollan hasta el inicio del *Aquitaniense* (BIZÓN y HOYEZ, 1979).

Unidad de Algeciras

Presenta un *Cenomanense* calcáreo a expensas de lutitas y brechas (facies A₂, D₃ y G), que aflora puntualmente (Cerro Gordo) y constituye un depósito residual.

Después se desarrollan turbiditas calcáreas finas, a veces con *Microcodium*, englobadas en una matriz lutítica de color rojo (*Cretácico superior-Paleoceno*); son facies D₂ y D₃.

Continúa con un *Eoceno* medio-superior, que se ordena en secuencias estratocrecientes de pequeña escala, a expensas de turbiditas calcáreas finas con ordenamiento interno en secuencias completas mayoritariamente. Una intensa bioturbación interna suele destruir la estructura primaria. Son facies de borde de lóbulo (*lobe-fringe*) muy típicas.

Lateralmente a esta formación, se desarrollan niveles calcáreos con muchos foraminíferos redepositados (PENDÓN y VERA, 1975 —Fot. 1, lám. VI—). Son depósitos residuales.

Esta serie es coronada, en aparente continuidad sedimentaria, por los materiales del tránsito *Eoceno-Oligoceno*; cuyas turbiditas calcáreas finas representan un gradual aumento de aporte clástico en la cuenca, con notable diferencia en el sentido de aporte, que se deduce de las estructuras sedimentarias direccionales, ubicadas en la base de los estratos. Este episodio puede representar un estadio turbidítico distal que, a veces, también se ordena secuencialmente en facies de borde de lóbulo.

Conviene mencionar aquí que, si la unidad de Nogales representa una diverticulación tectónica de la serie basal de esta unidad de Algeciras, este *flysch* con *Aptichus* del *Cretácico* inferior registra una asociación de facies C y D, en las que se puede reconocer secuencias de lóbulos y borde de lóbulos.

Unidad de Bolonia

Su serie de base está comprendida por un tramo lutítico basal (*Cretácico superior*), en el que se incluyen turbiditas finas. Algunas de ellas son más potentes y con desarrollo de microbrechas en la base de los estratos (PENDÓN y VERA, 1975 —Fot. 2, lám. VI—).

Suprayacente al tramo anterior, mediante correlación lateral de la estratificación y sin observarse nítidamente el contacto, se ordenan ciclos progradacionales de calcarenitas (con *Microcodium* y/o sílex) incluidas en lutitas de colores rojo-verde-blancas (*Paleoceno-Eoceno-Oligoceno*-?-).

El ordenamiento de estos ciclos de progradación se realiza con turbiditas clásicas (facies C y D), en secuencias estrato y granocrecientes.

Unidad de Almarchal

La serie estratigráfica de esta unidad tectónica comprende exclusivamente un *flysch senonense* con turbiditas calcáreas finas, donde la caliza es muy arcillosa. Domina el sedimento fino, que es lutita margosa clástica y de colores gris-verde.

Presenta restos de *Inoceramus*, ostréidos y sílex. Es decir, como en otras series basales coetáneas (ej. unidad de Bolonia).

Los rasgos litológicos y texturales, así como su ordenamiento secuencial, la enmarcan como la formación más distal de todas sus equivalentes isócronas en las distintas unidades tectónicas.

Con todo lo que antecede, se puede opinar ahora sobre el significado de estas formaciones calcáreo-margasas, la mayoría de ellas basales a las areniscas oligoceno-aquitanienses de las diferentes unidades tectónicas.

Todo este conjunto equivale al redepósito de los materiales de una plataforma carbonatada. Y sus diversos componentes litológicos son indicativos de las características de la roca madre, de cuyo área fuente procede el aporte clásico.

Pueden ser ordenadas, con relación a sus caracteres sedimentológicos y conforme aumenta la distalidad, de la manera, indicada en la Fig. 7. Esta equivalencia lateral se hace considerando *a priori* teóricamente isócrono todo el conjunto atribuido al *Cretácico superior-Eoceno-Oligoceno(?)*.

Esta relación lateral se ha establecido en base a los razonamientos siguientes:

1) La evolución de las características de los ordenamientos secuenciales turbidíticos, concorde a consideraciones teóricas del sistema turbidítico y sus estadios de crecimiento.

Y 2) los contenidos litológicos y paleontológicos particulares de cada formación, y comunes a todas ellas. Tales como nódulos de sílex y restos de *Inoceramus*, ostreidos, *Microcodium* y foraminíferos bentónicos.

Según lo indicado en la figura mencionada (Fig. 7), resulta que las facies más proximales de la región, durante el *Eoceno*, son las facies de borde de lóbulo de la unidad de Algeciras: con independencia de los depósitos residuales (*Cenomanense* y *Eoceno* medio-superior), a los que se aludirá posteriormente; así como el sistema turbidítico cretácico.

Las facies más distales son las turbiditas finas de cuenca, registradas en las unidades del Aljibe y Almarchal, respectivamente.

Consideramos que en posición intermedia se situarían los materiales de la unidad de Bolonia. Estos últimos muestran un claro ciclo de progradación sobre depósitos predominantemente lutíticos. Por consiguiente, esta progradación

puede pertenecer a un episodio turbidítico muy voluminoso y con competencia suficiente para alcanzar la cuenca, en la que se estarían formando turbiditas finas de otro(s) sistema(s) o estadio(s) indiferenciado(s).

Así las cosas, los materiales de la unidad de Algeciras serían más proximales, pues en ellos domina el tramo calcarenítico; por lo que se podrían formar en un punto relativamente próximo del aparato sedimentario, que permitiese la llegada de todos los episodios turbidíticos, aunque estos quedasen registrados como de pequeña escala. Y la serie coetánea de Bolonia representa un punto del sistema, al que sólo llegó un episodio turbidítico con caracteres progradales; es fácil entender que este último punto podría ocupar una posición más distal que el anterior.

Los depósitos residuales del *Eoceno* medio-superior son los más proximales del sistema. Como quiera que no se han diferenciado claramente facies de lóbulo en las series basales y durante este intervalo cronológico, cabría establecer las siguientes hipótesis:

1) Que las facies de lóbulo se desarrollen en formaciones coetáneas de otras unidades tectónicas homólogas (Marruecos).

2) O bien, que las condiciones hidrodinámicas del sistema no permitiesen el desarrollo de facies de lóbulo, relativamente potentes; quedando registrado sólo un testimonio de pequeña escala y similar a facies de borde de lóbulo. De manera que estas últimas facies se relacionarían lateralmente con los depósitos residuales, más proximales. Esta interpretación considera, pues, el estadio de crecimiento de un sistema turbidítico, similar al tipo I de MUTTI (1985); pero con ligeras modificaciones, que lo conformasen menos energético y con flujos menos voluminosos.

En cualquier otra interpretación teórica habría que recurrir a episodios turbidíticos, y sus consecuentes estadios de crecimiento, más artificiosos en mi opinión. Por ejemplo, cada sistema y/o estadio de crecimiento turbidíticos habrían quedado registrados en el afloramiento respectivo, mediante interrupciones sedimentarias; y éstas no aparecen claramente registradas, en el actual estado de conocimientos sobre el terreno. Pueden deducirse, sin embargo, algunas paraconformidades (Fig. 3). Pero el estado de la cuestión necesita de un estudio detallado de los contactos. Estas interrupciones, que se acaban de indicar, avalan la idea de que el sistema turbidítico (Fig. 7) ha desarrollado varios estadios de crecimiento; con lo cual su desarrollo habría sido más complejo que el que se indica en el esquema de la figura citada.

PALEOGEOGRAFÍA

En páginas precedentes se ha esbozado los caracteres diagnósticos de las diferentes formaciones turbidíticas integrantes de varias unidades alóctonas de

esta región. Se ha inferido, también, su significado en términos de sistemas turbidíticos, acorde con el estado actual de los conocimientos geológicos sobre el Campo de Gibraltar.

Conviene reiterar que, ante el conocimiento bioestratigráfico disponible actualmente sobre estas formaciones, va a resultar relativamente dificultoso el establecimiento de *secuencias deposicionales* (MITCHUM *et al.*, 1977) y sus conceptos relacionados de oscilaciones relativas del nivel del mar (VAIL *et al.* 1977).

Los resultados podrían ser erróneos, o estar ligeramente oscurecidos. Aunque, sin embargo, podrá hablarse de la secuencia deposicional de un sistema y de los paraciclos y ciclos de facies que afloran. Así podrán compararse las secuencias de lóbulos de la unidad de Algeciras con las secuencias de facies tractivas y deposicionales de las Areniscas del Aljibe, con respecto a los movimientos eustáticos acaecidos en la región. Pero la relación regional de sistemas y estadios de crecimiento, con sus eventos geológicos respectivos en el área fuente, va a resultar extremadamente aproximativa.

Aunque el presente trabajo se centra principalmente en un número limitado de unidades, creemos que se dispone de datos suficientes para matizar el esquema paleogeográfico concerniente a su origen (área fuente) y, también, acerca del mecanismo seguido por el conjunto de todas las unidades alóctonas hasta su emplazamiento final o actual.

Procedencia del aporte clástico

Un razonamiento inicial sobre las características inferidas que hubo de presentar el área fuente y, sobre todo, la roca madre alimentadora de los diferentes sistemas turbidíticos, es necesario para abordar el esquema paleogeográfico ulterior.

En este estudio se analiza la procedencia de los clastos, integrantes de las turbiditas calcáreas y de las areniscosas, por varios caminos:

- a) Contenido mineralógico (análisis de las fracciones de minerales pesados y ligeros de las areniscas).
- b) Contenidos fosilífero y petrológico peculiares (como son los restos de *Microcodium*, *Inoceramus*, ostreoides, foraminíferos, nódulos de sílex, etc.)

Las areniscas

Su contenido mineralógico difiere según la unidad que se considere (PENDÓN y POLO, 1975):

- a) *Numídico (Areniscas del Aljibe)*

Son cuarzenitas de matriz y/o cemento ferruginosos, cuyos granos constituyentes son equidimensionales, con formas subredondeadas esféricas a subesféricas. Algunas partículas de cuarzo, muchas de ellas con extinción ondulante, presentan películas muy finas de óxidos que separan fases sucesivas de recrecimiento (por ej. MATTER y RAMSEYER, 1985). Lo que sugiere que se trata de granos reciclados.

A su vez, los escasos fragmentos de roca, que acompañan a los granos de cuarzo, no muestran foliación.

El contenido de las fracciones, en orden decreciente de abundancia es:

— fracción pesada: fragmentos, opacos, moscovita, turmalina, rutilo, circón, biotita, estaurolita, brookita.

— fracción ligera: cuarzo, fragmentos, moscovita y opacos, rutilo, circón, turmalina.

Todo este contenido informa claramente sobre una roca madre constituida por macizos cristalinos. Y que este sedimento tan maduro, en el que dominan los granos de cuarzo redondeados, ha debido ser reciclado. La opinión contraria haría muy dificultosa la interpretación de una tectofacies *flysch* en este sedimento muy maduro.

b) *Mauritánicas* (Unidad de Algeciras)

La mayoría de los granos de fragmentos de rocas, integrantes de las areniscas, muestran foliación y bandeado. El contenido mineralógico es el siguiente:

— fracción pesada: opacos, fragmentos de micasquitos, moscovita, granate, turmalina, distena, apatito, clorita, cloritoide y rutilo, circón, anfíbol, biotita.

— fracción ligera: fragmentos de micasquitos, cuarzo, moscovita, plagioclasa, biotita, turmalina y rutilo, circón, glauconita, opacos.

Se relacionan, también, conforme disminuye su abundancia.

PENDÓN y POLO (1975) indican los porcentajes de abundancia respectivos de cada especie mineral.

Se entiende fácilmente que, estos argumentos mineralógicos, permitan afirmar que los clastos alimentadores de estas series litareníticas, predominantemente grauváquicas, proceden de áreas metamórficas y sedimentarias de las zonas internas de la Cordillera.

LANCELOT *et al.* (1977) establecen dos poblaciones mineralógicas en estas unidades: a) una procedente de recristalización metamórfica o anatética y b) otra atribuible a granitos corticales profundos; que en el caso de Sicilia procedan del dominio peloritano y del cristalino de Calabria. Lo que está de acuerdo con las edades hercínicas de 284 ± 18 m.a.

c) *Series mixtas* Unidad de Bolonia)

Representan la sincronización de aportes, tanto numídicos como mauritánicos. E informan sobre la margen fluctuante de la cuenca numídica.

En cualquier caso la procedencia de las arenas numídicas apunta a un área fuente constituida por macizos cristalinos. Se han emitido algunas hipótesis acerca de la procedencia europea de estos clastos que, por ejemplo, LANCELOT *et al.* (1976) descartan y consideran que el zócalo cristalino del cratón africano haya actuado como su roca madre. La misma deducción representa el trabajo de REILLE (1976), que analiza los granos de circón de esta formación. Este autor insiste en que no se debe excluir totalmente un aporte directo del cratón africano. GIUGE (1978) establece que los granos de cuarzo hayan procedido del dominio Nor-mogrébido, erosionado y/o hundido bajo el actual Mediterráneo.

Como quiera que las *Areniscas del Aljibe* (Numídico) se tratan de sedimentos muy maduros, reiteramos que su aporte no puede proceder exclusivamente y de forma directa, de su roca madre inicial. Consideramos más viable que esta potente formación clástica proceda de una formación continental y/o de plataforma, en la que el cratón africano haya actuado como roca madre, geográficamente adyacente y de forma directa; con lo cual esos sedimentos someros, así formados, presentarán contenidos elevados (?) en granos de cuarzo.

En este sentido WEZEL (1970 a y b) opina que los aportes numídicos que formaron las series del N de Sicilia procedieron de sedimentos cuarzosos, previamente redondeados; que fueron transportados en tierra y aguas someras durante un tiempo largo, antes de su entrada en el miogeosinclinal numídico. Y que la procedencia del cuarzo es claramente africana (WEZEL, 1974 b). Pudieron derivar, pues, de las *Areniscas de Nubia* (WEISSBROD, 1970). Esta formación comprende una secuencia clástica muy potente, que representa un gran intervalo de tiempo geológico (*Precámbrico-Mesozoico*), y se extiende por Oriente Próximo (Egipto, Sinaí, Israel, Jordania y Arabia Saudí).

Recientemente WEISSBROD y NACHMIAS (1986) estudian detalladamente la minerología de esta formación, en la que distinguen ocho zonas en el contenido en minerales pesados. Las Areniscas de Nubia reciben una enorme profusión de denominaciones locales. Esta formación supuso el depósito en la periferia del cratón ígneo africano-arábigo. Y se divide en dos conjuntos, separados por una discordancia subcámbrica, que también afectó al basamento ígneo.

El conjunto inferior (Precámbrico) es inmaduro (arcosas y conglomerados) e isócrono con el vulcanismo de una cadena, que se interpreta adyacente a la cuenca. Su potente serie (alrededor o superior a 2.000 m.) se sitúa en el subsuelo de Israel y en algunas cuencas relictas (400 m. de espesor).

El término superior, suprayacente a la discordancia y al basamento (*Paleozoico-Mesozoico*), aflora con mayor continuidad. Comprende sedimentos de plataforma con mayor frecuencia de cambios verticales de facies, que laterales. Y presenta una disminución ascendente de la madurez mineralógica de sus sedimentos. Su serie estratigráfica representa varios ciclos de erosión-depósito, que vienen controlados por movimientos epirogénicos. Las discontinuidades más comunes son paraconformidades.

Interesa, para los fines del presente estudio, la cita textual de algunas conclusiones del trabajo de los autores referidos últimamente:

a) Las arcosas precámbricas proceden de la meteorización de rocas metamórficas y sufrieron un transporte y enterramiento rápidos.

b) Las subarcosas (*Paleozoico inferior*) fueron aportadas por rocas ígneas, posiblemente ácidas, que sufrieron meteorización y retrabajo en un área de relieve moderado y sometido a movimientos epirogénicos.

c) Las cuarzarenitas (*Paleozoico superior-Mesozoico*) derivaron de areniscas preexistentes, a través de un reciclaje prolongado, bajo condiciones epirogénicas y aportes ocasionales de afloramientos metamórficos.

Por otro lado, las *Areniscas de Yesomma* (*Cretácico superior-Paleoceno* —GUERRERA y PUGLISI, 1983—) afloran en el NE africano y Asia Menor (Etiopía, Somalia, Libia, Egipto, Suez, Sudán). Son cuarzarenitas potentes y groseras de colores variados, entre las que se intercalan margas, conglomerados, calizas y rocas volcánicas. El espesor total se acerca a los 2.000 m. y experimentan variaciones laterales de potencia y de sus intercalaciones litológicas. Estas formaciones registran depósitos continentales y de transición; donde los clastos proceden de las rocas cristalinas del escudo precámbrico africano, de la península arábiga y, también, de los granitos/migmatitas de Somalia. La llegada del aporte, en los diferentes afloramientos esparcidos geográficamente, se relaciona a movimientos epirogénicos; siendo la regresión paleocena responsable de la extensión lateral de esta formación.

Cualquiera de estas dos formaciones, llámese *Areniscas de Nubia* o *Areniscas de Yesomma* (con independencia de que se pueda ver en ellas una formación única, con variaciones laterales de facies, espesores, sustrato y edad geológica) puede constituir el área fuente y roca madre de los aportes numídicos, en general, o de las *Areniscas del Aljibe*, en particular.

Las direcciones de aporte de las *Areniscas del Aljibe* tienen una componente mayoritaria, que procede del S y del S.O. y S.E.; en la unidad de Boloña estos aportes numídicos vienen del S y N, mientras que las areniscas tipo Algeciras lo hacen desde el Oeste (PENDÓN, 1978).

Las calizas

Bajo este epígrafe se designa el conjunto de series estratigráficas basales a las areniscas. Como, desde un punto de vista litológico, se puede considerar alternancias lutítico-calcáreas, con calizas a veces muy detríticas, por supuesto; resulta patente que su contenido mineralógico no sea representativo. Hay granos de cuarzo, tamaño limo o algo mayor otras veces, incluidos en una matriz micrítica o esparítica. Por esta razón se realiza aquí el estudio de la procedencia de sus extraclastos por la vía de sus «contenidos fosilífero y petrológico peculiares», enunciada más arriba.

La mayoría de restos fosilíferos contenidos en las formaciones basales, organismos bentónicos redepositados, están en relación con el desmantelamiento, o redepósito, de una plataforma carbonatada adyacente. Estas facies calcáreas neríticas habrían de poseer niveles con sílex, *Microcodium*, *Inoceramus*, y el resto de grupos fosilíferos referido en páginas anteriores. Si no exactamente coetáneas a las formaciones basales, que nos ocupan, si al menos ligeramente anteriores pero conservadas aún en estado de sedimento inconsolidado.

Desde un cierto punto de vista se puede argumentar que la procedencia de estos clastos esté ubicada en las zonas internas de la Cordillera. Afloran series margo-calcáreas con organismos bentónicos, *Microcodium*, sílex... en la Cadena calcárea (por ejemplo, DIDON *et al.*, 1973; DURAND-DELGA, 1977 —comunic. personal—). La existencia de una cadena calcárea perimediterránea avala la existencia de un primitivo bloque siálico único (WEZEL, 1974 c).

Se puede afirmar en otros términos, por lo tanto, que la procedencia clásica de las formaciones basales a las areniscas, y sus coetáneas, es interna. Las recurrencias litológicas de muchas de estas formaciones plantean la posibilidad de existencia de varios tipos de aporte.

Evolución tectónica

Es un hecho sobradamente conocido que, durante la historia geológica de los diferentes elementos de la Cordillera (FONTBOTÉ, 1971) las zonas internas se han trasladado en sentido occidental; sufriendo esfuerzos compresivos longitudinales E-O ó N.E.-S.O. y desarrollándose corrimientos longitudinales dextros, a lo largo del contacto entre zonas internas y zonas externas (DIDON, 1973).

Esto concuerda con el mecanismo introducido por ANDRIEUX *et al.* (1971), en el que suponen una subplaca de Alborán en el límite de las placas europeas y africana (Fig. 8-C). Muchas matizaciones se han propuesto a este modelo (por ej. TRÜMPY, 1976). Pero, de cualquier forma, esta traslación hacia occidente siempre es admitida. Por ello las distintas hipótesis sobre la ubicación tectónica inicial de estas unidades alóctonas (ultra, citra) podrían resultar, a veces, algo confusas.

En relación con un modelo de Tectónica Global, el diacronismo de las unidades *flysch* en la cadena Béticas-Mogreb parece responder a la colisión de los márgenes de las placas y sus deformaciones tectogenéticas derivadas (WEZEL, 1974 a); porque la colisión entre placas es diacrónica (WEZEL, 1975).

Este emplazamiento de la cordillera origina los caracteres distintivos de los dos dominios tectónicos en las unidades del Campo de Gibraltar, referido en páginas precedentes. El más occidental (Aljibe) muestra vergencia de sus pliegues y estructuras hacia el O. y N.O. Mientras que el dominio inferior (mauritanico), más interno, desarrolla escamas y pliegues invertidos, que son vergentes al E. y S.E.

Así las cosas, se ha supuesto que el numídico se situase en el margen de la placa europea (WEZEL y RYAN, 1971). No obstante, el diacronismo de los *flysch* oligo-miocénicos de la cadena mogrebida, se ha calificado al numídico externo de preorogénico y al interno de postorogénico (WEZEL, 1973 a).

Modelo paleogeográfico

Si la unidad del Aljibe no cabalga claramente a la unidad de Algeciras, sino que ambos conjuntos más que superponerse lo que hacen es enfrentarse; parece, pues, lógico atribuirle a la unidad del Aljibe una situación inicial más occidental, externa por lo tanto, que las unidades mauritanicas.

El aporte sedimentario tipo Aljibe fue similar, por no decir idéntico, al que alimentó las diferentes cuencas numídicas del Mogreb, con una longitud del orden de 2.000 km. La fase tectónica sávida (*Oligoceno-Aquitaniense*) pudo ser la desencadenante de sus flujos alimentadores muy densos, que partieron de un área fuente en posición mucho más oriental (Arenas de Nubia y/o de Yesomma), que ya había sido afectada por movimientos tectónicos desde antiguo. Y sin descartar que este redepósito se realizase sobre zonas previamente estructuradas.

Contemporáneamente las formaciones turbidíticas, que estaban originándose en la zona mauritanica, recibían su aporte como producto de la erosión de las zonas internas; en consecuencia éste era más inmaduro. Los clastos integrantes de las unidades mauritanicas argelinas pudieron proceder de los macizos cabílicos (RAOULT *et al.*, 1982).

En la Fig. 8 —A y B— se indica el posible esquema paleogeográfico que pudo existir en el Mediterráneo occidental durante el Oligoceno-Aquitaniense; con especial referencia a las Cordilleras béticas. Esta figura representa la paleogeografía durante el depósito de las areniscas; siendo la relación de las distintas unidades, en términos sedimentológicos de proximalidad decreciente, como sigue:

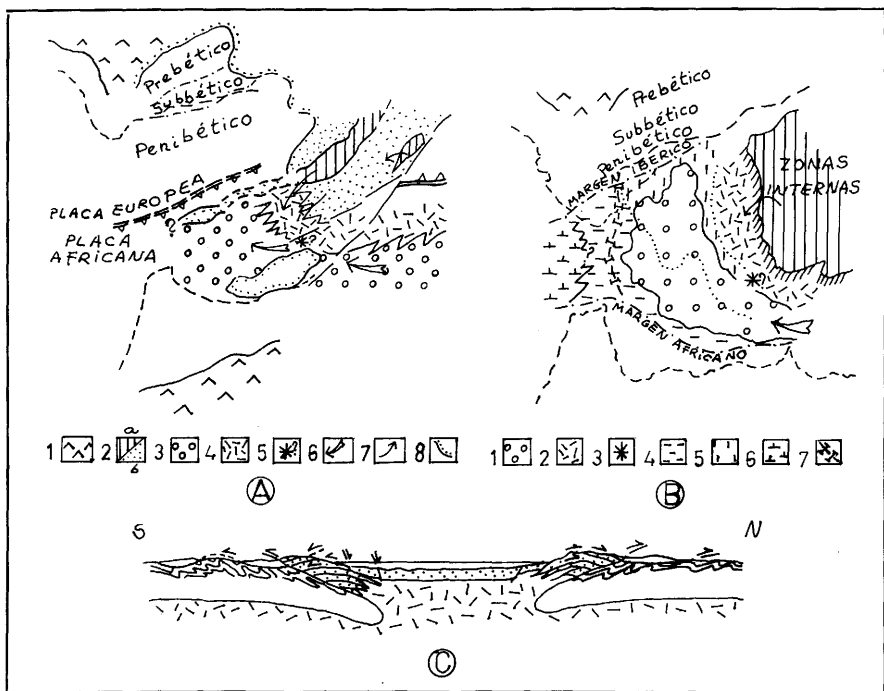


Figura 8.—Paleogeografía del Arco de Gibraltar.

A.—Durante el Aquitaniense: 1) Zócalo cristalino. 2) Zonas internas [a) en afloramiento —incluye la cadena calcárea—, b) en sedimentación]. 3) Sedimentación numídica (Areniscas del Aljibe). 4) Sedimentación mauritánica (Unidad de Algeciras). 5) Series mixtas o merínides. 6) Sentido del aporte numídico. 7) Sentido del aporte mauritánico. 8) Áreas supuestamente emergidas.

(Realizado en base a los datos del presente trabajo, así como a los de LE PICHON *et al.* —1972—, TRÚMPY —1976— y BOURGOIS —1978—).

B.—Sustrato de la cuenca de sedimentación durante el depósito de las areniscas: 1) Numídico. 2) Unidades mauritánicas. 3) Series mixtas. 4) Series arcillosas subnumídicas. 5) Series calcáreo-margosas subnumídicas. 6) Unidad de Almarchal. 7) Depósitos sincronumídicos distales.

Modificado de DIDON y HOYEZ (1978b).

C.—Aloctonía de los mantos *flysch* del Arco de Gibraltar (ANDRIEUX *et al.* 1971).

Aljibe-Bolonia-Algeciras

Esta afirmación contrasta con el orden deducido para sus respectivas series basales, que según estos mismos considerandos sería:

Algeciras-Bolonia-Aljibe-Almarchal (?) —según aumenta la distalidad—

Lo que es explicable fácilmente, con sólo tener en cuenta que responden a dos procedencias distintas; una eminentemente calcárea y, la otra, terrígena.

Se supone que las condiciones estructurales de algunos puntos permitiesen la mezcla de aportes numídicos y mauritánicos, desarrollándose así las se-

ries mixtas o merínides (unidad de Bolonia en el Campo de Gibraltar —PENDÓN, 1977—). Estas series parecen ubicarse en partes internas de la cadena mogróbida; ahora bien, en las Cordilleras Béticas, Campo de Gibraltar, esta posición viene enmascarada por los accidentes de desgarre del Estrecho de Gibraltar (Fig. 2).

Este modelo es concordante y/o complementario con el que propone GUERRERA (1981-82). No obstante, pensamos que los aportes que formaron las *Areniscas del Aljibe* no procedieron directamente del cratón africano, por las causas citadas anteriormente. Idea que comparte Martín-Algarra (1987). Asimismo esta aproximación paleogeográfica presenta muchas similitudes con los resultados de DIDON y HOYEZ (1978 b), que reconstruyen la cuenca numídica del Arco de Gibraltar según tres etapas: a) prenumídica, b) sin-numídica y c) posterior de reestructuración.

El hecho de que el cese de la sedimentación numídica sea ligeramente diacrónico en la cadena Béticas-Mogreb-Apeninos (CIARANFI y LOIACONO, 1983) puede ser atribuido a la acción de la fase tectónica styrica (*Langhiense*, 15 millones de años aproximadamente).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Conviene, sin embargo, plantear algunas precisiones al esquema paleogeográfico que se acaba de proponer:

a) Las unidades calificadas de *predorsales* ocuparían, por lo tanto, una zona paleogeográfica intermedia entre la mauritánica y la correspondiente a la Cadena calcárea; no obstante, esta afirmación puede encerrar un significado solamente cartográfico, de posición actual de sus afloramientos.

En efecto, sus formaciones turbidíticas constituyentes parecen indicar un dominio mauritánico, idéntico al de las otras unidades; por ejemplo, unidad de Argüelles con respecto a la unidad de Algeciras (PENDÓN, 1983). El hecho de existir escamas con formaciones mesozoicas (unidad de Camarote, por ejemplo) atestigua que, éstas, pueden ser posiblemente retazos de la plataforma de la cadena calcárea adyacente.

Consecuentemente el significado de la zona predorsal (DIDON *et al.* 1973) quizás sea, sencillamente, el resultado del emplazamiento de los diferentes elementos de la Cordillera (zonas internas, zonas externas y unidades *flysch*); que pudo oscurecer relativamente las atribuciones de las distintas unidades a su respectivo dominio paleogeográfico.

2) El emplazamiento de la Cordillera, que se tradujo en el acercamiento de sus zonas internas, zonas externas y unidades *flyschs*, hubo de producir una serie de fenómenos un tanto distintos, pero con origen similar.

Por ejemplo, al enfrentarse los dominios del Aljibe y Algeciras, pudieron desarrollarse retrocabalgamientos y/o descuelgues del elemento tectónico superior. En este sentido, consideramos producidos así algunos elementos del Aljibe, que parecen sumidos en las características tectónicas del dominio inferior; éste es el caso de las sierras numídicas del N de La Línea (Carbonera-Almenara-Arca) y, puede que también lo sea el testimonio de la escama del Cerro de la Novia, en Punta Chullera. Aunque no se descarta que su posición paleogeográfica fuese algo distinta, como lo atestiguan las variaciones litológicas de la serie basal a las areniscas. Un hecho similar, pero de escala menor, es el desarrollado en un bloque de Areniscas del Aljibe en el puerto del Bujeo, al S de Algeciras.

A este mismo origen se refiere la presencia de bloques mesozoicos, diseminados a lo largo del contacto de los dominios tectónicos superior e inferior, en el sector Algeciras-Tarifa.

También es éste el caso de muchos afloramientos de *Arcillas con bloques o Neonumídico* (BOURGOIS, 1978). Con independencia de la realidad de este mecanismo, hay que decir que en muchos otros puntos responden al resultado del emplazamiento tectónico (MARTÍN-ALGARRA, 1987). Realizamos esta afirmación sin descartar totalmente la primera posibilidad. En efecto este mecanismo de olistolitos ha sido reconocido en la cordillera mogróbida (por ejemplo, Rif oriental; Leblanc y FEINBERG, 1982). Estos autores suponen una profundización previa del surco numídico para explicar, mediante deslizamientos, la presencia de margas con bloques intercaladas en las series basales subnumídicas.

Sin embargo, ha sido considerado depósito contemporáneo del numídico (síncro en lugar de neonumídico, por lo tanto) por Feinberg y Olivier (1983), en la zona predorsal bético-rifeña. Esta interpretación conlleva la idea de cercanía entre zonas internas y extremidad distal de la cuenca numídica, durante el inicio del *Mioceno*.

3) *Hispanización de los flyschs*

Considerar que estas unidades fuesen ultrabéticas, en posición inicial rifeña y que, sobre todo, la unidad del Aljibe ha sido «expulsada» por encima de las zonas internas (BOURGOIS, 1978) nos parece, en cierto modo, artificioso.

Si se ha indicado que las *Areniscas del Aljibe* se desarrollaron en la parte más occidental de la cuenca, es fácil suponer que el acercamiento de las zonas internas ha podido subdividir este dominio dejando su parte meridional incluida en la estructura rifeña y su sector N como perteneciente a las cordilleras béticas (Unidad del Aljibe). Hay testimonios de rocas numídicas más hacia occidente, en el fondo actual del océano Atlántico (por ej. DIDON, 1981 b).

4) La tectónica que ha efectuado a esta región se considera de naturaleza polifásica, como ha opinado la mayoría de autores precedentes.

El conjunto de mantos inicia su desplazamiento a finales del *Mioceno* inferior; mediante mecanismos gravitacionales, al menos en sus estadios finales. Se han descrito algunos testimonios de estructuración de las zonas internas de la Cordillera durante el *Aquitaniense* terminal (MARTÍN-ALGARRA y ESTÉVEZ, 1984).

Durante el *Mioceno* medio-superior se desarrolla una dinámica compresiva (escamas, fallas de desgarre), que deforma el edificio tectónico inicial. Recientemente (*Plio-Cuaternario*) se han producido retoques en los contactos de las unidades y deformación de pliegues de gran radio.

Las observaciones de los afloramientos atestiguan que el papel de la tectónica distensiva ha sido exiguo, por no decir ausente.

5) Quedan muchos problemas planteados, aún pendientes de resolución. Sin ánimo de realizar un inventario monótono, cabría citar:

a) El establecimiento de las secuencias deposicionales en cada una de las unidades. Lo que conlleva la exacta delimitación de sus sistemas turbidíticos y estadios de crecimiento respectivos, paraciclos y ciclos de facies, en relación a las oscilaciones relativas del nivel del mar.

b) La dinámica acaecida en esta cuenca durante el *Cretácico* inferior.

c) Un estudio más detallado de las *Areniscas del Aljibe*, con objeto de delimitar sus variaciones de litofacies. Para relacionar, posteriormente, estos dominios litológicos y las características paleogeográficas y paleotectónicas de la cuenca sedimentarias.

d) Un análisis en profundidad de las series basales permitirá, también, clarificar las correlaciones de facies de formaciones tan similares.

AGRADECIMIENTOS

Las valiosas sugerencias del Prof. J. A. Vera (Universidad de Granada) realizadas sobre el manuscrito, han servido para orientar los datos que se interpretan en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971).—Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 191-198.
- BAENA, J. y JEREZ, L. (1982).—Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (*s.str.*). *Colección-Informe, IGME* 256 p.
- BIZÓN G. y HOYEZ, B. (1979).—Données stratigraphiques sur les formations sous-numidiennes en Algérie. *C.R. Ac. Sci.*, Paris 289, 655-658.
- BLUMENTHAL, M. (1934).—Remarques sur la stratigraphie des abords du Recoin d'Estepona. *C.R. somm. Soc. Géol. France* 15, 226-228.
- BOUMA, A. H. (1962).—*Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation.* Elsevier Publ. Co. (3), 168 p.
- BOURGOIS, J. (1973).—Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (provinces de Seville, Cadix et Malaga, Espagne). *C.R. Ac. Sci. Paris (D)* 276, 2939-2942.
- (1978).—*La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar.* Thèse Univ. Besançon, Extraît Ann. Sci. Geol. (3) 30, 445 p.
- CIARANFI, N. y LOIACONO, F. (1983).—Il flysch numidico nel quadro dell'—evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Apennino meridionale *St. Geol. Geof. Reg. Pgl. e Lucana* 6, 1-43.
- DELTEIL, J., GIUGE, R. y POLVÈCHE, J. (1975).—Réflexions à propos de l'«unité» de Tanger (Marc). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 2.
- DIDON, J. (1960).—Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras (Province de Cadix, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France* (7) 2, 352-361.
- (1960/62).—Les unités ultra-bétiques de la zone du flysch gaditan au Nord et Nord-est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique). *Livre Mém. Prof. Fallot, Soc. Géol. France* 1, 265-272.
- (1966).—Styles tectoniques de l'unité de l'Aljibe au Nord du Détroit de Gibraltar (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France* (7) 7, 521-526.
- (1967).—L'unité parautochtone d'Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *C.R. somm. Soc. Géol. France* 5, 201-202.
- (1969).—*Etude géologique du Campo de Gibraltar.* Thèse Univ. Paris 539 p., 2 vols.
- (1973).—Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie Nord de l'Arc de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 15, 121-127.
- (1977).—Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch à la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 19, 765-771.
- (1981 a).—Essai d'établissement d'une coupe au Détroit. *Symp. Géol. Détroit Gibraltar Liaison Fixe Europe Afrique*, p. 218-224 S.N.E.D.
- (1981 b).—Géologie du secteur de Bolonia. *Symp. Géol. Détroit Gib. Liaison Fixe Europe Afrique*, S.N.E.D., Tanger-Algésiras, p. 247-252.

- DIDON, J. y HOYEZ, B. (1978 a).—Les séries à facies mixte, numidien et grés-micacé, dans le Rif occidental (Maroc). *C.R. somm. Soc. Géol. France* 6, 304-307.
- (1978 b).—Le Numidien dans l'arc bético-rifain: hypothèses sur sa mise en place sédimentaire et tectonique. *Ann. Soc. Géol. Nord* 98, 9-24.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. y KORNPROBST, J. (1973).—Homologies géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 15, 77-105.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; ESTERAS, M.; FEINBERG, H.; MAGNÉ, J. y SUTER, G. (1984).—La formation des Grès numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdigaliennes. *C.R. Ac. Sci. Paris* (2) 299, 121-128.
- DURAND-DELGA, M. (1956).—*Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale*. In: Enke—ed— *Geol. Symp. Hans. Stille*, Stuttgart, 304-335.
- (1963).—Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau* 53, 534-535.
- (1967).—*Structure and Geology of the Northeast Atlas Mountains*. In: *Guidebook to the geology and history of Tunisia Petrol. Explor. Soc. Libya*, 9th Ann. Field Conf., p. 59-83.
- (1980).—*La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. In: *Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr.* 10, 203-224.
- ESTERAS, M. (1982).—Geología de la orilla europea del estrecho de Gibraltar *Coloquio de Madrid, SECEGSA* 1, 305-324.
- FEINBERG, H. y OLIVIER, Ph. (1983).—Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences. *C.R. Ac. Sci. Paris* 296, 473-476.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol.* 1, 71-78.
- GAVALA, J. (1916).—Regiones petrolíferas de Andalucía. *Bol. IGME* 51, 3-35.
- (1924).—Mapa geológico de la provincia de Cádiz E. 1:100.000 IGME, Madrid.
- GENTIL, L. (1918).—Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix (Espagne méridionale). *C.R. Ac. Sci. Paris* 166, 1003-1005.
- GUIGE, R. (1978).—*La Thermoluminescence naturelle des quartz et son analyse statistique appliquée à l'étude de formations détritiques de la chaîne alpine du Maghreb occidental: le problème du Numidien. Conséquences paléogéographiques*. Thèse Univ. Nice, 177 p.
- GUERRERA, F. (1981/82).—Sucesiones turbidíticas dans les flyschs maurétanien et numidien du Rif (Maroc). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 23, 85-96.
- GUERRERA, F. y PUGLISI, D. (1983).—Le Arenarie di Yesomma in Somalia: un possibile equivalente meridionale delle più note «Nubian Sandstones» *Rend. Soc. Geol. It.* 6, 43-47.
- GUERRERA, F.; LOIACONO, F. y GRASSO, M. (1986). Dati preliminari sulle successioni oligomioceniche «miste» affioranti lungo la Catena Betica-Maghrebide-Appennino meridionale: una famiglia di flysch con evidenti implicazioni paleogeografiche e paleotettoniche. *Bol. Soc. Geol. It.* 105, 12 p.
- HOYEZ, B. (1974).—Cadre et évolution du bassin numidien sicilien. *C.R. Ac. Sci. Paris* 278, 1007-1010.
- LANCELOT, J. R.; REILLE, J. L.; BROQUET, P. y MATTAUER, M. (1976).—Datation U-Pb des zircons détritiques du flysch numidien d'Espagne et de Sicile. Conséquences paléogéographiques. 4.^a *Reun. Ann. Sci. Terre Paris*, p. 250.
- LANCELOT, J. R., REILLE, J. L. y WEZEL, F. C. (1977).—Etude morphologique et radiochronologique des zircons détritiques des flyschs «numidien» et «grés-micacé». Conséquences paléogéographiques à l'échelle de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 19, 773-780.
- LEBLANC, D. y FEINBERG, H. (1982).—Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France* (7) 24, 861-865.

- LE PICHON, X.; PAUTOT, G. y WEILL, J.P. (1972).—Opening of the Alboran Sea. *Nature Phys. Sci.* 236, 83-85.
- LOIACONO, F. (1983).—Nuovi dati sui caratteri deposizionali del flysch di Gorgoglione. Considerazioni sulla paleomorfologia del bacino. *Studi Geol. Geof. Reg. Pugl. e Lucana* 23, 1-37.
- (1981).—Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del flysch di Gorgoglione (Lucania). *Boll. Soc. Geol. It.* 100, 193-211.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987).—Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética. Tesis Doct. Univ. Granada, 1250 p. (Mem. inédita).
- MARTÍN-ALGARRA, A. y ESTÉVEZ A. (1984).—La Brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes à l'Ouest des Cordillères bétiques. *C.R. Ac. Sci. Paris* (2) 299, 463-466.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1985).—La estructura de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Consecuencias tectónicas y paleogeográficas. *Bol. Geol. Min.* 96, 117-140.
- MATTER, A. y RAMSEYER, K. (1985).—Cathodoluminescence Microscopy as a Tool for Provenance Studies of Sandstones. In G.G. Zuffa —ed— *Provenance of Arenites*, Reidel Publ. Co. p. 191-211.
- MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P. R. y THOMPSON, S. (1977).—The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In C.E. PAYTON —ed— *Seismic Stratigraphy. Application to Hydrocarbon Exploration* AAPG Mem. 26, 53-62.
- MUTTI, E. (1977).—Distinctive Thin-Bedded Turbidites Facies and Related Depositional Environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* 24, 107-131.
- (1985).—Turbidite Systems and their Relations to Depositional Systems. In G.G. Zuffa —ed— *Provenance of Arenites*, Reidel Publ. Co. p. 65-93.
- MUTTI, E. y RICCI-LUCCHI, F. (1972).—Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione al análisis di facies. *Mem. Soc. Geol. It.* 11, 161-199.
- (1974).—La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. Geol. France* (7) 16, 577-582.
- (1975).—Turbidites Facies and Facies Associations. In E. Mutti et al. —eds— *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*, IX Congr. Int. Sedim., Nice, Guía excursión A-11, 21-36.
- MUTTI, E. y SONNINO, M. (1981).—Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. 2nd Europ. Reg. Meet., Bolonia, 120-123.
- OLORIZ F. y FERNÁNDEZ-LLEBREZ, C.J. (1979).—El Kimmeridgense y Tithónico en el arroyo de los Molinos. Un avance al conocimiento del Jurásico superior en el Campo de Gibraltar (Provincia de Cádiz, España meridional). *II Coloq. Estrat. Paleog. Jurásico Esp.*, Granada, *Cuad. Geol.* 10, 295-298.
- PENDÓN, J. G. (1977).—Comunicación entre la cuenca de las unidades del Campo de Gibraltar y la Cuenca Numídica: las turbiditas oligocénicas de la Serie de Bolonia. *VIII Congr. Nac. Sedim.*, Oviedo-León, *Resum. Com.* 2 p.
- (1978).—Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar. *Tesis Doct. Univ. Granada*, 260 p.
- (1983).—Sedimentology of Argüelles unit, Predorsalian Flysch, Campo de Gibraltar Complex, Southern Spain. *4th. Europ. Reg. Meet. IAS, Split, Abstracts* p. 140-141.
- PENDÓN, J. G. y POLO, M.^a D. (1975).—Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las Areniscas del Aljibe (Unidad del Aljibe). Campo de Gibraltar. *Acta Geol. Hisp.* 10, 146-149.
- PENDÓN, J. G. y VERA, J. A. (1975).—Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies. *Cuad. Geol.* 6, 143-164.
- RAOULT, J. F.; RENARD, M. y MELIERES, F. (1982).—Le flysch maurétanien de Guerrouch: cadre structural, données sédimentologiques et géochimiques (Petite Kabylie, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7) 24, 611-626.

- REILLE, J. L. (1976).—Caractères des populations des zircons des grès numidiens d'Andalousie et de Sicile. Consequences géologiques. *Géodynam. Méditerran. Occid. et ses abords*, INAG, Montpellier.
- SECEGSA (1981).—*Geología del Estrecho de Gibraltar* (varios autores) 69 p.
- TRUMPY, R. (1976).—Du Pèlerin aux Pyrénées. *Ecl. Geol. Helv.* 69, 249-264.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. y THOMPSON, S. (1977).—Relative changes of Sea Level from Coastal Onlap. In C.E. Payton —ed— *Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration*. *AAPG Mem.* 26, 63-81.
- WEISSBROD, T. (1970).—«Nubian Sandstone»: Discussion. *Bull AAPG*, 54, 526-529.
- WEISSBROD, T. y MACHMIAS, J. (1986).—Stratigraphic significance of heavy minerals in the Late Precambrian-Mesozoic clastic sequence («Nubian Sandstone») in the Near East. *Sedim. Geol.* 47, 263-291.
- WEZEL, F. C. (1970 a).—Numidian Flysch: An Oligocene-Early Miocene Continental Rise Deposit off the African Platform. *Nature* 228, 275-276.
- (1970 b).—Prossimalità, distalità e analisi dei bacini dei flyschs: un punto di vista attualistico. *Mem. Soc. Natur.*, Napoli 78, 481-488.
- (1973).—Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenini nelle Maghrebidi. *Riv. Min. Sic.* 142-144, 219-232.
- (1974 a).—«Diachronisme» des dépôts et des phases orogéniques. 2.ª Réunion. *Ann. Sci. Terre*, Nancy, 1 p.
- (1974 b).—Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene. In C. Squyres —ed— *Geology of Italy, Petr. Expl. Soc. Libia*, 1-23.
- (1974 c).—La microzolla dei massici interni tra Europa e Africa durante el Terziario. *Risunto. Paleogeogr. Terz. sardo nell'ambito del Mediterr. occide.*, 353-354.
- (1975).—Diachronism of depositional and diastrophic events. *Nature* 253, 255-257.
- WEZEL, F. C. y RYAN, W. B. F. (1971).—Flysch, margini continentali e zolle litosferiche. *Bol. Soc. Geol. It.* 90, 249-270.

EL NEÓGENO DEL EXTREMO OCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

por
J. GABRIEL PENDÓN¹ Y JOSÉ BORREGO¹

RESUMEN

Las diferentes formaciones (*Tortonense-Plioceno inferior*), que se han distinguido en la cuenca del Guadalquivir representan un conjunto de secuencias de afinidades litorales. La evolución secuencial permite diferenciar sectores con niveles energéticos distintos. Se interpreta que el paleorrelieve de la Meseta Ibérica transgredido fuese la causa de esta diferenciación energética. Esta cuenca de antepaís registra evidencias de la actividad tectónica sinsedimentaria, que viene reflejada en la profusión de interrupciones sedimentarias en el seno de su serie estratigráfica.

PALABRAS CLAVE: Secuencias, litoral, Plioceno, valle del Guadalquivir.

ABSTRACT

At the Western Guadalquivir basin, Southern Spain, several formations outcrops ranging from Tortonian to lower Pliocene. All these units shows littoral features based on fossil, ichnogenus and inorganic structures sequences.

The different sequences allows to distinguish more restricted sectors from high energetic areas. So that the Iberian Meseta paleorelief, which neogene sequences are onlapping, was the responsible of this energetic sector distribution. Firstly, the Tortonian transgression (and regression later) is recorded as nearshore progradational series (*Niebla Calcarenita* formation). The Pliocene sedimentation is initiated with lagoon s.l. facies (*Gibrleón Shales* formation), followed by shoreface (*Huelva Sands* formation) and foreshore/bakshore?- (*Bonares Sands* formation) facies.

The sedimentary breaks within this neogene series points out the sinsedimentary tectonic activity in this foreland basin.

KEY WORDS: Pliocene, sequences, littoral, Guadalquivir basin.

INTRODUCCIÓN

En el suroeste de la provincia de Huelva, entre las desembocaduras de los ríos Guadiana y Tinto, afloran materiales que forman parte del relleno neógeno cuaternario del valle del bajo Guadalquivir. (figura 1).

(1) Universidad de Sevilla. Sección de Geología. 21819 La Rábida, Palos de la Frontera, Huelva.

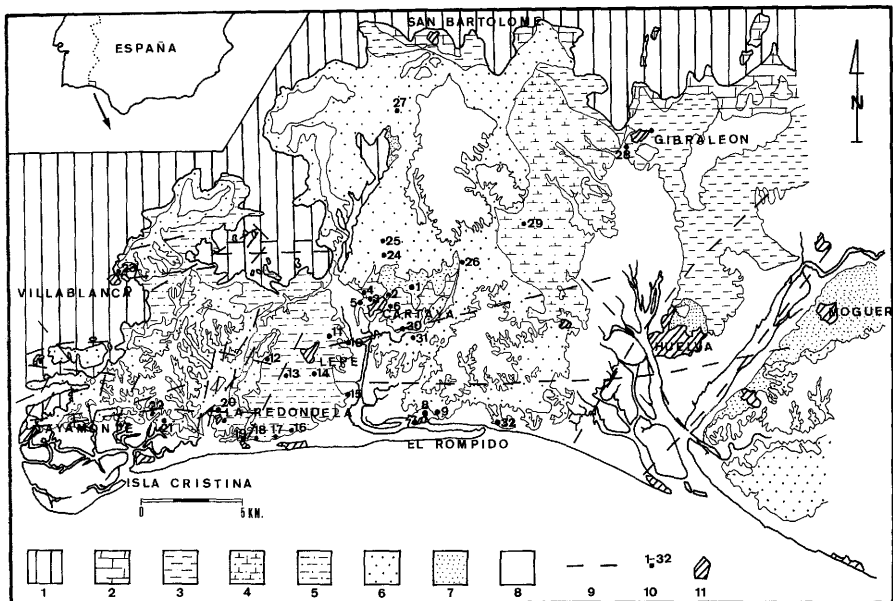


Figura 1.— Situación del sector estudiado.

1: Substrato (Paleozoico y Mesozoico puntualmente). 2: Fm. calcarenita de Niebla. 3: Fm. arcillas de Gibraleón. 4: Arenas margosas. 5: Limos. 6: Fm. arenas de Bonares. 7: Fm. arenas de Huelva (limos arenosos). 8: Pleistoceno. 9: Fallas deducidas del substrato. 10: Localización y numeración de perfiles. 11: Núcleo urbano.

Figure 1.— Ubication of the studied sector.

1: Socle. 2: Niebla calcarenite FM. 3: Gibraleón shales Fm. 4: Marl sands. 5: Silts. 6: Bonares sands Fm. 7: Huelva sands Fm. 8: Pleistocene. 9: Socle faults. 10: Number and ubication of studied logs. 11: Village.

Esta depresión representa el conjunto de materiales neógenos más extenso, relacionados con la evolución tectono-sedimentaria de las Cordilleras Béticas. Está situada entre la Meseta Ibérica, al norte, y las zonas externas de las Cordilleras Béticas, al SE.

Los estudios sobre esta cuenca son conocidos ya desde finales del siglo pasado, cuando autores como GONZALO Y TARÍN (1878 y 1887), CALDERÓN (1888 y 1893) o BARRAS DE ARAGÓN (1892) realizan los primeros intentos para definir la estratigrafía de la región. Como resultado se diferencia, en la serie neógena de este sector occidental, un *Mioceno superior* con facies calcáreas en su base y margas de color azulado en su parte alta, que buzanan ligeramente hacia el sur, rellenado un paleorrelieve previamente existente y discordante sobre el Paleozoico. La parte superior de esta serie representa el *Plioceno*, formado por materiales arcillosos en sus tramos inferiores y más arenosos a techo. El tránsito *Plio-Pleistoceno*, para estos autores, no es neto, manifestándose una clara continuidad de tipo sedimentario y faunístico.

Con los comienzos del presente siglo aparecen nuevos estudios estratigráficos (PAÚL, 1902; JUBES Y PRIETO, 1919, y VARGAS *et al.* 1925), que se irán completando con los paleontológicos (PAN ARANA, 1957; SAAVEDRA, 1961-1966; GLIBERT, 1960-63), que alcanzaron gran auge en las últimas décadas, en especial el estudio de foraminíferos (MAGNE Y VIGUIER, 1970; PERCONING, 1971; VIGUIER, 1974; DÍAZ *et al.*, 1980; SIERRO, 1979; SIERRO *et al.*, 1982-83, y SIERRO, 1984), lo que ha permitido establecer con cierta fiabilidad la bioestratigrafía para los últimos episodios del Terciario y del Cuaternario.

Dentro de esta línea se cuenta hoy con gran cantidad de datos referentes a los mismos: desde CALDERÓN (1896) a BREBION (1972) y los últimos trabajos del equipo de la Universidad de Salamanca: GONZÁLEZ DELGADO (1979), ANDRÉS (1980), PORTA (1982), ANDRÉS (1982), GONZÁLEZ DELGADO (1983) y CIVIS *et al.* (1987), que han completado la bioestratigrafía de la región. En este sentido, SIERRO (1985) ha establecido una escala bioestratigráfica, en la que se definen cuatro biozonas: biozona de *Turborotalia humerosa*, biozona de *Globorotalia miotumida*, biozona de *Globorotalia margaritae* s.s. y biozona de *Globorotalia puncticulata*. Estas cuatro biozonas representan un intervalo temporal comprendido entre el *Tortonense superior* hasta el *Plioceno inferior*.

A partir de esta escala bioestratigráfica queda establecida la estratigrafía del Neógeno de la provincia de Huelva. Así, CIVIS *et al.* (1987) definen las formaciones: *Calcarenita de Niebla (Tortonense superior)*, *Arcillas de Gibráleón (Tortonense superior-Plioceno inferior)* y *Arenas de Huelva (Plioceno inferior)*, que comprenden las biozonas de *Turborotalia humerosa* hasta la de *Globorotalia margaritae*.

En esta línea, MAYORAL & PENDÓN (1986) definen la formación *Arenas de Bonares*, suprayacentes a las *Arenas de Huelva*, en base a su característica fábrica interna. La edad de esta formación queda por precisar, debido a la ausencia de restos fósiles con valor cronoestratigráfico; aunque, por correlación con áreas próximas del litoral gaditano, puede corresponder a un *Plioceno medio-superior*, e incluso *Pleistoceno*.

Toda esta serie neógena está cubierta, en muchos puntos, por materiales procedentes de los últimos episodios continentales cuaternarios (*Pleistoceno*), que han sido denominados *Alto Nivel Aluvial* (PENDÓN & RODRÍGUEZ VIDAL, 1986). Éstos se caracterizan por una secuencia fluvial entrelazada y a veces meandriforme. Los citados autores rechazan la idea de glaciis, como se había considerado hasta el momento.

Recientemente, GONZÁLEZ-REGALADO (1986) estudia las asociaciones de foraminíferos presentes en las arenas pliocenas de los alrededores de Huelva. Presta atención especial a los foraminíferos bentónicos, aunque señala que los planctónicos también están presentes, en proporciones menores.

MAYORAL (1986 a y b) interpreta los aspectos tafonómicos y paleoecológicos de la misma área, distinguiendo asociaciones de megafósiles e icnofacies.

GONZÁLEZ-DÍEZ (1986) se ocupa del entorno de Sevilla, centrándose en el análisis de las especies minerales de la arcilla.

Con la interpretación por MACPHERSON (1879) del accidente tectónico de la «falla del Guadalquivir», se marcan las pautas para el estudio de la tectó-

nica reciente en la génesis de la actual depresión, con elevaciones y descensos durante el Neógeno (CALDERÓN, 1893). Posteriormente, SOLÉ SABARIS (1952) estudia este contacto entre Sierra Morena y la cuenca del Guadalquivir y llega a la conclusión de que se trata de una flexura que, en algunos sectores, se transforma en falla, o bien aparece muy dislocada por accidentes transversos.

La historia evolutiva neógeno-cuaternaria de la cuenca occidental del Guadalquivir ha estado ligada al comportamiento de sus márgenes septentrional y meridional. El substrato de este sector está constituido por el zócalo hercínico del Macizo Ibérico, que se hunde progresivamente hacia el SE (PERCONIG, 1962) a partir del *Mioceno superior*. Las fases de la evolución tectono-sedimentaria de esta cuenca, pasarían por un primer período de hundimiento relativamente rápido del zócalo, por medio de un sistema de flexuras sucesivas, durante el *Mioceno superior*. Este período de subsidencia rápida se detiene a partir del límite *Mio-Plioceno*; comienza a esbozarse en este momento una fase de tectónica frágil, que da lugar a la formación de un sistema de fallas de dirección N-S, entre las que se encuentran las fallas del Odiel y Guadimar. Esta fase de tectónica frágil continúa durante el límite *Plio-Pleistoceno* en el norte y centro de la cuenca, siguiendo las directrices principales de Sierra Morena, dando lugar a una compartimentación de la cuenca. La zona situada al oeste de la falla del Odiel, entre la frontera de Portugal y la ciudad de Huelva, sufre una rápida elevación, desarrollándose fallas de dirección O-SO y E-NE (VIGUIER, 1974). Así pues, tomando como válidas las hipótesis de este último autor y como consecuencia de los estudios estratigráficos de otros autores, puede inferirse que este sector de la depresión se ha visto afectado, a partir del límite *Mio-Plioceno*, por una actividad tectónica distensiva que, utilizando directrices hercínicas previas, ha originado una compartimentación del zócalo y parte de su cobertura sedimentaria con vergencias SE; lo que condiciona parcialmente la sedimentación durante el *Plioceno*.

PORTERO y ÁLVARO (1984) distinguen cuatro etapas en las génesis y relleno de esta depresión, en función del momento tectónico. Asimismo interpretan su paleogeografía *Tortonense-Plioceno*, diferenciando secuencias de facies de medios sedimentarios transicionales y marinos en el borde N de la cuenca.

MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1984) establecen un modelo tectosedimentario, en función de varias U.T.S. distinguidas, que correlacionan con depósitos mediterráneos, así como con las oscilaciones relativas del nivel del mar durante el Neógeno.

Ante este estado de conocimientos, el objeto del trabajo presente se enmarca en un proyecto mayor y tendente a delimitar una paleogeografía detallada del sector noroccidental de la cuenca del Guadalquivir.

Para ello se describen e interpretan todos los perfiles sedimentológicos que se han podido construir en los afloramientos. Se intenta establecer el significado cronológico de éstos, lo que de acuerdo con los datos disponibles en literatura permite establecer un esbozo de correlación de las secuencias, para, finalmente, realizar una incursión en un modo de análisis de cuencas preliminar, integrando todos los datos geológicos en el marco de las oscilaciones eustáticas ocurridas durante el Neógeno, así como considerando el movimiento tectónico acaecido. Con ello se plantean los problemas pendientes y más urgentes de solucionar.

LA SERIE ESTRATIGRÁFICA LOCAL

En el estado actual de conocimientos, la serie neógena local puede ser la representada en la figura 2. Con el bien entendido de que los espesores indicados son aproximados, ya que estas formaciones experimentan un brusco aumento de potencia en dirección E y SE. Cuanto más que las condiciones de afloramiento hacen difícil el análisis y puede que existan, en este episodio clástico, atribuciones erróneas en cuanto a una unidad u otra. Lo normal, en este tipo de cuenca neógena, será posiblemente la presencia de cambios laterales de facies frecuentes.

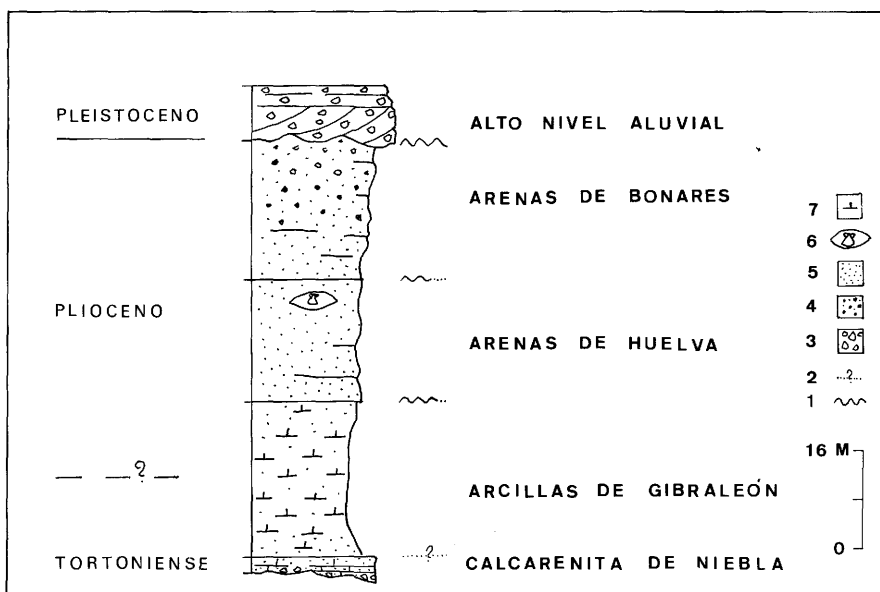


Figura 2.— La serie estratigráfica local.

1: Contacto discordante (erosivo). 2: Contacto presuntamente concordante. 3: Conglomerados. 4: Arenas de grano medio a grosero. 5: Arenas y limos. 6: Lentejón de ostreidos. 7: Margas.

Figure 2.— The stratigraphic series.

1: Unconformity. 2: Conformity supposed. 3: Conglomerates. 4: Middle and coarse sands. 5: Sands and silts. 6: Ostrea lenses. 7: Marls.

Así las cosas, se sintetizan a continuación los caracteres litológicos más relevantes de estas formaciones.

Calcarenita de Niebla (Tortoniense)

Es una formación discordante y transgresiva sobre el zócalo paleozoico (mesozoico puntualmente). Se inicia mediante un tramo conglomerático, cuyos clastos han sido arrancados del basamento, de 1,5 m. de espesor, y sobre él se disponen unas alternancias de lutitas y calcarenitas.

La parte superior constituye un nivel guía en la región, gracias al desarrollo de arenas con abundante glauconita.

Si bien la potencia en el sector que nos ocupa es muy reducida (2-3 m.), estando los afloramientos muy cubiertos, el espesor en su localidad tipo supera los 25 m.

BORREGO (1986 a y b) presenta perfiles detallados de las alternancias de esta unidad, en la región de Aznalcóllar (Sevilla), y la interpreta como facies de *nerashore*, reconociendo diferentes submedios que se ordenan en secuencias progradantes.

Tradicionalmente, a esta formación se le atribuía una edad *Tortoniense superior-Mesiniense inferior* (QUESADA, 1983, y LEYVA, 1983). Más recientemente, SIERRO (1985) le atribuye una edad *Tortoniense superior*, biozona de *Turborotalia humerosa*.

Arcillas de Gibrleón (Tortoniense superior-Plioceno inferior)

Es una formación definida para una litología predominantemente arcillosa y/o margosa, de color gris azulado, que en muchos puntos son margas clásticas (con limo y/o arena), incluyendo también episodios localizados de gravas.

Su contacto inferior es de difícil observación, aunque parece discordante sobre la formación tortoniense infrayacente.

Su espesor varía en afloramientos de manera acusada, no sólo en este sector, sino, sobre todo, hacia direcciones más orientales. Los resultados de algunos sondeos, que recogen autores ya citados, le llegan a proporcionar espesores superiores a los 1.000 m.

Esta unidad está limitada, en su base y en su parte alta, por el desarrollo de episodios arenosos.

Se ha referido su contenido en foraminíferos planctónicos (SIERRO, 1985), foraminíferos bentónicos (GONZÁLEZ REGALADO, 1986), así como también de radiolarios, nannoplancton calcáreo, polen, pectínidos, ostreidos y equinodermos (CIVIS *et al.*, 1987).

MAYORAL (1986, a y b) cita la presencia, en sus tramos más altos, de icnogéneros del tipo *Gyrolithes*, *Ophiomorpha*, *Skolitos* y *Thalassinoides*, interpretando una génesis litoral, en zonas abrigadas del *foreshore*.

La edad de esta formación abarca un intervalo temporal comprendido entre el *Tortoniense superior* hasta *Plioceno inferior* (desde la biozona de *Turborotalia humerosa* hasta las biozonas de *Globorotalia miotumida* y *Globorotalia margaritae*, de SIERRO, 1984 y 1985).

Arenas de Huelva (Plioceno inferior)

Se sitúa sobre la formación anterior, mediante ligera discordancia (paraconformidad o incluso continuidad sedimentaria interdigitada).

Es un tramo de arenas de grano fino, con proporciones variables de limo, y de color gris amarillento. Su potencia no supera los 20 m.

Afloran en el cabezo de Huelva y en la orilla oriental de la desembocadura del río Tinto.

Los restos fosilíferos registrados son de foraminíferos bentónicos y planctónicos, en menor medida, así como gasterópodos, venéridos, bivalvos y escafópodos. Por lo que respecta a icnogéneros, están presentes *Skolitos*, *Ophiomorpha*, *Gyrolithes*, *Teichichnus* y *Thalassinoides*; también hay *Planolites* (MAYORAL, 1986, a y b).

En cuanto a su edad, sigue siendo *Plioceno inferior* (biozonas de *G. margaritaz* y *G. puncticulata*, SIERRO, 1985).

Arenas de Bonares (Plioceno inferior?- Pleistoceno-?)

Mediante una discordancia suave sobre las *Arenas de Huelva* y/o en continuidad sedimentaria sobre éstas, se dispone una unidad arenosa granocreciente, desde arenas finas a microconglomerados.

En ella se identifican facias de *foreshore* y transición al *backshore* (MAYORAL y PENDÓN, 1986). Y queda registrada la comunidad de *Skolitos*, mediante una profusión grande de icnogéneros (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*...) (MAYORAL, 1986, a).

Su potencia es muy variable, sin llegar a sobrepasar nunca la veintena de metros.

En cuanto al significado cronológico de esta formación y ante la ausencia de fósiles característicos, pudiera situarse entre el *Plioceno inferior-?* y *Pleistoceno-?*, indicando la posibilidad de que estén registradas alguna(s) ruptura(s) sedimentaria(s).

Alto Nivel Aluvial (Pleistoceno)

La instalación de la red fluvial pleistocena se realiza de forma discordante sobre los terrenos pliocenos. Y representa un curso de ríos entrelazados, que se adosa a un paleorrelieve constituido por el Plioceno alterado edáficamente (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1985). Se desarrollan variaciones puntuales a secuencias fluviales meandriformes, que vienen controladas por la topografía previa del paleorrelieve (PENDÓN y RODRÍGUEZ VIDAL, 1986).

El espesor del *Alto Nivel Aluvial* no supera nunca los 9 m.

LOS DATOS DE ANÁLISIS

Se describen en este apartado los perfiles sedimentológicos estudiados, que se agrupan por sectores, en función de criterios litológicos.

La situación de todos ellos viene indicada en la figura 1 y el gráfico respectivo en la figura 3.

Los sectores distinguidos son los siguientes:

— Cartaya-El Rompido.

- Lepe-La Redondela.
- Isla Cristina-Villablanca-San Bartolomé.
- Gibraleón-Huelva.

Cartaya-El Rompido (perfiles 1 a 8 y 30-31)

Este conjunto de perfiles, con un espesor medio de 4 m., representa un tramo de arenas finas a muy finas de colores pardo-gris-beige-marrón, que lateralmente se interestratifican con margas arenosas (perfiles 4, 8 y 9, por ejemplo).

La secuencia de estructuras sedimentarias que exhiben es de laminación horizontal, en la que esporádicamente aparecen *megaripples* (perfil 1) o *fore-set* de formas de mayor escala (perfil 6).

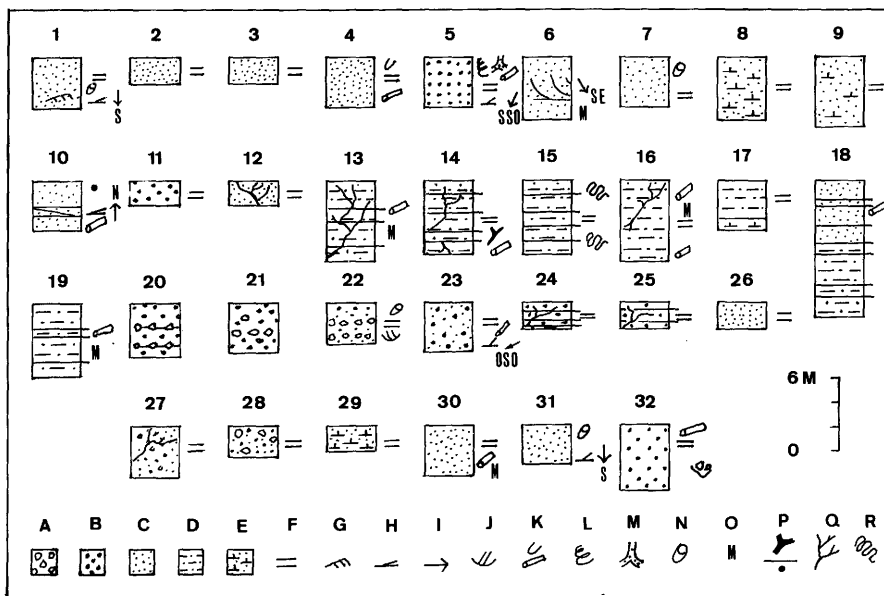


Figura 3.— Perfiles medidos. Su situación viene indicada en la figura 1.

- A: Conglomerados. B: Arenas medias/groseras. C: Arenas finas/medias. D: Limos. E: Margas limosas. F: Laminación horizontal. G: Megaripples. H: Laminación oblicua de bajo ángulo. I: Sentido de paleocorrientes. J: Estratificación cruzada en surco. K: Galerías orgánicas indiferenciadas. L: Gyrolithes. M: Ophiomorpha. N: Nódulos calcáreos. O: Laminaciones ferruginosas metasedimentarias. P: Ferruginizaciones (estruct. orgánicas, costras y nódulos). Q: Grietas ferruginosas. R: Convolute-bedding.

Figure 3.— Measured logs. Its ubication is indicated in figure 1.

- A: Conglomerates. B: Middle and coarse sands. C: Fine and middle sands. D: Silts. E: Marls. F: Flat bed. G: Megaripple. H: Gentle cross-lamination. I: Paleocurrents sense. J: Trough cross bedding. K: Indifferentiated burrows. L: Gyrolithes. M: Ophiomorpha. N: Calcareous nodules. O: Ferruginous laminations. P: Ferruginous burrows, crusts and nodules. Q: Ferruginous crevasses. R: Convolute-bedding.

Los icnogéneros presentes son *Gyrolithes*, *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* (perfiles 1 a 5). Mientras que el contenido fosilífero en macrofauna muestra muchas formas en posición de vida de pelecypora, venéridos y gasterópodos (sobre todo, en el perfil 5).

Conviene señalar finalmente, en el capítulo de estructuras metasedimentarias, la profusión en algunos puntos (perfiles 1 y, sobre todo, 4 y 5) de nódulos calcáreos y laminaciones ferruginosas (perfil 6).

Los tramos más bajos contienen restos de macrofauna; generalmente se trata de moldes mal conservados. Entre los restos de microfauna, destaca la presencia del género *Globorotalia menardii* (VIGUIER, 1974; SIERRO, 1985). Cronoestratigráficamente, estarían situados dentro de la biozona de *Turborotalia humerosa* (SIERRO, *op. cit.*); por lo tanto, les corresponde una edad *Tortonense superior*. Es decir, mucho más bajos que la formación Arenas de Huelva.

Otros autores, aplicando criterios de correlación regional, les atribuyen una edad *Plioceno*, en sentido amplio, ya que para ellos el contenido faunístico no permite mayor precisión (QUESADA, 1983, y LEYVA, 1975).

Este conjunto de perfiles representaría las características de la formación *Arenas de Huelva*.

Lepe-La Redondela (perfiles 10 a 19)

Representa un afloramiento de limos arenosos de color gris amarillento, donde el espesor máximo de los perfiles medidos llega a los 12 m., siendo la parte basal de algunos de ellos un tramo de margas arenosas.

El ordenamiento de los materiales es casi exclusivamente a base de laminación horizontal. Solamente en un punto (perfil 10) existe un tramo de 0,5 m. con laminación oblicua de bajo ángulo y dirigida hacia el N.

En algunos puntos (perfiles 10, 12, 13) afloran icnogéneros semejantes a los descritos en el perfil 5, siendo enorme su profusión (*Gyrolithes*, *Thalassinoides*) en el perfil 14 y *Callianassa* en el perfil 19.

Un perfil de alteración se desarrolla sobre estos materiales, similar al descrito en el sector más oriental de esta región (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1985). En este afloramiento se trata de un horizonte de pisolitos ferruginosos (perfil 16) y varios niveles de costras ferruginosas. Estas costras pueden ser debidas a oscilaciones de los niveles freáticos, con un número máximo de siete en el perfil 18, y entre ellas se desarrollan grietas también ferruginosas. Asimismo existe *convolute lamination* a expensas de láminas ferruginizadas (perfil 5).

Continúan presentes en estos materiales las estructuras metasedimentarias ya descritas, con laminaciones ferruginizadas.

Los restos de macrofauna se encuentran mejor conservados, abundando los bivalvos (venéridos, chlámydos y cardíidos) y gasterópodos. Son también abundantes los foraminíferos bentónicos y en menor medida los planctónicos.

Tradicionalmente se ha considerado la edad de estos materiales como *Plioceno inferior* (VIGUIER, 1974); no obstante, su situación estratigráfica con respecto a los del sector anterior, puede precisar o modificar esta edad.

La formación de este sector puede representar un equivalente lateral de las *Arenas de Huelva* y/o *Arenas de Bonares*, no obstante las dataciones que se han publicado.

Isla Cristina-Villablanca-San Bartolomé (perfiles 20 a 27 y 32)

Afloran aquí mayoritariamente materiales equivalentes a la formación *Arenas de Bonares*.

Son arenas finas y medias a muy gruesas, e incluso microconglomeráticas; no obstante, en algunos puntos (perfiles 20, 21 y 22) pudieran representar el *Pleistoceno*.

En cualquier caso, el ordenamiento interno se realiza a expensas de laminación horizontal, donde siguen presentes costras y grietas ferruginosas, similares a las ya descritas. Este fondo plano se apoya, en el perfil 27, sobre un tramo con laminación oblicua de bajo ángulo dirigida a N 220° E.

En los perfiles 20, 21 y 22 hay conglomerados interestratificados en facies *Gm* (MIALL, 1978) —perfiles 20 y 22— o en *Gt* (perfiles 21 y 22). En este último punto también existen cantos blandos en la arena. Depósitos residuales afloran en el perfil 32.

Los datos sobre el contenido faunístico son poco precisos, tanto en macro como en microfauna. De la misma forma, su edad es difícil de precisar, dada la ausencia de fósiles característicos; sin embargo, su posición estratigráfica podría ser la de un *Plioceno inferior* (VIGUIER, 1974).

Gibraleón-Huelva (perfiles 28 y 29)

Representa un sector amplio, que se extiende a ambos lados de la línea que une las dos ciudades indicadas.

La formación que aflora es las *Arcillas de Gibraleón* y/o la parte basal de las *Arenas de Huelva*.

Por su litología se trata de terrenos muy cubiertos. Cuando afloran se pueden observar algunos metros de margas arenosas con laminación horizontal.

En los relieves arcillosos inferiores, los restos de macrofauna son muy escasos, reconociéndose tan sólo restos de algunos bivalvos. Por el contrario, son muy abundantes los foraminíferos bentónicos y planctónicos (SIERRO, 1985; GONZÁLEZ REGALADO, 1986). Los tramos más arenosos presentan restos de fauna de bivalvos muy dispersos (MAYORAL, 1986, a y b), y foraminíferos, siendo más abundantes los bentónicos que los planctónicos (GONZÁLEZ REGALADO, 1986).

Estos tramos estarían dentro de las biozonas de *Globorotalia margaritae* y *G. pucticulata* de SIERRO (1985); por lo tanto, se les atribuye una edad *Plioceno inferior*.

FACIES Y SECUENCIAS

Teniendo en cuenta lo expresado hasta aquí, se está en condiciones de considerar el ordenamiento secuencial de los diferentes sectores del mapa litológico de la región (figura 4). Se ha de indicar que el gráfico citado representa una síntesis de la cartografía publicada del área. Bien es verdad que el contacto de algunos tramos (por ejemplo, *Tortoniense*) se ha inferido a partir de las distinciones litológicas de los afloramientos de sectores más orientales, siendo su cartografía, en el sector representado en el mapa (figuras 1 y 4), muy problemática, por causa de la cobertura actual de los afloramientos. Consideramos necesario, ante las condiciones de afloramiento, la elaboración de una cartografía nueva; y en esa línea estamos trabajando.

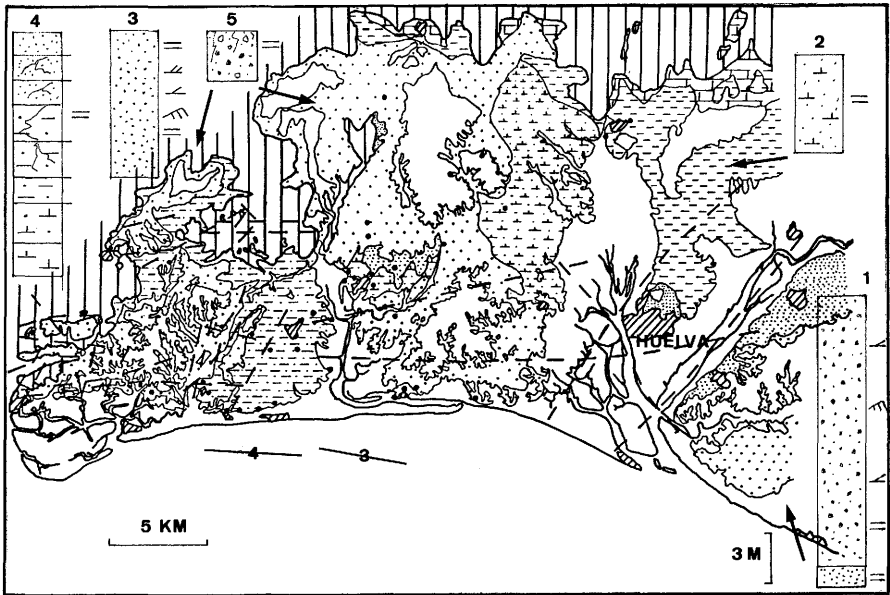


Figura 4.— Ordenamiento secuencial de los sectores distinguidos. Explicación en el texto. Leyenda de signos como en las figuras precedentes.

Figure 4.— Sequential arrangement of the various distinguished sectors. See text for explanation. Legend as in former figures.

Dichos sectores, ya indicados por PENDÓN *et. al.* (1987), son los siguientes:

Sector 1

Comprende la margen oriental del río Tinto. MAYORAL y PENDÓN (1986) han distinguido una megasecuencia progradante granocreciente, en la que diferencian facies de *shoreface* (formación *Arenas de Huelva*), sobre la que suprayacen facies de *foreshore* y transición al *backshore* (formación *Arenas de Bonares*).

Sector 2

Aflora una secuencia de arcillas margosas, que se disponen con laminación horizontal, lo que, unido a los restos fosilíferos e icnogéneros que encierran, conduce a considerar este sector como una parte abrigada de la zona litoral. En este sector las características dinámicas serían muy similares a las que tienen lugar en las áreas de *lagoon* (por ejemplo, ELLIOT, 1978, y DAVIS, 1985)

Sector 3

Representa un tramo más energético, cuya secuencia de arenas finas-medias registra formas de fondo de mayor escala (megaripples, estratificación cruzada planar y laminación oblicua de bajo ángulo). Esta secuencia de estructuras se dispone entre episodios con laminación horizontal, infra y suprayacentes.

Correspondería, pues, a tramos progradantes de áreas de *foreshore* y *shoreface* (?), de acuerdo con las ideas de HARMS (1975) y REINSON (1979), entre otros.

Sector 4

La secuencia de limos arenosos, que aflora en los alrededores de Lepe, manifiesta características zonas de depósito más tranquilas que en los sectores orientales. En efecto, solamente muestra episodios de laminación horizontal, en los que la presencia de las costras ferruginosas descritas previamente, hace presumir que los procesos de alteración subaérea que los afectaron sean coetáneos de los que se desarrollaron en los sectores más orientales.

Sector 5

La formación *Arenas de Bonares*, que suprayace a las *Arcillas de Gibrleón* y *Limos de Lepe*, es la unidad dominante en los afloramientos de este sector.

La secuencia esta constituida por arenas groseras con laminación horizontal, que también registran evidencia de alteraciones edáficas. En este sentido hay que considerar que, si la formación *Arenas de Bonares* representa el último episodio marino, y la primera evidencia continental viene indicada por las alteraciones edáficas, cabría la posibilidad de que éstas siempre afectaran a niveles coetáneos.

Su significado sedimentológico puede ligarse al del sector 1, representando áreas más tranquilas, protegidas, de un *foreshore* (REINSON, 1979; MOSLOW, 1984; etc.).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Neógeno del extremo occidental de la cuenca del Guadalquivir representa un conjunto de secuencias con afinidades litorales. Tal como viene indicado en sus: 1) icnofacies, 2) restos fosilíferos y 3) secuencias de estructuras sedimentarias físicas.

La formación *Arcillas de Gibraleón* responde al depósito en áreas tranquilas del *nearshore*, a causa del paleorrelieve existente (figura 5). Puede ser que las partes más basales de su serie estratigráfica (reconocidas solamente en testificaciones de sondeos, no aflora más que su parte superior) responda a sedimentación de plataforma, como han descrito otros autores. Pero las informaciones que se pueden obtener de los afloramientos conforman un depósito de *Lagoon sensu lato*.

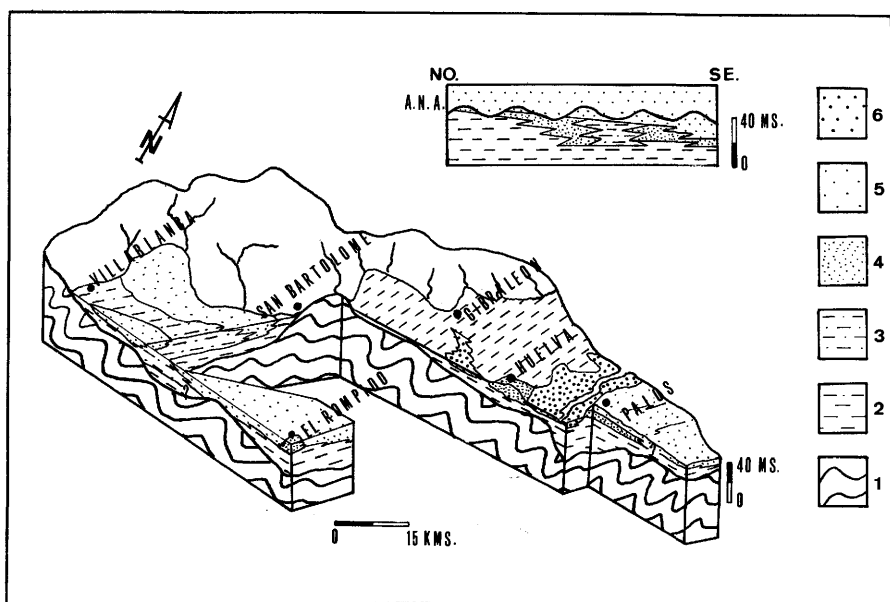


Figura 5.— Bloque diagrama interpretativo del sector estudiado.

1: Subtrato. 2: Fm. Arcillas de Gibraleón. 3: Limos. 4: Fm. Arenas de Huelva. 5: Fm. Arenas de Bonares. 6: Alto Nivel Aluvial (Pleistoceno). A. N. A.: Superficie de erosión del Alto Nivel Aluvial.

Figure 5.— Interpretated diagram-block of the studied sector.

1: Socle. 2: Gibraleón shale Fm. 3: Silts. 4: Huelva sands Fm. 5: Bonares sands Fm. 6: Alluvial Upper Level (Pleistocene). A. N. A.: Erosion surface of Alluvial Upper Level.

Después, y mediante rupturas sedimentarias, solapan (*onlap*) sedimentos arenosos sobre la Meseta Ibérica. Estos materiales exhiben facies de shoreface (formación *Arenas de Huelva*) y de foreshore (formación *Arenas de Bonares*); siendo el dispositivo, hacia el centro y NO del sector estudiado, más característico de áreas protegidas y/o *Lagoon*, para ambas unidades.

Ante la ausencia en afloramientos de testimonios indicativos de la existencia de barreras físicas que diferenciaron la zona litoral en áreas más energéticas de otras más tranquilas, se puede suponer que esta compartimentación del medio sedimentario haya sido consecuencia del paleorrelieve, que fue transgredido (figura 5).

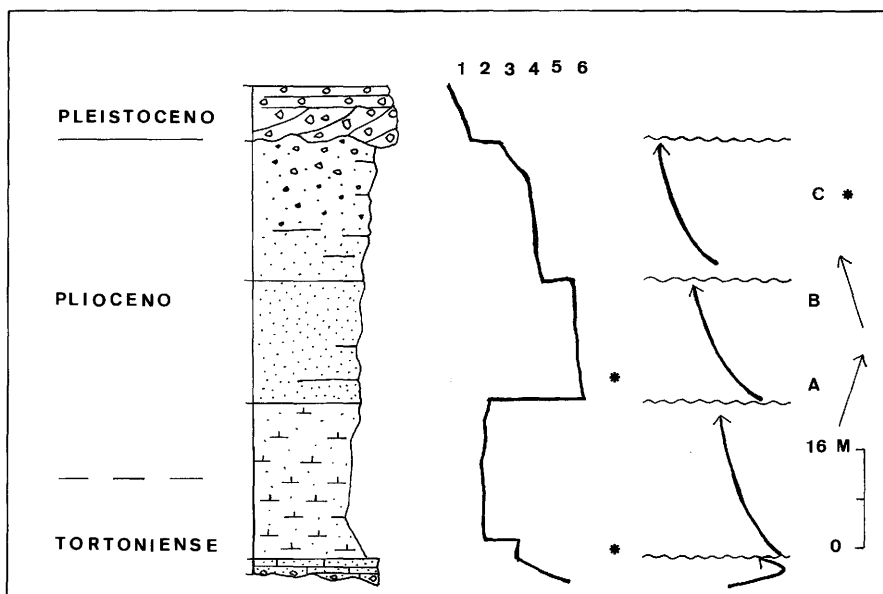


Figura 6.— Evolución vertical de medios sedimentarios y oscilaciones relativas del nivel del mar. 1 a 6: Medios sedimentarios (1: continental; 2: lagoon s. l; 3: backshore; 4: foreshore; 5: nearshore bars; 6: shoreface). A: Transgresión. B: Regresión. C: Nivel de glauconita. (Leyenda de signos como en figura 2).

Figure 6.— Vertical evolution of sedimentary environments and relative oscillations of sea level. 1 to 6: Sedimentary environments (1: continental; 2: lagoon; 3: backshore; 4: foreshore; 5: nearshore bars; 6: shoreface). A: Transgression. B: Regression. C: Glauconitic level. (Legen as in figure 2).

Finalmente, cabe señalar que resulta relativamente complicado el establecimiento de *secuencias deposicionales* (MITCHUM *et al.*, 1977, y VAIL *et al.*, 1977), en el estado actual de conocimientos. Es frecuente la presencia de rupturas sedimentarias (figura 6), tanto en el contacto entre formaciones como en el interior de éstas. Se ha de indicar que los niveles de glauconita, representados en esta figura 6, pueden ser interpretados como indicativos de pulsacio-

nes transgresivas (GALÁN *et al.*, 1987). En cualquier caso, lo que sí queda patente es que, la profusión de tales interrupciones sedimentarias es indicativa de la actividad tectónica sinsedimentaria, hecho que resulta muy característico de este tipo de cuencas de antepais. Y en otros términos pudieran relacionarse con elevaciones/descensos relativos del nivel del mar.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDRÉS, I. (1980).—Estudio malacológico y tafonómico de un afloramiento del Neógeno de Bonares (Huelva). *I Congr. Nac. Malacol.*, Madrid. *Resumen comun.*, 7-11.
- (1982).—*Estudio malacológico (Clase Bivalvia) del Plioceno de Bonares (Huelva)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. Mem. inédita.
- BARRAS DE ARAGÓN, F. (1892).—Excursión a los «cabezos» pliocénicos de Huelva. *Ann. Soc. Esp. Hist. Nat.* 21, 153-155.
- BORREGO, J. (1986, a).—*Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir. Sector de Aznalcóllar (Sevilla)*. Tesis Licenc. Univ. Sevilla, 155 págs. (Mem. inédita).
- (1986, b).—Sedimentación neógena en el bajo Guadalquivir (Sector de Aznalcóllar, Sevilla). *XI Congr. Nac. Sedim.*, Barcelona. *Resumen comunic.*, p. 33.
- BREBION, Ph. (1972).—Paléobiogéographie des Gasteropodes du Pliocène atlanto-méditerranéen. *Bull. Mus. Hist. Nat.* (3) 50, 17-34.
- CALDERÓN, S. (1893).—Foraminíferos pliocénicos de Andalucía. *Actas Soc. Esp. Hist. Nat.* (2) 2, 31-33.
- (1896).—Fósiles contenidos en una muestra de arenisca de Bollullos del Condado (Huelva). *Actas Soc. Esp. Hist. Nat.* 25, 69-70
- GALÁN, E.; GONZÁLEZ, I. y MAYORAL, E. (1987).—Glauconite from the Guadalquivir Basin, Southern Spain. Characterization and origin. *6th Meeting Europ. Clay Gr.*, Sevilla, *Proceed.* 236-239.
- CIVIS, J.; SIERRO, J.; GONZÁLEZ-DELGADO, J. A.; FLORES, J. A.; ANDRÉS, I.; PORTA, J. y VALLE, M.^a F. (1987).—El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. In: *Paleontología del Neógeno de Huelva*, Dpto. Paleontología, Universidad de Salamanca, p. 9-21.
- DAVIS, J. (1985).—*Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. 420 p
- DÍAZ, M. G.; BENOT, C. y PARA, A. (1980).—Biozonation du Messinien et limite Miocène-Pliocène dans la Province de Huelva (Sud-ouest de l'Espagne). *Géol. méditerr.* 7, 57-66
- ELLIOT, G. E. (1978).—Clastic Shorelines. In: H. G. READING (ed.). *Sedimentary Environments and Facies*, p. 143-177, Blackwell Scient. Publ.
- GLIBERT, M. (1962-63).—Les Mesogastropoda du Cénozoïque étranger (première partie, Cydophoridae à Stiliferidae; deuxième partie: Fossariidae à Ficidae). *Mem. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.* (2) (69 + 73), 305 + 154 p.
- GONZÁLEZ-DELGADO, J. A. (1979).—*Estudio de los Bivalvia del Neógeno de Niebla (Huelva)*. Tesis Licenc. Univ. Salamanca, 97 págs. (Mem. inédita).
- (1983).—*Estudio de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva*. Tesis Doct. Univ. Salamanca, 474 págs. (Mem. inédita).
- GONZÁLEZ-DÍEZ, M.^a I. (1986).—*Estudio geológico del área urbana de Sevilla y alrededores*. Tesis Doct. Univ. Sevilla (Mem. inédita).
- GONZÁLEZ-REGALADO, M.^a L. (1986).—*Asociaciones de Foraminíferos Bentónicos en las arenas fosilíferas del Plioceno de Huelva*. Tesis Doct. Univ. Sevilla, 314 págs. (Mem. inédita).
- HARMS, J. C. (1975).—Stratification and Sequences in Prograding Shoreline Deposits. *SEPM Short Course* 2, 8-102.
- JUBES, E. y PRIETO, R. M. (1919).—Estudio geológico industrial de los yacimientos minerales de los términos municipales de Palos y Moguer (Huelva). *Bol. Min. Metalúrg.*, 33-63.
- MACPHERSON, J. (1879).—Estudio geológico y petrográfico del norte de la provincia de Sevilla. *Com. Mapa Geol. Esp.*, 6.
- MAGNE, J. y VIGUIER, C. (1970).—Stratigraphie du Néogène de la bordure méridionale de la Sierra Morena entre Huelva et Carmona (Espagne du Sud-Ouest). *Bull. SGF* (7) 12, 200-209.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; GARCÍA-MALLO, J.; LERET, G.; SERRANO, A. y SUÁREZ, J. (1984).—Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congr. Geol. Esp.* 1, 199-213.
- MAYORAL, E. (1986, a).—*Tafonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Tesis Doct. Univ. Sevilla, 2 tomos, 599 págs. (Mem. inédita).
- (1986, b).—Icnofacies de Skolithus y Cruziana en el Neógeno superior (Plioceno marino) del sector Huelva-Bonares (Valle del Río Guadalquivir, España). *Rev. Esp. Paleont.* 1, 13-28.
- (1986, c).—Gyrolithes vidali nov. icnoesp. (Plioceno marino) en el sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir (Área de Palos de la Frontera, Huelva, España). *Est. geol.* 42, 211-223.

- y PENDÓN, J. G. (1986).—Icnofacies y sedimentación en zona costera (Plioceno superior -?, litoral de Huelva). *XI Congr. Esp. Sedim.*, Barcelona. Resumen comunic., p. 115 (Manuscrito en prensa, *Acta Geol. Hisp.*).
- MIALL, A. D. (1978).—Analysis of Fluvial Depositional Systems. *AAPG Educ. Course Not. Ser.* 20, 75 págs.
- MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R. y THOMSON, S. (1977).—Seismic Stratigraphy and global changes of the sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *AAPG Mem.* 26, 53-62.
- MOSLOW, T. F. (1984).—Depositional Models of Shelf and Shoreline Sandstones. *AAPG Cont. Educ. Course Not. Ser.* 27, 102 págs.
- PAN ARANA, T. (1957).—Estudio de los microforaminíferos miocénicos del Aljarafe (Sevilla). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 55, 131-186.
- PAÚL, M. (1902).—Análisis de una muestra de arena del Plioceno de los cabezos de Huelva. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 2, 44.
- PENDÓN, J. G. y RODRÍGUEZ-VIDAL, J. (1986).—Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del Alto Nivel Aluvial cuaternario en el litoral de Huelva. *XI Congr. Nac. Sedim.*, Barcelona. *Resum. comunic.*, p. 129 (manuscrito en prensa, *Acta Geol. Hisp.*).
- PENDÓN, J. G.; MAYORAL, E.; BORREGO, J. y RODRÍGUEZ-VIDAL, J. (1987). The Lower Pliocene sequences of the Bajo Guadalquivir Basin, Huelva, Southern Spain. *8th IAS Reg. Meeting*, Túnez. *Abstracts* 398-399.
- PERCONING, E. (1962). Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Livre Mém. Prof. Fallot, SGF* 1, 229-256.
- (1971). Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la meseta. *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econom.*
- PORTA, J. (1982). Distribución geográfica y cronoestratigráfica de *Palliolium Lissochlamys Excisum* (Mollusca, Pectinidae) en España. *Acta Geol. Hisp. Libro Homen. Prof. Solé*, 14 (1979).
- PORTERO, J. M. y ÁLVARO, M. (1984). La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Congr. Esp. Geol.* 3, 241-252.
- RAMÍREZ, J. y LEYVA, F. (1983). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja n.º 982 (La Palma del Condado). *IGME*, Plan MAGNA (2). Mapa y Memoria.
- REINSON, G. F. (1979).—Barrier Island Systems. In R. G. WALKER (ed.). *Facies Models*. Geosc. Canada Repr. Ser. 1, 57-74.
- RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; MAYORAL, E. y PENDÓN, J. G. (1985).—Aportaciones paleoambientales al tránsito Plio-Pleistoceno. *I Reun. Cuat. Ib.*, Lisboa, p. 447-459.
- SAAVEDRA, J. L. (1964).—Datos para la interpretación de la Estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía. *Not. Com. IGME* 55, 9-34.
- SIERRO, F. I. (1979).—*Estudio micropaleontológico en el Neógeno de Niebla (Huelva)*. Tesis Licenc. Univ. Salamanca, 104 págs. (Mem. inédita).
- (1984). *Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (SO. España)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca, 391 págs. (Mem. inédita).
- SIERRO, F. J. (1985).—Estudio de los Foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO. España). *Est. Geol. Salmant.* 21, 7-85.
- SIERRO, F. J.; CIVIS, J. y GONZÁLEZ-DELGADO, J. A. (1982).—Estudio de los Foraminíferos del Neógeno de Niebla (Huelva). *Est. Geol. Salmant.* 17, 67-87.
- SIERRO, F. J.; FLORES, J. A.; CIVIS, J. y GONZÁLEZ-DELGADO, J. A. (1985).—New criteria for the establishment of a correlation between the Andalusian and the Messinian. *VIIIth Congr. Reg. Com. Medit. Neog. Strat. Symp. Europ. Lat. Cenoz.* Min. Res. Hungarian Geol. Surv. Budapest.
- SOL, L. (1958).—Succession des faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditerranéennes d'Espagne et aux Balears. *Coll. Int. 83 CNRS, La topographie et la Géologie des profondeurs océaniques*, p. 283-293.
- TORRES, T. (1975).—Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja n.º 999 (Huelva). *IGME*, Plan MAGNA (2). Mapa y Memoria.
- VARGAS, E.; PRIETO, R.; OLIVÁN, M. y PRIETO, A. (1925).—Estudio geológico minero de la zona de contacto de los terrenos antiguos con los secundarios de la provincia de Huelva. *Bol. Min. Metal.* 100-101.
- VIGUIER, C. (1974).—*Le Néogène en Andalousie Nord-occidentale (Espagne)*. Tesis Doct. Univ. Bordeaux, I, 450 págs.

VAIL, P. R.; MITCHUN, R. M. y THOMSON III, S. (1977).—Seismic Stratigraphy and global changes of sea-Level. *In*: C. E. PAYTON (ed.). *Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem. 26, 83-97.

THE N/Q BOUNDARY AT 1.64 MA ? *

por
FRANCESCO PAOLO BONADONNA ¹
MARIA TERESA ALBERDI ²

RESUMEN

El límite N/Q establecido en Vrica muestra muchos defectos que, en nuestra opinión, le restan utilidad como límite geocronológico. Hay evidencia, en el registro tanto marino como continental, de una primera glaciación en el Hemisferio Norte entre 3,1 y 2,4 MA. En ese tiempo, una agrupación florística de clima frío, el evento «estepa», se encuentra tanto en las series marinas como en las continentales. Desde el punto de vista de la fauna continental, hay un claro recambio de los vertebrados entre el Villafranchense inferior (*Mastodon*, *Hipparion*) y el Villafranchense superior (*Elephas*, *Equus*). La transición tiene lugar en el Villafranchense medio (2,6-2,4 MA), donde aparecen *Elephas* y *Equus* primitivos. La edad del límite de Vrica, de 1,64 MA, fue obtenida asumiendo una velocidad de sedimentación uniforme (310 mm/1000 y) y teniendo en cuenta que este límite está un metro por encima de la transición de polaridad paleomagnética normal-inversa identificada de manera cuestionable como techo de la subzona Olduvai (1,67 MA). Esto implicaría una resolución temporal florística-faunística mejor de 30 ka. Finalmente, los resultados palinológicos e isotópicos muestran, en ese momento, pequeñas oscilaciones en lugar de un gran cambio climático. De esta manera los argumentos a favor del límite de 1,64 MA son poco convincentes desde un punto de vista paleontológico, cronológico, paleomagnético y paleoclimático. El límite N/Q, para que las series continentales de Europa noroccidental, es considerada por muchos autores entre 2,5 y 2,3 MA.

ABSTRACT

The N/Q boundary as established in Vrica shows several defects which, in our opinion, detract from its utility as geochronological boundary. There is evidence, in the marine and continen-

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa - Via Santa Maria 53 - 56100 PISA (Italy).

² Museo Nacional de Ciencias Naturales, C. S. I. C., José Gutiérrez Abascal, 2. 28002-MADRID (Spain).

* This work was presented at INQUA XII International Congress, Ottawa, Canada, 1987. Symposium D: «Long Continental Records».

tal climatic record, of a first glaciation in the Northern Hemisphere between 3.1 and 2.4 MA. At that time, a cold floral assemblage, the «steppe» event, is found in marine and continental series. A less important «steppe» event is reported from the Eburonian and during the Aulla erosional phase (1.8-1.6 MA). From the point of view of continental fauna, there is a clear turnover of vertebrates between the Lower Villafranchian (*Mastodon*, *Hipparion*) and the Upper Villafranchian (*Elephas*, *Equus*). The transition took place in the Middle Villafranchian (2.6-2.4 MA), with primitive *Elephas* and *Equus*. The Vrica boundary age of 1.64 MA was obtained by assuming an uniform sedimentation rate (310 mm/1000 y) and noting that the boundary is 1 metre higher than the normal to reversed polarity transition questionably identified as the top of Olduvai 1.67 MA old. This would imply an unlikely resolution of floral-faunal boundary better than 30 ka. Finally, palynological and isotopic results show small climatic oscillations rather than a strong climate transition. Thus the arguments for a 1.64 MA boundary are unconvincing from paleontological, chronological, paleomagnetic and paleoclimatic viewpoints; furthermore, the N/Q boundary in the continental series of northwestern Europe was considered by many authors to be at 2.5-2.4 MA.

KEYWORDS: Quaternary Stratigraphy, N/Q Boundary, Vrica section, Biostratigraphy.

INTRODUCTION

During 1984 the ICS Commission wrote a resolution in which the N/Q Boundary was stated. The resolution repeated, almost integrally, the one approved in Moscow during the XI INQUA Congress by the members of INQUA Commission for the Boundary and by the members of the IGCP Project n. 41 Executive. The Moscow resolution was approved with 13 votes, 2 abstentions and 1 vote against. The difference between the two resolutions was the quotation of *Cytheropteron testudo* considered as northern guest coeval to *Arctica islandica* in Moscow one. Furthermore in the ICS resolution the age of N/Q Boundary is fixed in a too precise value to be believable, but on this point we shall return later after. First of all we wish to discuss a little the state of the art of the problem of the N/Q Boundary in the world and particularly in Italy.

In 1948 INQUA Congress resolution fixed the place and the criteria with which the N/Q Boundary would be studied. The authors of the 1981 Moscow resolution have worked bearing in mind those recommendations: in the London Congress, Italy, particularly Calabria, was considered as the appointed place for the N/Q Boundary, as in Calabria GIGNOUX in 1913 founded the Calabrian stage; but until 1952 Alger Congress, GIGNOUX considered the Calabrian as not being the beginning of the Quaternary cycle. Furthermore from 1975 RUGGIERI and SPROVIERI (1975 a y b, 1977, 1979a y b) consider the Calabrian invalid as a stratigraphic name, as synonymous of Sicilian stated by DODERLEIN (1872) on Ficarazzi clays near Palermo (Sicily).

As we think the researcher has to be strongly selfcritical (the satisfaction for one's own results is typical of applied science only) and that the research can go on only refuting itself, we cannot comprehend as for «historical» or «traditional» reasons what we could go on to prove as incorrect by successive researches: that is, to persevere in research of the N/Q Boundary in Calabria, when it was proved that GIGNOUX's Calabrian was not representative of the first Pleistocene sediments, and, furthermore, not taking into account the other two sections (S. Maria di Catanzaro and Le Castella) topographically very near to the Vrica section, completely studied by scientists from all over the world, were proved as unqualified to represent the N/Q Boundary stratotype for geological and regional reasons. But we leave to the specialists the polemic on the section and on the good fossil determinations (JENKINS, 1987; WHATLEY, DOWNING in press); we wish to discuss only the criteria followed in defining the 1984 N/Q Boundary.

THE DATA

First we have to see which data we have to take into account to define a geological boundary, or better, which elements we have to consider as important to state it. The present reasoning which considers a paleontological well-defined section as a starting point, in our opinion, would be totally unsuitable; also, as the coevity of paleontological data all over world and especially in all the environments is not well proved. In our opinion the starting point would have to be the «geological» datum; with this word we mean the all totality of paleoclimatic, sedimentologic, paleomagnetic, tectonic and paleontologic data which left its mark on Earth's evolutionary history: furthermore, some of these data, like the paleoclimatic or the paleomagnetic ones, can be considered as «exportable», regarding the coevity, throughout the world. After being sure of the «geological» datum, and after having fixed by radiometric and paleomagnetic measurements the age of the datum, at this moment one would try on different geological sections in which the datum is registered, to detail the paleontological researches to furnish other evidence to allow for a definition of the boundary in all the world; we have furthermore to take into account that this method could be allowed some paleontological data are coeval or diachronic. The opposite method, instead, has made the boundary value incredibly ambiguous, so that it now cannot represent a firm point in the geochronological scale. We have to add that the age measurements have shown that also the «geological» events are sometimes, on the global scale, not totally synchronic; that is, every geological boundary is geographically diachronic. The N/Q boundary fixed by INQUA Commission in Vrica, on the contrary, is stated, with a debatable method, at 1.64 MA (AGUIRRE, PASINI, 1985), different by the top of Olduvai normal magnetic subzone of 30 ka, implicitly furnishing to the floral and faunal events a temporal resolution of 10 ka! FLYN et al. (1984) show instead, that if a biostratigraphical event happens in a precise magnetic subzone, generally its temporal resolution for is equal to 3.3×10^5 years and particularly for the Neogene events the temporal resolution for biostratigraphical datum is in the order of 10^5 years indifferently

if the datum age is obtained by radiometric or paleomagnetic measurements. But this very young age for the N/Q Boundary, by its artificial precision, is in great disagreement with the «geological» data in throughout the world. ZAGWIJN (1985, pag. 18) argues the «*duration of the Quaternary in the Netherlands was much longer than had been thought, namely about 2.3 million years*»: his arguments are principally based on climatic data on pollen spectra and on paleomagnetic research (MONTFRANS, 1971). The same age was also confirmed by the paleoclimatic research (SUC & ZAGWIJN, 1983) on a more extended region than the Netherlands, comprehending also the Mediterranean region. In this work the authors affirmed that the first appearance of steppe flora in the region, an appearance that shows the climatic change, coincides with the Praetiglian stage that «is the first interval which deserves to be called glacial» (SUC & ZAGWIJN 1983, pag. 155). The same results are later repeated by SUC (1982, 1984) who argues that the appearance of mediterranean seasonal cycles is at 3.2 MA while the first glacial cycle, by which time we have the beginning of mediterranean vegetational association, is at 2.3 MA. From the point of view of European mammalofauna the faunistic turnover between Montopoli fauna and Olivola seems very astonishing. But this evidence is only supported by the fact that Montopoli and Olivola faunas are not adjacent from a chronological point of view. In fact the Olivola fauna is not coeval to the beginning of the new cycle characterized in the sea by the appearance of northern guests; it is representative of a successive time as proved by FOLLIERI (1977) by pollen spectra on Monte Mario (Rome) sections with *Arctica islandica* and on Upper Valdarno sections with Olivola fauna: that is, Olivola fauna cannot represent the beginning of Quaternary mammal fauna. In fact between Montopoli and Olivola faunas, St. Vallier fauna is missing (table 1); this last fauna, in our opinion, is present in Italy in the S. Giacomo deposit (BIDDIT-TU et al., 1979) as supported by ALBERDI & BONADONNA (1983) and BONADONNA ALBERDI (1987) and also suggested (with reservation by the DE GIULI et al. (1984) and by MALATESTA (1985, pag. 220). The examinations of its faunistic list shows the contemporary presence of old faunistic forms like *Croizetoceros ramosus*, *Anancus arvernensis*, *Gazella borbonica* as well as new forms such as *Sus strozzii*, *Dicerorhinus etruscus* and *Canis* cfr. *etruscus* a primitive wolf (TORRE, 1976). The appearance of this last form marks, according to AZZAROLI (1983), the «wolf event», the age of which would be not so easy to define (AZZAROLI, 1983), and by the which AZZAROLI gives a doubtful age of 1.7 MA to the Olivola fauna, very near to the N/Q Boundary age stated in Vrica. Out of the querelles on the names of Middle and Upper Villafranchian, on the results of pollen spectra (FOLLIERI, 1977) and considering the «wolf event» a consistent paleontological datum, this consistency itself discredits such an early age (1.64 MA) for the N/Q Boundary. It is founded on the appearance (it is possible to read in the INQUA and ICS resolution) of northern guests coeval to *Arctica islandica* (in the following we shall see that this statement is, in that context, without foundations); but in Monte Mario (Rome) *Arctica islandica* appears before the Olivola fauna hence of the «wolf event»; so this faunistic datum cannot represent the beginning of Quaternary faunas, or the faunistic associations of mammals, today considered by some authors as Quaternary fauna, are not coeval to the appearance of north-

hern guests in the Mediterranean region. But we think that the age of this event may be considered older without problems, while being discordant with the artificial value of Vrica age. The first appearance of *Canis etruscus* would be in St. Vallier fauna (older than 2 MA) proposed as the beginning, in the continental series, of the Quaternary cycle (BONADONNA & ALBERDI, 1987) on the quotation of BIDDITU et al. (1979): so considering the «wolf event» older than the age fixed by LINDSAY et al. (1980) and AZZAROLI (1983), that is attributing to it an age as the one of St. Vallier deposit (about 2.3 MA) the age of AZZAROLI's «wolf event» could coincide with the age fixed for the beginning of Quaternary in north western Europe. But, probably, to consider the «wolf event» as the beginning of Quaternary mammal fauna may be guessed at if we take into account the numerous quotations of *Canis aff. etruscus* in Lower Villafranchian of Vialette and Les Etouaires deposits (BOULE, 1910; KURTEN, 1963; FAURE & GUERIN, 1984) and of *Canis etruscus* in Podere del Tesoro deposit, Peccioli-Tuscany (TORRE, 1967) Lower Villafranchian in age. PONS & CRUSAFONT (1978) show a relationship between the Turolian form *Canis cipio* and *Canis etruscus*: these authors explain the scarcity of the last form in Pliocene deposits with different reasons like: 1) the lack of abundance of deposits of this period; 2) some ecological factors (may be a kind of competitiveness) that may be considered as a negative effect: the same case that would be verified between *Nyctereutes megamastoides* and *Canis etruscus*; in fact the presence of *Canis etruscus* becomes more frequent after the extinction of *Nyctereutes megamastoides*. Also in different regions the most evident faunistic turnover is always reported near the paleomagnetic boundary Gauss-Matuyama (AZZAROLI, 1985); it is more marked than a variation in carnivorous fauna by the appearance or the disappearance of herbivorous ones, as, for instance, by the disappearance of *Hipparion* and the appearance of *Equus* or by the appearance of the first *Elephas*. Here we wish to include the E-L-E (*Mammuthus*, *Leptobos*, *Equus*) event, that is the big radiation from Africa, Asia and America of large steppic herbivorous animals that happens, according to STEININGER et al. (1985) during the zone MN 16 (Lower and Middle Villafranchian sensu BONADONNA & ALBERDI, 1987). The same climatic result was obtained (ALBERDI et al., 1982; LEONE, 1985) on Rincon series (southern Spain). From an isotopic point of view, measurements performed on carbonate sediments and fresh water gastropods have produced evidence of two cold periods after Lower Villafranchian fauna and before and during the Montopoli one, represented, also here, by large steppic herbivorous animals. The isotopic results show that between the two cold episodes there is a warm dry period; this climatic trend correlates well with the climatic trend shown by isotopic data in the marine environment at 3.2-2.4 MA. The Rincon data confirm the age of Montopoli fauna and the cold climatic period during the which it lived. We think it important to remember that, at the same time, another important faunistic event happens: the second Arvicolidae radiation called by STEININGER et al. (1985) the «*Mimomys* radiation». To remain in the micromammals event we find, also at the same time, the faunistic break quoted by REUMER (1984, fig. 3): the disappearance of a large number of Soricidae between the MN 16a and MN 16b zones in Central Europe: according to Mediterranean stratigraphic table, the zone MN 16a is represented by Triversa

fauna and the MN 16b by the Montopoli one. We can say therefore that, from the point of view of mammal faunas (macro and micro) an important faunistic turnover or break happens a little before or at the same age as the paleomagnetic boundary Gauss-Matuyama. The same indications of a break in natural events are found also around the same age, on the different bases of the continental or marine series. In the Pannonian basin RONAI (1985) shows a dry period at the end of Pliocene followed by a wet period that marks, in his opinion, the beginning of the Quaternary, but that, in any case, marks an important change in the natural conditions of the region. The link between these two different times is represented by sterile sediments testifying, according to the author's opinion, to the time deposition relative to some thousands of years due to successive flooding and drying processes of the basin; the climatic and floristic differences happen at an age very near to the Gauss-Matuyama boundary on the results of paleomagnetic research on drills more than a thousand meters deep. The N/Q Boundary in the continental China series (LIU TUNG-SHENG, DING MENG-LIN, 1985) is stated in Nihewan series in which Villafranchian type fauna is found. The series is divided into two parts; the lower one containing archaic fauna similar to Lower Villafranchian European fauna (LIU TUNG-SHENG, DING MENG-LIN, 1985) and the upper part with the youngest fauna. The boundary between the two parts is marked by the Gauss-Matuyama paleomagnetic boundary. The same conclusions, always in China series, are shown by SONG ZI-CHIEN et al. (1985) by paleoclimatic researches on pollen spectra. The Author tests the first cooling, marked by a Conifera zone followed by a herbs zone (about 70 %) at an age around 2.6 MA. If we work on the marine series, all the paleoclimatic evidence attest to the first climatic cooling around 2.5 MA. BLAZHCISHIN & LIN'KOVA (1979) show the first glaciation of the Barent shelf at Gauss-Matuyama boundary on paleomagnetic measurements. THUNELL & WILLIAMS (1983, fig. 5) on six different cores of different regions of the world studied by different authors (Northern Pacific, DSPD Site 310, KEIGWIN, 1979; Equatorial Pacific, V 28-239 and 179, SHACKLETON & OPDYKE, 1977; Caraibi Sea, DSPD Site 502, KEIGWIN, 1982, PRELL, 1982; Cape Bojador, DSPD Site 397, SHACKLETON & CITA, 1979; Western Mediterranean, DSPD 132, THUNELL & WILLIAMS, 1983; Eastern Mediterranean, DSPD 125, THUNELL & WILLIAMS, 1983) show only two big climatic oscillations: the first, very strong at 2.5 MA and the second, less intense than the other, at an age a little less than 1 MA. The research in isotopic studies concludes that the growth of permanent ice in the Northern Hemisphere began 2.5 MA ago, in good agreement to BACKMAN (1979): but this theory is also supported by sedimentological research: the increase of eolic accumulation in the North Pacific Ocean at 2.5 MA, may only be attributed to an increase of atmospheric circulation linked to the growth of arctic ice (REA & JANACEK, 1982). The enrichment in ^{18}O at 3.2 MA may be attributed to different causes (THUNELL & WILLIAMS, 1983). SHACKLETON et al. (1984) studying the DSPD Site 552 A state the presence of two layers of ice-rafting debris at 2.5 MA and of a richer one at 2.4 MA. Furthermore SHACKLETON & HALL (1984) bear out that in DSDP Site 552 A there is evidence for the first glaciation in the Northern Hemisphere at an age of 2.4 MA, while the other data, suggesting a cooling from 3.2 MA

until 2.4 MA, were not enough to prove significant glaciation. All these data are in good agreement to the continental ones for which the first cold mammal fauna appear a little before the first steppe event. The BERGGREN's data (1972) on DSDP LEG 16 Sites 111 and 116 that proved an age of 3.2 MA for the first ice-rafting debris in the North Atlantic region, are refuted by BACKMAN (1979) who, after an examination of the samples studied by BERGGREN, assign to it the younger age of about 2.5 MA. But, this is very interesting, SHACKLETON et al. (1984) also add a paleontological datum to the climatic data: the extinction of *Discoaster pentaradiatus* at the same age of the first ice-rafting debris (2.4 MA). Why this extinction cannot be used to define the N/Q Boundary when «*the extinction data, when defined in consistent manner, represent a more accurate means of correlations than evolutionary appearance datum*» (BACKMAN et al., 1983, pag. 157), it is not clear. But the use of a paleontological datum throughout the world without a good chronological control may be doubtful; for instance, in China plains AN ZHI-SHENG et al. (1979) in LIU TUG-SHENG & DING ME-LING (1985) state the N/Q Boundary, on paleomagnetic data coinciding with the Gauss-Matuyama inversion, at the base of *Hyalinea balthica* zone «*since Hyalinea balthica is a form of the Calabrian deposit in Europe*» and we know, by a very large amount of evidence, that in the Mediterranean region the appearance of *Hyalinea balthica* is at 1.5 MA or a little earlier. So the marine N/Q boundary in China may be right at 2.5 MA, but the paleontological argument used to state it are wrong. All data until to day reported, states that the first cooling event age in the sea as well as on the continents is in contrast to the Vrica proposed age. But some authors sustain that from a historical point of view this age is in agreement when considering the first cooling as coinciding with the appearance of the northern guests in the Mediterranean area. Also if we would consider this singular statement as correct, our opinion is that the N/Q Boundary proposed in Vrica is not in agreement to it. The excellent northern guest in the Mediterranean region, to which all the authors refer, is *Arctica islandica*; this fossil is not represented in Vrica, but the N/Q Boundary resolution states that at the same level of N/Q Boundary in Vrica a microfauna coeval to *Arctica islandica* appears. We try to verify this statement: the four sections in which *Arctica islandica* appears and for which we have paleomagnetic data, show its appearance always in a normal magnetic polarity interval (Santerno, KUKLA et al., 1979; Stirone, BONADONNA, 1982; Collesalveti-Tuscany, BEDINI et al., 1981; Ceppato-Tuscany INQUA Guide book 1975; BOSSIO et al., 1981): the Santerno section is considered constituted by bathial sediments with turbiditic intercalations in which neritic shells, as *Arctica islandica*, are found (RUGGIERI, 1976). This fact allow us to see its appearance very early (RUGGIERI, 1976) together with the appearance of left coil *Globigerina pachiderma* (COLALONGO, 1970); but this means that these appearances happen in a normal magnetic interval and hence not coeval to the same appearance of left coil *Globigerina pachiderma* in Vrica section as here its FAD and the proposed Boundary fall in a reversal magnetic polarity interval. We can add that the precision with which the boundary age is stated (10 ka as demonstrated before) cannot allow the coexistence of the two magnetic conditions. So it is very easy to say that the Vrica microfauna is not coeval to the FAD of *Arctica islandica* den-

ying in this way the «historical» support for the Vrica Boundary. Furthermore all these data further confirm the diachronicity of the appearance of some paleontologic data. We can record that KUKLA et al. (1979) give a radiometric age for the *Arctica islandica* appearance in the Santerno section, age performed on corals of the level of *Arctica islandica*; this age (1.9 ± 0.1 MA), never discussed, is against the age of Vrica section. This age, in the experimental error, may put the FAD of *Arctica islandica* in the Reunion subzone or at the beginning of Olduvai subzone. Furthermore of *Arctica islandica* is not *in situ*, we cannot know the real age of its appearance that certainly will be older than the ages previously reported. Always in the Italian marine series there is the work of CREER et al. (1980) in which the results of a drill, 250 metres deep, near Gioia Tauro in Calabria (less than 150 km from Vrica), are exposed. The paleomagnetic and paleontological data, never quoted but also never denied, show the FAD of *Hyalinea balthica* at an age similar to the age of Vrica N/Q Boundary; at the bottom of the core (Gauss-Matuyama boundary), according to the authors, there is no clear evidence for which the sediments could be attributed to Pliocene. The comparison of Gioia Tauro results to other before reported seems to strengthen the hypothesis of *Arctica islandica* FAD at an age older than 2 MA. Always in the Mediterranean marine series CRAVATTE & SUC (1981, 1982) test the beginning of a steppe phase between the top of *Globorotalia crassaformis* zone and the beginning of *Globorotalia inflata* zone at an age of 2.3 MA. The authors consider this event the first cool floristic event in the Mediterranean, and they compare it to the Praetiglian of North western Europe. But CRAVATTE & SUC do not consider it as the Plio-Pleistocene boundary; they prefer to change the criteria for the boundary rather than change the official Vrica Boundary. But their results are in contrast to official Vrica results: in fact in Vrica the beginning of *Globorotalia inflata* zone is younger, by paleontological and radiometric data, than 2.2 MA; so the biostratigraphical ranges in Vrica section are atypical (JENKINS, 1987, fig. 1) or, the temporal resolution of biostratigraphic zones in the Mediterranean region is, according to the diachronicity of events greater than 100 ka. We think that the method followed to state the N/Q Boundary was the following: the statement of a hypothetical age record on two sections (Santa Maria di Catanzaro and Le Castella), which afterwards resulted in being wrong, some paleontological data corresponding to this age (1.8 or 1.6 MA) has been found in oceanic cores; later these FAD or LAD are reported in Vrica section on which the research to find an age, at any rate, has begun. The paleomagnetism, with a large amount of conflicting data (see NAKAGAWA's works) becomes very precise with the work of TAUXE et al. (1983) in which however the reasons for NAKAGAWA's failure are not explained; when WATKINS (WATKINS et al., 1974) did not agree to NAKAGAWA's results in Santa Maria di Catanzaro, he proved in detail NAKAGAWA's errors. The radiometric age cannot have a real value for geological reasons. There are in Vrica area two different volcanic levels: the older one, about 2.2 MA in age, is very good for age measurements, but it is not related to Vrica section s.s., as, until now, nobody is able to correlate in the field the Stuni section (in which the age was obtained) to the Vrica section in which the Boundary was stated. The younger volcanic level is within the Vrica section: but unfortunately it is a level with reworked

volcanic elements (OBRADOVICH et al. 1982) and on which an age «*younger than* 1.99 ± 0.08 MA» was obtained. This value becomes suddenly, without reason much more younger than 1.99 MA in TAUXE et al., (1983, fig. 3). This level is about 25 metres above the proposed boundary and with the proposed sedimentation rate of 310 mm/1000 years the volcanic level would have an age of 1.55 MA. This value would be in good agreement with the hypothetical age of 1.6 MA (OBRADOVICH et al., 1982), but this last value has no geological sense. In fact it is obtained considering as only one section the Stuni section and the Vrica one and calculating the age with the topographical difference in height of the two levels with a stated sedimentation rate: this last value was obtained by the difference in height of the Miocene-Pliocene boundary in the section and the volcanic level 2.2 MA in age. But nobody has proved the geological continuity between the Vrica and Stuni sections. We turn now to the supposed appearance of northern guests at the level of Vrica Boundary: on the coeval appearance of *Artica islandica* and *Cytheropteron testudo* not all the authors are in agreement (see RUGGIERI, 1976, fig. 1): Only one year after the approval of ICS, BONADUCE & SPROVIERI (1985) proved that *Cytheropteron testudo* appeared in the Pliocene time, 30 metres before *Globorotalia inflata* considered as cold species; but, probably, *Cytheropteron testudo* is a cold species too. Its recent environment is in the Gulf of Biscay at a temperature between 2 and 10 C grades. Its appearance is more or less coeval of the cold *Globorotalia inflata*. In the marine series, not only from an isotopic point of view, but also by a paleontological one, the first cooling is seen, well marked and well recognizable before the Vrica boundary. BIZON & MULLER (1977), MULLER (1978, 1979, 1983) attest to this first cooling, 2.7 - 2.5 MA in age, by the disappearance or the scarcity of discoasters in NE Atlantic and Western Mediterranean regions. SPROVIERI (1986) shows the disappearance of some species and the extinction of almost 22 species of benthic foraminifera in the Mediterranean region at 2.5 - 2.4 MA. The much too precise age of 2.35 MA for the FAD of *Cytheropteron testudo* (we prefer to say about 2.4 - 2.2 MA as reported before on the faunistic temporal resolution) and the other data previously quoted show very well that in the sea as on continents there are strong faunistic changes at an age around 2.5 - 2.3 MA and not at 1.64 MA. In 1976 RUGGIERI, discussing the antecedence between *Artica islandica* and *Hyalinea balthica* in Quaternary times reported the non-agreement of the authors on this problem, saying that when *Hyalinea balthica* appears before *Artica islandica*. The RUGGIERI's explanation of this apparent anomaly is based on different bathymetry of the two species (RUGGIERI, 1976, fig. 1). As stated previously, in this scheme the coevity of the appearance of *Cytheropteron testudo* and *Artica islandica* is dubious. Probably the results of BONADUCE & SPROVIERI (1985) and the paleomagnetic and radiometric data quoted before for Italian sections (1.9 ± 0.1 MA is Santerno, *Artica islandica* FAD in Reunion magnetic subzones) allow one to hypothesize the contemporaneity of the two species (and, probably, of *Globorotalia inflata* too) within the limits of biostratigraphical temporal resolution (about 100 ka).

DISCUSSION

In our opinion, therefore, the method to follow to state a geological boundary, particularly the N/Q Boundary, is the opposite to the method followed for Vrica boundary. We have to choose a «geological» event, valid in synchronicity throughout world, and, more important, in all the environments as a climatic change or a change of magnetic polarity or better still, both together, and to see what happens in this period from a paleontological point of view; after this we have to put together the floristic and faunistic changes in the sea and on the continents. The boundary so obtained, in spite of all the type sections, will have an internal consistency throughout world and in all the environments, maintaining its value when speaking about elephants or speaking about nannoplankton. On the basis of the quoted data it is very easy to see that if we settle the climatic event of the first arctic ice growth, working on the paleontological events that happened at that time, we can find all the elements to state a natural boundary and not an artificial one. We think, as WATSON & WRIGHT (1980), that an ideal synchronic boundary for all the world may be used only for Pre-Quaternary, or better pre-neogenic boundaries. The problem to find a type section for Quaternary becomes a pseudo problem due to the attempt to compel in a strictly synchronic chronological building the natural tempo-transgressive events. Our task would be to describe, in the most quantitative way possible, these natural events, to be able to correlate them in a general stratigraphy, but not confined within the strict schemes of chronostratigraphic units of the International Stratigraphic Guide, as these schemes cannot be correlated to Quaternary events. Anyway, we may state the N/Q Boundary at an age of 1.6 MA only if, near this time, «geological» events justifying the transition between two different stages of the Earth's life happened, but we never have to guess in order to define the N/Q Boundary with a temporal precision of 10 ka as happens with the Vrica Boundary. But numerous examples, already quoted, show very clearly only two important «geological» events in the last four million years. The first important cooling at about 2.5 MA and a second less important cooling at less than 1 MA. The first one (2.5 MA) is also marked by strong faunistic and floristic changes in all the environments, as vertebrata turnover, appearance of the first steppe phase, appearance in the Mediterranean area of cold species, extinction, in the sea, of some species or in the oceans or in the Mediterranean region, and by a paleomagnetic reversal (the Gauss-Matuyama boundary); the second cooling (less than 1 MA) is also marked by faunistic changes but less strong than ones of the first event. In our opinion, these have to be the two periods where we can state the N/Q Boundary. Furthermore, taking into account that the appearance, in the Mediterranean region, of cold species begins about around the first cooling, or a little after, we would like to propose the age 2.5 MA for the N/Q Boundary: in this way we keep the Quaternary time as the time during which we have the last strong climatic change in the Earth's life and we keep too the appearance in the Mediterranean region of northern guests to prove this cold time. We also think that we have to leave the age of 1.64 for the Vrica section as stated in an imprecise way, as we think to have demonstrated before, and as in that time (around 1.5 - 1.6 MA) very important «geological» events had not happened.

MAMMAL FAUNA STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION IN THE MEDITERRANEAN AREA

RU = Ruscinian (Alcoy, Montpellier, Casino?), TR = Triversa (Triversa, Villarroya, Las Higue-ruelas), M = Montopoli (Montopoli, Rincón 1, Roca-Neyra?), SV = St. Vallier (St. Vallier, Pue-bla de Valverde, Anagni-S. Giacomo), O = Olivola (Olivola, Le Coupet, Toledo, Chilhac, Ma-tassino), T = Tasso (Tasso, Cueva Victoria, Casa Frata, Le Ville), F = Farneta (Farneta, Venta Micena, Sainzelles, Blassac, La Malouteyre, Lachar, Fuensanta, Crostolo), LG = Lower Gale-rian (Ponte Galeria, Solihac, Slivia, Cúllar de Baza), UG = Upper Galerian (Venosa, Fontana Ranuccio, Torre in Pietra, Malagrotta, Castel di Guido), M = Maspinian (Maspino).

	3.8	2.5	1.6	0.6	0.25	MA				
	^	^	^	^	^					
	RU	TR	M	SV	O	T	F	LG	UG	M
Hipparion crassus GERVAIS	---									
Hexaproctodon sp.	---									
Tapirus arvernensis CROIZET & JOBERT		----								
Sus minor DEPERET		----								
Cervus cusanus PANTANELLI		---								
Alephis lyrix GROMOLARD		--								
Mammut borsoni (HAYS)		----								
Dicerorhinus jeanvireti GUERIN		---								
Hipparion rocinantis HERNANDEZ PACHECO		---								
Cervus paroinensis CROIZET & JOBERT		---								
Macaca sp.		---								
Semnopithecus monspessulanus GERVAIS		---								
Viverra cr. pepratxi DEPERET		---								
Ursus minimus DEVEZE & BOUILLLET		----								
Leptobos stenometopon (SISMONDA)		-----								
Gazella borbonica DEPERET		-----								
Euryboas lunensis (DEL CAMPANA)		-----								
Acinomyx pardinensis (CROIZET & JOBERT)		-----								
Lynx issiodorensis (CROIZET & JOBERT)		-----								
Homotherium crenatidens (FABRINI)		-----								
Canis etruscus FORSYTH-MAJOR		-----								
Anancus arvernensis (CROIZET & JOBERT)		-----								
Pachycrocuta perrieri (CROIZET & JOBERT)		-----								
Nyctereutes megamastoides (POMEL)		-----								
Vulpes alopecoides FORSYTH-MAYOR		---								
Archidiskodon gromovi ALEKSEEVA & GARUTT		---								
Equus stenorhis "livenzovensis" BAJGUSHEVA		---								
Dicerorhinus etruscus (FALCONER)		-----								
Sus strozzii FORSYTH-MAJOR		-----								
Cervus philisi SCHAUB		-----								
Creizeteceros ramosus (CROIZET & JOBERT)		-----								
Gallogoral meneghinii (RUTIMEYER)		---								
Leptobos etruscus (FALCONER)		-----								
Paradolichopithecus arvenensis DEPERET		---								
Equus stenorhis vereti PRAT		---								
Archiciskodon meridionalis meridionalis (NESTI)		-----								
Neganthereon cultridens (CUVIER)		-----								
Pachycrocuta brevirostris (AYMARD)		-----								
Ursus etruscus CUVIER		-----								
Canis arvensis DEL CAMPANA		-----								
Enhydriactia ardea (BRAVARD)		-----								
Canis faconeri (FORSYTH-MAJOR)		-----								
Equus stenorhis stenorhis COCCHI		---								
Equus stenorhis senezensis PRAT		-----								
Equus stenorhis granatensis ALBERDI & RUIZ BUSTOS		-----								
Equus stelhini AZZAROLI		---								

3.8 2.5 1.6 0.6 0.25 MA
 ^ ^ ^ ^ ^
 RU TR M SV O T F LG UG M

Dama nesti (FORSYTH-MAJOR) -----
 Eucladoceros tetraceros (DAWKINS) -----
 Eucladoceros dicranios (NESTI) -----
 Cervalces (Libralces) gallieus AZZAROLI ---
 Gazellospira torticornis PILGRIM -----
 Archydiskodon meridionalis vestinus AZZAROLI -----
 Hippopotamus major CUIVER -----
 Leptobos vallisarni MERLA -----
 Macaca florentina (COCCHI) -----
 Panthera toscana (SCHAUB) -----
 Felis lunensis DEL CAMPANA -----
 Ursus deningeri REICHENAU -----
 Mammuthus araeniacus (FALCONER) ---
 Paleoloxodon antiquus (FALCONER) -----
 Dicerorhinus hemithoecus (FALCONER) -----
 Equus altidens REICHENAU -----
 Equus marxi REICHENAU -----
 Hippopotamus amphibius LINNE -----
 Sus scrofa LINNE -----
 Cervus acoronatus BENINDE -----
 Megaceros solihacus (ROBERT) -----
 Megaceros savini (DAWKINS) -----
 Cervalces (Libralces) latifrons (JOHNSON) -----
 Capreolus capreolus LINNE -----
 Bison schoetensacki FREUDENBERG -----
 Canis lopus mosbachensis REICHENEAU -----
 Bos primigenius BOJANUS -----
 Ursus arctos LINNE -----
 Crocuta crocuta (ERXLEBEN) -----
 Coun cf. alpinus PALLAS -----
 Equus sussebornensis WUST -----
 Equus caballus LINNE -----
 Nimomys stehlini KOSMOS -----
 Prolagus sp. -----
 Prolagus savegei BERZI -----
 Lepus sp. -----
 Lepus valdarnensis BOSCO -----
 Castor sp. -----
 Nimomys polonicus KOWALSKI -----
 Nimomys gracilis KRETZOI -----
 Glirulus pusillus HELLER -----
 Apodemus elsomyoides SCHAUB -----
 Hystrix etrusca BOSCO -----
 Castor plicidens BOSCO -----
 Nimomys pliocaenicus (FORSYTH-MAJOR) -----
 Nimomys reidi HINTON -----
 Allophaionis ruffoi PASA -----
 Nimomys savini HINTON ---
 Allophaionis pliocaenicus KORMOS -----
 Allocricetus bursae SCHAUB ---
 Microtus dentatus MILLER ---
 Beremendia fissidens (PETENYI) ---
 Sorex runtonensis HINTON ---
 Nimomys blanci VAN DER MUELEN -----
 Pliomys episcopalis MEHENY -----
 Pitymis hintoni KRETZOI -----
 Arvicola cantiana (MILLER) -----
 Castor fiber LINNE -----

REFERENCES

- AGUIRRE, E. y PASINI, G. (1985).—The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8 (2), 116-120.
- ALBERDI, M. T.; AGUIRRE, E. 1977: Round-Table on mastostratigraphy of the W. Mediterranean Neogene. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana, I. L. M., CSIC, 7, 44 ps.
- ALBERDI, M. T.; ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F. P.; LEONE, G.; LÓPEZ, N.; MICHAUX, J.; MORALES, J.; ROBLES, F. y SORIA, D. (1982).—Nuevo yacimiento de moluscos y vertebrados del Villafranquense de la cuenca del Júcar (Albacete, España). *Colloque «Le Villafranchien Méditerranéen»*, *Contributions*, 1, 255-271.
- ALBERDI, M. T. y BONADONNA, F. P. (1983).—El *Equus stenonis* Cocchi como indicador biostratigráfico en Italia y España. *Quadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 5, 169-187.
- ARIAS, C.; AZZAROLI, A.; BIGAZZI G. y BONADONNA, F. P. (1981).—Magnetostratigraphy and Pliocene-Pleistocene Boundary in Italy. *Quaternary Research*, 13, 65-74.
- ASTAKHOV, V. I. (1977).—Geologic proof a Pleistocene glaciation center on the Kara Shelf. *Doklady Acad. Nauk. SSSR*, 231 (1976), 49-52.
- AZZAROLI, A. (1983).—Quaternary mammals and the «End-Villafranchian» dispersal event - A turning point in the history of Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 117-139.
- (1985).—Provinciality and Turnover Events in Late Neogene and Early Quaternary Vertebrate faunas of the Indian Subcontinent. *Geology of Western Himalayas (Contributions to Himalaya Geology*, 3, 27-38), V. J. Gupta et al. (Eds.).
- BACKMAN, J. (1979).—Pliocene biostratigraphy of DSPD Sites 111 and 116 from the North Atlantic Ocean and age of Northern Hemisphere glaciation. *Stockholm Contribution Geology*, 33, 115-137.
- BACKMAN, J.; SHACKLETON, N. J.; TAUXE, L. (1983).—Quantitative nannofossil correlation to open ocean deep-sea sections from Plio-Pleistocene boundary at Vrica, Italy, *Nature*, 304, 156-158.
- BEDINI, E.; BERTOLINI, N.; BRASCHI, S.; COTROZZI, S.; GANI, P. y NICCOLI, M. A. (1981).—Stratigrafia paleomagnetica di serie quaternarie e comparsa dell'*Arctica islandica* nella zona di Collesalveti (Pisa). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 4 (2), 135-137.
- BERGGREN, W. A. (1972).—Late Pliocene-Pleistocene glaciation. In: Laughton, A. S.; Berggren, W. A. (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 12, 953-963.
- BERGGREN, W. A.; HAQ, B. U. y VAN COUVERING, J. (1977).—Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary. *Nature*, 269, 483-488.
- BIDDITTU, I.; CASSOLI, P. F.; RADICATI DI BROSOLO, F.; SEGRE, A. G.; SEGRE NALDINI, E. y VILLA, I. (1979).—Anagni, a K-Ar date Lower and Middle Pleistocene Site, Central Italy).—Preliminary report. *Quaternaria*, 21, 53-71.
- BIZON, G. y MULLER, C. (1977).—Remarks on some biostratigraphic problems in the Mediterranean Neogene. *International Symposium Structural History Mediterranean Basin*, Split, 1987, 381-390.
- BLAZHCISHIN, A. I. y LIN'KOVA, T. I. (1979).—Pliocene glaciation of the Barents Shelf. *Doklady Akad. Nauk. SSSR*, 236 (1977), 67-69.
- BONADONNA, F. P. (1982).—La geocronologia nella stratigrafia quaternaria. *Atti della XXIII Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria*, Firenze 7-9 maggio 1980, 27-37.
- BONADONNA, F. P. y ALBERDI, M. T. (1987).—*Equus stenonis* Cocchi as a biostratigraphical marker in the Neogene-Quaternary of the eastern Mediterranean Basin).—consequence on Galerian-Villafranchian Chronostratigraphy. *Quaternary Science Review*, 6, 55-66.
- BONADUCE, G. y SPROVIERI, R. (1985).—The appearance of *Cytheropteron testudo* Sars (Crustacea).—Ostracoda) is a Pliocene event. Evidences from a Sicilian Sequence (Italy). *Bolletino Società Paleontologica Italiana*, 23 (1), 1984, 131-136.
- BOSSIO, A.; MAZZANTI, R.; MAZZEI, R.; MENESINI, E.; NENCINI, C.; SALVATORINI, G. y UGHI, R. (1981).—Nuove osservazioni sulla stratigrafia delle formazioni plioceniche e pleistoceniche di Casciana Terme. *IX Convegno della Società Paleontologica Italiana*, 91-120, Pacini-Pisa.
- BOULE, M. (1910).—Les Grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé). Géologie et paléontologie, 1, 3^a partie, Monaco.
- COLALONGO, M. L. (1970).—Cenozone a foraminiferi ed ostracodi nel Pliocene e basso Pleistocene della serie del Santerno e dell'Appennino romagnolo. *Giornale di Geologia*, ser. 2, 35 (3) 1968, 29-61.

- COLALONGO, M. L.; PASINI, G. y SARTONI, S. (1981).—Remarks on the Neogene/Quaternary boundary and the Vrica section (Calabria, Italy). *Bollettino Società Paleontologica Italiana*, 20 (2), 99-120.
- CRAVATTE, J. y SUC, J. P. (1981).—Climatic evolution of North-Western Mediterranean area during Pliocene and Early Pleistocene by Chronostratigraphic correlation. *Pollen et Spores*, 23 (2), 247-258.
- (1982).—La limite Plio-Pléistocène correspond-elle à une coupure climatique? *Abstracts 9ème Réunion Ann. Sci. Terre*, Paris, 1982, p. 168.
- CREER, K. M.; READMAN, P. W. y JACOBS, A. M. (1980).—Paleomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy).—Identification of the Blake Event. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 289-300.
- DE GIULI, C.; FICCARELLI, G.; MAZZA, P. y TORRE, D. (1984).—Confronto tra successioni marine e continentali del Pliocene e Pleistocene inferiore in Italia e nell'area mediterranea. *Bollettino Società Paleontologica Italiana*, 22 (3), 1983, 323-328.
- DODERLEIN, P. (1872).—Note illustrative della carta geologica del Modenese e del Reggiano. *Memoria III*, 74 ps.
- FAURE, M. y GUERIN, C. (1984).—Sus strozzii et Sus scrofa, deux mammifères artiodactyles. Marqueurs des paléoenvironnements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48, 215-228.
- FLYNN, J. J.; MACFADDEN, B. J. y MCKENNA, M. (1984).—Land-Mammal ages, faunal heterochrony, and temporal resolution in Cenozoic terrestrial sequences. *Journal of Geology*, 92, 687-705.
- FOLLIERI, M. (1977).—Evidence on the Plio-Pleistocene Palaeofloristic evolution in Central Italy. *Riv. Ital. Paleont.*, 83 (4), 925-930.
- GIGNOUX, M. (1913).—Les formations marines Pliocènes et Quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie. *Annales Université*, Lyon.
- GUERIN, C. (1983).—Grands mammifères marqueurs de l'environnement et des climats du Villafranchien d'Europe Occidentale. Méthodologies et résultats. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, 14 (2), 287-299.
- INQUA. (1975).—Guide-Book Meeting of the Subcommittee on Mediterranean and Black Sea Shorelines, Pisa-Perugia-Tarquinia, 1975, 35 pages.
- JENKINS, D. J. (1987).—Was the Pliocene-Pleistocene Boundary placed at the wrong stratigraphic level? *Quaternary Science Review*, 6, 41-42.
- KEIGWIN, L. D., Jr. (1979).—Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP Sites from the east equatorial and north central Pacific Ocean. *Earth Planetary Science Letters*, 45, 361-382.
- (1982).—Stable isotope stratigraphy and paleoceanography of Sites 502 and 503. In: Prell, W. L.; Gardner, J. V. et al., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 68, 445-453.
- KUKLA, G.; COLLINS, B. P. y BENDER, M. L. (1979).—Radiometric age of the *Arctica islandica* boundary in Italy: 2 M.Y. *Proceedings of the VII International Congress on Mediterranean Neogene*, Athen, sept./oct. 1979, 699-709.
- KURTEN, B. (1963).—Villafranchian faunal evolution. *Soc. Scientiarum Fennica, Commentationes Biologicae*, 26, 3-18.
- LEONE, G. (1985).—Paleoclimatology of the Casas del Rincón Villafranchian series (Spain) from stable isotope data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49, 61-77.
- LINDSAY, E. H.; OPDYKE, N. D. y JOHNSON, M. (1980).—Pliocene dispersal of the horse *Equus* and Late Cenozoic mammalian dispersal events. *Nature*, 287, 135-138.
- LIU TUNG-SHENG y DING MENG-LIN. (1985).—Pleistocene Stratigraphy and Plio-Pleistocene Boundary in China. *Quaternary Geology and Environment of China*, Springer-Verlag ed., 1-9.
- MALATESTA, A. (1985).—Geologia e paleobiologia dell'era glaciale. *La Nuova Italia (Scienze Geologiche) ed.*, 282 ps.
- MANKINEN, A. y DALRYMPLE, G. B. (1979).—Revised Geomagnetic Polarity Time Scale for the Interval 0-5 m.y. B. P. *Journal of Geophysical Research*, 84 B2, 615-626.
- MONTFRANS (VAN), H. M. (1971).—Paleomagnetic dating in the North Sea Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 11, 226-235.
- MULLER, C. (1978).—Neogene calcareous nannofossils from the Mediterranean Leg 42A of the Deep Sea Drilling Project. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 42, 727-752.
- (1979).—Calcareous nannoplankton from the North Atlantic (Leg 48). In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 48, 589-639.

- (1983).—Climatic evolution during the Neogene and Quaternary evidenced by marine microfossil assemblages. *Paleobiologie continentale*, Montpellier, 14 (2), 259-269.
- NAKAGAWA, H. 1977. Preliminary report on the magneto and biostratigraphy of the Vrica section, Calabria, Southern Italy. *Preprint presented at the X Inqua Congress*, Birmingham.
- (1981).—Neogene/Quaternary boundary and correlation of Vrica section. *Proceedings N/Q Boundary Field Conference*, India 1979, 107-111.
- OBRADOVICH, J. D.; NAESER, C. W.; IZETT, G. A.; PASINI, G. y BIGAZZI, G. (1982).—Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy, *Nature*, 298, 55-59.
- PASINI, G. y COLALONGO, M. L. (1982).—Status of research on the Vrica section (Calabria, Italy), the proposed Neogene/Quaternary Boundary-stratotype section, in 1982. *Report presented at XI Inqua Congress* (Moscow, August 1982), 75 ps.
- PELOSIO, G.; RAFFI, S. y RIO, D. (1980).—The Plio-Pleistocene Boundary Controversy. Status in 1979 at the light of International Stratigraphic Guide. *L'Ateneo Parmense*, special issue in memory of S. Venzo, 131-140.
- PONS MOYA, J. y CRUSAFONT PAIRO, M. (1978).—El *Canis cipio* Crusafont (1950), comparación con los cánidos del Plioceno y Pleistoceno europeo. *Acta Geológica Hispánica*, 13 (4), 133-136.
- PRELL, W. L. (1982).—Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. In: Prell, W. L.; Gardner, J. V. *et al.*, *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 68.
- REA, D. K. y JANACEK, T. R. (1982).—Pliocene record of the Northern Hemisphere westerlies during the onset of glaciation. Geological Society America, *Abstracts with Programs*, 14, 596.
- REUMER, J. W. F. 1984. Ruscinian and Early Pleistocene Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Tegelen (The Netherlands) and Hungary. *Scripta Geologica*, 73, 1-173.
- RONAI, A. (1985).—Limnic and terrestrial sedimentation and the N/Q boundary in the Carpathian Basin. In: M. Kretzoi and M. Pecsí (eds.) *Problems of the neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*, 21-50.
- RUGGIERI, G. (1971).—Ostracoda as cold climate indicators in the Italian Quaternary. In: Oertly, H. J. (ed.): *Paleoecologie des Ostracodes*, 285-293.
- (1976).—Individuazione del Pleistocene basale nella sezione di Castrocaro (Forlì). *Bollettino Società Geologica Italiana*, 95, 881-890.
- RUGGIERI, G.; RIO, D. y SPROVIERI, R. (1984).—Remarks on the chronostratigraphic classification of Lower Pleistocene. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 103, 251-259.
- RUGGIERI, G. y SPROVIERI, R. (1975).—Ricerche sul Siciliano di Palermo: le argille del fiume Oreto. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 94, 1613-1622.
- (1975).—La definizione dello stratotipo del Piano Siciliano e le sue conseguenze. *Rivista Mineraria Siciliana*, 151-153, 8-14.
- (1977).—Selinuntiano, nuovo superpiano per il Pleistocene inferiore. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 96, 797-802.
- RUGGIERI, G.; SPROVIERI, R. y UNTI, M. (1979).—Evidenze della trasgressione dell'Emiliano (Pleistocene inferiore) nella Sicilia orientale. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 98, 469-473.
- (1979).—La trasgressione emiliana della Sicilia Nord-orientale. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 98, 475-482.
- SHACKLETON, N. J.; BACKMAN, J.; ZIMMERMAN, H.; KENT, D. V.; HALL, M. A.; ROBERTS, D. G.; SCNITKER, D.; BALDAUF, J. G.; DESPRAIRIES, A.; HOMRIGHAUSEN, R.; HUDDLESTUN, P.; KEENE, J. B.; KALTENBACK, A. J. KRUMSIEK, K. A. O.; MORTON, A. C.; MURRAY, J. W. y WESTBERGSMITH, J. (1984).—Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307, 620-623.
- SHACKLETON, N. J. y CITA, M. B. (1979).—Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifers at Site 397: detailed history of climatic change during the Neogene. In: Von Rad, V.; Ryan, W. B. F. *et al.*, *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 47, 433-459.
- SHACKLETON, N. J.; HALL, M. A. (1984).—Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project. Hole 552A: Plio-Pleistocene Glacial History. In: Roberts, D. G.; Schnitker, D. *et al.* *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 81, 599-609.
- SHACKLETON, N. J. y OPDYKE, N. D. (1977).—Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270, 216-219.
- SHER, A. V.; VIRINA, Y. E. I. y ZAZHIGIN, V. S. (1979).—The stratigraphy, paleomagnetism and mammalian fauna of the Pliocene and Lower Quaternary deposits around the lower reaches of the Kolyma River. *Doklady Acad. Nauk. SSSR*, 234 (1977), 123-126.

- SONG ZHI-CHEN, LIU JING-LING y TANG LING-YU. (1985).—The Lower Boundary of the Continental Quaternary in some Areas of China Based on Palynological Data. *Quaternary Geology and Environment of China*, Springer-Verlag ed., 10-17.
- SPROVIERI, R. (1986).—Paleotemperature changes and speciation among benthic Foraminifera in the Mediterranean Pliocene. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 24 (1), 1985, 13-21.
- STEININGER, F. F.; RABEDER, G. y RÖGL, F. (1985).—Land Mammal Distribution in the Mediterranean Neogene: A consequence of Geoxinematic and climatic Events. In: Stanley D. J.; Wezel, F. C.: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, 559-571.
- SUC, J. P. (1982).—Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294, S. II, 1003-1008.
- (1984).—Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, 429-432.
- SUC, J. P. y ZAGWIJN, W. H. (1983).—Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and Northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12, 153-166.
- TAUXE, L.; OPDYKE, N. D.; PASINI, G. y ELMI, C. (1983).—Age of the Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy. *Nature*, 304, 125-129.
- THUNELL, R. C. y WILLIAMS, D. F. (1983).—The stepwise development of Pliocene-Pleistocene paleoclimatic and paleoceanographic conditions in the Mediterranean: Oxygen isotopic studies of DSDP Sites 125 and 132. *J. E. Meulenkamp (ed.). Reconstruction of marine paleoenvironments, Utrecht Micropal. Bull.*, 30, 111-127.
- TORRE, D. (1967).—I cani villafranchiani della Toscana. *Palaeontographia Italica*, 63 (n.s. 33), 113-138.
- WATKINS, N. D. y KENNET, J. P. (1974).—Paleomagnetism of the type Pliocene/Pleistocene Boundary section at Santa Maria di Catanzaro, Italy, and the problem of post-depositional precipitation of magnetic minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 24, 113-119.
- WATSON, R. A. y WRIGHT (Jr.), H. E. (1980).—The end of the Pleistocene: a general critique of chronostratigraphic classification. *Boreas*, 9, 153-163.
- WHATLEY, R. C. y DOWNING, S. E. (1987).—Neogene species of the genus *Cytheropteron* from DSDP Sites in the S.W. Pacific. *In press*.
- ZAGWIJN, W. H. (1985).—An outline of the Quaternary stratigraphic of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 64, 17-24.

GEOMORFOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS DE CHELVA (VALENCIA)

por
MARTÍNEZ GALLEGO, J. *

RESUMEN

En este trabajo se presenta un estudio geomorfológico del valle del río Tuéjar (Valencia), en el que se diferencian las unidades morfológicas pertenecientes al Cuaternario, deduciendo las relaciones existentes entre las mismas, destacando como sistema de referencia los niveles de terraza e indicando además las modificaciones sufridas por estos depósitos, en los que se observan deformaciones de fractura, pendientes anómalas y hundimientos que ponen de manifiesto la existencia de una actividad neotectónica durante el Cuaternario en la zona.

PALABRAS CLAVE: Cuaternario, Geomorfología, Neotectónica.

ABSTRACT

A geomorphologic study of the Tuéjar river valley (Valencia) is presented. We have differentiated the morphologic units belonging to Quaternary analyzing the relations between themselves and pointing out as scheme of reference the terrace levels. Furthermore, we indicate modifications suffered by these deposits, in which it is possible to observe fracturation, anomalous slopes and subsidence that demonstrate Neotectonic activity in this area during Quaternary.

KEY WORDS: Quaternary, Geomorphology, Neotectonic.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se sitúa en la parte nor-occidental de la provincia de Valencia y constituye una franja deprimida que es recorrida por el río Tuéjar, afluente del Turia.

(*) U. D. Edafología - Geología. Av. Blasco Ibáñez, 13. 46010 Valencia.

El entorno geológico lo forman relieves mesozoicos, fundamentalmente jurásicos, constituidos por materiales carbonatados que se apoyan sobre formaciones triásicas representadas por dolomías, arcillas y yesos.

Las alineaciones de estos relieves se corresponden con las direcciones estructurales de la Cordillera Ibérica, fundamentalmente las NO-SE, que son las que imprimen los rasgos morfoestructurales dominantes en este ámbito, contrastadas por las direcciones NE-SO, aspectos que han sido significativos en la sedimentación y evolución geomorfológica durante el Cuaternario en esta zona.

CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS

Las unidades morfológicas que caracterizan la zona de Chelva, y que están constituidas por materiales cuaternarios, corresponden en su mayoría a terrazas, destacando las pertenecientes al Cuaternario antiguo, así como las relaciones geométricas existentes entre ellas debido a los procesos de fracturación, basculamientos y subsidencias que han dado lugar a importantes acumulaciones de depósitos conglomeráticos y tobas. Otras unidades geomorfológicas, como son los piedemontes o glacis antiguos, que actualmente se encuentran prácticamente desmantelados, tienen interés en cuanto representan

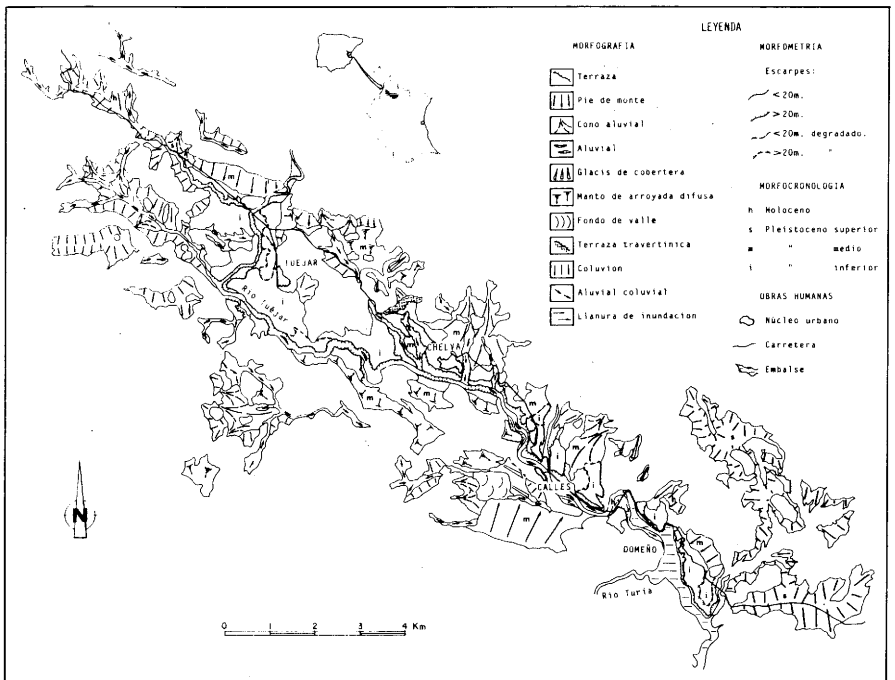


Figura 1.— Esquema Geomorfológico.

jalones que ayudan a completar el esquema geomorfológico que fue desarrollándose a lo largo del Cuaternario. (Fig. 1).

Terrazas

Las terrazas fluviales se desarrollan a lo largo del río Tuéjar y en el tramo del río Turia, cerca del área de desembocadura del primero.

La distribución preferente de las mismas tiene lugar en el margen izquierdo del río, donde alcanzan también mayor extensión y espesor.

En el tramo del río próximo a la localidad de Domeño, se han diferenciado los siguientes niveles: T1 (70-80 m.); T2 (50 m.); T3 (35-40 m.); T4 (20-25 m.); T5 (10-15 m.); T6 (3-5 m.) y la llanura de inundación (1-2 m.).

La terraza T1, está formada por depósitos conglomeráticos fluviales generalmente cementados y por tobas. Son frecuentes los materiales de esta terraza que aparecen fracturados y hundidos, así como recubiertos por los depósitos pertenecientes a la terraza posterior (T2).

La terraza T2, igualmente detrítica, contiene también cantos grandes de travertinos y recubre a los depósitos hundidos de la terraza anterior, o incluye bloques tectonizados de la misma. Sobre la superficie de esta segunda terraza se conservan costras de tipo diagenético.

En la zona de Domeño esta terraza presenta ligeros basculamientos hacia el oeste y se apoya en discordancia angular sobre los depósitos hundidos y tectonizados de la terraza correspondiente a la etapa anterior.

La terraza T3 se presenta en algunos casos como una terraza con depósito; así, en Domeño se observa un depósito de fondo de valle encostrado, formado por cantos y bloques, entre los que se incluyen de modo excepcional elementos de naturaleza cuarcítica. En otros casos parece responder a una terraza erosiva, particularmente cuando los materiales que constituyen el depósito de la terraza son tobas.

Terrazas travertínicas

Dentro de los materiales de las terrazas se encuentran depósitos de tobas ampliamente desarrollados en esta zona a lo largo del río Tuéjar y que constituyen niveles de terrazas de forma significativa en los alrededores de Chelva y también de Calles.

Se diferencian varios niveles en la zona, estando situado en las proximidades de Chelva el que presenta la cota topográfica más alta. Dada su posición respecto al cauce actual y relación con el relieve, su formación debió de estar motivada por una antigua surgencia kárstica.

El segundo nivel, que se extiende preferentemente por los alrededores de la localidad de Chelva, se corresponde con las terrazas altas. En general, constituyen depósitos que aparecen fracturados y presentan basculamientos.

Un tercer nivel se localiza entre Domeño y Calles, a la altura del Km. 62 de la carretera local. Por la cota que presenta puede correlacionarse con las terrazas detríticas próximas, que tendrían una altura sobre el talweg del río Tuéjar de unos 40 m.

Glacis

Escasamente representados en el área por constituir en la actualidad restos de antiguos glacis, representan niveles de referencia de los mismos que permiten completar aspectos de la evolución geomorfológica de la zona.

Correspondería en este caso el primer lugar al glacis más antiguo (G0), situado en el collado de Espés, a la altura del Km. 3 de la carretera con dirección a Tuéjar. Representa un resto de un glacis de notable espesor, ya que supera los 15 m., de forma tabular y disposición subhorizontal, que se apoya sobre una superficie labrada en materiales del Keuper y que es paralela al depósito. Otros afloramientos correlacionables con esta unidad se localizan en sus inmediaciones.

En las vertientes de las sierras de Altacú y Saletas, aparecen afloramientos muy reducidos que pertenecieron a una antigua unidad (G1), prácticamente desmantelada, quedando como cerros testigo sobre materiales de Keuper.

Igualmente, presentando una morfología de glacis, se encuentran depósitos de limos de vertiente que se presentan relacionados con el nivel de terraza de 35-40 m.

Piedemontes

En la vertiente del monte Los Cerrados, hacia el valle del río Tuéjar, se sitúa el afloramiento de un piedemonte (P1), que por la posición que presenta podría relacionarse con la terraza más antigua (T1).

Una segunda etapa aparece representada por el piedemonte (P2), que se encaja notablemente respecto al anterior y presenta un desarrollo mucho mayor.

CRONOLOGÍA RELATIVA

En un intento de situar los procesos y unidades geomorfológicas en la escala cronoestratigráfica establecida para el Cuaternario, dada la falta de datos sobre edades concretas, se establece una cronología relativa para este área, siguiendo como criterio básico el correlacionar los depósitos cuaternarios con niveles de terraza, especialmente con los situados en el tramo perteneciente al río Turia, por ser los más completos tanto por la secuencia presente como por la extensión de los mismos.

Los depósitos más antiguos constituyen el glacis de Espés (G0), para los que la edad atribuida a estos materiales es relativa y está argumentada en base a la antigüedad del depósito y en particular a su posición topográfica, que condiciona su relación geométrica con los depósitos cuaternarios del entorno, por lo que se ha asignado cronológicamente al Plio-cuaternario.

Los demás depósitos se sitúan dentro del Pleistoceno y Holoceno, como se indica en el cuadro I (Cronología relativa).

CUADRO I CRONOLOGÍA RELATIVA

	TERRAZAS	UNIDADES MORFOLÓGICAS
HOLOCENO	T_6 (3-5 m)	coluvión; aluvial-coluvial; aluvial
PLEIST. SUP.	T_5 (10-15 m)	coluvión; cono aluvial; pie de monte
	T_4 (20 m)	pie de monte
PLEIST. MED.		cono aluvial; limos de vertiente
	T_3 (35-40 m)	pie de monte P_2
PLEIST. INF.	T_2 (55 m)	
	T_1 (> 70 m)	tobas glacis; pie de monte G_1 ; P_1
PLIOCENO SUPERIOR		glacis G_0

Cuadro 1.— Cronología relativa.

NEOTECTÓNICA EN LA ZONA

Hay una serie de manifestaciones que consisten en deformaciones de los depósitos detríticos en la depresión de Chelva, donde la presencia de materiales del Keuper como substrato de las unidades morfológicas cuaternarias podría inducir la idea de que estas deformaciones que los afectan pudieran deberse a procesos halocinéticos. Sin embargo, la fracturación que se observa en los materiales cuaternarios, los basculamientos y hundimientos, se sitúan concretamente en el Cuaternario antiguo. Este hecho es un fenómeno coincidente con el observado en áreas próximas y con substratos diferentes, por lo que debe tratarse de un movimiento dirigido por la tectónica (MARTÍNEZ GALLEGO, J., 1986).

Por ser los depósitos fluviales los más significativos en la zona, van a ser las terrazas las unidades morfológicas más afectadas por las deformaciones neotectónicas, entre las que se manifiestan las debidas a rotura, basculamiento, discordancias locales y movimientos verticales.

Las fracturas en materiales cuaternarios son frecuentes en la zona, aunque su localización con frecuencia es puntual y observable a escala de afloramiento, presentando las más relevantes una dirección coincidente con la alineación ibérica principal en las terrazas de Chelva y Tuéjar; en segundo lugar se observa la existencia de una fracturación normal a la anterior, tratándose en ambos casos de fallas normales.

Otra de las deformaciones presentes corresponden a basculamientos, como el que afecta al piedemonte (P1) al borde del monte de Los Cerrados, junto al barranco del Lopo o a la terraza (T2) situada frente a la localidad de Domeño, donde se aprecia una ligera inclinación a contrapendiente.

Respecto a las discordancias locales, son frecuentes las que se presentan en relación con depósitos cuaternarios que han sufrido hundimientos, como en los alrededores de Tuéjar, donde los depósitos correspondientes a la terraza más antigua han sido deformados y erosionados, siendo posteriormente recubiertos por depósitos pertenecientes a la segunda terraza. Otro ejemplo semejante se repite en los depósitos que se encuentran frente a la localidad de Domeño en el tramo final del río Tuéjar, donde la primera terraza después de ser deformada fue recubierta por los materiales que constituyen la segunda.

Los procesos de subsidencia están igualmente bien representados, dando lugar a formaciones de notable espesor, dentro de los que se incluyen los depósitos de tobas, por lo general, asociados a conglomerados fluviales. El sector del río Tuéjar en la localidad de Domeño como también en el tramo de Calles son dos ejemplos demostrativos de ello. (Fig. 2).

CONCLUSIONES

A partir del estudio geomorfológico, se establece una diferenciación de los depósitos cuaternarios, en unidades morfológicas, de las cuales las terrazas son las más importantes.

Se establece una secuencia de niveles de terraza que permite construir una escala cronológica relativa, con la que se relacionan las demás unidades morfológicas de la zona.

Se señala la presencia de importantes espesores en los depósitos fluviales, indicando como causa los procesos de hundimiento, así como la existencia de discordancias angulares, basculamientos y fracturas en los depósitos que igualmente muestran el desarrollo de una actividad neotectónica en la zona y que tuvo especial importancia durante el Pleistoceno inferior.

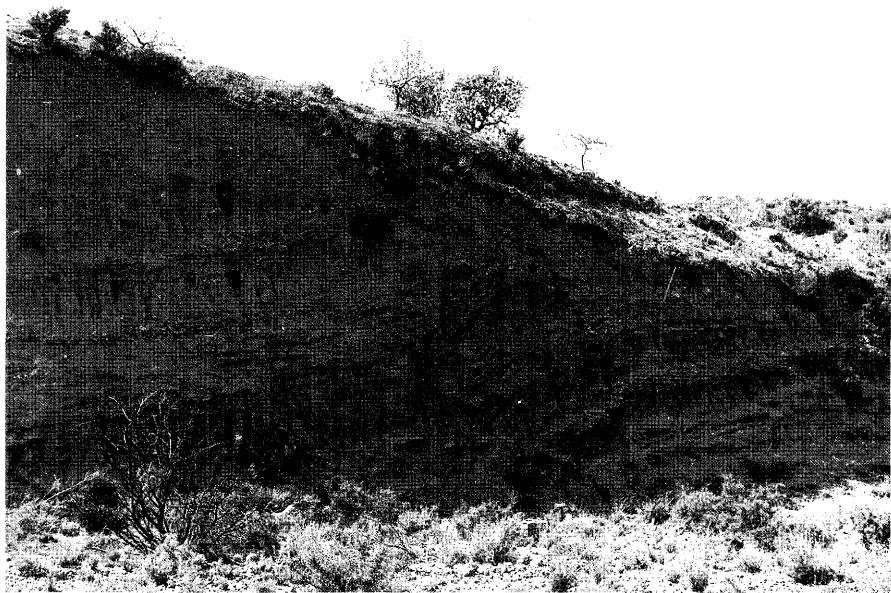


Figura 2a.— Depósitos cuaternarios fracturados y hundidos, a los que se superpone una segunda formación detrítica (Tuéjar).



Figura 2b.— Depósitos fluviales basculados y hundidos aparecen recubiertos por los materiales pertenecientes a la segunda terraza (Domeño).

BIBLIOGRAFÍA

- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1964).—*Parelephas trogontheri*, Pohlig, en una terraza media de Teruel. *Rev. Teruel*, 32: 235-244.
- GOY, J. L. (1978).—*Estudio geomorfológico del cuaternario litoral valenciano*. Tesis Doctoral (inéd.). Facul. de Geología. Univ. Complutense. Madrid.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L.; RODRÍGUEZ, J. y SIMÓN, J. L. (1985).—Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la Neotectónica en áreas continentales (Ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). Ponencias: *Primeras Jornadas sobre Neotectónica y su aplicación al análisis de riesgos de emplazamientos energéticos e industriales*. I. E. N. Madrid.
- MARTÍNEZ GALLEGO, J. (1986).—*Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona N-NE de la provincia de Valencia*. Tesis Doctoral (inéd.). Facul. de Geología. Univ. Complutense. Madrid.
- MOISSENET, E. (1985).—Le Quaternaire moyen alluvial du fosse de Teruel (Espagne). *Physio-Geo.* 14-15; 61-78.
- (1985).—Les dépressions tarditectoniques des Chaînes Ibériques méridionales: distension, diapirisme et dépôts néogènes associés. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300 Serie II, n.º 11.
- SIMÓN, J. L. (1982).—*Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Fac. Cienc. Univ. Zaragoza. Publ. Inst. Estud. Turolenses.

ANFIBOLES ASBESTIFORMES ASOCIADOS A AFLORAMIENTOS DE METABASITAS EN SANTOMERA Y LOS NIETOS (MURCIA)

por
MERCEDES JAÉN¹, M.^a TERESA FERNÁNDEZ TAPIA²
y RAFAEL ARANA²

RESUMEN

En este trabajo se realiza un estudio de varios anfíboles de tipo asbestiforme que aparecen rellenando fisuras y pequeñas diaclasas en metabasitas del Complejo Alpujarride (Zona Bética). Esos asbestos están asociados con epidota, calcita, cuarzo y cantidades menores de dolomita, clorita, hematites y talco.

Los diagramas de polvo de rayos X muestran pequeñas diferencias en los valores angulares de 2θ , con parámetros de celda muy similares. En todos los casos podemos identificar estos asbestos como un término actinolítico.

Los análisis por microsonda electrónica dan una relación $Mg/(Fe + Mg)$ entre 0.53 y 0.72, congruente también con una actinolita. Las relaciones entre los parámetros de celda y el contenido en Fe y Mg se ponen de manifiesto en la matriz de correlación, con un buen coeficiente para Fe-Mg y c- β .

A partir de las observaciones petrográficas y mineralógicas se sugiere una actividad hidrotermal como el origen más probable de los asbestos, así como de los minerales asociados (epidota, calcita, cuarzo, etc.)

PALABRAS CLAVE: metabasita, clinoanfíbol, epidota, asbestos actinolíticos, actividad hidrotermal, provincia de Murcia.

ABSTRACT

A mineralogical study of several amphibol asbestos which appear filling fissures and small joints in metabasites (Alpujarride complex, Betic zone) is carried out in this work. These asbestos are associated with epidote, calcite, and dolomite, quartz, chlorite, hematite and talc as minor components.

Powder diffraction data show small differences in 2θ -angular values, with celd dimensions very similar. In all cases we can identify these asbestos as an actinolitic term.

The electron microprobe analysis give a $Mg/(Fe + Mg)$ ratio between 0.53 and 0.72, also congruent with an actinolite. The relationships between celd dimensions and Fe and Mg content is performed through the correlation matrix with a good coefficient for Fe-Mg and c- β .

(1) Dpto. de Didáctica de las Ciencias Experimentales.

(2) Dpto. de Q.^a Agrícola, Geología y Edafología. Complejo de Espinardo. Universidad de Murcia.

From the petrographic and mineralogical observations we suggest an hidrothermal activity as the probable origin of the asbestos as well as the minerals related with them (epidote, calcite, quartz, etc.).

KEY WORDS: metabasite, clinoamphibole, epidote, actinolite, asbestos, hydrothermal activity, Murcia province.

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se estudian los anfíboles asbestiformes asociados a dos afloramientos de metabasitas que aparecen en contextos geológicos similares (Alpujárride y Ballabona-Cucharón), aunque espacialmente distantes. Estas rocas son relativamente abundantes en el sureste peninsular y presentan una notable semejanza tanto en su morfología, composición y textura como en los procesos mineralógicos desarrollados sobre ellas. GÖLZ (1978) y JAÉN (1987) han realizado un estudio general de varios de estos afloramientos y analizan con detalle su relación con la historia geológica de la zona. Estas rocas, originalmente diabasas, han sufrido desde su intrusión una serie de procesos que modifican en gran medida sus características originales, esencialmente un metamorfismo regional de bajo grado, así como una actividad hidrotermal o localmente metasomática asociada a una etapa posterior de tectonización.

El estudio paragenético de las asociaciones representadas en estas rocas tiene un especial interés por la semejanza de los efectos que estos procesos reflejan en afloramientos muy distantes e incluso en un contexto geológico diferente (AMIGÓ et al., 1985).

En este trabajo se aborda el estudio de los anfíboles asbestiformes que aparecen de forma mayoritaria en los rellenos de fracturas y diaclasas junto a epidota, cuarzo, clorita, albita, calcita y menas metálicas (esencialmente, magnetita, hematites, goethita, pirita y siderita).

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La localización geográfica de los afloramientos de Santomera y Cabezo Mingote se indica en la figura 1. Las metabasitas del área de Santomera están intercaladas de una forma aparentemente concordante en materiales triásicos carbonatados del complejo Ballabona-Cucharón (unidad Bermejo, MONTENAT *et al.*, 1972). El espesor alcanza más de 20 m. en algunos puntos, y están surcadas por una densa red de diaclasas que compartimentan la roca en pequeños bloques y que aparecen mineralizadas por hematites especular, actino-

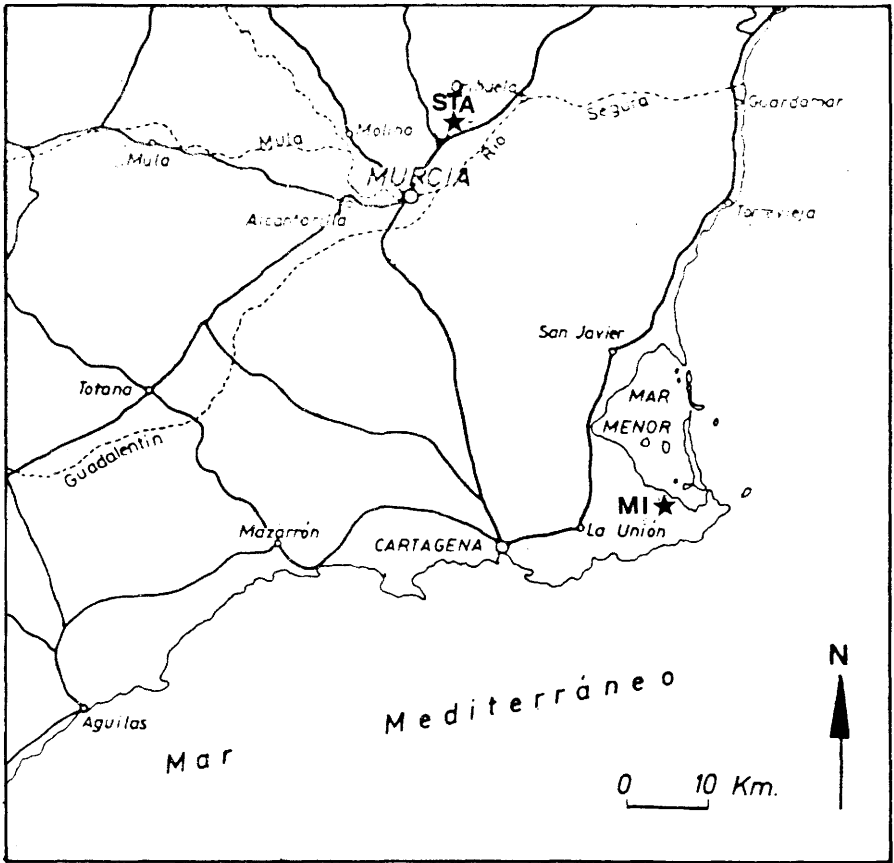


Figura 1.— Situación geográfica de los afloramientos de metabasitas estudiados.

lita, epidota, talco, calcita, cuarzo y plagioclasa sódica. En el contacto con la roca encajante se observa una mayor alteración en una zona de 8 a 10 cm. de espesor, pero no se ha determinado de una forma clara la existencia de un metamorfismo de contacto, lo cual es congruente con la hipótesis de KAMPSCHUUR (1972) respecto a que la intrusión se efectuó en sedimentos húmedos no consolidados.

El afloramiento del Cabezo Mingote se encuentra próximo a Los Nietos, junto al Mar Menor. Las rocas básicas tienen una potencia de 8 a 10 m. y se encuentran intercaladas a modo de sill en materiales carbonatados del manto alpujarride superior (PAVILLON, 1969, y ESPINOSA *et al.*, 1974). La zona central del afloramiento aparece en buena parte al descubierto debido a antiguas explotaciones, y esto permite observar una alteración generalizada de las metabasitas, particularmente en el contacto con las rocas carbonatadas. Tam-

bién aquí existe una densa red de diaclasas subverticales o de fuerte pendiente, en su mayor parte mineralizadas por óxidos de hierro, junto a los minerales anteriormente descritos de esta asociación. Las direcciones dominantes son la N-S y N 100° E; otras medidas efectuadas dan los siguientes valores: N 10° E, N 30° E, N 50° E, N 65° E, N 80° E y N 130° E, en buena parte coincidentes con las directrices generales de los pliegues en esta zona.

Los rellenos más característicos son de epidota y anfíbol, que forman un tapiz bastante continuo en algunas diaclasas y alcanzan hasta 2 cm. de espesor, formando una trama compacta de pequeños cristales prismáticos y aciculares densamente imbricados. En otros rellenos la mineralogía es más variada, con ausencia de anfíbol y epidota; están formados principalmente por calcita, dolomita, hematites, clorita y cuarzo. Asimismo, en las metabasitas existen algunos filones de hasta 5 cm. de espesor formados exclusivamente por plagioclasa sódica con una tonalidad rosada característica.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

a) Estudio microscópico

Las metabasitas de los dos afloramientos estudiados presentan una textura subofítica con gran variación en el tamaño de grano. En las zonas de borde las rocas presentan una textura glomeroporfídica formada por una matriz de grano fino que incluye algunos fenocristales de piroxeno y plagioclasa. La asociación mineralógica presente está formada por plagioclasa cálcica, diópsido, feldespato potásico, hornblenda marrón y «hornblenda actinolítica», junto a epidota, clorita, cuarzo, albita, titanita y menas metálicas (JAÉN, 1987). Las rocas presentan una alteración muy acusada y reflejan el desarrollo de varios procesos de transformación, tales como la uralitización y cloritización de los melanocratos, la albitización y sericitización de las plagioclasas y la neoformación de minerales de filiación metamórfica e hidrotermal.

El anfíbol aparece en agregados fibrosos muy finos, paralelos al eje c, con un pleocroísmo verde amarillento según β a verde azulado según γ ; el ángulo de extinción varía entre 3 y 5°, con una birrefringencia $\gamma - \alpha = 0.020$. El valor medio de los índices de refracción es de $\gamma = 1.640$ y $\beta = 1.634$, que corresponden a una actinolita, salvo el ángulo $Z \wedge c$ que resulta demasiado bajo.

En el microscopio electrónico de barrido se observan haces fibrosos, como se muestra en las figuras 2 y 3.

b) Difracción de rayos X

Debido al pequeño tamaño y a la morfología de los cristales de anfíbol únicamente se han podido estudiar mediante el método de polvo. En todas las muestras exploradas los diagramas presentan muy pocas diferencias en los espaciados reticulares y en conjunto las reflexiones encontradas se corresponden muy estrechamente con las de la actinolita (JCPDS 25-157). En la tabla I se indican los datos de una muestra representativa de cada afloramiento junto

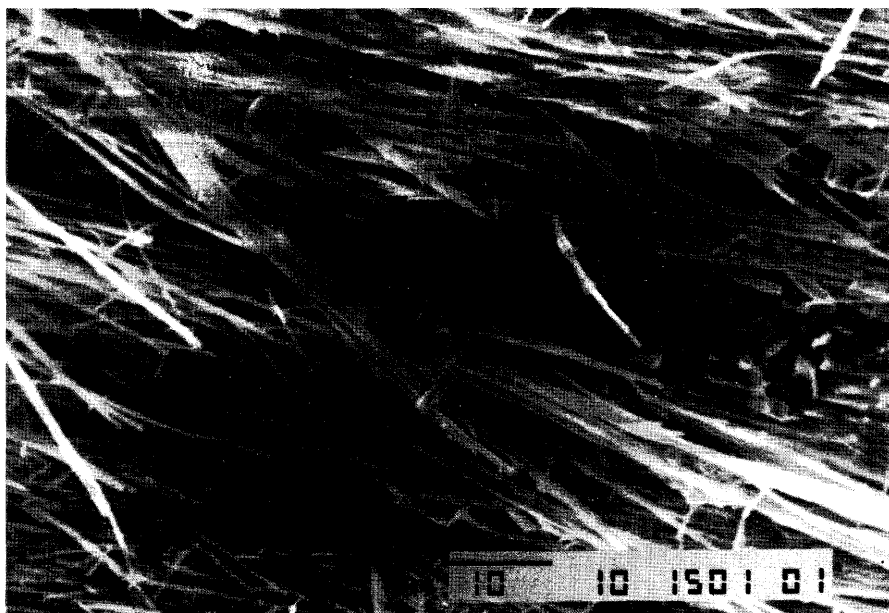


Figura 2.— Aspecto de la morfología de los cristales de anfíbol asbestiforme. La línea equivale a 10 μ .



Figura 3.— Otro aspecto morfológico del anfíbol anterior. La escala es la misma que en la figura 2.

a los de actinolita; a efectos de comparación, se han incluido también los espaciados de la tremolita (JCPDS 20-1310). En esta tabla se pone igualmente de manifiesto una variación en la intensidad de algunas reflexiones, debido a la sustitución parcial Fe/Mg.

A partir de las reflexiones observadas, se ha procedido a la asignación de índices y a la determinación de parámetros reticulares con ajuste por el método de mínimos cuadrados (ARANA *et al.*, 1985). Los valores obtenidos se representan en la tabla II, siendo muy próximos en todos los casos, y a su vez concuerdan con los datos de la actinolita en la mencionada ficha.

c) Análisis químico

Se han realizado seis análisis de anfíboles por microsonda electrónica, cuyos resultados se indican en la tabla III; asimismo se incluye la fórmula mineralógica sobre la base de 23 oxígenos, que da un buen ajuste de cargas. Teniendo en cuenta que $(Ca + Na) > 1.34$ y que el contenido en Na es inferior a 0.67, quedan comprendidos en el grupo de los anfíboles cálcicos en la clasificación de la IMA (LEAKE, 1978). Por otra parte, la relación $Mg/(Fe + Mg)$ oscila entre 0.53 y 0.72 y el contenido en Si es superior en todas las muestras a 7.50, lo que permite identificarlos dentro del campo de la actinolita. En todos los casos el contenido en Mg es superior al de Fe, de forma que la relación Fe/Mg oscila entre 0.38 y 0.87.

Se ha tratado de relacionar el contenido en Fe y Mg de estas muestras con los parámetros reticulares a, b, c y β . En la tabla IV se indica la matriz de correlación correspondiente.

Destaca la relación inversa Fe-Mg, con un coeficiente de -0.92284 y la correlación positiva entre c y β , con un coeficiente de 0.94502 ; también se observan en la tabla otras relaciones menos significativas entre los restantes parámetros.

A partir del contenido en átomos de Fe y Mg en las distintas muestras, se obtiene la siguiente ecuación de regresión lineal:

$$y(Fe) = 4.685717 - 0.8800865 \cdot x(Mg), \text{ con } p = 0.008698$$

Asimismo, se encuentra una buena correlación entre los valores de c y de β , deducidos en el cálculo de parámetros reticulares, que viene dada por la siguiente expresión:

$$y(\beta) = 65.78623 + 7.372549 \cdot x(c), \text{ con } p = 0.007030$$

CONCLUSIONES

El estudio petrográfico de las rocas de tipo ofítico de los afloramientos de Santomera y Los Nietos revela una intensa alteración de la paragénesis magmática inicial, de la que en muchos casos sólo quedan minerales relictos. Tanto los feldespatos como los ferromagnesianos experimentan una transformación progresiva debido a procesos de albitización, uralitización, sericitación y cloritización. Por otra parte, numerosos autores han estudiado el carácter

TABLA I
ESPACIADOS E INTENSIDADES RELATIVAS POR DRX

d(Å) ⁽¹⁾	I/I _o	d(Å) ⁽²⁾	I/I _o	d(Å) ⁽³⁾	I/I _o	d(Å) ⁽⁴⁾	I/I _o	hkl
9,11	16	9,06	20	9,12	60	8,97	10	020
8,49	100	8,49	100	8,47	70	8,43	40	110
5,13	8			5,13	40	5,09	25	001,130
4,92	20	4,89	29	4,91	70	4,87	16	$\bar{1}11$
				4,78	10	4,79	16	200
4,54	30	4,54	33	4,54	60	4,49	30	040
				4,46	10			021
4,28	29	4,25	12	4,23	30			220
						4,01	10	111,20 $\bar{1}$
3,89	17	3,888	21	3,892	60	3,87	30	$\bar{1}31$
3,404	39	3,398	47	3,401	80	3,39	60	131,041
3,299	28	3,287	31	3,290	50	3,28	60	240
3,139	78	3,139	85	3,143	70	3,14	95	310
						2,989	65	060
2,961	29	2,956	37	2,959	70	2,956	60	$\bar{1}51,221$
2,820	15	2,820	37	2,823	30	2,818	20	330
		2,736	24	2,744	40	2,766	70	$\bar{3}31$
2,725	73	2,720	100	2,719	100	2,706	100	151
				2,644	60			$\bar{1}12$
2,604	43					2,584	30	061
				2,568	30			241
2,554	53	2,540	80	2,543	100	2,517	70	$\bar{2}02$
				2,505	10			170
2,462	25	2,459	11	2,452	20			$\bar{2}22$
				2,424	20			$\bar{1}32$
2,390	7	2,402	42	2,392	20			350,400
2,345	36	2,348	42	2,344	50			$\bar{3}51$
				2,330	30	2,328	35	$\bar{4}21$
		2,301	33	2,308	40	2,285	30	$\bar{1}71$
2,285	36	2,285	46	2,288	50			$\bar{3}12$
						2,269	30	331
2,214	6			2,220	50	2,201	12	$\bar{2}42$
				2,191	30			171
2,174	27	2,169	50	2,171	50	2,164	40	261
				2,159	20			$\bar{3}32$
2,132	11			2,139	20			$\bar{1}52$
						2,115	35	440
2,056	12	2,051	7	2,051	60			202,280
2,025	21	2,029	15	2,022	60			402
				2,008	30			370
		1,983	3	1,971	30			190
				1,945	30			$\bar{2}62,352$
1,901	12	1,897	3	1,897	30			510,461
1,875	21	1,875	33	1,872	50			$\bar{1}91$
		1,657	9					461
		1,627	22					1110

(1) Muestra STA-A-1; (2) MI-8; (3) Actinolita ASTM 25-157; (4) Tremolita ASTM 20-1310.

TABLA II
PARÁMETROS RETICULARES

MUESTRA	a	b	c	β
MI-2	9.9029	18.1659	5.2995	104.7651
MI-4a	9.9055	18.14.71	5.3371	105.1850
MI-5	9.9078	18.1249	5.3436	105.1911
MI-8	9.8842	18.1738	5.2998	104.8930
STA-A-1	9.9036	18.1779	5.3018	104.8048
STA-B-1	9.8714	18.1189	5.2796	104.7781
STA-G	9.8920	18.1356	5.2906	104.6134

TABLA IV
MATRIZ DE CORRELACIÓN MÚLTIPLE

	a	b	c	β	Mg	Fe
a	1.00000					
b	0.26031	1.00000				
c	0.76243	-0.19716	1.00000			
β	0.51635	-0.38041	0.94502	1.00000		
Mg	-0.19155	0.52181	-0.63625	-0.69145	1.00000	
Fe	0.09126	-0.23305	0.49831	0.55205	-0.92284	1.00000

TABLA III
ANÁLISIS QUÍMICO DE ANFÍBOLES

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55.49	56.32	53.66	53.28	55.65	55.92
Al ₂ O ₃	2.52	0.87	1.17	1.61	1.27	1.35
TiO ₂	—	—	—	0.08	—	—
FeO	13.53	13.72	18.77	17.42	11.94	12.93
MgO	16.33	15.88	12.05	14.77	17.71	16.09
MnO	—	0.23	0.43	—	—	—
CaO	10.09	10.80	11.50	10.48	10.55	9.59
Na ₂ O	0.47	0.81	0.67	0.56	0.53	0.79
TOTAL	98.43	98.63	98.25	98.20	97.65	96.67

NÚMERO DE IONES EN BASE A 23 O

Si	7.862	8.003	7.892	7.762	7.915	8.036
Al ^{IV}	0.138	—	0.108	0.238	0.085	—
Al ^{VI}	0.283	0.145	0.197	0.039	0.127	0.228
Ti	—	—	—	0.008	—	—
Fe ²⁺	1.603	1.630	2.308	2.122	1.420	1.553
Mg	3.447	3.362	2.641	3.206	3.753	3.445
Mn	—	0.027	0.054	—	—	—
Ca	1.531	1.644	1.812	1.636	1.607	1.476
Na	0.129	0.224	0.191	0.158	0.145	0.219
Mg						
Mg+Fe	0.682	0.673	0.534	0.602	0.725	0.689

1, 2, 3 y 4: Anfíboles de Cabezo Mingote (MI-2, MI-4a, MI-5 y MI-8).

5 y 6: Anfíboles de Santomera (STA-A-1 y STA-B-1).

del metamorfismo regional de bajo grado en rocas de este tipo del sureste peninsular (KAMPSCHUUR, 1972; ESPINOSA et al., 1974; GÖLZ, 1978; JAÉN, 1987) y describen una paragénesis metamórfica sobreimpuesta a la anterior, destacando la presencia de anfíboles verde-azulados y localmente de crossita. Asimismo, se ha desarrollado en estos afloramientos una mineralización en fisuras, diaclasas y oquedades de la roca, formada por actinolita, epidota, cuarzo, calcita, etc., acompañada siempre de menas metálicas (hematites, goethita y localmente sulfuros de hierro y cobre y carbonatos de estos elementos), directamente relacionada con una etapa de intensa tectonización que afecta tanto a las metabasitas como a las rocas encajantes.

Esta asociación de minerales debe de ser el resultado de una actividad hidrotermal generalizada en los distintos afloramientos, aunque con una intensidad variable. En cuanto a la presencia de anfíboles asbestiformes en estos rellenos, pensamos que corresponden a una primera secuencia de la actividad hidrotermal, directamente relacionada con una etapa de tectonización intensa que produjo una removilización de fluidos ricos en Fe y Mg.

La presencia de anfíboles de parecidas características a los estudiados en esta zona se ha relacionado tanto con procesos metamórficos como hidrotermales (ARAI e HIRAI, 1985; AMIGÓ *et al.*, 1985; KAMINENI, 1986; MONG-KALTIP y ASWORTH, 1986, entre otros), aunque no se puede establecer un paralelismo entre los mecanismos propuestos en cada caso. En particular, destaca la similitud entre los datos obtenidos en este trabajo y los publicados por AMIGÓ et al. (1985) para los anfíboles asbestiformes de Luquiano (Álava), a pesar de las diferencias que existen en los procesos de alteración de estas rocas, especialmente en la incidencia del metamorfismo.

BIBLIOGRAFÍA

- AMIGÓ, J. M.^a; BASTIDA, J.; BESTEIRO, J. y LAGO, M. (1985).—Asbestos anfibólicos asociados a doleritas triásicas del área de Luquiano (Álava). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 8, 57-64.
- ARAI, S. y HIRAI, H. (1985).—Compositional variation of calcic amphiboles in Mineoka metabasites, Central Japan, and its bearing on the actinolite-hornblende miscibility relationships. *Lithos*, 18(3), 187-189.
- ARANA, R.; MENÉNDEZ-BARZANALLANA, R. y SALINAS, A. (1985).—Cálculo de parámetros reticulares en diagramas de polvo: uso del ordenador. *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 8, 443.
- ESPINOSA GODOY, J. M.; MARTÍN-VIVALDI, J. M. y PÉREZ ROJAS, A. (1974).—Mapa Geológico de España E.1:50.000. Hoja n.º 978 (Llano del Beal). *Serv. Publ. Min. Industria*. Madrid.
- GÖLZ, E. (1978).—Basische Eruptiva («Ophite») in Mesozoikum von Murcia (SE Spanien). *Arb. Inst. Geol. Palaont. Univ. Stuttgart*, 72, 1-101.
- JAÉN, M. (1987).—*Estudio de los productos de alteración de algunos afloramientos de rocas ofíticas del sureste de España*. Tesis Univ. Murcia, 204 pp.
- JOBSTRAIBIZER, P. y DE PIERI, R. (1984).—Crystal chemistry of amphiboles from gabbroic to granodioritic rock-types of the Adamello massif (Northern Italy). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, 39(1), 123-143.
- KAMINENI, D. C. (1986).—A petrochemical study of calcic amphiboles from East Bull Lake anorthosite-gabbro layered complex. District of Algona, Ontario. *Contr. Min. Petrol.*, 93(4), 471-481.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphases deformation. *GUA Papers of Geology*, 1, 114 pp.
- LEAKE, B. E. (1978).—Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.*, 42, 533-563.
- MONGKALTIP, P. y ASHWORTH, J. R. (1986).—Amphibolization of metagabbros in the Scottish Highlands. *Journ. Metam. Geol.*, 4(3), 261-283.
- MONTENAT, C.; EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E.; SIMON, O. J.; VAN WINKOOP, A. A.; DE BOER, A.; y KAMPSCHUUR, W. (1972).—Mapa Geológico de España E.1:50.000. Hoja n.º 913 (Orihuela). *Serv. Publ. Min. Industria*. Madrid.
- PAVILLON, M. J. (1969).—Analyses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagène et de Portman, Espagne. Contribution à l'histoire paléogéographique des zones internes des Cordillères Bétiques. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, 11, 77-99.