

## ALGUNOS ASPECTOS DE LA ESTRUCTURA DE LA ZONA SUBBETICA (CORDILLERAS BÉTICAS, ESPAÑA MERIDIONAL)

Jacobus J. Hermes (\*)

### RESUMEN

El análisis de la sedimentación y la tectónica de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas) conduce a la conclusión de que la sedimentación y la deformación posterior han sido ampliamente determinadas por un ciclo de Wilson (Wilson, 1966, 1968; Mitchell y Reading, 1978) que comenzó con la apertura del Tethys en el continente de Pangaea durante el Pliensbaquiense, hace 180 m. a. El océano resultante empezó a cerrarse de nuevo en el Cretácico. Este proceso condujo a la colisión entre Iberia y elementos africanos en el Burdigaliense y fue seguido por un movimiento de salto en dirección a favor de una zona de cizalla que aún continúa en la actualidad. La colisión provocó el levantamiento general de la Zona Subbética, como lo demuestra el cese de la sedimentación pelágica y hemipelágica profundas por toda ella. Los movimientos subsiguientes de salto en dirección a favor de un sistema de fallas anastomosadas produjeron una deformación muy intensa localizada entre diferentes zonas de falla, así como la apertura de cuencas de desgarre con secuencias sedimentarias características.

**PALABRAS CLAVE:** Falla transcurrente, Tectónica, Sedimentación, Zona Subbética.

### ABSTRACT

Analysis of sedimentation and tectonics of the Subbetic zone of the Betic Cordilleras leads to the conclusion that sedimentation and subsequent deformation are largely governed by a Wilson cycle (Wilson, 1966, 1968) that began the opening of the Tethyan rift in the Pangaea continent during the Pliensbachian, 180 Ma ago. The resulting ocean began to close again in the Cretaceous, a process that led to a collision between Iberia and African elements in the Burdigalian, which was followed by strike-slip movement along a shear zone between the two plates which continues to this day. It is argued that the collision led to general uplift of the Subbetic zone as shown by the termination of deep water pelagic and hemipelagic sedimentation in the entire zone, and that the subsequent strike-slip movements along a system of anastomosing faults led to very intense deformation localized along separate fault zones, and to the opening of pull-apart basins with characteristic sedimentation sequences.

**KEY WORDS:** Transcurrent Fault, Tectonic, Sedimentation, Subbetic zone.

### Introducción

El propósito principal del presente artículo es llamar la atención sobre algunas características estructurales de la zona Subbética que, en opinión del autor, sólo pueden explicarse admitiendo la existencia de un fallamiento transcurrente a lo largo de un sistema de fallas anastomosadas. Para llegar a ello, será necesario revisar algunos aspectos de la historia estructural de otros elementos tectónicos de las Cor-

dilleras Béticas y de las Cadenas Alpinas Norteafricanas. Por razones obvias, se hará énfasis en las observaciones realizadas en el área de Vélez-Rubio-Caravaca, estudiada por miembros de los Departamentos de Geología de la Universidad de Amsterdam y de la Universidad Libre de esta misma ciudad. Muchos datos útiles sobre fallas transcurrentes fuera del área estudiada se pueden encontrar en los recientes artículos de Sanz de Galdeano (1983) y Sanz de Galdeano *et al.* (en 1985).

(\*) Geologisch Instituut, Nieuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam, Holanda.

### Subdivisión de las Cordilleras Béticas

Las Cordilleras Béticas del sur de España están formadas por tres grandes conjuntos tectono-estratigráficos: las Zonas Bética, Subbética y Prebética.

terno, Medio y Externo. Cada una de estas zonas consta de una secuencia de rocas no metamórficas, predominantemente sedimentarias, de edad triásica a burdigaliense inferior. Las diferencias entre estas zonas se basan, entre otros rasgos, en la naturaleza

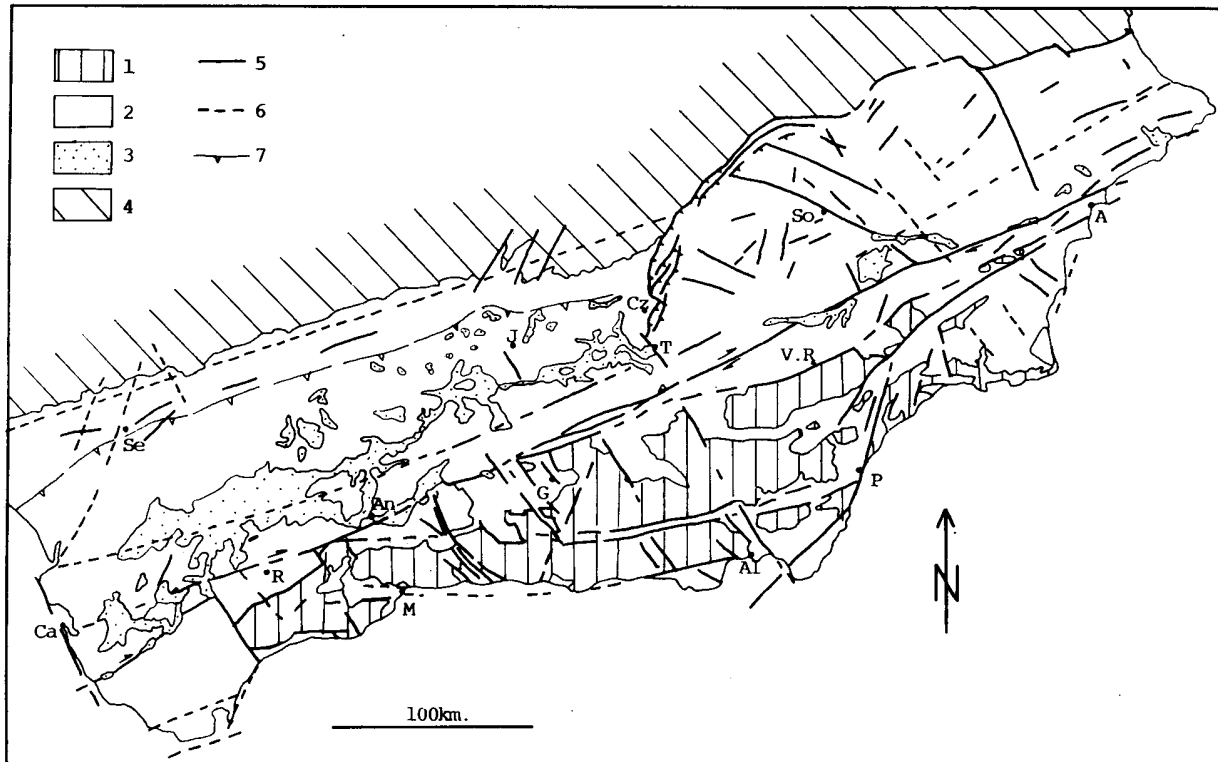


Fig. 1.—Esquema tectónico de las Cordilleras Béticas (simplificado de Sanz de Galdeano, 1983): 1. Zonas Internas. 2. Zonas Externas y materiales de las depresiones. 3. Triás Germano-Andaluz. 4. Materiales de la Meseta y de la Cordillera Ibérica. 5. Fallas y accidentes tectónicos principales. Con picos en negro con cabalgamientos. 6. *Id.* de posición probable. 7. Frente de las unidades gravitacionales del Guadalquivir. Se: Sevilla. Ca: Cádiz. R: Ronda. An: Antequera. M: Málaga. J: Jaén. G: Granada. Cz: Cazorla. T: Tíscar. So: Socovos. V. R.: Vélez Rubio. Al: Almería. P: Palomares. A: Alicante.

La Zona Bética comprende varios complejos tectónicos superpuestos: el Complejo Nevado-Filábride subyace bajo el Alpujarride, estando ambos formados por rocas paleozoicas (¿y más antiguas?) metamorfozadas y por rocas mesozoicas; el Complejo Maláguide está integrado por rocas epi, aquí y no metamórficas de edad presilúrica y silúrica a terciaria. Cada uno de estos complejos se admite que consiste de un número de mantos superpuestos y/o digitaciones. Además, recientemente algunos autores han distinguido un Complejo Almagrídico (Simon y Visscher, 1983; Simon, en prep.).

Al norte de la Zona Bética, y separada de ella por la "Zona Límite" (Corredor de Vélez-Rubio en el sector centro-oriental), se encuentra el Subbético, que se subdivide, de sur a norte, en Subbético In-

terno, Medio y Externo. Cada una de estas zonas consta de una secuencia de rocas no metamórficas, predominantemente sedimentarias, de edad triásica a burdigaliense inferior. Las diferencias entre estas zonas se basan, entre otros rasgos, en la naturaleza

litológica del Jurásico post-carixiense que, tanto en el Subbético Interno como en el Externo, están constituidos casi exclusivamente por calizas, mientras que en el Subbético medio durante el mismo tiempo se depositaron preferentemente sedimentos margosos. El Subbético medio se caracteriza también por la aparición de lavas almohadilladas.

Al norte de la Zona Subbética y, en muchos casos, separada de ella por las Unidades Intermedias, se encuentra la Zona Prebética. Esta zona está confinada a la parte oriental de las Cordilleras Béticas. Las Unidades Intermedias son estratigráficamente muy semejantes al Subbético Externo, pero se diferencian de él por presentar abundantes, y localmente muy potentes, intercalaciones de sedimentos emplazados gravitacionalmente. Como consecuencia, las

series estratigráficas de las Unidades Intermedias, donde se encuentran bien desarrolladas, son tal vez las más potentes de las Zonas Externas. Estas secuencias han sido interpretadas como depósitos de abanicos submarinos situados al pie de la pendiente continental ibérica. Los detritos que contienen derivan obviamente de la plataforma prebética.

La Zona Prebética está constituida por depósitos continentales y marinos someros del Triás al Mioceno. Los primeros son de importancia mayor hacia el norte, lo que indica la proximidad a la Meseta Ibérica. Los depósitos de la Zona Prebética son los característicos de la plataforma ibérica. Aproximadamente al oeste de Jaén la Zona Prebética es reemplazada en superficie por el Neógeno de la Depresión del Guadalquivir. Se ha sugerido que el Prebético está presente bajo estas rocas más modernas. Los sondeos han demostrado (Perconig *et al.*, 1977), sin embargo, que en extensas áreas de la depresión del Guadalquivir el Neógeno reposa directamente sobre rocas Paleozoicas.

Finalmente, dos unidades tectono-estratigráficas que aparecen principalmente en la parte occidental de las Cordilleras Béticas no han sido todavía mencionadas: la "Dorsal Bética" y las Unidades Flysch del Campo de Gibraltar.

La "Dorsal Bética" es siempre asignada a la Zona Bética. Esto concuerda con lo que comúnmente se admite al sur del Estrecho de Gibraltar, donde la Dorsal se agrupa junto con el basamento Paleozoico, y los equivalentes del Complejo Maláguide y —solamente en Marruecos— del Complejo Alpujárride. La secuencia estratigráfica comprende rocas del Paleozoico al Mioceno inferior que, en las unidades internas, muestran considerables semejanzas con secuencias de igual edad de las unidades equivalentes al Maláguide, y en las unidades externas muestran transiciones al Flysch Mauritaniense, a través de unas Unidades Predorsalienses (Olivier, 1984). En relación con esto puede decirse que el Complejo Maláguide de las Cordilleras Béticas debe ser aproximadamente equivalente al Ghomáride (Paleozoico y Triásico) y a la Dorsal Interna (sobre todo Jurásico y más moderno) de los Magrébides marroquíes conjuntamente considerados. En los Magrébides argelinos, las mismas unidades se conocen como Zócalo Kabílico y Dorsal Interna.

Las Unidades Flysch de los Magrébides norteafricanos se diferencian clásicamente de dos tipos, el Flysch Mauritaniense y el Massyliense que, de acuerdo con Wildi (1983) representan respectivamente la facies proximal (septentrional) y distal (meridional) de un gran cuerpo de flysch que transiciona hacia el norte a la Zona Predorsaliense y luego a la Dorsal Externa. Estas dos unidades comprenden rocas del Paleozoico (localmente), y del Triásico al Eoceno, de las cuales sólo las de edad cretácica y más moderna se desarrollan bajo una facies turbidítica propia de un

flysch. El depósito de las turbiditas y otros sedimentos gravitacionales (gravititas) continúa después del Eoceno, pero dado que en algunas áreas se piensa que importantes discordancias separan los conjuntos de flyschs antiguos y modernos, los términos post-eocenos (Oligo - Mioceno Kabílico, Nummulítico II, Numídico) usualmente se separan de las unidades en cuestión. Debe hacerse notar que, en otras áreas de los Magrébides, según Wildi (1983), se ha reconocido una sedimentación continua de los flyschs antiguos a los modernos. Dicho autor es de la opinión de que sólo las rocas de edad Eoceno superior y más reciente representan un verdadero flysch (véase también pág. 170). El Numídico (en España la Unidad del Aljibe) difiere de las otras Unidades Flysch en que contiene una formación de areniscas ortocuarcíticas en estratos de hasta 15 y más metros de espesor, que pueden sobrepasar localmente los 1.000 metros de potencia. Estas areniscas están intercaladas entre dos formaciones pelíticas: a la base se encuentran las "Arcillas Subnumídicas" y al techo aparecen las "Arcillas Supranumídicas" (Didon *et al.*, 1984). La edad del Flysch Numídico es Oligoceno medio a Burdigaliense inferior (Durand-Delga, 1980). Las características areniscas numídicas se encuentran en las Cordilleras Béticas, por todo el norte de África, en Sicilia y en Italia meridional hasta la línea de Ancona-Anzio. Esta típica formación ha sido interpretada por Wezel (1970) como un depósito del glacis continental (continental rise) del margen africano. Las otras unidades flysch aparecen desde Calabria y Sicilia, a lo largo del borde septentrional africano hasta Marruecos y España a través del Estrecho de Gibraltar y constituyen la mayor parte del Campo de Gibraltar, que da nombre a estas unidades en las Cordilleras Béticas; los afloramientos giran luego al este y continúan con importancia progresivamente menor a lo largo del límite entre las Zonas Bética y Subbética. Una de las últimas apariciones del flysch es un bloque de arenisca numídica encontrado en la depresión de Fuensanta-Zarcilla, en el área de Vélez-Rubio-Caravaca (Hermes, 1978a).

### Intérnides y Extérnides

Otra subdivisión que es más bien desafortunada (Hermes, 1966), pero de uso general, es la de Intérnides y Extérnides. En la Cordillera Bética los Intérnides son idénticos a la zona Bética, comprendiendo, además de los complejos citados, más arriba, el "Complejo de la Dorsal". En Marruecos los Intérnides comprenden los Sébtides (= Alpujárrides), los Ghomárides y la Dorsal (= Maláguides). En Argelia, finalmente, los Macizos Kabílicos y la Dorsal se incluyen en los Intérnides.

Los Extérnides, en las Cordilleras Béticas, comprenden a las Zonas Prebética y Subbética, en Ma-

rreucos a las Zonas Rifeñas y en Argelia a las Zonas Tellienses.

Una diferencia fundamental entre Intérnides y Extérnides es que mientras que los Intérnides en Africa e Iberia están formados por las mismas unidades tectono-estratigráficas, los Extérnides de ambas son obviamente unidades paleogeográficas diferentes.

Hay considerables discrepancias en la clasificación de las Unidades Flysch. Foucault (1971, pág. 24) las incluye en los Intérnides, mientras que Olivier (1974) las asigna a los Extérnides. La mayor parte de los autores, no obstante (Foucault, 1974; Olivier, 1978; Wildi, 1983), asignan las Unidades Flysch a una "Zona Media" independiente de las anteriores.

La distribución de las unidades tectono-estratigráficas en España conduce a las siguientes conclusiones:

- Los Extérnides españoles, salvo la parte occidental del Subbético Interno (= Penibético: Blumenthal, 1931-33, pág. 6) permanecen paralelos a la dirección bética.
- Los Extérnides africanos, las "Unidades Medias" y los Intérnides siguen la curva del arco de Gibraltar.
- Con excepción de los complejos metamórficos, las apariciones de los otros complejos Intérnides y "Medios" muestran una fragmentación progresiva más intensa hacia el este.

Dado que hay buenas evidencias de fallamiento transcurrente dextrorso a gran escala a lo largo tanto del límite entre Zonas Internas y Externas (Andrieux *et al.*, 1971; Hermes, 1978, 1984; Sanz de Galdeano, 1983) como de la zona de Falla de Crevillente (Hermes, 1978; Sanz de Galdeano, 1983; de Smet, 1984a, 1984b), la distribución geométrica de las unidades tectonoestratigráficas y el Arco de Gibraltar sugieren fuertemente que, después de una colisión entre Iberia y Africa, tuvo lugar un cizallamiento dextrorso que provocó la doblez de elementos africanos y su posterior fragmentación y desplazamiento a lo largo de zonas de falla, como ha sugerido Durand-Delga en 1972 (y posteriormente en 1980) y el firmante de este artículo en 1978.

Debe tenerse en cuenta que, desde este punto de vista, el Subbético Interno es asignado a los Intérnides. Esto se hace por dos razones: ya en el primer tercio del siglo, Blumenthal (1931-33) reconoció que los elementos de esta zona (el denominado Penibético) giran claramente hacia el sur junto con otras unidades internas en el área al sur de Ronda, mientras que los verdaderos Extérnides (Subbéticos Externo y Medio, y Prebético) conservaban la dirección bética N 60 E; en segundo lugar se ha demostrado que las rocas del Subbético Interno tienen ciertas características que no se encuentran en el Subbético Externo y que aparecen en las unidades

de la Dorsal Externa (Hermes, 1978, págs. 37, 38, 47, 48). Esto implica, por tanto, que el Subbético Interno pertenece al dominio africano y no al ibérico y que la fragmentación y separación de ambas placas se situó en el Subbético medio. Otros argumentos a favor de esta hipótesis son la presencia de las facies claramente de mayor profundidad en esta zona, y la persistente aparición de lavas almohadilladas en el Subbético medio (véase también Puga *et al.*, 1980). Lavas almohadilladas también han sido descritas en algunas unidades flysch (Bouillin, 1979). Si esta interpretación del Subbético Interno es correcta, implicaría una manifiesta simetría en las Zonas Internas, simetría sólo ligeramente trastocada por cizallamiento a lo largo del Sistema de Fallas Bético. La misma simetría muestran las Zonas Medias (incluido en ellas el Subbético Interno) y las Zonas Externas, pero aquí la ruptura es mayor a causa de la torsión de los elementos africanos alrededor del Arco de Gibraltar, mientras que los elementos europeos han permanecido paralelos a la línea de costas original.

### Tectónica Prealpina

En los Extérnides no se han encontrado rocas más antiguas que el Triás y en las "Zonas Medias" sólo raras apariciones del Paleozoico han sido reconocidas. Una discusión sobre la tectónica prealpina deberá fundamentarse sólo en los Intérnides.

En los Magrébides del norte de Africa han sido registradas algunas evidencias de la existencia de una fase tectónica caledoniana antigua, entre un Ordovícico fosilífero así como unos depósitos posiblemente del Cámbrico y un estratocristalino infrayacente (Baudelot *et al.*, 1979, 1981; Peucat *et al.*, 1981). En las Cordilleras Béticas los fósiles más antiguos encontrados en el Paleozoico de los Maláguides son del Silúrico. La presencia de terrenos metamórficos bajo este Paleozoico ha sido tomado como una evidencia de la existencia de una fase orogénica presilúrica, pero esta interpretación ha sido rechazada por otros, que sugieren que los terrenos metamórficos bajo este Silúrico son de edad más moderna, por lo que entre ambos existiría un contacto tectónico y los primeros pertenecerían a una unidad tectónica inferior. Igualmente, algunos contactos entre grauwacas alpujarrides epimetamórficas y rocas subyacentes más intensamente metamorfizadas han sido consideradas por ciertos autores como de naturaleza estratigráfica e indicativos de una orogenia presilúrica (ver, p. ej., Bouillin, 1970), mientras que otros admiten que son de carácter tectónico.

También hay todavía una gran incertidumbre sobre la presencia e intensidad de las fases orogénicas hercínicas. La mayor parte de los argumentos a favor de la existencia de una Orogenia Hercínica se basan en observaciones realizadas en el poco o nada meta-

mórfico Complejo Maláguide. Este complejo consta de un Siluro-Devónico de carácter pre-flysch, formado por pizarras, radiolaritas y calizas con graptolites, conodontos, tentaculites y ortóceras, sobre el cual reposa una potente formación de edad Devono-Carbonífera constituida por alternancias de turbiditas y pizarras. Por encima de este flysch aparece el grosero conglomerado de Marbella, de edad Viseo-Namuriense, que es un depósito de flujo en masa de sedimentos (mass flow) reconocible en Menorca, en las Cordilleras Béticas, en los Ghomárides del Rif y en el pequeño macizo de Chenoua, al este de la Gran Kabylia de Argelia septentrional (Bourrouilh *et al.*, 1976, 1979). Esta secuencia es recubierta por depósitos continentales y marinos someros datados como Permo-Triásicos. La edad pérmica se basa en el hallazgo de *Lebachia* (*Walchia*) *piniiformis* (Schlotheim), en dos localidades del Rif (Milliard, 1959). Estudios palinológicos posteriores no han detectado la presencia de depósitos anteriores al Triás Medio según Simon y Visscher (1983), quienes abogan por una nueva búsqueda de microfósiles para aclarar esta cuestión. Finalmente, por encima se encuentra una secuencia del Jurásico al Aquitaniense, de sedimentos marinos someros.

Una discordancia hercínica debería aparecer entre el Viseo-Namuriense y el ¿Permo?-Triásico. Existe un acuerdo casi generalizado en que tal discordancia es, en todo caso, pequeña. Esto sucede tanto en los Magrébides (Durand-Delga, 1969, pág. 95) como en las Cordilleras Béticas (Geel, 1973). Sin embargo, una amplia discordancia angular ha sido reconocida en Sierra Arana por Foucault y Paquet (1971). Por su parte, Geel (1973) y Roep (1974) resaltan el hecho de que el Devono-Carbonífero (formación Piar) muestra un grado de deformación considerablemente más intenso que el Permo-Triásico.

En los Magrébides las discordancias de edad hercínica se han reconocido en numerosos puntos, tanto del Rif marroquí (Andrieux, 1971; Olivier, 1978; Michard y Chalouan, 1978; Olivier, 1984) como en los macizos argelinos de la Grande y Pequeña Kabylia (Durand-Delga, 1969; Peucat y Bossière, 1981; Bouillin y Peret, 1982; Gélard, 1979). Junto a las discordancias se registran cambios abruptos de deformación y metamorfismo y también se tienen dataciones radiométricas de intrusiones graníticas. Más aún, han sido mencionadas fases hercínicas antiguas y modernas: la primera es usualmente atribuida a la fase Bretona entre el Devónico y el Carbonífero; la más tardía no especificada, se sitúa entre las unidades litológicas del Devono-Carbonífero y del Permo-Triásico.

Hay, por tanto, en la literatura reciente, pocas indicaciones sobre la existencia de fases orogénicas hercínicas. Por otra parte, en muchos casos no puede observarse diferencia alguna entre el grado de deformación o metamorfismo del (¿Permo?-)Triásico y del

Devono-Carbonífero (ver, p. ej., Didon *et al.*, 1973 y una observación de M. Durand-Delga en respuesta a una pregunta de J. Auboin durante la discusión posterior a la presentación de este artículo, pág. 501).

Me gustaría destacar, no obstante, que el importante cambio tectono-sedimentario desde las facies claramente sinorogénicas del Devono-Carbonífero a las facies obviamente epicontinentales, como Roep (1974) ha señalado tan convincentemente, indica un cambio fundamental en el medio paleogeográfico.

En los complejos metamórficos (Nevado-Filábrides, Alpujárrides y Almágrides en España; Sebtydes en Marruecos) la incertidumbre sobre la naturaleza e intensidad de la Orogenia Hercínica es aún considerable. Una evidencia a favor de ésta es la presencia de rocas intrusivas graníticas de edad hercínica, datadas radiométricamente en los Nevado-Filábrides (Priem *et al.*, 1966) y los Sébtydes (Michard y Chalouan, 1978). Los estudios estructurales no han proporcionado aún evidencias conclusivas a favor de los movimientos prealpinos en las rocas paleozoicas (Egeler y Fontboté, 1976). Igualmente, la presencia de metamorfismo prealpino ha sido negada (Egeler y Fontboté, 1976), aunque algunas investigaciones recientes de Vissers (1977, 1981), Linthout y Vissers (1979) y Puga y Díaz de Federico (1976) han aportado evidencias a favor tanto de movimientos estructurales como de metamorfismo prealpino en el Complejo Nevado-Filábride.

## Tectónica Alpina

### Zonas Internas

Los complejos béticos más profundos están formados predominantemente por rocas triásicas y más antiguas. En el Complejo Maláguide la sedimentación desde el Triás al Jurásico, Cretácico y Terciario fue siempre marina somera. Aunque existen varios hiatos en este intervalo, ni discordancias angulares ni sedimentos orogénicos han sido reconocidos en los Maláguides. En el Jurásico y Cretácico se depositaron principalmente calizas, mientras que en el Terciario las margas fueron predominantes, pero todos los sedimentos detríticos son bastante maduros; la sedimentación continúa hasta el Aquitaniense. Los sedimentos de la propia Zona Bética, por tanto, no proporcionan datos sobre la existencia de fases orogénicas alpinas preaquitanienses.

Las fases orogénicas alpinas más antiguas registradas se supuso que tuvieron lugar en el Triás superior y Jurásico. Así, Van Bemmlen (1927) ha sugerido un cabalgamiento en el Jurásico inferior de los mantos béticos, para explicar la supuesta ausencia de rocas postríasicas en todas las unidades excepto la más elevada, el Maláguide. Westerveld (1929) asumió que el cabalgamiento debió ocurrir en el Cretácico, o posiblemente en el Jurásico. Banting (1933) y Patijn

(1937) pensaron que éste acaeció en el Trías superior. El apilamiento de un considerable espesor de unidades tectónicas debería estar acompañado de emersión y erosión que darían lugar a la deposición de sedimentos "orogénicos", pero no se ha encontrado traza alguna de tales supuestos sedimentos de edad triásica o jurásica ni en las Cordilleras Béticas ni en ningún lugar del área mediterránea occidental. En los sedimentos mesozoicos o terciarios del Complejo Maláguide no hay un cambio fundamental en las facies ni tampoco el más mínimo vestigio de discordancia angular alguna. Así pues, el proceso de cabalgamiento debería de haber tenido lugar mientras que en la unidad tectónica superior la sedimentación tenía lugar sin interrupciones mayores ni cambios de facies significativos a menos que se admita que el cabalgamiento de los Maláguides ha acaecido mucho más tarde. Ahora bien, en este caso, subsiste el problema de la ausencia de rocas posttriásicas en los Alpujarrides o, si éstos emergieron, el de la ausencia de los productos de su erosión tanto en el Maláguide como en el Subbético. Estas ideas de los antiguos geólogos holandeses fueron posteriormente rechazadas por Fallot y otros autores (Fallot, 1948, pág. 66). Sin embargo, fueron retomadas de nuevo por investigadores de la escuela alemana (Dürr *et al.*, 1962), quienes sugirieron de nuevo que, en la Serranía de Ronda, el Paleozoico del Manto Maláguide había cabalgado sobre la zona alpujarride de Casares y la zona de Nieves, una supuesta unidad dorsaliana, durante o justo después del Jurásico medio, edad supuestamente asignada a la brecha de la Nava que cubre en discordancia las formaciones más antiguas y cuyos detritus derivan de la unidad de las Nieves. Esta fase no ha sido aceptada por las mismas razones más arriba mencionadas y, más aún, porque se ha demostrado la edad terciaria de la brecha de la Nava (Felder, 1978; Martín-Algarra, 1980; Martín-Algarra y Estévez, 1984). La proposición de las fases anteriormente discutidas principalmente estuvo inspirada por el deseo de explicar la ausencia de sedimentos posttriásicos en los complejos béticos más profundos. Debe notarse aquí que, de hecho, han sido descritas rocas intrusivas (¿y efusivas?) del Tithónico superior (146 m. a.) en los Alpujarrides y Nevado-Filábrides (Hebeda *et al.*, 1980). La unidad de las Nieves comprende, aparte de 1.000 metros de carbonatos triásicos, rocas características del Retiense del área mediterránea occidental, así como calizas con sílex del Lías inferior e incluso rocas Jurásicas más modernas (Martín-Algarra, 1980, fig. 9; Olivier, 1984, figura 60). Esta unidad que usualmente se ha considerado perteneciente a la Dorsal Externa (Didon *et al.*, 1973; Olivier, 1984) ha sido asignada también al Complejo Alpujarride (anteriormente Complejo Ballabona-Cucharón) por Egeler y Simon (1969), y más recientemente por Bourgois (1978), y considerada de afinidad alpujarride por Martín-Algarra (1980) y Del-

gado *et al.* (1981). Si esto es correcto, el Complejo Alpujarride puede contener rocas posteriores al Trías. Sin embargo, estas pocas apariciones no ofrecen una explicación satisfactoria al problema general de la ausencia de, digamos, el Jurásico superior, Cretácico y Terciario en los complejos metamórficos de los Intérnides. No hay, pues, todavía, una explicación unánimemente aceptada de tal ausencia. Staub (1934) ha ofrecido una solución ingenua al sugerir que el Subbético menos el Trías representaba la cobertera mesozoica de los Alpujarrides, mientras que el Trías Subbético representaría un manto independiente (manto de Antequera). Pero esta hipótesis hubo de ser abandonada cuando se demostró que el Subbético septentrional contenía material detrítico derivado del Prebético (Unidades Intermedias) y, por tanto, no era la cobertera mesozoica y terciaria de los mantos Alpujarrides. Hoy día los Intérnides se consideran integrantes de una "microplaca de Alborán" que en el Mesozoico inferior se situaba muy al este del sur de España y parte de los detritus de ella derivados podrían haber alimentado, por ejemplo, las cuencas de los flysch norteafricanos y haber quedado retrasados cuando esta microplaca se movió hacia el oeste, como han sugerido Andrieux *et al.* (1971), hipótesis que ha sido aceptada por otros muchos investigadores.

Se ha sugerido que un "período antiguo de deformación" pudo ser coetáneo con el principio de la sedimentación flysch en los Magrébides y las Cordilleras Béticas occidentales (Kampschuur y Rondeel, 1975). En estas áreas el depósito del flysch comenzó en el Cretácico inferior (Wildi, 1983). Sin embargo, las descripciones de los Flyschs Mauritanense y Mas-syliense de los Magrébides muestran que estas formaciones están constituidas por turbiditas ricas en cuarzo, que pueden ser clasificadas como subarcosas y arcosas (Wildi, 1983) y que no contienen trazas de detritus metamórficos. Estas rocas no son las usuales de un depósito sinorogénico de carácter flysch. Más aún, su espesor es inferior a 1.000 metros y usualmente no superior a 200-300 metros. Wildi (1983, pág. 274) expresa la opinión de que el significado paleotectónico de los flyschs cretácicos es de importancia menor. De acuerdo con este autor, no se conocen fases tectónicas de esta edad ni en el norte de África ni en Iberia. Los depósitos típicamente sinorogénicos de carácter flysch no comienzan a aparecer hasta el Luteciense superior y continúan hasta el Mioceno inferior (Wildi, 1983).

Puede, finalmente, mencionarse que hay numerosos indicios de la actuación de la fase orogénica Pirrenaica, que acaeció durante el Luteciense superior y que es conocida como fase fini-Luteciense o Auverniense. En las Cordilleras Béticas esta fase fue reconocida primeramente por Paquet (1966 y trabajos posteriores), pero la realidad de esta fase ha sido cuestionada por Hermes y Kuhry (1969) y por Hermes (1977, 1978a). En los Magrébides una fase oro-

génica Pirenaica ha sido reconocida desde hace tiempo y, más recientemente, discutida por Raoult (1974, 1975) y por Wildi *et al.* (1977). Olivier (1984) ha sugerido que esta fase se restringió a la Dorsal y a la Zona Predorsaliense interna, mientras que en las zonas más externas la sedimentación era continua. Esto ha sido más o menos afirmado por Vila y Tefiani (*in Bouillin et al.*, 1971), quienes registran una sedimentación en las Unidades Flysch por encima del límite Eoceno medio-superior y, de acuerdo con Vila (1980, pág. 268), no hubo cabalgamientos en esta zona hasta después del depósito del "Nummulítico IIa", de edad Eoceno superior a Oligoceno. En los Magrébides, así como en las Cordilleras Béticas, el Eoceno medio final y superior de los Maláguides y la Dorsal se caracterizan por presentar, localmente, intercalaciones de conglomerados gruesos. En los Maláguides de Sierra Espuña el carácter local de estos conglomerados está muy bien demostrado: una formación conglomerática de 500 metros de espesor es lateralmente reemplazada por una formación de calizas y margas en pocos kilómetros de distancia; los cantos del conglomerado son todos de procedencia maláguide y, por tanto, sólo indican movimientos tectónicos dentro del propio maláguide antes de que este complejo fuese implicado en la tectónica de cabalgamiento.

Hay un acuerdo relativamente general en que, en las Zonas Internas, tuvo lugar una fase orogénica mayor en el Aquitaniense (González-Donoso *et al.*, en prensa; Martín-Algarra y Estévez, 1984): los sedimentos más modernos del Maláguide pertenecen a la zona de Kugleri, del Oligoceno superior-Aquitaniense inferior (zona N4, parte alta, de Blow) y los sedimentos transgresivos más antiguos sobre las unidades maláguides y alpujárrides, estructuradas, que contienen detritos procedentes de todas ellas, han sido datados como Aquitano-Burdigaliense (zona de Dissimilis, N5 de Blow). Estos últimos sedimentos han sido descritos como formación Alamo (Völk y Rondeel, 1964), formación de La Viñuela (Boulin *et al.*, 1973; González-Donoso *et al.*, 1982), formación de Las Millanas (Bourgeois *et al.*, 1972) y formación Fuente (Soediono, 1971). Propongo denominar a esta fase orogénica "paroxismo aquitaniense".

### Zonas Externas

Las Zonas Externas serán tratadas en orden inverso, desde el Prebético hacia el sur. Esta es la dirección de transporte de la mayor parte de los detritos por casi todo el Subbético, y a la vez la dirección en la que se incrementan las complicaciones de todo tipo.

#### Zona Prebética

En esta zona se establecen dos subdivisiones: el Prebético Interno y el Externo. Esta división se basa

en la posición de la línea de costas en el Jurásico superior-Cretácico inferior y en otros criterios estratigráficos (para detalles véase Azéma *et al.*, 1979, pág. 23).

La Zona Prebética aflora principalmente en el área comprendida entre la Sierra de Cazorla y la costa mediterránea. Al oeste existen algunos afloramientos aislados y, en algunos sondeos, se han encontrado rocas prebéticas en la parte oriental de la Depresión del Guadalquivir. Los sondeos han demostrado que bajo el Neógeno de la mayor parte de la Depresión del Guadalquivir sólo aparecen rocas paleozoicas (Perconig y Martínez Díaz, 1977; Hermes, 1978b). Al este de la costa mediterránea aparecen de nuevo rocas prebéticas en las islas de Mallorca e Ibiza del archipiélago balear (Hermes, 1978b). Estructuralmente el Prebético se caracteriza por un estilo de plegamiento Jurásico que, como sucede en las Montañas del Jura, se atribuye normalmente al despegue de los materiales competentes, del Jurásico y más recientes, sobre los terrenos notablemente incompetentes y plásticos del Triásico. Sin embargo, a diferencia de la situación en el Jura, la deformación en el Prebético llega a ser más intensa hacia el exterior de la cadena. Así, la Sierra de Cazorla occidental se caracteriza por un plegamiento con vergencia hacia el oeste (Azema *et al.*, 1979, fig. 6) y también en el Prebético oriental se reconoce una deformación más intensa en la parte septentrional (Rodríguez-Estrella, 1977, pág. 273). Yo no he sido capaz de encontrar una explicación para esta diferencia en la polaridad tectónica. Esto debe prevenirnos contra la adscripción de la deformación en el Prebético y en el Jura a las mismas causas. El fallamiento, incluido el de salto en dirección, ha sido también de importancia en la Zona Prebética.

Durante el Mesozoico y la mayor parte del Terciario antiguo los movimientos tectónicos en el Prebético han sido principalmente verticales. Las discordancias regionales están ausentes.

En el Prebético Externo los depósitos son más delgados. Igualmente, hacia las partes más externas, los depósitos detríticos procedentes de las áreas septentrionales son cada vez más importantes. En el Prebético Interno el espesor de los sedimentos aumenta y las facies adquieren progresivamente un carácter marino más franco.

Parece lógico asumir que el "paroxismo burdigaliense", que es el responsable del levantamiento generalizado del dominio Subbético, tuvo su importancia en el Prebético. En el área estudiada por el grupo holandés los sedimentos pre-paroxismales más recientes son las rocas continentales "oligocenas" de la Formación Murtas (Hoedemaeker, 1973). Estas son recubiertas por un paquete calizo de 14 metros de espesor con foraminíferos banales y el equinoide *Amphiope* (Hoedemaeker, 1973) y éste, a su vez, por la Formación de Moratalla, de margas con *Orbulina*



y *Globorotalia peripheroronda* (BLOW). La zona de Peripheroronda es la biozona más baja del Mioceno medio y Hoedemaecker señala que el *Amphiope* se restringe al "Helveciense" (= Langhiense + Serravalliense) en el Mediterráneo. Así pues, habría un importante hiato entre los depósitos continentales y las calizas con *Amphiope*. No se ha encontrado aquí traza alguna de una discordancia, pero en la cuenca de Moratalla las margas de esta formación son subhorizontales, mientras que en el Prebético los depósitos continentales están claramente plegados. Esto implicaría que los terrenos prebéticos "oligocenos" y más antiguos fueron plegados durante el "paroxismo burdigaliense", mientras que las Margas de Moratalla, de edad Burdigaliense superior-Langhiense (Hermes, 1977), no fueron afectadas por éste. Esta conclusión queda reforzada por los resultados obtenidos en el Prebético oriental por Montenat (1977, página 203). Otros movimientos posteriores son responsables del plegamiento de las Margas de Moratalla en los márgenes de la cuenca; se discutirán en el capítulo sobre la tectónica post-paroxismal.

### Zona Subbética

La Zona Subbética tradicionalmente ha sido subdividida en tres zonas paleogeográficas que han recibido diferentes denominaciones. Ultimamente, sin embargo, se ha establecido un acuerdo sobre la siguiente nomenclatura: Subbético Externo, Medio e Interno (Azéma *et al.*, 1979). Además, entre el Prebético y el Subbético se han distinguido unas Unidades Intermedias que están constituidas por depósitos subbéticos normales con intercalaciones localmente muy potentes de turbiditas, olistostromas y otros sedimentos gravitacionales. Las facies y la localizada distribución de estas unidades muestran que están formadas por depósitos de abanicos submarinos, y la naturaleza de los detritos indica que se depositaron al pie del talud continental de la plataforma prebética (García Hernández *et al.*, 1976, 1980; Hermes, 1978a).

### Las Unidades Intermedias

En la transversal de Vélez-Rubio-Caravaca, las Unidades Intermedias comprenden rocas del Cretácico medio al Oligo-Mioceno (Hermes, 1977) que afloran en una estrecha zona. Están mucho más intensamente deformadas que las rocas Subbéticas y Prebéticas adyacentes (Hoedemaecker, 1973). Por otra parte, especialmente en el área al sur y suroeste de Jaén aparecen depósitos muy potentes (varios miles de metros) del Jurásico y del Cretácico inferior (Sanz de Galdeano, 1973; Ruiz Ortiz, 1980). Al oeste de Jaén sólo algunos afloramientos cerca de Baena han sido distinguidos en el mapa de Azéma *et al.* (1979); más al oeste no se han detectado otros afloramientos de Unidades Intermedias.

De gran interés es la fragmentaria aparición de las Unidades Intermedias, que puede deberse a dos razones: en primer lugar, la intensa deformación puede haber sido causada por un fallamiento transcurriente que habría dado lugar a la formación de una especie de "megabudines"; en segundo lugar, al ser depósitos de abanicos submarinos, cuya distribución depende de la alimentación por canales excavados en el talud, podría existir una distribución irregular de origen sedimentario.

Puede, finalmente, señalarse que, hacia el este, los afloramientos irregulares de las Unidades Intermedias se aproximan a la zona de falla de Crevillente; en el área costera mediterránea, sólo aflora el Subbético en pequeños parches comprendidos entre el Prebético más las Unidades Intermedias, y la zona de falla.

### El Subbético Externo

El Subbético Externo también contiene algunos depósitos gravitacionales con detritos derivados del Prebético, como orbitoides del Cretácico superior u oolitos (Hermes, 1978a), pero éstos son mucho más raros que en las Unidades Intermedias. El Subbético Externo aflora al sur de la zona Prebética separado de ella, localmente, por las Unidades Intermedias. Sin embargo, los afloramientos del Subbético Externo se extienden mucho más al oeste que los del Prebético, aunque según el mapa de López-Garrido y Vera, incluido como figura 5 en Azéma *et al.* (1979), no afloran tan al oeste como el Subbético Medio. Debe señalarse que en los afloramientos más occidentales del Subbético Medio (Sierra de las Cabras de la provincia de Cádiz) se han recogido orbitoides en rocas del Cretácico superior (ver, también, Hermes, 1978a). De acuerdo con las descripciones de Chauve (1968, pág. 152), estas rocas son, con toda probabilidad, turbiditas, y los orbitoides, al menos por lo que hasta ahora conocemos, solo pueden proceder de la Zona Prebética. Para una estratigrafía detallada del Subbético Externo, remito al lector al trabajo de Azéma *et al.* (1979) donde puede encontrarse una extensa bibliografía sobre publicaciones más locales. En esencia consta de arcillas y yesos en el Trías, depósitos de plataforma carbonatada en el Lías infracarixiense y depósitos predominantemente pelágicos del Carixiense al Burdigaliense inferior. En la parte occidental, localmente, se encuentran potentes formaciones oolíticas en esta unidad.

La estructura de la parte oriental de las Cordilleras Béticas es típicamente de bloques separados habitualmente unos de otros por fallas de gran ángulo. Al este de Jaén la estructura se hace más incoherente: los bloques parecen flotar en una matriz de rocas triásicas, mostrando direcciones al azar, situación que ha sido muy bien figurada por Mauthe (1970, fig. 43). La matriz triásica, que está compuesta de una mez-



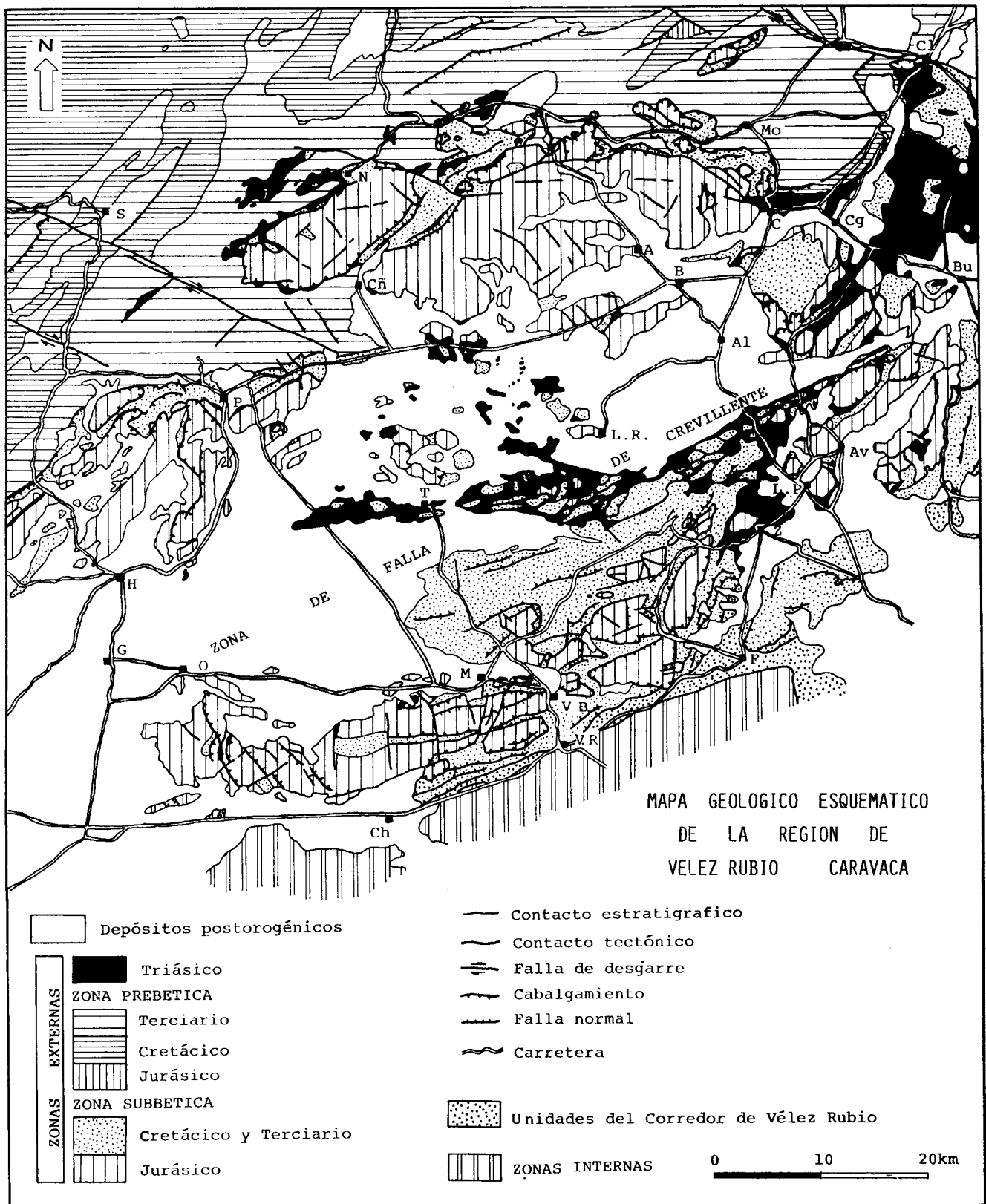


Fig. 2.—Mapa geológico esquemático del área de Vélez Rubio-Caravaca (simplificado de De Smet, 1984a). S: Santiago de la Espada. P: Puebla de Don Fadrique. H: Huéscar. G: Galera. O: Orce. N: Nerpio. Cñ: Cañada. T: Topares. Ma: María. Ch: Chirivel. Mo: Moratalla. C: Caravaca. A: Archivel. B: Barranda. Al: Almudena. L. R.: Los Hoyos. L. P.: La Paca. V. B.: Vélez Blanco. V. R.: Vélez Rubio. Cl: Calasparra. Cg: Cehegín. Bu: Bullas. Av: Avilés. Z: Zarcilla de Ramos. F: Fuensanta.

cla de yeso y material arcilloso, en la que se han mezclado numerosos fragmentos de rocas más jóvenes de tamaño milimétrico a kilométrico contrasta notablemente con los afloramientos de secuencias estratigráficas triásicas normales, por ejemplo, próximos a Cehegín, en la provincia de Murcia, y a Cabra de Santo Cristo, en la de Jaén. La primera es una formación tectónica que ha resultado de la halocinesis activada por el fallamiento transcurrente; los segundos son bloques que han retenido su coherencia estratigráfica original.

#### El Subbético Medio

El Subbético Medio se localiza al sur del Subbético Externo, con el cual muestra facies transicionales (Azéma *et al.*, 1979, pág. 20). Según estos autores, no obstante, el Subbético Medio se extiende hasta más al oeste que el Subbético Externo, por lo que la facies cambia un poco y se hace más parecida a la de los Subbéticos Externo e Interno (Azéma *et al.*, 1979, fig. 5, pág. 19), como lo demuestra, por ejemplo, la desaparición de las lavas almohadilladas. Como se ha señalado antes, este cambio está también marcado por la aparición de turbiditas con orbitoides cretácicos (Chauve, 1968). El Subbético Medio mantiene la dirección bética y no sigue la curvatura del arco de Gibraltar, como ya señaló Blumenthal (1931-33). En el área de Vélez-Rubio-Caravaca el Subbético Medio no está bien representado; hay una zona de 5-10 kilómetros de ancho que contiene numerosos bloques que estratigráficamente pertenecen al Subbético Medio, pero también otros bloques derivados del Subbético Interno, además de elementos postparoxismales, mezclados en una zona estructuralmente caótica, la zona de Falla de Crevillente, descrita por de Smet (1984a). En este área, el Subbético Interno aparece inmediatamente al sur de la zona de falla. A menos de 10 kilómetros al este, en línea con los afloramientos del Subbético Interno, aparece, en el área estudiada por Paquet (1969), una sierra entera, la Sierra de Ponce, constituida sorprendentemente por rocas del Subbético Medio. Estos dos afloramientos están separados entre sí por una zona transversa, la depresión de Zarcilla-Fuentsanta, cuya dirección es casi perpendicular a la dirección bética. También el borde oriental del Subbético Interno (la Sierra de Pericay) y el propio borde de la Sierra de Ponce muestran esta misma dirección. Estas directrices anómalas han sido explicadas (Hermes, 1978a) admitiendo cambios en el juego de dos fallas transcurrentes, de una forma análoga a la figurada por de Sitter (1964, fig. 98) y Crowell (1974, fig. 5).

Estratigráficamente características del Subbético Medio son las intercalaciones margosas en el Jurásico post-carixiense y las frecuentes apariciones de lavas almohadilladas en el Jurásico. La existencia de estas rocas se considera causalmente relacionada con el

proceso de fracturación que comenzó hace 180 m. a. (Puga *et al.*, 1980). Al igual que en el Subbético Externo, la sedimentación predominantemente pelágica continuó hasta el Burdigaliense inferior. Al igual que por todo el Subbético, la estructura se caracteriza por bloques, a menudo diferenciados como conjuntos de unidades, separados unos de otros por fallas.

#### El Subbético Interno

Esta unidad es mucho más complicada que las unidades precedentes, lo que está incluso ilustrado por la complicada historia de su nomenclatura. Algunos de sus elementos han sido —y son todavía— conocidos como Penibético, también denominado Zona de Ronda-Torcal y de otras diversas formas, están estratigráficamente caracterizados por una laguna prealbense y por presentar facies oolíticas en el Dogger. Otros se conocen como Subbético Ultrainterno, contienen radiolaritas en el Malm y, localmente, en el Dogger. En el área de Vélez-Rubio-Caravaca el Subbético Interno está caracterizado por calizas oolíticas en el Dogger y en el Malm, un rasgo penibético, pero en este área no se ha reconocido la laguna prealbense.

Característico de esta unidad y que la hace diferir estructuralmente del resto del Subbético, es el hecho de que describe la curvatura del Arco de Gibraltar (Blumenthal, 1931-33). Hacia el este, las últimas apariciones son las de las Sierras del Gigante y de Pericay. Más al este, en dirección bética, más allá de la depresión Zarcilla-Fuentsanta, se encuentra el Subbético Medio de la Sierra de Ponce.

El rasgo estratigráfico más típico de esta unidad es el carácter calizo del Jurásico post-carixiense, al igual que sucede en el Subbético Externo. En la mayor parte de las publicaciones, el Subbético Interno se considera una unidad paleogeográfica que forma el borde sur del surco central Subbético Medio que, a su vez, estaría bordeado al norte por el umbral Subbético Externo. La fracturación original del Tethys se ha supuesto que se habría situado al sur del umbral Subbético Interno (García Hernández *et al.*, 1976, fig. 11). El autor de este trabajo está en desacuerdo con este punto de vista. En su opinión el Subbético Medio es el último resto del océano del Tethys y el Subbético Interno no es sino una mezcla de bloques derivados del continente africano. Esta opinión se apoya en: 1. La persistente aparición de bloques de indudable origen africano en esta zona, tales como la arenisca del Aljibe (Numídico), que se ha encontrado hasta en la depresión de Zarcilla-Fuentsanta (véase pág. 170); 2. La presencia de otros materiales de tipo flysch a lo largo del mismo límite (Hermes, 1984); 3. La adaptación a la curvatura del Arco de Gibraltar; y 4. El hecho de que varios elementos estratigráficos del Subbético Interno se continúan alrededor del Estrecho de Gibraltar hasta los

Magrébides, los más típicos de los cuales son las facies predominantemente carbonatadas del Triásico, las potentes turbiditas de *Microcodium* y las silexitas y volcanitas del Burdigaliense inferior (Hermes, 1978a). Como en otras unidades Subbéticas, la sedimentación pelágica cesó en el Burdigaliense inferior (Hermes, 1978a).

El Subbético Interno, una vez más, está formado por bloques, pero aquí la estructura, especialmente en la parte occidental, es mucho más complicada que en otros elementos del Subbético. En el este, varios bloques están caracterizados por estructuras relativamente simples. También es típico el hecho de que montañas de calizas bastante competentes, como por ejemplo la Sierra de María, tienen una estructura relativamente complicada (Geel, 1973, fig. 40), mientras que la unidad Almoyas, situada a menos de 10 kilómetros al norte, está formada por rocas mucho menos competentes que buzan 5-10° al norte a lo largo de varios kilómetros y sólo muestran complicaciones en el límite con la unidad siguiente, la de Las Monjas. Este comportamiento estructural inconsistente es característico de la tectónica del Subbético, como ya ha mencionado (Durand-Delga, 1966, página 10), quien ha establecido que "el Subbético no parece estar formado por mantos superpuestos", sino que consiste en "un complejo mosaico de bloques afectados por un plegamiento e imbricación reducidos, como ya concluyó Fallot" (traduc. del autor).

#### Conclusiones generales sobre el Subbético

El ordenamiento paleogeográfico original del Subbético, en dirección perpendicular a las directrices actuales, apenas si ha sido perturbado. Se han reconocido algunos isleos, pero éstos son estrictamente locales y pueden, en muchos casos, ser datados como postparoxismales (Post-Burdigaliense inferior), como veremos en el capítulo sobre la tectónica postparoxismal. Hay evidencias, sin embargo, de que ha habido una considerable translación tectónica en dirección paralela a la directriz general. Esto lo demuestra, por ejemplo, el desplazamiento lateral del Prebético con respecto al Subbético Externo, así como el de éste con respecto al Subbético Medio, como se ha señalado más arriba. Más aún, la aparición de areniscas numídicas y otras facies flysch en el Corredor de Vélez-Rubio (Hermes, 1984) y en cualquier punto situado entre las Zonas Internas y Externas, sugiere también una translación lateral. La única explicación alternativa sería admitir las traslaciones tectónicas desde el norte de África por encima de la totalidad de la placa de Alborán, cabalgamiento del que no había quedado el más mínimo vestigio en las Zonas Internas.

Las vergencias al este en las Sierras de Pericay y de Ponce sugieren fuertemente un desplazamiento en dirección y dextrorso.

En la literatura hay numerosas referencias a hiatos locales, brechas y conglomerados locales, incluso a discordancias y cabalgamientos locales, pero ninguno de ellos tiene una validez más que estrictamente local. Regionalmente hay sedimentación continua de material predominantemente pelágico. Se concluye, por tanto, que no ha habido fases orogénicas entre el Triás y el Burdigaliense inferior. En el Burdigaliense medio y superior la totalidad del Subbético (y Prebético) emergió, conclusión que está apoyada por la observación de Van Couvering (1974) de que hace 18 m. a. los mamíferos pequeños migraron de África a Europa, y por Hsü *et al.* (1970) que abogan por la unión de África y Europa en el Burdigaliense, lo que indica por tanto el levantamiento general de las Zonas Externas. En vista de los cambios paleogeográficos fundamentales causados por esta fase orogénica se sugiere denominarla "paroxismo Burdigaliense" (ver también Martín-Algarra *et al.*, *in litt.*).

#### Tectónica post-paroxismal

Después del "paroxismo burdigaliense" la configuración paleogeográfica previa de las Zonas Externas fue completamente trastocada. A partir del Burdigaliense superior la sedimentación se localizó en cuencas restringidas. Un buen ejemplo de ellas ha sido descrito en el área al norte de Vélez-Rubio, la pequeña Cuenca de Maíz (Hermes, 1977). La sedimentación en estas cuencas comienza con depósitos gravitacionales muy potentes que engloban olistolitos de hasta varios centenares de metros y que hacia arriba pasan gradualmente a turbiditas normales, las cuales acaban por desaparecer y ser reemplazadas por una secuencia margosa que rápidamente se someriza y acaba con depósitos continentales de varios tipos. Los depósitos groseros iniciales son característicos de aguas relativamente profundas (500 m., según Troelstra, comunicación personal) y de carácter marino abierto. Esta secuencia es notablemente semejante a la de las cuencas de desgarre (pull-apart basins: Crowell, 1974; Ballance *et al.*, 1980; Mann *et al.*, 1983), tan bien conocidas en otros sistemas de fallas transcurrentes. Es de particular interés el que la sedimentación en estas cuencas, por lo que hemos podido diferenciar, siempre comienza en el Burdigaliense superior, justo antes de la primera aparición de *Globigerinoides sicamus* de Stefani, que anuncia la evolución hacia *Orbulina* (Montenat, 1973; Rodríguez Fernández, 1982; Martín-Algarra *et al.*, en prensa). Dado que las margas más modernas de la secuencia Subbética suministran faunas de la misma zona, es posible que hubiera relativamente poco tiempo entre la orogenia, presumiblemente causada por colisión, y el comienzo de la sedimentación en las cuencas de desgarre, lo que implica que el mo-

vimiento transcurrente debió comenzar justo después de la colisión.

Otro rasgo característico es la estructura de estas cuencas. Sus depósitos apenas si se encuentran deformados en el centro, mientras que buzan verticalmente o incluso están invertidos en los bordes (Hermes, 1977b, fig. 3).

Otro buen ejemplo de estas cuencas es la de Moratalla, que se ubica sobre el límite entre el Subbético Externo (incluida la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta) y el Prebético. En esta cuenca, descrita en detalle por Hoedemaeker (1973), la sedimentación también comienza antes de la base de *Orbulina* y continúa hasta el Serravaliense. La estructura es muy semejante a la de la Cuenca de Maíz: en el contacto con la Unidad Intermedia los estratos están invertidos, mientras que pocos cientos de metros al norte son subhorizontales.

Tanto la apertura de estas cuencas como la continuación casi inmediata del movimiento después de la colisión inicial, sugieren que ésta fue un choque oblicuo tras el cual las placas simplemente se restregaron una contra otra sin ejercer demasiada presión. Esto también explica la deformación relativamente escasa de la mayor parte del Subbético, que en parte puede ser atribuida a un cizallamiento postburdigaliense. No es, no obstante, mi intención sugerir que todas las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas son cuencas de desgarre. En un régimen transcurrente existen otros varios mecanismos que pueden dar lugar a depresiones.

Aparte de la formación de cuencas postparoxismales, la cizalla ha dado lugar a movimientos a favor de un sistema de fallas anastomosadas que he denominado Sistema de Fallas Bético (Hermes, 1978a). En el área de Vélez-Rubio-Caravaca, se han podido reconocer tres zonas mayores de falla. Estas se reconocen en el campo por la enorme deformación de zonas de 5-10 kilómetros de anchura, en las que a menudo están implicadas formaciones postparoxismales. La primera de ellas, hasta ahora sin nombre, se sitúa entre el Prebético y las Unidades Intermedias y/o el Subbético Externo y coincide con el pie del talud continental original, que, por tanto, sería una zona de debilidad predestinada a ello; para ella sugiero el nombre de Falla de la Sierra de la Puerta. La segunda es la bien conocida Zona de Falla de Crevillente (Graven y de Smet, 1979; de Smet, 1984a, 1984b), que representa el límite entre las placas Africana e Ibérica. La tercera es el Corredor de Vélez-Rubio, el límite entre las Zonas Internas y Externas. Prefiero dar nombres locales a estas fallas, ya que su continuidad es a menudo dudosa, especialmente donde están tapadas por depósitos cuaternarios así como el sector occidental de la Cordillera, donde la estructura se hace más caótica, lo que puede sugerir que allí el Sistema de Fallas Bético comprende la totalidad de las Cordilleras Béticas.

## La Zona de Falla de la Sierra de la Puerta

Esta zona de falla coincide con depósitos de la Unidad Intermedia del mismo nombre, que están siempre intensamente deformados. Paleogeográficamente esta zona coincide con el pie del talud continental entre la plataforma ibérica (Zona Prebética) y la cuenca oceánica del Subbético. Si se admiten profundidades de 1.500 o más metros para el Subbético —lo cual es razonable, habida cuenta de las profundidades de cuencas oceánicas actuales como el Mar Rojo o el Golfo de California—, y una pendiente promedio de 5.º, la longitud de esta pendiente sería de unos 30 kilómetros. En muchas localidades la distancia actual entre el Subbético y Prebético es inferior a un kilómetro, lo que tradicionalmente se explica como resultado del cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético, y Foucault (1971) y Azema (1977) han admitido cabalgamientos de 20-25 kilómetros. Hoedemaeker (1973) ha encontrado en el área al norte de Cehégín, rocas subbéticas ligeramente onduladas, incluida una secuencia de evaporitas triásicas de 40 metros de espesor, en contacto casi directo con la secuencia invertida de la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta, que aquí alcanza más de 1.000 metros de espesor. Si, como señalaba Hoedemaeker, la compresión del Subbético ha sido la responsable de la inversión de la Unidad Intermedia, las capas con yeso deberían encontrarse severamente deformadas. Una situación similar se encuentra al sur de la Puebla de Don Fadrique, aunque allí el Trías Subbético con una intercalación de evaporitas de la misma edad apenas deformada se encuentra unos kilómetros al sur del Prebético más próximo. Tanto el Subbético como el Prebético a ambos lados de la zona de falla sólo están medianamente deformados.

No hay duda, sin embargo, de que a lo largo del límite entre el Prebético y el Subbético ha habido cabalgamientos. En el área cartografiada por Hoedemaeker (1973), por ejemplo, la Sierra del Cerezo es un isleo subbético sobre rocas neógenas situado a seis kilómetros de los afloramientos más próximos del Subbético. No obstante, los cabalgamientos pueden también explicarse por torsiones del plano de una falla de salto en dirección que obstruyen el movimiento lateral de los bloques (Crowell, 1974). De nuevo éstos son fenómenos estrictamente locales. Más aún, hay discrepancias en la edad. El isleo del Cerezo reposa sobre las margas de Moratalla, datadas como Serravaliense y, por tanto, el cabalgamiento acaeció, al menos, cinco m. a. después del “paroxismo burdigaliense”. Más aún, la inversión de la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta estuvo acompañada de la inversión de la formación de margas de Moratalla, en los bordes de la cuenca, mientras que pocos cientos de metros más al norte éstas se encuentran subhorizontales.

Estos datos muestran claramente que no hay relación causal entre el "paroxismo burdigaliense", que afecta a toda la zona Subbética, y la intensa deformación de la Zona de falla de la Sierra de la Puerta, que afectó sólo a una banda estrecha. En la discusión sobre la distribución de las Zonas Externas se han mencionado tres argumentos a favor de los movimientos entre las Zonas Subbética y Prebética. Estos mismos movimientos han podido dar lugar a la Zona de Falla de la Sierra de la Puerta.

Debe notarse que el movimiento de la Zona Prebética implica un desgarre entre el Prebético septentrional y la Meseta Ibérica. Como ya he mencionado en la discusión sobre la Zona Prebética, en un trabajo precedente (Hermes, 1978b) señalé que el Prebético comparado tanto con la Meseta como con el Subbético parece desplazado hacia el este. No he podido encontrar un mecanismo razonable que explique tal desplazamiento, aunque, aparte de los datos ya mencionados, algún soporte adicional para esta sorprendente sugestión lo proporciona el hecho señalado por García-Rossell (1972) de que la actividad sísmica actual en las Zonas Externas se concentra tanto a lo largo de los límites norte y sur de la Depresión del Guadalquivir, como a lo largo del límite entre el Prebético Externo y la Meseta. Más aún, la estructura del Prebético de la Sierra de Cazorla indica un considerable cabalgamiento de dirección este-oeste (Foucault, 1971, págs. 514-515; López-Garrido, 1971; Dabrio, 1972). También las directrices estructurales del Prebético muestran ondulaciones que pueden ser debidas a una comprensión OSO-ENE (ver Julivert *et al.*, 1974).

La extensión de esta zona de falla entre Subbético y Prebético hacia el este y oeste permanece aún desconocida (véase Sanz de Galdeano, 1983). El límite meridional del Prebético alcanza la zona de falla de Crevillente justo al norte de Elche. Este límite es más bien irregular, lo que puede significar que la anastomosis ha sido frecuente, aunque más moderna; fallas de desgarre secundarias podrían también ser responsables de estas irregularidades. Al oeste hay una discontinuidad evidente en la terminación meridional de la Sierra de Cazorla: el límite sur del Prebético salta 25 kilómetros al noroeste y los afloramientos del Prebético y las Unidades Intermedias se hacen más fragmentarios. En esta región Foucault (1971) ha descrito la falla de Tíscar, de dirección aproximada N 140 E, pero el salto en dirección actualmente visible es sólo de seis kilómetros, de acuerdo con Foucault.

### La Zona de Falla de Crevillente

Esta falla fue ya reconocida por Paquet (1969), quien inicialmente la denominó falla de Garobera (pág. 246), pero en 1972 la red denominó falla de

Mula-Arachena. Foucault (1974, fig. 1), que le dio su nombre presente, la extendió desde la costa, cerca de Alicante, al este, hasta Sierra Arana, al oeste. No estoy en absoluto convencido de que la zona de falla de Crevillente sea tan rectilínea como indica Foucault. El carácter anostomosado de sistemas de fallas semejantes es bien conocido, p. ej., del de San Andrés. Estévez *et al.* (1976) han demostrado que en la Depresión de Guadix-Baza hay evidencias de fallamiento de desgarre en rocas del Plioceno, o incluso más modernas, a lo largo de la falla del Negratín, que es casi la continuación formal de la falla de Crevillente. Más aún, Sanz de Galdeano (1980) y Estévez y Sanz de Galdeano (1983) han encontrado buenas indicaciones para continuar la zona de falla hasta la depresión de Granada y, posteriormente, Sanz de Galdeano (1983) la ha continuado hasta Cádiz, denominándola Accidente de Cádiz-Alicante. Es posible, pues, que la Zona de Falla de Crevillente sea una zona continua que separaría, como ya se ha sugerido, las placas de Iberia y Africa.

Para los detalles sobre esta zona de falla en el área de Vélez Rubio-Caravaca el lector es remitido a los trabajos de Graven y de Smet (1979) y de Smet (1984a, 1984b), quienes muestran claramente la intensa deformación, la incompatibilidad de las secuencias estratigráficas y la preponderancia de accidentes verticales, así como la aparición de unidades de rocas postparoxismales, incluidas como bloques tectónicos dentro de la zona de falla.

### El Corredor de Vélez-Rubio

Esta intensamente deformada zona de falla coincide con el límite entre las Zonas Bética y Subbética. Más al este del área de Vélez Rubio-Caravaca ha sido descrita por los autores franceses como "Zona Límite" y recientemente Leblanc y Olivier (1984) la han denominado Falla Nordbética. Al oeste gira siguiendo el Arco de Gibraltar y al este se junta con la Zona de Falla de Crevillente entre Bullas y Mula. Durand-Delga (1966) la ha descrito como un accidente rectilíneo caracterizado por su posición relativamente vertical, marcada, en su cara interna, por una estrecha banda de afloramientos maláguides. Didon y Peyre (1964) han descrito un dispositivo en abanico (dispositif en éventail) en el límite Intérnides-Extérnides al oeste de Málaga. Paquet (1969, página 238) destaca el papel de las fallas verticales en su "Zona Límite" entre las Sierras de Ponce y Espuña. En el área entre Vélez-Rubio y Chirivel Soediono (1971), Geel (1973) y Hermes (1984) han reconocido la posición predominantemente vertical de los buzamientos y contactos tectónicos y el carácter a menudo caótico de la deformación.

Aunque localmente el límite actual puede ser bastante rectilíneo, un vistazo al mapa de Azéma *et al.*

(1979) muestra que hay muchas irregularidades que pueden indicar el estilo anastomosado del sistema de fallas.

El Corredor de Vélez-Rubio ha sido interpretado como una zona de raíz (Mac Gillavry, 1964) como la zona frontal de los mantos béticos (la interpretación clásica de Brouwer, 1926, y Fallot, 1948), como una zona de succión asimétrica (Durand-Delga, 1966) y como una zona de falla transcurrente (Hermes, 1978, 1984). De interés son también algunos aspectos de la estructura de las Sierras de Orce y María, que, al oeste de Vélez Rubio son los primeros elementos del Subbético Interno al norte de la zona de falla. Estos forman una cadena de montañas de unos 40 kilómetros de largo según la directriz de la cadena y de menos de 10 kilómetros de anchura normalmente a aquélla. Investigaciones no publicadas han demostrado que, en varias localidades, el límite tectónico entre las calizas jurásicas de la Sierra y las capas cretácico-terciarias del Corredor es vertical o muy abrupto (ver también Geel, 1973, fig. 40B); en varios puntos se han observado estrías horizontales sobre los planos de falla; en la terminación occidental de la Sierra, como indica el mapa de Julivert *et al.* (1974), la dirección normal, N 245 E, gira hasta N 270 E y luego a norte-sur, como si alguna fuerza que viniera del OSO hubiera desviado hacia el norte la terminación occidental de un bloque alargado. Al norte de la terminación oriental de la Sierra hay afloramientos de las areniscas y margas marrón tabaco de la Formación Solana I (Hermes, 1984), que yo considero bloques derivados de las unidades flyschs del oeste de la Cordillera, arrastrados a lo largo de la zona de falla. Además, un afloramiento de yeso triásico se encuentra a lo largo de este mismo límite. Aquí demasiados contactos son subverticales y se han visto estriaciones subhorizontales en las fallas. Las observaciones apuntan fuertemente a que la Sierra entera sea un bloque arrastrado a lo largo de la zona de falla hacia el este.

En la actual zona de falla se han encontrado margas que contienen una fauna serravalliense de foraminíferos planctónicos (Hermes, 1984) lo que demuestra que, al igual que en la Zona de Falla de la Sierra de la Puerta y que en la de Crevillente, en esta zona de falla se encuentran pellizcados elementos postparoxismales.

De interés adicional es la manifiesta escasez de evaporitas triásicas, como se ve en el mapa de Azéma *et al.* (1979). Aparte de la aparición de un pequeño afloramiento de yeso al norte de la Sierra María, se han detectado algunos afloramientos muy pequeños de areniscas y margas rojas del Trías en la parte norte de la zona de falla, mientras que al sur sólo aparece comúnmente el Trías maláguide. Se ha supuesto siempre que el Trías del Subbético Interno era de facies germano-andaluza, supuesto probablemente inspirado en el hecho de que esta unidad siem-

pre se ha considerado perteneciente a la Zona Subbética. Sin embargo, el Trías del Penibético (Bourgeois, 1978, fig. 26) consta principalmente de una potente secuencia de rocas carbonatadas y sólo una delgada secuencia de areniscas, arcillas y yesos. En el Rif. Wildi (1979) ha descrito el Trías de la Dorsal Externa, que es carbonatado y muy potente, localmente superior a 1.200 metros. Si el Trías del Subbético Interno ha sido del tipo germano-andaluz, extraordinariamente incompetente, la intensa tectónica habría provocado, sin duda, su expulsión a la superficie, al igual que en el caso de las zonas de falla de Crevillente o Cambil. La escasez de rocas triásicas incompetentes en la zona de falla en cuestión puede, por tanto, atribuirse al hecho de que el Trías del Subbético Interno está ampliamente representado en la facies carbonatada de la Dorsal Magrebí, lo que, si se acepta, sería un argumento adicional a favor de la opinión del autor de que el Subbético Interno es una unidad interna africana.

Hacia el este la falla se divide en dos ramas: una gira netamente hacia el norte, la ya mencionada de la depresión Zarcilla-Fuensanta, la otra gira ligeramente hacia el norte, continúa entre las Sierras de Ponce y Espuña (la "Zona Límite" de Paquet, 1969) y se une a la zona de falla de Crevillente entre Bullas de Mula. Antes se ha explicado este fenómeno. De interés particular es la existencia, en la depresión Zarcilla-Fuensanta, de un bloque de arenisca del Aljibe (Numídico) de unos cientos de metros de largo y 30-50 metros de ancho. Esta roca tan característica ha sido siempre uno de los principales argumentos del firmante a favor del fallamiento transcurrente.

### Las Zonas Externas

En la literatura sobre la tectónica postburdigaliense de las Zonas Externas no se hace usualmente distinción entre la deformación dentro de las zonas de falla actuales y en las áreas comprendidas entre ellas. Esto ha llevado al reconocimiento de numerosas discordancias locales. De modo bastante general se puede decir que, mientras que en las zonas de falla el movimiento fue prácticamente continuo, en las cuencas neógenas la sedimentación continuó hasta el Tortonense. En el área de Vélez Rubio-Caravaca la evidencia de depósitos marinos tortonienses es escasa. La cordillera de yeso de Campo Coy se ha considerado largo tiempo como del Messiniense, pero los muestreos no han aportado evidencias paleontológicas decisivas. En otros puntos se han detectado probables evaporitas tortonenses en cuencas neógenas, por ejemplo en la depresión de Granada (Rodríguez Fernández, 1982, pág. 105). En la cuenca de Lorca, que se instala sobre el límite Zonas Internas-Externas Geel (1976) ha reconocido evaporitas messinienses.

Montenat (1973, pág. 1109; 1977, págs. 210, 211)

ha sugerido que en el Tortonense un basculamiento tuvo lugar como consecuencia del levantamiento del Prebético y Subbético, mientras que la Zona Bética se hundía, sugerencia que me parece de acuerdo con los hechos en el sector oriental de la Cordillera. En el occidental, sin embargo, la sedimentación marina continuó hasta el Plioceno en la depresión del Guadalquivir que, especialmente en el Tortonense, fue una cuenca marina en cuyo seno se depositaron voluminosas cantidades de materiales subbéticos por deslizamientos gravitacionales. La misma depresión continúa por el margen externo del Arco de Gibraltar hasta el oeste de Marruecos (Hermes, 1978b).

### El papel del diapirismo

Es evidente que los movimientos diapíricos de las evaporitas triásicas y otras rocas notablemente incompetentes han desempeñado un importante papel en la deformación del Subbético. Foucault (1971, página 570) ya reconoció la presencia de elementos triásicos redepositados, sobre todo los característicos cristales bipiramidales de cuarzo (jacintos de Compostela) en rocas albenses y más modernas.

Hay una tendencia general a explicar mediante el diapirismo situaciones estructurales complicadas, especialmente las que implican buzamientos verticales. Así, en el "manto de Cambil" (Fontboté, 1964), que es una zona alargada en sentido este-oeste formada principalmente por Triás caótico, con grandes bloques de calizas jurásicas, calizas margosas cretácicas y turbiditas y margas terciarias dispuestas en forma anárquica, con contactos casi exclusivamente verticales o muy inclinados, esta estructura se ha explicado habitualmente como debida a movimientos diapíricos posteriores a la colocación del manto. La posición vertical de la mayor parte de los elementos de este "manto" está bellamente expuesta en su localidad tipo, Cambil, donde, como ya se ha dicho, un crestón de calizas triásicas perfectamente vertical se eleva 50 metros por encima del pueblo. Si la halocinesis fue la responsable original de la estructura actual debería esperarse que ésta hubiera comenzado antes o justo después de "paroxismo burdigaliense". Después la erosión habría eliminado la cobertera postríásica y la actividad diapírica iría siendo menos probable con el avance de tiempo. Yo he supuesto aquí que el eventual emplazamiento del "manto" de Cambil tuvo lugar, como supone García-Rossell (1972) antes del Burdigaliense. Hay, sin embargo, buenas evidencias de que el "manto" de Cambil engloba sedimentos del Serravalliense y del Tortonense, lo que muestra que 5-10 millones de años después de que la erosión se iniciara, todavía se estaban englobando depósitos en dicho "manto" y colocándose en posición más o menos vertical. Dado que la velocidad de erosión en, por ejemplo, los Alpes se admite que es de un

milímetro por año, en cinco millones de años se erosionarán unos cinco kilómetros. Es improbable que, después de tanta erosión, todavía continuara la actividad diapírica; por el contrario, es mucho más probable que la halocinesis fuera inicialmente disparada y posteriormente mantenida por un proceso tectónico como el fallamiento de salto en dirección que, presumiblemente, comenzó tras el paroxismo burdigaliense. Esta opinión está, además, apoyada por la semejanza del "manto de Cambil" con la zona de falla de Crevillente descrita por de Smet (1984b) y, por lo que se refiere a regiones situadas más al oeste, con el manto de Antequera-Osuna de Cruz Sanjuán (1974).

### Retrocabalgamientos

Por retrocabalgamiento se entiende un cabalgamiento en dirección opuesta a la vergencia supuestamente normal de un orógeno. En mi opinión el retrocabalgamiento es meramente usado en un sentido descriptivo y, por lo que yo conozco, no existe una explicación satisfactoria para este fenómeno. En las Cordilleras Béticas hay muchos retrocabalgamientos reconocidos, pero yo sospecho que la mayor parte de los autores se han contentado con usar el término en sentido descriptivo sin preocuparse con su explicación. Una excepción es de Smet (1984a, 1984b), quien ha determinado sistemáticamente las vergencias de las estructuras del Subbético en el área de Vélez-Rubio-Caravaca y ha encontrado evidencias de que hay simetría de vergencias a un lado y otro de la zona de falla de Crevillente. El mismo autor señala que se ha establecido experimentalmente que un sistema semejante de vergencias opuestas es compatible con el fallamiento de salto en dirección. Puede valer la pena recoger datos sistemáticamente sobre las vergencias en el Subbético y ver si las conclusiones de de Smet pueden ser más adelante confirmadas.

### Conclusiones

El estudio de la sedimentación en las Cordilleras Béticas y los Magrébides muestra que, desde el comienzo del ciclo alpino, han tenido lugar los siguientes cambios paleogeográficos importantes:

- Durante el Pliensbaquiense (180 m. a.) una fracturación (rifting) causó la separación de África e Iberia.
- Durante el Cretácico/Eoceno comenzó la sedimentación flysch en los Magrébides.
- Durante el Aquitaniense se depositaron los primeros sedimentos alimentados a la vez de detritos alpujarrides y maláguides (Formaciones de La



Viñuela y el Alamo); a la orogénesis responsable se la ha denominado "paroxismo aquitaniense".

- Durante el Burdigaliense la sedimentación marina por toda la Zona Subbética y Prebética se detuvo, como consecuencia del levantamiento provocado por el "paroxismo burdigaliense".
- Durante el Burdigaliense superior los movimientos a lo largo de sistemas de fallas transcurrentes anastomosadas provocó la apertura de cuencas de desgarre (pull-apart) postparoxismales, que fueron rellenas con secuencias sedimentarias características; estos movimientos han continuado hasta la actualidad y también han provocado la fragmentación regional de rocas del Subbético y una intensa deformación y desplazamiento a lo largo de las zonas de falla principales.
- Hacia el final del Tortonense también las cuencas neógenas de las Zonas Prebética y Subbética emergieron (Rodríguez-Fernández, 1982).
- Durante el Plioceno Superior la totalidad de las Cordilleras Béticas emergieron.

Estos cambios paleogeográficos pueden expresarse en términos de Tectónica de Placas de la siguiente manera:

- En el Pliensbaquiense, hace 180 m. a., el Tethys se abrió por fracturación. El océano resultante se ensanchó progresivamente hasta que, en el Cretácico o el Eoceno, Europa se desgajó de Norteamérica y el océano del Tethys se comenzó a cerrar. Esto provocó una subducción bajo el continente africano, como se deduce de la aparición de los Flyschs en los Magrébides y de su ausencia en las Cordilleras Béticas.
- Los cabalgamientos en las Zonas Internas, que reflejan la colisión de Africa e Iberia condujeron al levantamiento de las mismas en el Aquitaniense superior, como lo demuestra la edad de los depósitos más modernos del Maláguide-Ghomáride. Los primeros depósitos que contienen detritos de origen a la vez alpujárride y maláguide en este dominio, son de edad Aquitano-Burdigaliense.
- En los Extérnides la sedimentación marina profunda continuó hasta el Burdigaliense inferior. Aquí, la emersión acaeció algo más tarde, en el Burdigaliense.
- Antes del final de la sedimentación burdigaliense comenzó el depósito en cuencas de desgarre, lo que indica que, inmediatamente después de la colisión, comenzó un movimiento transcurrente.
- En el Neógeno superior las cuencas han sido colmatadas y, así, la totalidad de la Cordillera Bética emergió.

- La sismicidad a lo largo de las antiguas fallas transcurrentes indica, sin embargo, que funcionan aún en la actualidad.

Como ya he sugerido (Hermes, 1978a), el Subbético Interno, incluido el Subbético Ultrainterno y el Penibético, es asignado al dominio interno, africano. El resultado es una división más simétrica de las unidades paleogeográficas, con el Prebético y el Subbético Externo formando parte del dominio Ibérico; las Zonas Rifeñas y Tellienses, del Dominio Africano; el Subbético Medio y las Unidades Flysch de un Dominio Medio; y el Subbético Interno, la Dorsal, Los Maláguides y los complejos metamórficos del Dominio Interno.

Creo que esta última hipótesis implica algunos drásticos cambios en las opiniones actuales sobre las relaciones entre las unidades tectono-estratigráficas implicadas. Sin embargo, hasta que no haya resultados paleomagnéticos, como resultado de las investigaciones actualmente en curso por J. P. Pozzi y otros (París), nuevas especulaciones parecen prematuras.

### Agradecimientos

Agustín Martín-Algarra, J. R. van de Fliert y W. P. de Roever han leído el primer manuscrito de este artículo. Les estoy muy agradecido por sus comentarios. De una forma especial quiero expresar mi agradecimiento a mi amigo Agustín Martín Algarra por sus numerosas discusiones y por la traducción de este artículo. No obstante, no hay por qué pensar que ellos hayan aceptado todas las conclusiones de este trabajo que, por supuesto, son de la exclusiva responsabilidad del autor.

### Bibliografía

- ANDRIEUX, J.  
1970-1971. La structure du Rif Central. Etude de la relation entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc*, 235, 155 págs.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTÉ, J. M. y MATTAUER, M.  
1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar *Earth Plan. Sc. Letters*, 12, 2, 191-198.
- AZÉMA, J.  
1977. Etude géologique des confins des provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). *Tesis Universidad de París*, 396 págs.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. y VERA, J. A.  
1979. Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. *Secr. Publ. Universidad de Granada*, 83 págs.
- BALLANCE, P. F. y READING, H. G.  
1980. Sedimentation in oblique-slip mobile zones. *Int. Ass. Sedim., Spec. Publ.*, 4, 265 págs.

- BANTING, A. H.  
1933. Der Bau der Betischen Kordillere und ihre Stellung im Mediterranen Orogen. *Geol. Rundschau*, 24, 311-319.
- BAUDELLOT, S. y GERY, B.  
1979. Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Tremadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 288, 1513-1516.
- BAUDELLOT, S.; BOUILLIN, J. P. y COIFFAT, P.  
1981. Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, 611-614.
- BERGGREN, W. A. y VAN COUVERING, J. A.  
1974. The Late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleocology*, 16, 1/2, 1-216.
- BLUMENTHAL, M. M.  
1931-1933. Das Westende des Betikums nördlich dem Campo de Gibraltar. *Géol. Ch. Bét. Subbét.*, 4, 2, II, 3-8, 9-43.
- BOUILLIN, J. P.  
1977. Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Tesis Universidad Paris*, 551 págs.
- BOUILLIN, J. P.; DURAND DELGA, M.; GELARD, J. P.; LEIKINE, M. RAOULT, J. F.; RAYMOND, D.; TEFIANI, M. y VILA, J. M.  
1970. Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2249-2252.
- BOUILLIN, J. P. y PERRET, M. F.  
1982. Datation par Conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, 47-50.
- BOULIN, J.  
1970. Les zones internes des Cordillères bétiques de Málaga à Motril (Espagne méridionale). *Ann. Hébert et Haug*, 10, 235 págs.
- BOULIN, J.; BOUGOIS, J.; CHAUVE, P.; DURAND DELGA, M.; MAGNÉ, J.; MATHIS, V.; PEYRE, Y.; RIVIÈRE, M. y VERA, J. A.  
1973. Age Miocène inférieur de la formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, 1245-1248.
- BOURGOIS, J.  
1978. La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. *Tesis Universidad de Besançon*, 453 págs.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; MAGNÉ, J.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E. y RIVIÈRE, M.  
1972. La formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive, sur les zones internes des Cordillères bétiques occidentales (région d'Aloizana-Tolox, province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, 169-172.
- BOURROUILH, R. y LYS, M.  
1976. Sédimentologie et micropaléontologie d'olistostromes et coulées boueuses du Carbonifère des zones internes bético-kabylo-rifaines (Méditerranée occidentale). *Ann. Soc. Geol. Nord*, 97, 87-94.
- BOURROUILH, R. y GORSLINE, D. S.  
1979. Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean. *Geol. Soc. America, Bull.*, 1, 90, 1074-1083.
- BROUWER, H. A.  
1926. Zur tektonik der betischen Kordilleren. *Geol. Rundschau*, 17, 331-336.
- CHAUVE, P.  
1968. Etude géologique du nord de la province de Cadix. *Mém. Inst. Geol. Min. Esp.*, 69, 377 págs.
- CROWELL, J. C.  
1974. Origin of Late Cenozoic basins in southern California. In: "Tectonics and sedimentation" (W. C. Dickison, ed.). *Soc. Ec. Pal. Min., Spec. Publ.*, 22, 190-204.
- CRUZ-SANJULIÁN, J. J.  
1974. Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. *Tesis Universidad de Granada*, 431 págs.
- DABRIO-GONZÁLEZ, C. J.  
1972. Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética). *Tesis Universidad de Granada*, 388 págs.
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J. M. y MARTÍN-ALGARRA, A.  
1981. Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos Alpujarrides (Cordillera Bética). *Estudios geol.*, 37, 45-57.
- DE SITTER, L. U.  
1964. Structural geology. *McGraw-Hill Inc.*
- DE SMET, M. E. M.  
1984a. Origin of the Crevillente Fault zone (Betic Cordilleras, southern Spain). *Tesis Universidad de Amsterdam, Free University Press*, 174 págs.  
1984b. Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Tectonophysics*, 106.
- DIDON, J. y PEYRE, Y.  
1964. Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères bétiques à l'Ouest du méridien de Málaga (Andalucía). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, 1988-1991.
- DIDON, J.; DURAND DELGA, M. y KORNPROBST, J.  
1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 15, 2, 77-105.
- DURAND DELGA, M.  
1966. Títulos et travaux scientifiques de Michel Durand Delga. *Imprimerie Priester, Paris*, 1-43.  
1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie, N. S.*, 39, 89-131.  
1972. La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Eclog. Geol. Helv.*, 65, 3, 267-278.  
1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés a cell-ci. *Mém. Soc. Geol. Fr.*, 10, 203-224.
- DÜRR, S.; HOEPPENER, R.; HOPPE, P. y KOCKEL, F.  
1960-1962. Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Livre Mém. P. Fallot, Mém. N. Ser. Soc. Géol. France*, 1, 209-228.
- EGELER, C. G. y SIMON, O. J.  
1969. Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordillères bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ak. Wetensch.*, 25, 3, 1-90.

- EGELER, C. G. y FONTBOTÉ, J. M.  
1976. Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères bétiques. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, 7, 18, 3, 571-582.
- ESTÉVEZ, A.; LÓPEZ GARRIDO, A. C. y SANZ DE GALDEANO, C.  
1978. Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negrafin (Depresión de Guadix-Baza). In: *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán* (Granada, 1976), Universidad de Granada, 165-192.
- ESTÉVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C.  
1983. Néotectonique du secteur central des chaînes Bétiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 1, 23-34.
- FALLOT, P.  
1948. Les Cordillères bétiques. *Estudios geol.*, 8, 83-172.
- FELDER, TH. E.  
1978. Zur geologischen Entwicklung der betischen Interzonen der westlichen Serranía de Ronda (prov. Málaga, Spanien). *Tesis, E. T. H. Zürich*, 168 páginas.
- FONTBOTÉ, J. M.  
1964. Itinerario geológico Granada - Jaén. *Publ. Univ. Granada, Lab. Geol.*, 45 bis, 14 págs.
- FOUCAULT, A.  
1971. Etude géologique des environs des sources du Guadaquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). *Tesis Universidad de París*, 633 páginas.
- FOUCAULT, A.  
1974. Travaux et titres scientifiques et universitaires. *Paris*, 36 págs.
- FOUCAULT, A. y PAQUET, J.  
1971. Sur l'importance d'une tectogenèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères bétiques (Sud de la Sierra Arana, prov. Grenade, Espagne). *C. A. Acad. Sci. Paris*, 272, 2756-2758.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.  
1978. El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). *Tesis Universidad de Granada*, 344 págs.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J. A.  
1978. Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán* (Granada, 1976), Universidad de Granada, 125-157.
- GARCÍA-ROSSELL, L.  
1973. Estudio geológico de la transversal de Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (provincia de Jaén). *Tesis Universidad de Granada*, 550 págs.
- GEEL, T.  
1973. The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain). *G. U. A. Pap. Geol.*, 1, 5, 179 págs.  
1976. Messinian gypsiferous deposits of the Lorca basin (province of Murcia, SE Spain). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 16, 369-385.
- GELARD, J. P.  
1979. Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie. *Tesis Universidad de Dijon*, 335 págs.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MOLINA, E. y SERRANO, F.  
(en prensa). Sobre la edad y significado tectonosedimentario de la formación del Pantano de Andrade (Cordillera Bética, prov. de Málaga). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (geol.)*.
- GRAVEN, H. y DE SMET, M. E. M.  
1979. De geologie van het Cantar gebied. Trabajo de campo no publicado, 115 págs.
- HEBEDA, E. H.; BOELRIJK, N. A. I. M.; PRIEM, H. N. A.; VERDURMEN, E. A. TH.; VERSCHURE, R. H. y SIMON, O. J.  
1980. Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in southeastern Spain. *Earth Plan. Sc. Letters*, 47, 81-90.
- HERMES, J. J.  
1966. Book review. Geosynclines. *Tectonophysics*, 3, 2, 165-168.  
1977a. Late Burdigalian folding in the Subbetic north of Vélez Blanco, province of Almería, southeastern Spain. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, 80, 2, 89-99.  
1977b. Remarks on the Middle Eocene to Miocene sequence of the Sierra de la Puerta (South Prebetic) near Caravaca, southeastern Spain. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, 80, 2, 100-105.  
1978a. The stratigraphy of the Subbetic and the Southern Prebetic of the Vélez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, 81, 1, 1-54.  
1978b. The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, 187-190.  
1984. New data from the Vélez Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, B, 87 (3), 319-333.
- HERMES, J. J. y KUHR, B.  
1969. Remarks on the age of emplacement in the Sierra Espuña, Spain. *Geol. Mijnb.*, 48, 72-74.
- HOEDEMAEKER, P. J.  
1973. Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain). *Scripta Geol.*, 19, 207 págs.
- Hsü, K. J.; MONTADERT, L.; BERNOUILLI, D.; CITA, M. B.; ERICKSON, A.; GARRISON, R. E.; KIDD, R. B.; MÉLIÈRES, F.; MÜLLER, C. y WRIGHT, R.  
1978. History of the Mediterranean salinity crisis. In: Hsü, K. J.; Montadert, L. et al.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42, part 1: *Washington (U. S. Government Printing Office)*, 1053-1078.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIVEIRO, A. y CONDE, L.  
1974. Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*.
- KAMPSCHUUR, W. y RONDEEL, H. E.  
1975. The origin of the Betic orogen. *Tectonophysics*, 27, 39-56.
- LEBLANC, D. y OLIVIER, PH.  
1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345-355.

- LINTHOUT, K. y VISSERS, R. L. M.  
1979. On the classification of tectonic units in the Nevado-Filábride complex of the northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain. *Geol. Mijnb.*, 58, 49-56.
- LÓPEZ-GARRIDO, A. C.  
1971. Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén. *Tesis Universidad de Granada*, 317 págs.
- MAC GILLAVRY, H. J.  
1964. Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla. *Geol. Mijnb.*, 43, 299-309.
- MANN, P.; HAMPTON, M. R.; BRADLEY, D. C. y BURKE, K.  
1983. Development of pull-apart basins. *Journ. Geol.*, 91, 5, 529-554.
- MARTÍN-ALGARRA, A.  
1980. Las unidades del contacto entre las zonas internas y las externas al SE de Ronda (Cordilleras Béticas, Andalucía). *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Granada, 135 págs.
- 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 de l'ouest des Cordillères Bétiques. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 299, 463-466.
- MARTÍN-ALGARRA, A.; SANZ DE GALDEANO, C. y ESTÉVEZ, A. (en prensa). L'évolution tectosédimentaire miocène de la région du nord de la Sierra Arana (Cordillère bétique) et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran.
- MAUTHE, F.  
1970. Das subbétische Schollenland zwischen Olvera und Montellano (prov. Cádiz und Sevilla). *Geol. Jahrb.*, 88, 421-469.
- MICHARD, A. y CHALOUAN, A.  
1978. Présence de l'orogénèse varisque dans le socle interne rifo-kabyle (microplaque d'Alboran s. l.). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, 903-906.
- MILLARD, Y.  
1959. Sur l'existence de Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 249, 1051-1052.
- MITCHELL, A. H. G. y READING, H. G.  
1978. Sedimentation and Tectonics. In: *Sedimentary environments and facies* (H. G. Reading, ed.) Blackwell Scientific Publications, London, 439-476.
- MONTENAT, C.  
1973. Les formations néogènes et quaternaires du levant espagnol. *Tesis Universidad de Paris*, 1170 págs.  
1977. Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 69, 345 págs.
- OLIVIER, PH.  
1978. Etude géologique et structurale de la région de Jebha-Chrafate (Rif, Maroc). *Tesis (3ème cycle)*, Universidad de Toulouse, 129 págs.  
1984. Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). *Tesis Universidad de Toulouse*, 229 págs.
- PAQUET, J.  
1966. Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Málaga et le Subbétique de la Province de Murcie (Sierra de Espuña et de Ponce), Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, 1681-1684.  
1969. Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. Fr.* 111, 1-270.
- PATJN, R. J. H.  
1937. Geologische onderzoeken in de oostelijke Betsische Cordilleren. *Tesis Universidad de Amsterdam*, 130 págs.
- PERCONIG, E. y MARTÍNEZ DÍAZ, C.  
1977. Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 87, 5, 417-433.
- PEUCAT, J. J. y BOSSIÈRE, G.  
1981. Age Rb-Sr sur micas du socle métamorphique kabyle (Algérie): mise en évidence d'événements thermiques alpins. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 23, 439-447.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H. y VERSCHURE, R. H.  
1966. Isotopic age determination on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (south-eastern Sierra de los Filabres), SE Spain. *Geol. Mijnb.*, 79, 48-66.
- PUGA, E. y DÍAZ DE FEDERICO, A.  
1976. Pre-alpine metamorphism in the Sierra de Nevada complex (Betic Cordillera, Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 161-171.
- PUGA, E. y RUIZ-CRUZ, M.<sup>a</sup> D.  
1980. Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11, 127-155.
- RAOULT, J. F.  
1974. Géologie du centre de la Chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 53, 121, 164 págs.  
1975. Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 18, 394-409.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.  
1978. Geología y hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la zona Prebética. *Tesis Universidad de Granada*, 758 págs.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.  
1982. El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Universidad de Granada*, 24 págs.
- ROEP, TH. B.  
1974. The Hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE Spain: a discussion. *Geol. Mijnb.*, 53, 245-247.
- RUIZ ORTIZ, P. A.  
1980. Análisis de facies del Mesozoico de las unidades intermedias (entre Castril - prov. de Granada y Jaén). *Tesis Universidad de Granada*, 272 págs.
- SANZ DE GALDEANO, C.  
1973. Geología de la transversal Jaén-Frailes (prov. de Jaén). *Tesis Universidad de Granada*, 274 págs.  
1980. La neotectónica del norte de la depresión de Granada. *Estudios geol.*, 36, 255-261.

1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios geol.*, 39, 157-165.
- 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, 3 (en prensa).
- SIMON, O. J. y VISSCHER, H.  
1983. El Pérmico de las Cordilleras Béticas. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. (C. Martínez Díaz, edit.) X Congr. Intern. Estrat. Geol. Carbonífero, Madrid, 453-499.
- SOEDIONO, H.  
1971. Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, SE Spain. *Tesis Universidad de Amsterdam*, 143 págs.
- STAUB, R.  
1934. Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren. *Vierteljahrschr. Naturforsch. Gesellsch. Zürich*, 79, 471-474.
- VAN BEMMELEN, R. W.  
1927. Bijdrage tot de geologie der Betische ketens in de province Granada. *Tesis Universidad de Delft*, 176 págs.
- VILA, J. M.  
1980. La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Tesis Universidad de París*, 663 págs.
- VISSERS, R. L. M.  
1977. Deformation of pre-alpine age in the Nevado-Filábride complex of the central Sierra de los Filabres, SE Spain: macroscopic and microtextural evidence. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc.*, 80, 302-311.
1981. A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism. *G. U. A. Pap. Geol.*, 15, 154 págs.
- VÖLK, H. R. y RONDEEL, H. E.  
1964. Zur Gliederung des Jungtertiärs im Becken von Vera, Südspanien. *Geol. Mijnb.*, 43, 310-315.
- WESTERVELD, J.  
1929. De bouw der Alpujarras en het tectonische verband der oostelijke betische ketens. *Tesis Universidad de Delft*, 120 págs.
- WEZEL, F. C.  
1970. Numidian flysch: an Oligocene-early Miocene continental rise deposit off the African platform. *Nature*, 228, 275-276.
- WILDI, W.  
1979. Evolution de la plateforme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsal calcaire (Rif interne, Maroc septentrional) au Mésozoïque. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, 7, 21, 49-56.  
1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 3, 201-297.
- WILDI, W.; NOLD, M. y UTTINGER, J.  
1977. La dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Eclog. Geol. Helv.*, 70, 2, 373-415.
- WILSON, J. T.  
1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676-681.  
1968. Static or mobile earth: the current scientific revolution. *Proc. Am. Phil. Soc.*, 112, 309-320.

Recibido el 17 de diciembre de 1984.  
Aceptado el 13 de marzo de 1985.