



IGME

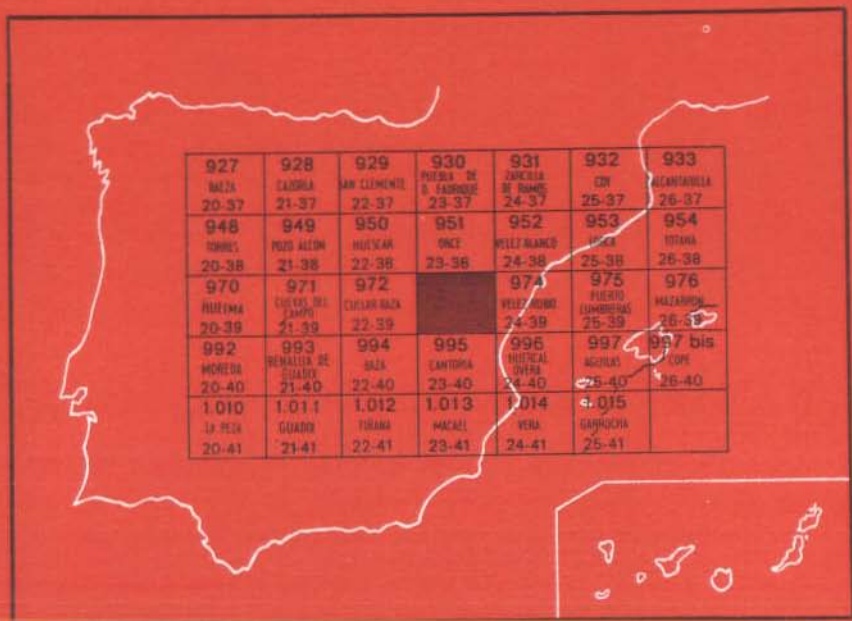
973**23-39**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CHIRIVEL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CHIRIVEL

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: José Baena Pérez y José Luis Guzmán del Pino, Licenciados en Ciencias Geológicas, y Franciscus Voermans, Licenciado en Geología por la Universidad de Amsterdam.

En *Sedimentología*: María del Carmen Fernández Luanco, Licenciada en Ciencias Geológicas.

En *Micropaleontología*: Luis F. Granados Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas, y Fernando Martínez-Fresneda Moreno, Ingeniero de Minas.

En *Macropaleontología*: Trinidad del Pan Arana, doctora en Ciencias Naturales.

En *Petrografía*: Franciscus Voermans, Licenciado en Geología por la Universidad de Amsterdam.

Supervisión del IGME: P. Ruiz Reig.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 26.433 - 1979

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Chirivel comprende rocas de la zona Subbética (parte norte de la Hoja) y de la zona Bética (parte central y sur de la Hoja). La zona situada entre la Bética y la Subbética ha sido llamada zona «Intermedia» (SOEDIONO, 1971). Comprende materiales de posición tectónica incierta, así como una unidad de materiales que parecen ser post-emplazamiento de los mantos (Formación Espejos). La geología de la parte NE. de la Hoja, incluyendo elementos de ambas zonas y de la «Intermedia», ha sido estudiada con considerable detalle por SOEDIONO (1971). El Eoceno y otros (materiales) que pertenecen a la zona Bética han sido cartografiados y estudiados en detalle por uno de los autores (F. M. VOERMANS). Los materiales de la secuencia de la zona Subbética, la zona «Intermedia» y los depósitos «post-manto» han sido cartografiados y estudiados por el personal de la Compañía Adaro (J. BAENA y J. L. GUZMAN).

TRABAJOS PREVIOS

Hasta 1960 la secuencia de rocas de la Hoja de Chirivel no ha sido objeto de una cartografía geológica detallada, sólo mapas de gran escala han dado algunos detalles sobre la posición estratigráfica y tectónica de la secuencia de rocas de la Hoja de Chirivel en el marco general de las Cordilleras Béticas (DE VERNEUIL & COLLOMB, 1856; FALLOT & BATALLER, 1928; FALLOT, 1948; BLUMENTHAL, 1933, 1950, y LLOPIS LLADO, 1955).

En 1960, SOEDIONO, de la Universidad de Amsterdam, comenzó detallados trabajos de campo en la región este de Chirivel, alrededor del Cortijo

Ciudad de Granada. El resultado de su trabajo, que trató de la geología del complejo Maláguide de la zona Bética y la unidad de rocas de la zona «Intermedia», fue publicado en 1971.

EGELER & SIMON (1969 a) distinguen cuatro dominios tectónicos en el Bético de la parte oriental; son de abajo arriba:

Nevado-Filábride.
Ballabona-Cucharón.
Alpujárride.
Maláguide.

En la Hoja de Chirivel están representadas sólo las rocas que pertenecen al Alpujárride y al Maláguide.

La secuencia de rocas de la zona Interna están separadas de las de la zona Subbética, que forma parte de la zona Externa por la llamada zona «Intermedia». Esta zona consiste en rocas de edad Oligo-Miocena y de posición tectónica incierta, así como rocas que han sido depositadas después del emplazamiento de las unidades tectónicas.

Además están representadas rocas de las zonas externas, pertenecientes al Subbético.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 ZONA BETICA

1.1.1 ALPUJARRIDE

Ocupa la parte sureste de la Hoja de Chirivel y comprende las siguientes formaciones:

Formación Estancias (T_{A2-A3}).
Formación Tonosa ($P-T_A$).
Formación Morenos-Montesinos (PC-H).

1.1.1.1 Formación Morenos-Montesinos (PC-H)

La parte basal consiste en esquistos gris-oscuros, casi negros, y cuarcitas con granates de más de 1 mm. También presenta esquistos pardos y cuarcitas con colores bronceados, escamas de micas coloreadas, esquistos azul-oscuros y grises con lustre plateado que muestran una alteración superficial pardo-rojiza. Los esquistos pardos son localmente muy ricos en cristales de andalucita, orientados al azar, que miden más de 1 cm. Algunos cloritoides son visibles como pequeños cristales blanco-grisáceos de hasta 1 mm.

Los lugares donde aparecen las rocas con granates se han indicado en el mapa geológico con una notación diferente (PC-HÉ).

La parte alta de esta formación consiste en rocas de colores oscuros que dan al paisaje una tonalidad muy monótona pardo-oscuro. Son rocas bandeadas constituidas por una alternancia de cuarcitas gris-amarillentas y capas pelíticas de diferente espesor. En suma, esta secuencia contiene cuarcitas gris-amarillentas y capas pelíticas de diferente espesor; cuarcitas gris-brillante, verdosas, pardas y azul-oscuro, que a menudo presentan color amarillento a rojizo debido a la meteorización. Están fina o patentemente bandeadas. Estas rocas están atravesadas por numerosas venas de cuarzo blanco, que están a menudo plegadas. Localmente aparecen calizas negruzcas.

En esta formación se han encontrado (trazas) de fósiles inidentificables.

La parte superior de esta formación muestra marcadas analogías litológicas con las rocas de la secuencia Devónico-Carbonífera del Maláguide. Por ello se le puede intentar atribuir una edad Devónico-Carbonífero.

Debido a la escasez de niveles «guías» y a su fuerte tectonización, la potencia de esta formación solamente puede ser estimada. La máxima potencia expuesta en el área de Chirivel es de unos 2.000 metros.

Las relaciones mutuas entre las diferentes litologías de la Formación Morenos-Montesinos son aún discutibles. Como ya mencionamos, las rocas con granates aparecen en la parte inferior de esta formación y están ausentes en la parte superior; DE VRIES & ZWAAN (1967, p. 445) hacen la siguiente subdivisión en la Formación Morenos-Montesinos:

Formación Los Morenos (Silúrico-Devónico-Carbonífero):

Cuarcitas gris-claras, gris-pardas y verdosas, filitas negras y azules, filitas gris-bandeadas, calizas negras. (Discordancia angular.)

Formación Montesinos (Paleozoico antiguo y/o Precámbrico):

Esquistos gris oscuro, gris plateado y cuarcitas, en parte con granates.

En lo concerniente a la relación entre las dos formaciones, ellos escribían: «El plano de contacto entre las rocas de la Formación Montesinos y la suprayacente Formación Los Morenos es a menudo difícil de trazar en el campo, debido al hecho de que algunos elementos de las dos formaciones son muy semejantes. Además, el fuerte plegamiento y especialmente el alto grado de metamorfismo de la primera (Formación Montesinos), nos indica algo acerca de que el contacto entre las dos formaciones represente una discordancia mayor.» Se debe decir, sin embargo, que la anteriormente mencionada discordancia principal no se ha observado nunca en el campo, ni por DE VRIES & ZWAAN ni por VOERMANS.

En relación con las supuestas diferencias en intensidad de plegamiento

entre las rocas de ambas formaciones, debe ser mencionado que los detalles de las recientes investigaciones microtectónicas de RONDEEL (ver KAMP-SCHUUR y otros 1973) y el presente autor contradicen tal establecimiento. Se ha encontrado el mismo esquema de deformación en las rocas de la Formación Montesinos que en la parte más alta de las rocas mesozoicas del Alpujárride. Por consiguiente, estas deformaciones son de edad alpina.

Respecto al grado de metamorfismo de la secuencia de rocas de la Formación Morenos-Montesinos, puede indicarse que en la Formación Montesinos DE VRIES & ZWAAN se han encontrado alternancia de rocas con granates y rocas sin granates. La opinión del autor es que parece más probable aceptar que el grado de metamorfismo alpino decrece gradualmente hacia la parte superior de la Unidad Alpujárride. La ausencia o presencia de granates en la parte basal de la Formación Morenos-Montesinos puede ser explicada por una diferencia en la composición química (KAMPSCHUUR, 1975).

Petrografía.—Las rocas de la Formación Morenos-Montesinos contienen los siguientes minerales: albita, andalucita, anfíbol, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, micas blancas, epidota, granate, grafito, minerales de hierro, piroxeno, cuarzo, rutilo, esfena, turmalina y circón.

Los minerales más importantes que forman la roca son: biotita, mica blanca, cuarzo, grafito y minerales de hierro. Los esquistos muestran una esquistosidad bien desarrollada con una fuerte foliación. En los lechos más cuarcíticos se han observado en muchos casos micropliegues laminados de mica. Las venas de cuarzo son frecuentemente paralelas a la esquistosidad y a veces plagadas isoclinalmente (como pliegues isoclinales).

En la mayoría se desarrollan «esquistosidad de crenulación» con micropliegues angulares, causando una esquistosidad secundaria a lo largo de estos flancos de esfoliación. La mayoría de las rocas cuarcíticas muestran un aspecto fuertemente esquistoso en las partes pelíticas. La andalucita, que está restringida a los lechos pelíticos, muestra en general tendencia a un desarrollo euhedral (rómico) con cristales con varios milímetros. En unas cuantas láminas se han encontrado restos de una primitiva cristalización de andalucita. Los blastos rómbicos incluyen cuarzo, mica, minerales de hierro y son claramente post-cinemáticos. Los cloritoides con escamas de hasta 300 μ son en la mayoría de los casos paralelos a la esquistosidad y han sido a veces sustituidos por biotita y minerales de hierro. Los granates forman porfiroblastos de hasta varios milímetros. En unas cuantas láminas delgadas los granates muestran las huellas de inclusiones de una forma rotacional (inclusión rotacional de las huellas). La albita se encuentra principalmente en cristales euhedrales junto con cuarzo en vetas atravesando las rocas y ocasionalmente como porfiroblastos euhedrales. La biotita, en parte post-cinemática, aparece como minerales rojizos, pleocroicos, pardos, verdosos, azulados, verde-oscuro o amarillentos, anfíboles, piroxenos (de com-

posición diopsídica) con diópsido (posiblemente junto con ortopiroxeno) se han encontrado como porfiroblastos euhedrales de varios milímetros y como cristales poikiliticos. La clorita aparece como grandes cristales, hojosos, post-cinemática. Los minerales de epidota están presentes en cantidades muy inferiores.

1.1.1.2 Formación Tonosa (P-T_x)

La parte basal consiste en cuarcitas gris brillantes, rojizas, pardo-amarillentas, verdosas y azuladas, alternando con filitas negras y gris aceradas. Localmente existen calizas de color pardo-amarillentas a anaranjadas. Esta secuencia cuarcítica va gradualmente de gris acerado a púrpura. Las filitas constituyen litológicamente lo más sobresaliente de la formación.

Existen, además, finas capas de cuarcitas verde-azuladas con una pátina rojiza, cuarcitas blancas a grisáceas y filitas gris brillantes a gris azuladas. Se encuentran también intercalaciones calcáreas que por meteorización dan un color marrón oscuro.

La parte más superior de la Formación Tonosa comprende calizas blancas amarillentas y ocreas. En esta formación son frecuentes también lentejones de cuarzo.

En la Hoja colindante de Vélez-Rubio la Formación Tonosa ha sido subdividida en miembro cuarcítico inferior y miembro filítico superior. Sin embargo, en esta Hoja la diferenciación sistemática de estos dos miembros no se puede realizar, por lo que han sido cartografiados juntos.

La aparición de yeso en la parte superior de la Formación Tonosa, que se encuentra localmente en el Alpujárri de las Hojas de Vélez-Rubio, Huércal-Overa y Cantoria da una edad Permo-Triásica para esta parte de la secuencia (SIMON, 1963, pp. 34-35).

Dada la escasez de niveles guías y la fuerte tectonización, las potencias de las distintas formaciones pueden darse muy aproximadamente. En esta Hoja la mínima potencia visible de la Formación Tonosa es de unos 1.000 metros.

El límite entre esta formación y la infrayacente de Morenos-Montesinos está bastante claro. En algunas localidades fuera del área cartografiada aquí (Hoja de Vélez-Rubio) se han encontrado conglomerados en la parte basal de la Formación Tonosa. Esto puede ser indicativo de la presencia de una discordancia entre ambas formaciones. No se han encontrado pruebas de la existencia de una discordancia angular, indicada por DE VRIES & ZWAAN (1967).

Petrografía.—En esta formación se han observado los siguientes minerales: albita, andalucita, apatito, biotita, carbonatos, clorita, cloritoides, mica blanca, epidota, grafito, malaquita, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, leucoxeno, turmalina y circón.

Los principales minerales que forman la roca son: mica blanca, cuarzo y minerales metálicos. La mayoría de las rocas pelíticas muestran los planos de esquistosidad bien desarrolladas, las cuales están a menudo fuertemente plegadas. Muchas secciones delgadas muestran una o dos esquistosidades de crenulación seguida por una fase de deformación que genera *Kinks*. Las venas de cuarzo son principalmente paralelas a la esquistosidad y están, a menudo, plegadas isoclinalmente. Las rocas más cuarcíticas también muestran una fábrica esquistosa en sus partes micáceas. Estas rocas muestran frecuentemente los efectos de la cataclasis resultante en las estructuras de mortero. En algunas secciones delgadas se pueden observar finas láminas compuestas de materiales carbonatados. La albíta se desarrolla en porfiroblastos de hasta 1.000 μ , o formando parte de los principales constituyentes de las vetas que atraviesan las rocas. Los cloritoides, que ocasionalmente se encuentran en estas rocas, se sitúan en la mayoría de los casos paralelos a la esquistosidad. La epidota aparece con gran frecuencia en esta formación, tanto en lechos paralelos a la esquistosidad como en granos en el material micáceo.

La biotita, con un pleocroísmo de verde oliva a amarillento, se encuentra como mineral hojoso post-cinemático en unas cuantas secciones delgadas. La andalucita no puede ser reconocida con exactitud debido a la fuerte alteración.

1.1.1.3 Formación Estancias (T_{A2-A3})

La parte basal contiene calizas finamente laminadas, amarillas y ocreas con intercalaciones filíticas de color gris azulado a negras. Encima se encuentran calizas grises o amarillentas de potencia media o grande, así como dolomías calcáreas y dolomías. Localmente se encuentran en la parte inferior de la formación capas dolomíticas de colores pardos, rojizas y rosadas. Rocas marmóreas que muestran una alternancia de bandas azuladas y blancas aparecen en el mismo nivel.

La recrystalización en las rocas carbonatadas varía considerablemente en corta distancia. Localmente, la parte inferior de la secuencia carbonatada consiste principalmente en rocas carbonatadas formando grauvacas monomíticas, fuertemente tectonizadas, de colores claros, blanquecinos, grises y amarillentos.

Las rocas carbonatadas están atravesadas por numerosos lentejones de calcitas que a veces muestran estructuras en «boudinage».

En las rocas marmóreas bandeadas se han observado pliegues a escala mesoscópica.

En la Sierra de las Estancias (Hoja de Vélez-Rubio) las algas indicadoras de una edad Ladiniense (*Diplopora annulata* SCHAFFH), aparecen a unos 200 m. de la base de la Formación Estancias (DE VRIES & ZWAAN, 1967).

La potencia aproximada de esta formación es aquí de 300 metros. El contacto entre la formación Tonosa y la suprayacente Formación Estancias es gradual. En varios sitios el contacto entre las dos formaciones ha sido fuertemente tectonizado, fenómeno en el que las marcadas diferencias en la competencia de los materiales ha jugado un importante papel.

Petrografía.—Las rocas carbonatadas de la Formación Estancias tienen una composición mineralógica simple. El carbonato es el principal constituyente. Además, las rocas pueden contener numerosas cantidades de: albita, mica, cuarzo y minerales metálicos (limonita y pirita). En la parte más inferior las rocas contienen pequeños lechos micáceos microplegados con orientación paralela.

1.1.2 MALAGUIDE

Las rocas Maláguides se encuentran principalmente al S. y N. de la C. N. 342. Se han distinguido las siguientes formaciones de techo a muro:

Formación Xiquena	T_{2-2}^{Aa-Ab}
Formación Castillón	T_{G3-C1}
Formación Saladilla	$P-T_G$
Formación Piar	S-H

1.1.2.1 Formación Piar (S-H)

De acuerdo con GEEL (1973) se pueden distinguir siete miembros, los cuales han sido también reconocidos en esta Hoja. La sucesión es hipotética, debido a la complejidad estructural y a la ausencia de fósiles en la mayoría de los miembros:

A. Miembro filítico abigarrado

Este miembro comprende filitas rojizas, azuladas, grisáceas y gris-pla-teadas, las cuales están frecuentemente acompañadas por chert (sílex) de color gris oscuro a negro laminado en finas capas. Localmente se pueden presentar intercalaciones de calizas marrones laminadas en capas delgadas. Las calizas silúricas con tintinidos, conodontos y Orthoceras, encontradas en el área de Chirivel; posiblemente pertenezcan al mismo nivel (ver MAC GILLAVRY & GELL, 1962; VAN DEN BOOGAARD, 1965; HERMES, 1966; SOEDIONO, 1971).

B. Miembro de calizas con *Tentaculites*

Se trata de calizas finamente laminadas o en capas delgadas, grisá-ceas y amarillentas, pizarras blanquecinas y grisáceas y capas delgadas

de cuarcitas pardas. La superficie de las calizas están repletas de Tentaculites. En algunos lugares las calizas están fuertemente brechificadas.

C. *Miembro de calizas de Conodontos*

Este miembro está compuesto por capas muy delgadas de calizas azules, pizarras azuladas y marrones, laminadas en capas delgadas y finas capas de chert (sílex) oscuras.

D. *Miembro de calizas alabeadas*

Este miembro está formado por calizas azul-oscuras y marrones en capas finas a gruesas, areniscas calcáreas y lutitas, con intercalaciones de grauvas amarillentas y marrones en capas de mediano espesor, lutitas y pizarras laminadas verde-oliva.

Las calizas muestran a menudo laminación paralela y/o «current lamination» o incluso una débil gradación. Las grauvas con intercalaciones de cuarcitas, lutitas cuarcíticas y areniscas calcáreas muestran laminación convoluta, intervalos gradados, laminación paralela y estructuras de «slump». A veces se desarrolla completamente la secuencia de BOUMA.

Las calizas están a veces fuertemente brechificadas y atravesadas por gran cantidad de venas carbonatadas.

E. *Miembro de pizarras y grauvas*

Este miembro está compuesto por elementos finos y gruesos. Los elementos finos están constituidos por pizarras azuladas laminadas en capas muy finas y lutitas cuarcíticas azuladas verdosas o pardas en capas finas y de mediano espesor. Se encuentran localmente intercalaciones de calizas, y finas capas laminadas oscuras de chert (sílex). La alternancia de pizarras y lutitas cuarcíticas puede ser muy rítmica.

Los elementos gruesos consisten en grauvas que se presentan en potentes paquetes de color gris azulado en fractura fresca y que cuando se meteorizan toman colores verdosos o pardo-rojizos.

En algunos lugares se han observado «burrow casts», «sole markings», «flute casts», «groove casts», «load casts» y fragmentos de plantas orientadas linealmente.

F. *Miembro de conglomerado polimítico*

Está constituido este miembro por potentes paquetes de grauvas conglomeráticas y conglomerados groseros. El máximo tamaño de grano de los elementos de los conglomerados está principalmente entre 6-10 cm. (con un tamaño medio aproximadamente de 3 cm.). A veces aparecen can-

tos más gruesos de calizas, grauvacas y fragmentos de gneis de hasta 20 y 50 cm. de longitud.

Una muestra de este tipo de roca, datada por radiometría, ha dado una edad de $535 \pm 75 \cdot 10^6$ años.

Los cantos están bien redondeados, mostrando una disposición paralela a la estratificación.

G. *Miembro de conglomerado de Marbella*

Fundamentalmente constituido por capas muy potentes de conglomerados.

Es característico de este miembro la presencia de cantos de calizas fosilíferas. Los conglomerados están probablemente seleccionados. Localmente los cantos están más o menos paralelos a la estratificación.

Los miembros D, E y F, especialmente el E (de pizarras y grauvacas), forman la mayor parte de la Formación Piar, ya que el afloramiento de los otros miembros son a menudo muy escasos.

Se han encontrado los siguientes fósiles (SOEDIONO, 1971; GEEL, 1973):

Miembro A: Radiolarios indeterminados. En el área de Chirivel se han encontrado Conodontos, Tintínidos y Orthocerátidos Silúrico, que posiblemente pertenecen al mismo nivel.

Miembro B: Tentaculites (i. e. Novakia, Trilobites, Crinoides, fragmentos de Equinodermos y unos pocos Conodontos).

Miembro C: Abundante fauna de Conodontos (ver GEEL, 1973).

Miembro D: Algunos fragmentos de plantas.

Miembro F: Los cantos calizos contienen una fauna de Conodontos, Radiolarios, Cefalópodos, Tintínidos y Crinoides.

Miembro G: Los cantos calizos contienen una abundante fauna de Corales, Gasterópodos, Lamelibranquios, Crinoides y Foraminíferos.

La mayoría de los fósiles no han sido determinados en esta Hoja, sino en la colindante de Vélez-Rubio (GEEL, 1973).

Los Conodontos del miembro B indican el límite Devónico Inferior a Medio. Una parte de la fauna de Conodontos del miembro C indica una edad Famenienense Inferior. La otra parte indica una edad Viseiense. Los Conodontos encontrados en los fragmentos carbonatados del miembro F indican el Famenienense Alto. La asociación de foraminíferos del miembro G señala una edad Carbonífero Inferior.

Con estos datos se le puede atribuir a la Formación Piar una edad Silúrico-Carbonífero.

Debido a la fuerte tectonización, no es posible dar una potencia real. De acuerdo con SOEDIONO (1971), la potencia no puede ser menos de 300 m.

No ha sido observado en la región de Chirivel un corte estratigráfico completo, debido a las grandes perturbaciones tectónicas. En la Hoja colin-

dante de Vélez-Rubio, GEEL (1973) hizo una tentativa de columna estratigráfica de esta Formación. En relación con esta reconstrucción estratigráfica se puede establecer la siguiente sucesión para la Formación Piar de la Hoja de Chirivel:

Techo — Miembro G.
Miembro E.
Miembro B.
Miembro A.

En el miembro C pueden distinguirse dos «lenguas» en la región de Vélez-Rubio (GEEL, 1973). La «lengua» más antigua se sitúa entre los miembros B y E; la más reciente se presenta entre las rocas del miembro E. Las rocas del miembro D representan grauvacas carbonatadas dentro del miembro E. Las rocas del miembro F forman intervalos más gruesos dentro de la acumulación de capas de grauvaca del miembro E.

Petrografía.—Petrográficamente presenta esta formación las siguientes características:

Las grauvacas muestran un pobre calibrado y redondeado. Están presentes todas las formaciones de más de 1.200. Los componentes predominantes son fragmentos de roca, pero también aparecen minerales detríticos. Los principales fragmentos pertenecen a cuarcitas, chert, rocas volcánicas, filitas, pizarras y calizas. Los granos incluyen cuarzo, carbonatos, feldespatos, micas y clorita. Entre los accesorios se encuentran apatito, minerales metálicos, rutilo, esfena, turmalina y circón.

Los conglomerados están pobremente calibrados y de composición muy polimíctica. Los componentes son más o menos los mismos que los de las grauvacas. Además se pueden mencionar: gneis biotítico granatífero, gneis biotítico, esquistos albiticos y cloríticos granitíferos y granates. La fábrica esquistosa no se puede reconocer en sección delgada.

En las filas a veces se observan láminas ricas en cuarzo alternando con otras micáceas. Las pizarras están compuestas por masas subparalelas de mica blanca o verde claro con intercalaciones de láminas ricas de cuarzo. En la transición o rocas más filíticas pueden existir ciertas láminas microplegadas de minerales micáceos preferentemente orientados.

Las areniscas calcáreas tienen un tamaño de grano aproximado de unas 100 μ . Micas detríticas se presentan en cantidades considerables. Las calizas, frecuentemente con una intensiva e irregular red de venas, contienen además de minerales carbonatados pequeñas cantidades de cuarzo, de tamaño limo, albita y mica. Se encuentran ocasionalmente restos de fragmentos orgánicos.

La base de esta formación es desconocida. Yace sobre rocas (¿Permo?).

Triásicas pertenecientes al Alpujarride en un contacto cabalgante que buza hacia el Norte.

1.1.2.2 Formación Saladilla (P-T_o)

ROEP (1972) distinguió cinco miembros, de los que el superior (miembro dolomítico) es litológicamente muy parecido a las rocas carbonatadas de la suprayacente Formación Castellón, por lo que ha sido incorporado en aquella formación por muchos autores.

A. *Miembro de conglomerados rojos*

Caracteriza a este miembro la alternancia de capas delgadas a gruesas, rojizas oscuras, de conglomerados, areniscas y pizarras. Los conglomerados están pobremente clasificados, conteniendo cantos moderadamente redondeados, principalmente de cuarzo o cuarcitas blancas y chert (sílex)-negro. El tamaño de los cantos es normalmente de 0,5-2 cm., pero se encuentran algunos de hasta 10 cm. En la base, este miembro está constituido por conglomerados gruesos que pasan gradualmente hacia arriba a areniscas pizarrosas y conglomerados finos. El límite superior no está claramente definido, podría situarse en el techo de los conglomerados más altos.

B. *Miembro de areniscas abigarradas*

Este miembro comprende areniscas moteadas, naranjas, rojas, verdes, amarillas, blancas y marrones, filitas y capas de pizarras.

En algunos sitios aparecen intercalaciones de conglomerados.

C. *Miembro de intercalaciones dolomíticas*

La parte más baja de este miembro consiste en dolomías margosas gris brillante, a veces yesíferas.

El yeso es de color blanco a rosado, variedad azucarada. Aparecen en capas irregulares, variando de 10 a 30 cm. de espesor, normalmente paralelos a la estratificación. A veces las capas de yeso atraviesan oblicuamente los lechos de dolomías para continuar en otro nivel.

La parte alta contiene dolomías gris claras en finas capas, ocasionalmente mezcladas con capas de espesor medio con la superficie de alteración de color marrón claro.

D. *Miembro de conglomerados amarillos*

Este miembro comprende margas anaranjado-amarillentas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de pizarras rojizas y grisáceas. Este

miembro muestra ocasionalmente hacia arriba una disminución en el tamaño del grano. El conjunto de rocas de este miembro tiene colores más claros y son menos compactas que las de los miembros A y B.

En los conglomerados se ha observado gradación de las secuencias, acunamientos, estratificación cruzada, laminación paralela y estructuras «burrow». En las partes más arenosas hay lechos finos donde aparecen «primary current lineation», «trough-Shaped», y tabular *micro-and mega cross bedding* y «climbing ripples».

En el campo esta formación tiene un aspecto muy variable; y se pueden observar marcados cambios en cortas distancias, probablemente debido a la tectónica, así como a causas sedimentarias primarias. En pocos sitios se ha podido encontrar una sucesión bastante completa (SE. de las Yeseras y en la región del Cerro de la Yesera y el Cerro Romero).

No se han encontrado fósiles. Los fósiles más modernos bajo la Formación Saladilla se encuentran en el miembro de conglomerados de Marbella de la Formación Piar, la cual contiene calizas Viseenses removidas. Los niveles fosilíferos más antiguos sobre la Formación Saladilla consisten en calizas de edad Liásica. Por consiguiente, esta formación tendrá una edad de post-Viseense a pre-Liásica, o sea Permo-Triásica o Triásica.

La potencia de esta formación, medida en donde se ha observado el corte más completo, es del orden de unos 100 metros.

Petrográficamente los conglomerados contienen frecuentemente material carbonatado, cantos moderadamente calibrados de angulosos o buen redondeado de cuarzo, cuarcitas, chert y rocas volcánicas. En cantidades menores aparecen feldespatos, pizarras y constituyentes filíticos.

Las areniscas constan de granos subangulares de cuarzo detrítico (50 μ a 250 μ) bien calibrados con una fina capa rojiza de óxido de hierro alrededor de ellos. Además se encuentran fragmentos de roca o granos de «chert», feldespatos y mica. Las pizarras tienen granos angulares de cuarzo y algunos fragmentos de roca incrustados en una pasta arcillosa, la cual a veces se presenta recrystalizada.

Existen en pequeñas cantidades cuarzo detrítico, plagioclasa y minerales de hierro.

El contacto de esta formación con la Formación Piar infrayacente no se conserva normal en ninguna parte, debido a las perturbaciones tectónicas, por lo que no es posible el concluir si existe o no una discordancia angular (ver también ROEP, 1974).

1.1.2.3 Formación Castellón (T₃-C₁)

Aunque en la Hoja de Vélez-Rubio se consideraban, de acuerdo con GEEL (1973), ocho miembros dentro de esta formación en esta Hoja, donde las secciones continuas no se encuentran con facilidad, y en donde parecen

faltar algunos de esos miembros, sólo se consideran seis miembros (SOEDIONO, 1971).

A. *Miembro dolomítico*

Constituidos por dolomías crema, pardo-amarillentas y pardas, en lechos de fino a muy potentes o masivos. El color de alteración es ocasionalmente más oscuro. La parte inferior del miembro está frecuentemente muy brechificada.

B. *Miembro de calizas dolomitizadas*

Este miembro consiste en brechas de rocas carbonatadas, de colores crema y rosadas. Separando los fragmentos aparecen venas rojizas.

C. *Miembro de calizas pseudo-oolíticas*

Constituido por calizas en capas de espesor medio a grande, de color crema claro y gris-azulado si están meteorizadas. A veces con una lupa se pueden distinguir microforaminíferos diseminados.

D. *Miembro de calcarenitas y calcilutitas finamente arenosas*

Las calizas son rojizas, pardas o cremas, en capas finas o de mediano espesor. Meteorizadas dan colores rojizos, amarillentos o grisáceos. En el campo, con la lupa, se puede observar netamente la glauconita y los restos no carbonatados.

E. *Miembro de calcarenitas groseras y oolíticas*

Este miembro consiste en calizas de colores crema, grisáceas, rosadas o marrones, en capas de gran espesor. Meteorizadas son de color marrón. Pasan lateralmente a caliza algo nodulosa en capas masivas. Con la lupa se pueden observar los oolitos. A veces se observan intercalaciones brechificadas rojas.

F. *Miembro de calcilutitas*

Este miembro está compuesto por calizas en capas gruesas a masivas de color marrón claro, con gradación lateral de capas de fina a medianamente estratificadas. Se observan algunos niveles nodulosos con matriz rojiza.

De acuerdo con SOEDIONO (1971), se distinguen los siguientes fósiles:

Miembro A: Restos orgánicos indiferenciados, probables algas.

Miembro B: Fragmentos de algas y foraminíferos bentónicos.

Miembro C: Foraminíferos bentónicos, tales como *Lituosepta recoarensis* CATI; algas, como *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, y Moluscos.

Miembro D: Restos de Equínidos, Moluscos y Foraminíferos bentónicos.

Miembro E: Foraminíferos bentónicos, restos de Equínidos y Moluscos y Algas.

Miembro F: Restos de Equínidos y Moluscos y «filamentos» de origen incierto. Además, una abundante fauna con *Saccocoma* y *Globochaete alpina* LOMBARD.

Una asociación de *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) y *Lituosepta recoarensis* CATI, encontrada en muestras de la región de Vélez-Rubio (GEEL, 1973), da para el miembro C una edad Liásica. Varias muestras del miembro E, tomadas en la misma región, contienen *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, indicador de un Dogger Superior a Malm Inferior. GEEL (1973, p. 51) distinguió cuatro biozonas dentro del miembro F. En el área de Chirivel se han reconocido las zonas 2 y 3. La zona número 4 parece estar ausente. La presencia de la zona número 1 es cuestionable. El miembro F puede datarse en el área de Chirivel como Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

En consecuencia, se admite para la Formación Castellón una edad (¿Triásico Superior?) Jurásico-Cretácico Inferior.

Puesto que no se ha encontrado en esta Hoja un corte completo, ha sido imposible estudiar la potencia del conjunto de la formación. En la región del Rincón del Puerto, en la parte oeste de la Hoja, la potencia de esta formación no será menor de 250 metros.

El miembro A constituye la base estratigráfica de la Formación Castellón. El B se sobrepone concordante al A, y pasa hacia la parte alta de las calizas pseudoolíticas del miembro C. El grado de dolomitización decrece gradualmente hacia arriba. El techo del miembro C está en la mayoría de los casos brechificado y con los fragmentos separados por una matriz rojiza.

En la región de Vélez-Rubio se han encontrado dos miembros sobre el techo del miembro C. Estos miembros están ausentes en el área de Chirivel. El hecho de esta ausencia en nuestra área nos sugiere una relación discordante entre los miembros C y D, que está directamente encima. No está claro si esta discordancia representa un hiato o una discordancia angular.

El miembro D está cubierto concordantemente por el miembro E. El límite entre el miembro E y F está bastante claro por una rápida disminución en el número de detritus calcáreos y en el tamaño del grano; localmente existe una interdigitación entre los dos miembros (GEEL, 1973).

El contacto de esta formación con la infrayacente Formación Saladilla generalmente ha sido fuertemente tectonizado; aunque donde no existe perturbación, es concordante.

Petrográficamente esta formación está constituida principalmente por

carbonatos. El tamaño de los granos varía ampliamente. Los cristales a veces muestran contorno rómbico. En muchas muestras, especialmente de los miembros inferiores, se observan los efectos de una fuerte tectonización (brechas). En la parte más alta hay elementos detríticos terrígenos con un máximo de un 20 por 100, y consisten principalmente en cuarzo subangular a bien redondeado, y menores cantidades de mica, feldespato y fragmentos estables de roca.

La proporción de aloquímicos (oolitos, fósiles, pelets y clastos calizos) varía de 0 a casi 100 por 100. En gran cantidad de secciones delgadas se pueden observar restos fósiles. Muchas secciones delgadas de la parte inferior de esta formación están casi exclusivamente compuestas por algas calcáreas.

1.1.2.4 Formación Xiquena (T_{2-2}^{Aa-Ab})

Desde el punto de vista litológico se pueden distinguir cuatro miembros (GEEL, 1973).

A. Miembro de calizas arenosas

La parte inferior de este miembro puede considerarse como un conglomerado que empieza con componentes escasamente redondeados exclusivamente de calizas de la Formación Castellón. En corta distancia estos conglomerados pasan a conglomerados de calizas de Castellón y calizas de este miembro, el cual pasa a su vez a conglomerados formados exclusivamente por componentes propios de esta Formación Xiquena. Los fragmentos pueden acercarse hasta los 50 cm. de diámetro. Esta zona basal varía en potencia desde 30 a 85 cm. Los conglomerados gradados entre calizas de color, entre crema, rosados o marrón muy claro, y en capas potentes o muy potentes. Las calizas arenosas tienen un color de meteorización gris-azulado, e incluye numerosos macroforaminíferos (tales como Nummulites y Alveolinas) generalmente con tamaño de hasta 5 mm.

B. Miembro de calizas con Alveolinas

Compuesto por calizas blanquecinas, crema, rosadas o rojizas, en potentes bancos, cuya estratificación es, a menudo, difícil de observar. Presentan un color gris-azulado por meteorización. Se aprecian frecuentes manchas blancas de Nummulites y Alveolinas.

C. Miembro de calcarenitas con Assilina

Consiste en calizas marrones en potentes bancos o masivas, que contienen abundantes macroforaminíferos (Assilina, Nummulites, Discocyclina),

a veces de considerable tamaño (hasta 3 cm.). Se observan intercalaciones de lechos gruesos y finos de calcarenitas. En algunos sitios, las calizas están fuertemente brechificadas.

D. *Miembro de margas-calcarenitas de Animas* (Formación Jardín, de SOE-DIONO, 1971)

La parte basal comprende una brecha caliza polimíctica bien endurecida, de color gris claro o marrón oscuro. Los componentes son angulares o sub-angulares, y a veces subredondeados, con un diámetro de hasta 20 cm. El conjunto comprende calizas de la Formación Castillón y dolomías del miembro inferior de la misma, mientras que componentes de la parte inferior de esta Formación Xiquena y areniscas rojas de la Formación Saladilla aparecen en cantidades muy inferiores.

La parte más alta de este miembro comprende calcarenitas arenosas con intercalaciones de margas arcillosas. Es característico el aspecto general amarillo-claro con tonos rosados. Se encuentran calcarenitas de arena gruesa o calcirruditas en bancos de potencia media o grande y con una gran cantidad de macroforaminíferos (Nummulites, Asterocyclina, Discocyclina, Assilina) con un tamaño de varios centímetros. Ocasionalmente se observan gravas de tamaño grueso de cuarzo claro. Se han identificado finos granos del miembro de pizarras y grauvacas de la Formación Piar.

Se han encontrado los siguientes fósiles en rocas de esta formación:

Miembro A: Equínidos, Pelecípodos, algas, fragmentos de Briozoos y pequeños foraminíferos planctónicos. Además, Discocyclina, Nummulites, Amphistegina, Alveolina, Alveolina flosculinizada y Assilina.

Miembro B: Esencialmente la misma fauna que el miembro A. Las Alveolinas y Miliólidos, no obstante, son los principales elementos faunísticos.

Miembro C: En las calizas se encuentran fragmentos de Equínidos, Nummulites, Discocyclina, Assilina, Operculina, Gypsina, Amphistegina, pequeños foraminíferos planctónicos y bentónicos, algas y Briozoos. Las pelitas contienen foraminíferos planctónicos, tales como *Globigerina linaperta* FINLAY, *Globorotalia spinuloinflata* (BANDY) y *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN.

Miembro D: Contiene una rica fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Los macroforaminíferos reconocidos son: Discocyclina, Nummulites, Alveolinas, Amphistegina, Assilina, Operculina, Pellastispira y Rotalia. Entre los foraminíferos planctónicos incluye: *Catapsydrax unicavus* BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globorotaloides* cf. *suteri* BOLLI, *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Globigerapsis index* (FINLAY), *Globorotalia centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *Globorotalia opima nana* BOLLI, *Globorotalia spinuloinflata* (BANDY) y *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN. Una muestra contiene *Nummulites* aff. *incrassatus* DE LA HARPE.

Por la presencia de las Alveolinas puede asignarse a los miembros A y B una edad Eoceno Inferior. La fauna que aparece en el miembro C sugiere que el límite entre el Eoceno Inferior y Medio se encuentra en este miembro. Según los foraminíferos planctónicos, el miembro D puede asignarse una edad Eoceno Medio. Por consiguiente, a esta Formación Xiquena se le ha atribuido una edad Eoceno Inferior-Medio.

La ausencia de un corte completo que no esté afectado tectónicamente sólo nos permite hallar una potencia estimativa, que oscila entre los 30 y 80 metros.

El miembro A pasa gradualmente al B. En la región de Vélez-Rubio se puede observar una interdigitación lateral entre el B y el C (GEEL, 1973). El contacto entre los miembros C y D en este área parece ser discordante (SOEDIONO, 1971).

Esta formación cubre transgresivamente a la Formación Castellón. En varias localidades la base de esta formación consta de una brecha caliza.

En algunos sitios el miembro más alto de esta formación está cubierto con un contacto agudo por formaciones pertenecientes a la «Zona Intermedia».

Las rocas carbonatadas de esta formación tienen una composición variable. Las aloquímicas aisladas, incrustadas en un cemento micrítico y esparítico, comprenden intraclastos, pelets, fósiles (principalmente Foraminíferos y restos de Equinodermos) y granos monocristalinos de carbonatos de probable origen orgánico. La matriz puede ser muy rica en fósiles sueltos removidos. El contenido en detritus terrígenos no calcáreos va del 0 al 40 por 100. Los granos son de angulosos a bien redondeados, con un tamaño de arcilla a muy grueso. El cuarzo es el componente predominante. En menores cantidades aparecen: feldespatos, mica y fragmentos de rocas (cuarcitas, chert, filitas, pizarras y rocas volcánicas). La mayoría de las muestras contienen granos de glauconita y algunos granos isótopos amarillos claros (¿fosfato?).

1.2 ZONA SUBBÉTICA

Consideramos dentro de la Zona Subbética dos unidades tectónicas y paleogeográficamente distintas. Una de ellas está representada por lo que llamamos Penibético (o Subbético meridional) y la otra por el Subbético (o Subbético medio). Ambas se encuentran separadas por contactos tectónicos, y no existe evidencia de que entre ambas series exista continuidad.

La serie que por su semejanza con las representadas más al Norte, en otras Hojas, parece corresponder al Subbético propiamente dicho se encuentra aquí en contacto con varias formaciones de la Zona Intermedia, y cabalgada, al menos en gran parte, por las calizas y dolomías del Penibético. Aparece sobre todo en la zona oriental, y en ella se han diferenciado cartográficamente dos miembros, dado que su enorme tectonización y sus afloramientos reducidos dificultan una cartografía más fina.

1.2.1 PENIBETICO (O SUBBETICO MERIDIONAL)

Consideramos aquí todas las formaciones que se presentan constituyendo las alineaciones montañosas de S.^a de María, Orce y Periate.

1.2.1.1 Triásico (T₀)

Solamente en puntos muy localizados, tales como en los alrededores del Cortijo de Periate (X = 708.670; Y = 339.630) o al N. del Cortijo del Berrocal (X = 709.835; Y = 336.600), hemos localizado en la base de las dolomías, que normalmente constituyen escamas cabalgantes, unas arcillosas rojas y verdes a las que acompañan carniolas o dolomías en bancos delgados.

La reducida extensión de estos afloramientos sólo nos permite decir que se trata de un Triásico, por su facies y posición. No obstante, resulta difícil su atribución al Triásico Subbético que hemos reconocido en zonas situadas más al norte de esta Hoja, ya que en su aspecto se asemeja más al Permo-Triásico Maláguide que aflora un poco más al Sur. Esto es un problema que queda pendiente de solución.

1.2.1.2 Triásico Superior-Jurásico Inferior (T₀₃-J₁)

Está constituido por dolomías bien estratificadas de colores crema beige o grises. A veces se observan colores rosados. Su textura es sacaroidea y presentan frecuentes drusas.

No se observan fósiles, solamente algunas sombras de Algas. Su potencia es variable, y en muchos casos difícil de precisar, dado que en los pocos puntos donde aparece su base la serie está cepillada por fallas cabalgantes. De todas formas, estimamos que puede llegar fácilmente a los 300 metros.

Pasan gradualmente hacia el techo a calizas, por disminución del grado de dolomitización. En estas calizas se puede datar el Pliensbachiense, por lo que hemos datado esta formación como Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Están muy bien representadas en toda la zona montañosa, especialmente en la S.^a de Periate y en los alrededores del Argerin.

1.2.1.3 Pliensbachiense-Dogger (J₁₃₋₂)

En este término están incluidas la mayor parte de las calizas que constituyen las Sierras de María, Orce y Periate. Se observan grandes variaciones de facies y de potencia de Este a Oeste. En la zona oriental (Sierra de María) está constituida por:

- 80-90 metros de calizas blancas marmóreas, en su parte basal algo dolomitizadas. Son «micritas» o «biomicritas» con *Thaumatoporella*

parvovesiculifera, Lamelibranquios, Ophthalmididos, etc., que deben representar un Lías Medio-Superior.

- 200-300 metros de calizas oolíticas, mal estratificadas, de colores blanquecinos. Son «oosparitas» con Lamelibranquios, Equinodermos, Textularia, *Protopeneroplis striata*, etc., que parecen representar parte del Dogger (Bathonienense).

Hacia la parte central disminuye algo de potencia de la serie (unos 250 m.) y de abajo arriba está constituida por:

- Calizas blancas marmóreas. Son «micritas» o «biomicritas» con *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Ostrácodos, etc., de edad Lías Medio-Superior.
- Calizas beige amarillentas. Son «biointrasparitas» en las que es frecuente la presencia de cuarzo, en un 3 por 100, y a veces hasta fel-despatos. Este hecho no había sido observado en otras series más orientales y a esta altura estratigráfica. Esto parece emparentar la serie con el Jurásico maláguide de más al Sur.

Presenta Equinodermos, Valvulinidos, Ammodiscus, *Vidalina mortana*, *Tetraxis* aff. *conica*, Miliólidos, etc. Entre la macrofauna hemos encontrado: *Tetrahynchia tetrahedra* (SUWERBY), *Plesiothyris verneuilli* ENDESDESLONGCHAMPS y *Plesiothyris* sp. Todo ello parece indicarnos un Lías Medio-Superior.

- Calizas oolíticas. A veces presentan silicificaciones irregularmente repartidas. Son «oosparitas» con Equinodermos, Lamelibranquios, *Protopeneroplis*, etc., que representan un Bathonienense.
- Calizas blancas y rosadas. Son «intrabiosparitas» con oolitos y una fauna de Equinodermos, Algas, Lenticulinas, Lagénidos, «filamentos», etcétera, que parecen representar el Dogger.

Finalmente, en la Sierra de Periate, zona occidental de la Hoja, la serie tiene una potencia de 185-200 metros y está constituida por:

- Calizas blancas marmóreas. Son «biomicritas» con *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Ostrácodos, *Ophthalmididos*, etc., del Lías Medio-Superior.
- Calizas ocre y rosadas, con pequeñas intercalaciones de calizas oolíticas. Son «biomicritas» y «microsparitas» con Equinodermos, Ostrácodos, Lenticulina, «filamentos», etc., que parecen representar el Dogger. Presentan también cuarzo en una proporción de 2-3 por 100.

Resumiendo, podemos decir que la serie disminuye de potencia de Este a Oeste, a la vez que las calizas oolíticas menos abundantes y menos potentes son sustituidas por calizas ocre y rosadas. Igualmente se observa la presencia de cuarzo, como detritus, en las series más occidentales.

La falta de dataciones precisas en biofacies no nos permite hablar de hiatos estratigráficos, que posiblemente existen.

1.2.1.4 Dogger-Malm (J₂₋₃)

Está constituido por una alternancia de calizas color crema, nodulosas, a veces con nódulos de sílex, con una potencia que varía de 20 a 80 metros. Son brechas, «biomicrita» o «intrabiosparita», que unas veces presentan «filamentos» y en otras es frecuente la presencia de *Aptychus*, *Saccocoma*, *Lamelibranchios*, etc. Por esta razón damos a esta formación la edad Dogger-Malm. De todos modos, la sedimentación parece ser de umbral, con remoción de sedimentos originales (brechas), con lo que la sedimentación no parece haber sido uniforme en todo el ámbito reconocido, y es presumible la existencia de lagunas estratigráficas en el Malm, sobre todo en la zona occidental.

1.2.1.5 Malm-Barremiense (J₃-C₁₄)

Está representado por una alternancia de margas verdes y radiolaritas, que dan paso a unas margas verdes sin apenas radiolarita. Su potencia no se puede obtener, al faltar el techo de la formación.

En las margas con radiolaritas solamente se encuentran Radiolarios (*Dictyomitra* y otra), que no nos permite datar con exactitud la formación. Es posible que aquí parte del Jurásico Superior esté representado.

Hacia arriba van desapareciendo las radiolaritas, y entonces las margas dan una microfauna con: *Lenticulina* «ex grege» *munsteri*, *Lenticulina* cf. *ovachensis*, *Lenticulina* *nodosa*, *Lenticulina* cf. *credidularia*, *Lenticulina* *subangulata*, *Lenticulina* cf. *subangulata*, *Lenticulina* cf. *heiermanni*, *Lenticulina* *italica*, *Lenticulina* *gracilissima*, *Pseudoglandulina* *humilis*, *Marssonella* *oxycona*, *Epistomina* cf. *carpenteri*, *Globulina* cf. *prisca*, *Dentalina* cf. *linearis*, *Dentalina* *communis*, *Dentalina* *varians*, *Tristix* *acutangulus*, *Spirillina* *minima*, *Spirillina* *elongata*, *Vernenicinoides* cf. *neocomiensis*, Radiolarios familia Cyrtoidae, Equínidos, Ammodiscus, Moluscos, etc.

Igualmente hemos encontrado una macrofauna con: *Protetragonites quadrisulcatus* D'ORBIGNY, *Negrelliceras* cf. *negreli* MATHERON, *Holcostephanus* (*Subastieria*) cf. *sulcosus* BAVLOW, *Polychites* sp. (?) y *Lamellaptychos beyrichi* (OPPEL) var. *subalpina* (SCHAEHAUTI).

Toda esta fauna nos permite datar esta parte de la formación como Valanginiense-Barremiense, pudiendo estar en la parte inferior, como ya hemos considerado, parte del Jurásico Superior y el Cretácico más Inferior.

1.2.2 SUBBETICO (SUBBETICO MEDIO)

1.2.2.1 Barremiense-Cuisiense (C_{14} - T_{22}^{Aa})

Aunque excesivamente tectonizada, en esta serie podemos distinguir varios miembros representados por diferencias litológicas.

El miembro A, de calizas margosas blancas, en las que se encuentra *Naunoconus*, de la zona de *Naunoconus kamptaei*, y Ammonites, que corresponden a un Barremiense Inferior. Es lo más bajo que encontramos en esta serie.

El miembro B son margas arcillosas verdes oscuras, con gran proporción de montmorillonita. Su aspecto es caótico, y a veces con auténticas muestras de ser un material diapiórico.

En ellas hemos encontrado *Globigerinelloides breggienses*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Hedbergella trocoidea*, *Hedbergella planispira*, *Rotalipora ticinensis*, etc., que representan el Albiense Superior. También está representado el Aptiense.

El miembro C está constituido en la base por margo-calizas blancas con sílex negro de edad Cenomaniense. Hacia arriba y en facies de calizas-margosas y margas blancas y rosadas está representado el Senoniense completo, con todas las zonas de Globotruncanas, llegando en esta misma facies hasta el Cuisiense, representado por la siguiente fauna: *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia gracilis*, *Globorotalia rex*.

1.2.2.2 Luteciense-Aquitaniense (T_{2-11}^{Ab-Ba})

Sobre la anterior, y sin que se observe aparente discordancia (si bien la región no es propicia a las buenas observaciones de los contactos) aparecen margas verdes, en las que se intercalan calizas blancas y calizas arenosas finamente gradadas. A veces se han observado ocasionalmente estructuras de *slump*.

La parte basal de las calizas gradadas consiste en trozos orgánicos removidos, principalmente grandes foraminíferos. Hacia las partes altas el número de grandes foraminíferos removidos disminuye, mientras que aumentan los foraminíferos planctónicos. Los componentes detríticos son trozos de foraminíferos, cuarzo y cuarcita. La matriz, de carbonato microcristalino, contiene a veces glauconita.

En las margas inferiores hemos encontrado: *Globorotalia centralis*, *Globorotalia spinulosa*, *Globigerina venezuelana*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerapsis index*, *Truncorotelloides* aff. *topilensis*.

En la parte superior, en las margas hemos localizado una fauna con: *Globigerinoides ruber*, *Globigerina venezuelana*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides altiapertura*, *Bolivina arta*, etc.

En las calizas aparecen asociaciones de grandes foraminíferos con Amphisteginas, Discocyclus, Heterostegina, Nummulites, Operculina, Lepidocyclus, Operculinoides y Miogypsina.

Parece, pues, que en esta formación se encuentran representados el Eoceno Medio-Superior, el Oligoceno y parte del Mioceno Inferior. Su edad más probable es Luteciense-Aquitaniense.

1.3 ZONA INTERMEDIA

De acuerdo con SOEDIONO (1971), el área entre la región de calizas del Bético de Málaga y la Cadena Montañosa de la Sierra de María la llamamos «Zona Intermedia», simplemente como un término topográfico neutral. En ella aparecen, debajo de las formaciones detríticas recientes, cuatro formaciones terciarias que no se pueden asignar con certeza a cada una de las zonas o unidades tectónicas ya consideradas. Este término no indica, pues, un carácter intermedio, ya que dentro de esta zona presumiblemente existen formaciones autóctonas y alóctonas, más o menos implicadas en la tectónica general, y con características paleogeográficas muy diferentes.

Las cuatro formaciones principales que aquí se reconocen son las siguientes:

- Formación Ciudad Granada.
- Formación Solana (o Pinar de Soediono).
- Formación Fuente.
- Formación Espejos.

1.3.1 FORMACION CIUDAD GRANADA. Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (^{A-Ba}TC₃₋₁₁)

La intensa tectonización a que ha estado sometida esta formación hace difícil reconstruir su columna litológica. De todos modos se pueden distinguir claramente dos miembros:

Miembro A: Areniscas y areniscas conglomeráticas de color amarillento claro. A veces un conglomerado basal.

Miembro B: Pelitas marrón-rojizas o amarillento-marrón oscuro.

El miembro A cubre con una ligera discordancia las dolomías de Triásico-Liásico maláguide. Comienza este miembro con areniscas groseras amarillentas claras, con capas irregulares y delgados lechos estratificados de una arenisca conglomerática amarillo-blancuzca.

Los cantos de dolomías y cuarzo blanco están bien redondeados y pueden llegar a un tamaño de 5 cm., aunque el tamaño normal varía de 0,5 a 3 cm. Estos cantos están incluidos en una matriz arenoso-calcárea.

Esta capa basal está cubierta por una alternancia de capas de pelitas y areniscas calcáreas. El color es marrón amarillento claro. No se observa estratificación en las pelitas. Las capas arenosas muestran alguna «gradación». La base contiene componentes muy groseros, del tamaño de grava gruesa. El número y potencia de estas areniscas calcáreas decrece gradualmente hacia arriba, donde pasa a la secuencia pelítica del miembro B, en el que ocasionalmente se intercalan algunas areniscas.

El miembro B consiste esencialmente en pelitas marrón-rojizas y marrón-amarillentas. En la parte inferior se encuentran ocasionalmente areniscas gradadas. Hacia arriba faltan estas intercalaciones arenosas, y la formación se hace monótona, con una morfología de «badlands». A veces se encuentra un conglomerado de guijarros en la secuencia pelítica, formando cuerpos alargados. Este conglomerado está formado por componentes bien redondeados, de guijarros alargados de tamaño grava envueltos en una matriz arenosa. La mayoría de los cantos proceden del Paleozoico Maláguide, que les da un típico color oscuro. Ocasionalmente aparecen componentes de Permo-Liásico, Jurásico y Eoceno de las distintas formaciones maláguides.

Las areniscas del miembro A contienen capas con *Lepidocyclinas*, *Operculinas*, *Amphisteginas*, *Miliólidos*, etc.

Las intercalaciones de areniscas gradadas del miembro B a veces contienen grandes foraminíferos (*Operculinas*); además, fragmentos de Equínidos, *Lamelibranchios* y pequeños foraminíferos bentónicos.

Las pelitas del miembro B contienen una rica fauna, principalmente de foraminíferos planctónicos, descrita por SOEDIONO, 1969, y que contiene las siguientes especies: *Catapsydrax dissimilis*, *Catapsydrax* grupo *unicavus*, *Globigerina angustumbilicata*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina sellii*, *Globigerina tripartita*, *Globorotaloides suteri*, *Turborotalia kugleri*, *Turborotalia mayeri*, además del pequeño foraminífero bentónico *Almaena* sp.

Nosotros en estas mismas pelitas hemos encontrado la siguiente fauna: *Anomalina helicina*, *Almaena ornabrugensis*, *Amphycoryna scalaris*, *Bolivina arta*, *Cassidulina subglobosa horizontalis*, *Globigerina rohri*, *Globigerina angulosuturalis*, *Globorotalia* ex. gr. *opima*, *Loxostomum teretum*, *Marginulina behmi* y *Spiroplectammina carinata*.

Esta fauna parece definirnos una edad para esta formación Oligoceno-Mioceno Inferior, y más ajustadamente un Oligoceno Superior-Aquitaniense.

La potencia, debido a su tectonización, es imposible darla, aunque en algunos puntos puede ser del orden de los 70-100 metros, de un modo estimativo.

Esta formación parece haberse depositado transgresivamente sobre alguna de las formaciones maláguides, y desde que se depositó parece haber seguido una historia tectónica ligada a la del Maláguide.

1.3.2 FORMACION SOLANA (O PINAR DE SOEDIONO) (T₃₋₁₁^{T-Ba})

Esta formación es sin duda la más enigmática de todas las que aparecen en la Zona Intermedia. Se encuentra muy bien representada al sur del Mojonar (X = 727.501; Y = 337.065), dando lugar a una banda de dirección NE-SO. En esta zona los afloramientos pueden ser observados en numerosos arroyos que cortan la formación, más o menos perpendicularmente al rumbo. También se localiza al N. del Cortijo de Orgalla (X = 709.009; Y = 336.379), debajo de las calizas y dolomías del Penibético.

Se pueden distinguir dos miembros litológicos:

Miembro A, de margas verde oscuras.

Miembro B, de areniscas marrón-amarillentas.

La posición de estos dos miembros no está clara, aunque parece ser que el miembro A puede ser el más viejo.

El miembro A está compuesto por margas plásticas verdes marrón oscuro, con alto contenido de montmorillonita. La mayor parte de las veces son azoicas. En estas margas se encuentran bolos de hasta 10 cm. de diámetro de margas verdes claras conteniendo grandes foraminíferos. No se observa estratificación en las margas.

Por las observaciones de campo no resulta claro si estas margas con foraminíferos representan lechos que han sido arrancados por movimientos tectónicos tardíos (brechas tectónicas) o si la roca es un conglomerado margoso.

El miembro B está constituido por areniscas gradadas y areniscas conglomeráticas amarillentas y verdes-grisáceas oscuras, y ocasionalmente pelitas rojas.

La potencia de esta formación es imposible de determinar, ya que todos sus contactos son tectónicos.

En cuanto a la edad es difícil de asignar. El miembro A es en su mayor parte azoico. A veces se identifican *Lepidocyclina*, *Operculina*, *Operculinoides*, *Miogypsina* y *Rotalia*. Pero también es frecuente encontrar mezcla con fauna del Cretácico y del Eoceno, indudablemente removidas o resedimentadas.

La única fauna de foraminíferos planctónicos que ofrece más verosimilitud para su datación comprende las siguientes especies: *Catapsydrax dissimilis*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina prae-bulloides*, *Globigerina sellii*, *Globigerina tripartita*, *Globorotalia opima opima* y *Globorotalia opima nana*.

El miembro B contiene una fauna de grandes foraminíferos removidos o resedimentados, entre ellos *Amphisteginas*, *Discocyclina* sp., *Lepidocy-*

clina sp., Nummulites sp., Operculina, etc. Todos ellos fragmentados y sin valor para la datación.

Si respetamos la fauna planctónica como autóctona de esta formación, la edad sería Oligoceno, o quizá Oligoceno-Mioceno Inferior, pero de todos modos esto resulta también problemático.

Tanto por el aspecto (tectónico y paleogeográfico) como por sus componentes, esta formación parece alóctona.

1.3.3 FORMACION FUENTES (T_{12}^{Ba1})

Aflora esta formación en una zona estrecha, que puede trazarse desde el Barranco de los Espejos, al Este, y el Barranco de las Fuentes, al Oeste ($X = 728.507$; $Y = 335.953$), rodeada al Sur por la Formación Ciudad Granada y al Norte por la Formación Espejos, que más adelante describiremos. No obstante, donde mejor representado está es al este de la Cortijada de Barrionuevo ($X = 707.802$; $Y = 334.360$), donde se encuentra cabalgado por el Permo-Trías Maláguide.

Consiste en margo-calizas y margas blancas y verdosas con intercalaciones de finas capas de sílex oscuro. A veces existen calcilitas arenosas gradadas. Los detritos comprenden cuarcitas, cuarzo, plagioclasas, biotitas y cristales de carbonatos.

Las margas verdes contienen una rica fauna con restos de peces, Radiolarios y foraminíferos, entre los que hemos determinado: *Globoquadrina dehiscens*, *Globoquadrina globosa*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerinoides* cf. *trilobus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia* cf. *johsi barisanaensis*, *Turborotalia mayeri*, etc., que indican una edad Mioceno Inferior, probablemente Burdigaliense Inferior.

Esta formación, depositada en condiciones de mar abierto, es también problemática, aunque bien pudiera ser autóctona o paraautóctona, depositada antes del último acercamiento entre el Maláguide y el Subbético. Su aspecto en campo es semejante al Cretácico Superior Subbético.

1.3.4 FORMACION ESPEJOS ($T_{12-11}^{Ba3-Bb1}$)

Esta formación aparece bien representada en los Barrancos de S. del Mojonar ($X = 728.032$; $Y = 336.291$).

La constituyen conglomerados, areniscas y margas, y una abundancia enorme de olistostromas u olistolitos que varían en tamaño desde más de un metro hasta cientos de metros. Estos bloques derivan de las formaciones maláguides principalmente, aunque hacia arriba aumentan las de rocas epimetamórficas de Alpujárride. También se encuentran esporádicamente bloques de rocas de las formaciones terciarias de Ciudad Granada y Fuentes. Los detritos del Subbético se encuentran en las pelitas de la parte Este del área.

El tamaño de estos olistostromas decrece hacia el Norte. Están rodeadas por una matriz constituida por un conglomerado cuyos componentes son de tamaño grava. Ocasionalmente se encuentran lechos de areniscas gradadas.

Se han encontrado pliegues de «slumping» en la parte alta de esta formación.

La potencia es variable. Aquí se presentan unos 20 metros, aunque en zonas fuera de esta Hoja llega a los 100 metros.

En las margas se encuentra la siguiente fauna: *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides* aff. *bisphaericus*, *Globigerinoides ruber*, *Globoquadrina dehiscentis*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia acrostoma*, ¿*Praeorbulina*?, etc., que parece darnos para esta formación una edad Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior.

Esta formación parece claramente autóctona y depositada posteriormente al acercamiento Maláguide-Subbético. Es discordante sobre el resto de las formaciones, y posteriormente afectadas por un retrocabalgamiento hacia el Sur, por parte del Subbético y de la Formación Solana.

1.4 DEPOSITOS POST-OROGENICOS

$T_2^B-Q_1$. Los más importantes son los correspondientes al borde de la cuenca plio-cuaternaria de Baza. Son conglomerados, arenas y arcillas rojas. Corresponden a un régimen fluvial propio de llanuras de inundación, en donde se observan numerosos paleocauces. El sentido del aporte ha sido desde estas zonas montañosas hacia el Oeste, o sea, hacia el centro de la depresión.

Hasta hace poco se daba a esta formación una edad Pliocena, pero posteriormente hallazgos en los límites de las facies fluviales y lacustres de vertebrados (Cúllar Baza), y a veces hasta industrias humanas (Solana de Zamborino), más al Oeste, permiten asegurar la existencia de gran parte del Pleistoceno dentro de esta misma formación.

Los conglomerados son poligénicos, predominando los cantos calizos en la parte occidental. En la mancha situada al sur de Chirivel, que corresponde a una pequeña subcuenca, los elementos predominantes pertenecen al Alpujarride y Maláguide, con abundancia de filitas, esquistos, cuarcitas, etcétera.

$Q_{1-2}G$. Encima de lo anterior se superpone el glacis de colmatación, constituido por conglomerados y limos calcáreos. Su potencia puede ser de 2 a 20 m. Corresponden a antiguos pies de monte y conos de deyección depositados en un clima semiárido.

Qcd. Sobre lo anterior, en las cercanías de las Sierras de Periate, Orce y María, y en relación con los arroyos y ramblas procedentes de estas sierras, se encuentran grandes conos de deyección con su característica forma

triangular, originada en épocas más recientes y abastecida por las calizas cercanas.

GL. Repartidos entre los conos de deyección se localizan depósitos de ladera, de distribución más incierta, y sin relación con la red hidrográfica encajada en las sierras.

QAL. En las ramblas y lechos de los ríos los depósitos de gravas y arenas suelen estar bien representados.

Qtr. En algunos puntos se han observado formaciones travertínicas de escaso desarrollo, y la mayor parte de las veces en relación con antiguos manantiales en el contacto entre calizas y filitas del Alpujárride.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA EN LA ZONA BETICA

Hace algunos años comenzó a efectuarse un detallado estudio de las complicadas fases de deformación, a través de la parte oriental de la Zona Bética, por un equipo de la Universidad de Amsterdam (LANGENBERG, 1972; KAMPSCHUUR y otros, 1973; KAMPSCHUUR, 1975, y VISSER, en prensa).

Los datos de esta investigación sugieren una uniformidad en los esquemas de deformación de las unidades tectónicas pertenecientes a complejos tectónicos separados. Debe mencionarse, sin embargo, que la correlación de edad entre las diversas fases de deformación reconocidas en varias regiones es todavía incierta. Además, el número de fases de deformación puede variar de un lugar a otro.

Basándose en los datos de las publicaciones antes mencionadas se puede asentar un esquema general de acontecimientos tectónicos para la parte Este de la Zona Bética.

La primera fase de deformación (D_1) ha causado pliegues isoclinales muy apretados con esquistosidad de plano axial bien desarrollada.

La segunda fase de deformación (D_2) dio origen a pliegues de isoclinales a abiertos con una esquistosidad de plano axial bien desarrollada, dando lugar a crenulación.

La tercera fase de deformación (D_3) originó pliegues variables, de abiertos a cerrados, con una esquistosidad de plano axial subvertical menos pronunciada, dando lugar a crenulación.

La cuarta fase de deformación (D_4) ha causado pliegues de abiertos a cerrados con muy floja esquistosidad de crenulación.

La quinta fase de deformación (D_5) ha dado lugar a la formación de «Kinkbands» orientados al azar.

Las direcciones de compresión principal de D_1 , D_2 y D_3 son prácticamente

paralelas, y desde el punto de vista regional de dirección NE.-SO. D_4 tiene una dirección de compresión NO.-SE.

Además existen al menos tres fases de translaciones importantes (T) que pueden distinguirse en este esquema de deformación.

La fase inicial de movimientos (T_1) se considera que está relacionada con la primera fase de deformación (D_1). Ello debe ser importante; sin embargo, no se han encontrado pruebas definitivas para aceptarlo, por lo que estas supuestas relaciones quedan provisionalmente como hipotéticas (EGELER, 1974).

La segunda fase de movimientos (T_2) causa cabalgamientos con despeques localmente internos en unidades tectónicas a gran escala. Esta translación se considera que ha tenido lugar entre D_2 y D_3 .

La tercera fase de movimientos cabalgantes (T_3) afecta a todos los planos de contacto anteriormente mencionados. Además, los pliegues D_3 están cortados por estos planos de cabalgamiento, que son por tanto posteriores en edad a D_3 . Debido a la escasez de datos posteriores, nada se puede decir acerca de la relación de T_3 con respecto a las fases de deformación más jóvenes.

De acuerdo con KAMPSCHUUR (1972), la dirección de la fase de translación T_1 (llamada por él D_1) en la Sierra de Carrascoy es hacia el S.-SO. En otras regiones, no obstante, las direcciones de las fases de cabalgamientos o deslizamientos T_1 y T_2 son desconocidas. T_3 es claramente hacia el S.-SE., como indica el buzamiento N.-NO. de los planos de contacto.

Varios períodos de metamorfismo sin e intercinemático (intertectónico) pueden ser introducidos en el esquema de deformación anteriormente descrito, como se discute en el apartado correspondiente.

En relación con este esquema se pueden hacer las siguientes indicaciones con respecto a la secuencia de rocas de la Hoja de Chirivel:

La secuencia de rocas (especialmente las partes más pelíticas) del Alpujárride muestra en el campo y al microscopio estructuras generadas por las fases de deformación anteriormente mencionadas. El mismo esquema de deformación se ha encontrado en las rocas del pre-Permo-Triásico que del Permo-Triásico. Esto indica que no han afectado importantes deformaciones pre-Alpinas a las series basales alpujárrides (ver también KAMPSCHUUR, 1975).

D_1 ha dado lugar al desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1). La esquistosidad está indicada por minerales micáceos y clorita. Las rocas carbonatadas con intercalaciones pelíticas representan sin duda alguna estratificaciones sedimentarias. Las capas van normalmente subparalelas a S_1 . Este fenómeno puede a veces observarse en las rocas cuarcíticas y pelíticas. En la mayoría de los casos, sin embargo, las capas de la misma composición que corren paralelas a S_1 en esta roca parecen ser de origen diferente. Consisten en alternancias de láminas de cuarzo o carbonato y material

filítico y se supone que se han formado durante D_1 como el resultado de una segregación de cuarzo o calcita a lo largo de los planos S_1 . El paralelismo de la estratificación y la esquistosidad evidencia el carácter isoclinal y muy apretado de los pliegues D_1 . En rocas altamente cuarcíticas, los plegamientos son normalmente menos apretados. La estructura en «boudinage» en los flancos de los pliegues y la presencia de pliegues sin raíces muestran la extensión del plano de esquistosidad durante D_1 . La segunda fase (D_2) produce una intensa esquistosidad de crenulación (S_2). La ruptura en los planos de esquistosidad a menudo conduce a una completa transformación en la roca foliada. Sólo localmente muestran planos S más antiguos. La foliación viene indicada por una concentración de cuarzo en ella. S_1 puede encontrarse normalmente con facilidad en las hojas o láminas ricas en cuarzo. Los pliegues generados durante D_2 son de apretamiento variable, la mayor parte de muy apretados a isoclinales. Debido a la intensidad de plegamiento y microplegamiento, S_2 a menudo coincide con S_1 . La tercera fase de deformación (D_3) deforma S_2 en pliegues apretados a abiertos, característicamente angulares. Estos plegamientos pueden observarse bien en las rocas pre-Permo-Triásicas. Está marcada por un microplegamiento (plication) fuerte (= crenulación) que da la lineación más notable ($L_3 = B_3$) en el campo. La esquistosidad es floja comparada con la formada durante D_2 . La cuarta fase (D_4) es normalmente muy débil o ausente. Los pliegues son principalmente de tipo abierto. Algunas secciones delgadas muestran una esquistosidad de crenulación S_4 superpuesto a S_3 . D_5 causó «Kinkbands» regularmente espaciados al azar.

En las rocas del Maláguide se encuentra una pizarrosidad y muy localmente también una débil esquistosidad de crenulación. Se reconocen los pliegues en escala micro y mesoscópica, especialmente en la Formación Piar. No obstante, la escasez de estos fenómenos muestra la imposibilidad de fijarlos en el esquema tectónico general.

Debido a que permanecen sin resolver varios problemas en este estado de investigaciones en la Zona Bética, solamente se puede dar a «grosso modo» un esquema de la historia tectónica de las rocas aflorantes en la Hoja de Chirivel y limítrofes. La fase de deformación alpina más antigua reconocible (D_1) es considerada tentativamente como relacionada con el empujamiento inicial de mandos (T_1), a saber, de abajo arriba: Nevado Filábride, Ballabona-Cucharón, Alpujárride y Maláguide.

Esto no significa necesariamente que el empujamiento inicial de las diferentes secuencias de rocas de los complejos tectónicos tuviera lugar sincrónicamente y en la misma región. Sólo en el complejo Ballabona-Cucharón de la Sierra de Carraschoy (en el suroeste de Murcia) se han establecido las vergencias de las estructuras originales durante esta fase (KAMP-SCHUUR, 1972). Allí son hacia el suroeste.

Después de D_2 —que imprimió y a menudo horró las estructuras pla-

nares (D_1)—, una segunda fase de movimiento cabalgante (T_2) alteró la pila inicial de mantos de modo considerable. VISSERS (en prensa) supone que los planos de contacto entre la formación meso-metamórfica Morenos-Montesinos y la secuencia epi-metamórfica Permo-Triásica son todos contactos T_2 que son interceptados por los planos T_3 más jóvenes. Teniendo en cuenta lo precedente parece más razonable suponer que durante T_2 tuvieron lugar importantes translaciones, que causaron, por ejemplo, una sucesión anormal en el Alpujárride. En la región de Limaria, en la Hoja de Huércal-Overa, micasquistos con granates se encuentran sobre rocas Permo-Triásicas de metamorfismo más bajo. Las rocas con bandas de granates han sido incorporadas en una Unidad Alpujárride Superior (Unidad de Campillo), mientras que las rocas Alpujárrides de debajo del plano de cabalgamiento han sido incorporadas en una Unidad Alpujárride Inferior (Unidad de Partaloa). Un fenómeno análogo se encuentra en varios lugares de la Hoja de Cantoria (23-40) (ver ejemplo en la región de Lucar).

En este estado de investigación parece más razonable que en la Hoja de Chirivel nosotros procedamos con una sola Unidad Alpujárride mayor (a saber, Unidad de Blanquizaes-Oria; ver Memoria de la Hoja de Cantoria, 23-40), en la cual debido a las traslaciones post T_1 se han desarrollado sucesiones anormales.

D_3 , caracterizada por pliegues abiertos a cerrados con un plano axial subvertical, afecta a los planos T_1 y T_2 .

Después de D_3 , una tercera fase de traslación (T_3) causó imbricaciones y cabalgamientos sin mayor desplazamiento lateral en el Alpujárride y Maláguide. T_3 ha enmascarado a menudo los planos T más viejos. T_3 se dirige hacia el Sur como está indicado por el claro buzamiento N. de los planos de cabalgamiento. Como ya indicamos, la relación entre T_3 y las fases de deformación más jóvenes (D_4 y D_5) no se puede establecer en la Hoja de Chirivel debido a la aparición muy local de ambos, en el campo y bajo el microscopio. Subsecuentemente a D_5 , las rocas Alpujárrides y Maláguides, así como la parte principal de los depósitos «post-mantos», han sido afectados por plegamiento débil, fallas normales e inversas y fallas de desgarre. Las últimas son la mayoría de veces de dirección NNO.-SSE. a NO.-SE.

En la región de Vélez-Rubio, GEEL (1973, p. 160) distinguió la siguiente sucesión de movimientos en el Complejo Maláguide: 1) generación de las llamadas subunidades de primer orden y metamorfismo regional (presumiblemente en tiempos Terciarios); 2) la primera fase [visible] en la región de Vélez-Rubio causó las llamadas subunidades de segundo orden con plegamiento subsecuente o penecontemporáneo de las superficies de corrimiento dirigidas hacia el Norte. Este movimiento tuvo lugar entre el Oligo-Mioceno y el Mioceno Superior-Medio; 3) una segunda fase causó cabalgamiento hacia el Sur y perturbación de las subunidades de segundo orden del Complejo Maláguide y afectó también a las secuencias de rocas del

Complejo Alpujárride (entre el Oligo-Mioceno y el Mioceno Superior a la base del Mioceno Medio).

En este punto de la investigación parece lo más probable correlacionar la primera fase (visible), mencionada por GEEL, con la fase de traslación T_2 antes y citada, y los cabalgamientos dirigidos hacia el Sur de GEEL con la fase T_3 .

2.2 TECTONICA DE LA ZONA SUBBETICA

Dentro de la Zona Subbética hemos diferenciado aquí dos unidades diferentes. El Penibético, constituido por calizas y dolomías en su mayor parte, y el Subbético, donde predominan los sedimentos margosos. Ambos se ponen en contacto por accidentes tectónicos (cabalgamientos), aunque en esta Hoja la abundancia de depósitos cuaternarios impiden poder observar bien la relación entre ambos. Lo que sí se puede asegurar es que nunca existe una continuidad estratigráfica. Son, pues, las observaciones que hemos realizado en zonas contiguas (Hojas de Vélez-Rubio y Vélez-Blanco) las que nos permiten separar éstas en dos unidades tectónicas y paleogeográficamente diferentes.

El Subbético (o Unidad Subbética) constituido por margas y materiales blandos, se localiza al sur del Mojonar. Sus materiales están intensamente plegados e imbricados. Tanto los pliegues como las fallas tienen vergencia Sur. Está cabalgado por las calizas y dolomías del Penibético (o Unidad Penibética). Dicho cabalgamiento, que afecta a materiales del Mioceno Inferior, probablemente Aquitanienses, es, pues, posterior a esta edad. Las últimas imbricaciones del Subbético afectan parcialmente a la Formación Espejos, por lo que serían de edad Mioceno Medio o Superior.

El Penibético, que constituye aquí la gran alineación de la Sierra de María, Orce y Periate, presenta estructuras extremadamente complicadas. Así, mientras que en la zona oriental cabalga claramente al Subbético, en la occidental no existen pruebas de ello, o al menos no se observan claramente.

Dentro de esta alineación podemos considerar tres zonas con características un tanto diferentes y que a grandes rasgos coinciden con la toponimia geográficamente expresada en el mapa, o sea, Sierra de María, de Orce y de Periate.

a) La zona oriental, o sea, la Sierra de María, comprendida aquí en su parte meridional, presenta las siguientes características estructurales:

- Un gran sinclinal tumbado, de dirección aproximada O-E., en cuyo núcleo aparecen las margas del Cretácico Inferior. Este sinclinal, de vergencia Sur, hacia el Este pasa a ser un cabalgamiento por avance de su flanco septentrional.

- Hacia el Sur la serie forma un gran anticlinorio, cuyos pliegues, en principio simétricos, se van tumbando y apretando hasta cabalgar a los materiales Subbéticos. En estas estructuras apretadas son frecuentes los cabalgamientos que a veces independizan trozos de la misma serie y los hacen deslizar sobre los materiales blandos de la base, tal como ocurre con el Mojonar. Como se observa en la cartografía, existen fracturas de cizalla conjugadas, de acuerdo con la dirección de los esfuerzos N.-S.
- Existen igualmente grandes fracturas de desgarré, al parecer posteriores, que rompen el edificio de la sierra en varios compartimentos, distorsionando las estructuras, que en principio debían de tener continuidad en dirección.

b) La zona central, o Sierra de Orce y Argerin, es estructuralmente más compleja que la anterior. Está separada por una falla de la Sierra de María.

- En su parte oriental, las estructuras son continuación en dirección de los existentes en la Sierra de María. El sinclinal, cuyo núcleo coincide aquí con el Barranco de las Casicas, es más amplio y con un flanco septentrional menos tumbado. El anticlinal es claramente cabalgante hacia el Sur, y continúa con un conjunto de pliegues y fallas en donde se individualiza el cerro Gallinero, constituido por varias escamas y calizas y dolomías, de notable semejanza a el Mojonar, situado más al Este.

Hacia el Oeste, esta estructura se inflexiona y, tomando dirección NO.-SE., cabalga sobre otras de direcciones diferentes.

- En la zona de Argerin, las estructuras pasan a ser de dirección NO.-SE. y presentan el mismo estilo que las ya descritas, aunque aquí comienzan a aparecer cabalgamientos que duplican la serie. Igualmente son frecuentes los cabalgamientos hacia el SO. y en sentido contrario, o sea, hacia el NE. Estos últimos podrían ser anteriores y originados en el deslizamiento alóctono, mientras que los segundos, más generales, son producidos en una fase «retro» posterior.

c) La zona occidental, o Sierra de Periate, está separada de la anterior por una gran falla, de dirección N. 50° E.

- Aquí se superponen pliegues de dirección N. 55° O. con cabalgamientos de dirección N.-S. Estos últimos, al parecer, más modernos y que cortan a los anteriores. Predominan las fallas de dirección N. 30° E. y N. 55° O.

Como resumen de todo lo indicado, la correlación de las fases tectónicas podría ser la siguiente:

- Deslizamiento de la serie Jurásica hacia el Norte, dando lugar a cabalgamientos en ese sentido y a la formación de pliegues más o menos apretados.
- Retrocabalgamiento hacia el Sur de todas las estructuras. Se originan pliegues tumbados y estructuras cabalgantes con esta vergencia.
- Retoque por una gran fractura de desgarre sinextrosa, posiblemente situada al oeste de esta Hoja, que origina la ruptura mediante un sistema de fracturas satélites de componente horizontal, de todas estas series. Ello da lugar a una inflexión de toda la sierra, con la convexidad hacia el Sur, y distorsiona las directrices originales de las estructuras con la aparición de otras directrices.
- Fallas de distensión recientes cuarteon aún más el edificio calcáreo que constituye esta alineación.

2.3 TECTONICA DE LA ZONA INTERMEDIA

En la Zona Intermedia existen cuatro formaciones de edad terciaria que presentan características paleogeográficas y tectónicas muy diferentes. Al estar situadas entre las Zonas Bética y Subbética, la procedencia de sus detritos y la datación de las fases tectónicas que las afectan son sumamente interesantes para intentar un ensayo de correlación entre los acontecimientos ocurridos a un lado y a otro de esta región.

La Formación Ciudad Granada (Oligoceno-Aquitaniense)

Como hemos dicho, recubre transgresivamente al Maláguide y sólo posee detritos derivados de él. Después de su depósito ha sido afectada por las mismas fases tectónicas que el Maláguide. En enclaves maláguides existentes al sur del Nevado-Filábride se han encontrado rocas que pueden ser asignadas a esta formación.

El contacto entre esta formación y las restantes (excepto la Formación Espejos) parece ser tectónico.

En cuanto a su emplazamiento original, existen varias hipótesis (ver GEEL, 1973). Nosotros nos inclinamos por la tercera posibilidad citada por T. GEEL: que el Maláguide tenga una procedencia mediterránea, y que la Formación Ciudad Granada se depositará en una zona intermedia entre el Bético de Málaga y la zona en que ahora se encuentra.

La Formación Solana (¿Oligoceno?)

Ya nos hemos referido con anterioridad a las características enigmáticas de esta formación. Es generalmente azoica y cuando presenta fauna está removida, quizá por efectos tectónicos. Sus contactos con el resto de las

formaciones de la Zona Intermedia parecen ser todos ellos tectónicos. Está cabalgada por el Subbético y a la vez cabalga a la Formación Espejos, la más reciente de todas.

Por todo lo expuesto parece indudable su aloctonía, y por sus caracteres litológicos, su procedencia en un ámbito interno en la Zona Bética.

La Formación Fuente (Burdigaliense Inferior)

Poco se puede decir de esta formación en cuanto a su situación original. El contacto con la Formación Ciudad Granada y con el Maláguide es tectónico, y está recubierta discordantemente por la Formación Espejos. La posición es incierta, pero para nosotros pudiera ser autóctona o paraautóctona.

La Formación Espejos (Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior)

Esta formación es la menos tectonizada de la Zona Intermedia. Es autóctona y se ha depositado cuando las Zonas Béticas y Subbéticas estaban situadas en posiciones muy semejantes a la actual, y discordantemente sobre el resto de las formaciones.

Sólo se encuentra cabalgada en parte por la formación situada al Norte, o sea, por el Subbético, y en otras zonas por la Formación Solana.

2.4 ENSAYO DE RELACION TECTONICA Y PALEOGEOGRAFICA DE LAS DISTINTAS ZONAS

Difícil resulta intentar una correlación tectónica y paleogeográfica de todas las zonas que están incluidas en esta Hoja, máxime cuando esto ha sido intentado por varios autores (GEEL, 1967, 1973; MAC GILLAVRY y otros, 1964), y las conclusiones, sin ser definitivas, no son compartidas por todos los que trabajan o han trabajado por esta región:

Paleogeográficamente la posición original podría ser la siguiente, de Sur a Norte:

Alpujárride.
Maláguide.
Penibético.
Subbético.

- Las relaciones, tanto litológicas como cronológicas, entre el Alpujárride y el Maláguide parece que son bastante evidentes en transversales cercanas a esta región.
- La relación entre el Maláguide y el Penibético, al menos en lo que a esta zona se refiere, es notable. Los detritus de cuarzo y feldes-

patos que aparecen en el Lías maláguide están presentes en la Sierra de Periate y Orce. Igualmente están representadas todas las facies del Jurásico, incluidas las brechas e hiatos del Jurásico Superior. No podemos continuar describiendo la serie de hechos geológicos que son correlacionables en estas series, dado que se sale de los límites de esta Hoja y, por supuesto, de la orientación de este trabajo.

- La relación entre el Penibético y el Subbético está aquí representada por series de diferentes cronologías, pero en zonas cercanas (Hoja de Vélez-Blanco) se observa que durante el Cretácico son casi semejantes, con la sola diferencia de existencia de olistostromas en el Penibético.
- Aunque existen evidencias de inestabilidad en todas las zonas, durante el Mesozoico y Terciario el acortamiento de todo este edificio tuvo su origen probablemente en un gran subcabalgamiento (a nivel de substrato) o subducción (de importancia relativamente pequeña) por unión de dos subplacas. Esto se produciría en el Mioceno Inferior, probablemente durante el Burdigaliense Inferior-Medio.

En esta zona, situada donde hoy está la Zona Intermedia, debieron ocurrir fenómenos muy diversos. Parte de las series intermedias entre el Maláguide y el Penibético fueron absorbidas, mientras que el Penibético, perteneciente a la subplaca Sur, se despegó a nivel del Trías cabalgado sobre el Subbético de la subplaca Norte.

En esta introducción o unión de subplacas, originada por presiones de dirección Sur, se produjo una cizalla de vergencia Sur que rompió el Maláguide y Alpujárride en diversas unidades o escamas, a la vez que aproximaba los materiales de ambos, ya afectados por un metamorfismo muy diferente. Esta cizalla pudo muy bien originar despegues y deslizamientos del Maláguide, que constituía el frente de la subplaca hacia el Sur, originando los «klippes» que hoy pueden encontrarse sobre los mantos Alpujárrides superiores.

¿Qué relación existe entre estos supuestos fenómenos y las formaciones de la Zona Intermedia? Veamos:

- La Formación Granada, constituida por conglomerados, areniscas y margas, y cuyos elementos detríticos proceden casi exclusivamente del Maláguide, se depositó transgresivamente sobre la parte externa del Maláguide, con sedimentos poco profundos y probablemente de borde de cuenca, y muy lejos del Subbético, ya que aún no había comenzado el avance de la subplaca Sur. Cuando éste comienza se produce la cizalla del Maláguide que afecta a estos materiales. Estos se acercan a la zona de surco, y en parte son repelidos juntos con el Maláguide en escamas cabalgantes hacia el Sur, encontrándose hoy en los isleos sobre el Alpujárride.

La Formación Solana, de carácter alóctono y de claro parentesco bético, se instaló en esta zona de surco probablemente en el Burdigallense, cuando se estaba cicatrizando la unión de las subplacas.

La Formación Fuente se depositaba en el surco, en condiciones profundas, mientras se realizaba la inmersión de la subplaca Sur. Incluye aportes de Maláguide, Alpujárride y Subbético. Ya terminado el acercamiento de ambas subplacas, y en un surco angosto relativamente profundo, se depositaba la Formación Espejos, con olistostromas procedentes de las escarpadas bordes del Alpujárride, Maláguide y en parte Subbético.

Mientras tanto, la subplaca Norte se fue elevando y produjo a la altura de la cobertera retrocabalgamiento hacia el Sur y cabalgamientos y deslizamientos hacia el Norte, en ámbitos situados más al norte de esta Hoja.

Mucho se podría seguir escribiendo sobre esta hipótesis, tanto a favor como en contra, pero como intento de explicación de la posición original de las zonas de esta Hoja creemos que es suficiente.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 DE LA ZONA BETICA

A la vista del metamorfismo, la ausencia de fósiles y de la diagnosis de las estructuras sedimentarias se puede decir poco acerca de las circunstancias bajo las cuales han sido depositadas las rocas pertenecientes al Alpujárride. De las rocas carbonatadas solamente se puede saber que son sedimentos marinos. Para las pelitas y psamitas es más incierto si se han depositado bajo condiciones marinas o continentales. La parte más alta de la secuencia de rocas de la Formación Morenos-Montesinos comprende rocas que son muy similares al miembro de Pizarras-Grauvacas de la Formación Piar del Maláguide. Ello, por consiguiente, parece indicar que al menos parte de la Formación Morenos-Montesinos ha sido depositada por corrientes de turbidez.

La historia deposicional de las secuencias (Permo)-Triásicas de la Formación Tonosa, que consiste principalmente en rocas pelíticas, es incierta. La presencia local de yeso encontrado en la parte más alta de la Formación Tonosa en Hojas adyacentes sugiere una sedimentación en medio salino. Durante el Triásico Medio y Superior rocas carbonatadas se depositaron en medio marino, indicando un cambio bastante abrupto de las condiciones de deposición. La presencia local de algas en la Formación Estancias, en la Sierra de las Estancias de la Hoja de Vélez-Rubio, indica unas condiciones marinas poco profundas.

La historia deposicional de los sedimentos del Maláguide está mejor conocida debido a una serie de características sedimentarias y a la presen-

cia de fósiles. Un período de sedimentación en aguas relativamente tranquilas comenzó en el Silúrico, continuando hasta el Devónico Superior. En este período se depositaron chert, calizas pelágicas y clásticas de grano fino. La escasez de detritos maduros encontrados en estas rocas indica unas condiciones estables en el suministro de este área.

A este período le siguió otro no tranquilo en el área de suministro, durante el cual tuvo lugar un aporte masivo de material polimíctico y clastos, dando como resultado una rápida colmatación de la cuenca. Los sedimentos de esta época fueron grauvacas y sus equivalentes carbonatados, las «calizas alabeadas».

Este período pudo haber comenzado durante el Devónico Superior o Carbonífero Inferior. En los períodos relativamente tranquilos entre el transporte masivo gravitatorio de material clástico (turbidez) se depositaron las calizas con conodontos. Los componentes groseros y polimícticos de los conglomerados de Marbella señalan movimientos tectónicos fuertes y pronunciados en la inmediata proximidad del área sedimentaria.

Las secuencias (Permo)-Triásicas de la Formación Saladilla (ver ROEP, 1972) son consideradas como representantes de abanicos aluviales (conglomerados), fluviales (areniscas) y lagos o depósitos marinos poco profundos (dolomitas, yeso y conglomerados).

Durante el Jurásico los sedimentos fueron depositados en un medio marino poco profundo e intertidal (oolitos).

A continuación, un importante hiato de no deposición durante el Cretácico y Terciario Inferior. La sedimentación que tuvo lugar durante el Eoceno Inferior y Medio refleja condiciones marinas poco profundas.

3.2 ZONA SUBBÉTICA

Durante el Jurásico, en la parte meridional de la Zona Subbética (Penibética) la sedimentación se realizó en un medio marino poco profundo (oolitos), con caracteres de umbral y relativamente cerca de una zona emergida, ya que la aparición de detritos no calcáreos a partir del Lías Medio-Superior (zona occidental) indica emersión y erosión subsiguiente. En esta zona existieron subsidencias importantes que provocan acumulaciones de calizas oolíticas, así como deslizamientos y remociones de los sedimentos originales que dieron lugar a calizas nodulosas, brechas y supuestamente lagunas estratigráficas. Durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior la sedimentación comienza a realizarse en un ambiente más profundo y con un enriquecimiento ambiental en sílice (Radiolaritas).

Más al Norte (Subbético Medio), durante el Cretácico se instala un mar profundo, con ciertos desequilibrios durante el Aptiense-Albiense, que aportan ciertos detritos no calcáreos. Esta sedimentación pelágica parece con-

tinuar hasta el Eoceno Medio. A partir de aquí se debieron producir movimientos verticales importantes en las cercanías, pues hasta el Mioceno Inferior son frecuentes los elementos detríticos posiblemente transportados por corrientes de turbidez.

3.3 ZONA INTERMEDIA

La Formación Ciudad Granada se deposita transgresivamente sobre parte del Maláguide, en aguas poco profundas. Al principio, por la importante cantidad de detritos el ambiente debió ser de alta energía. Paulatinamente la zona de sedimentación se fue haciendo más profunda, hasta finalmente aparecer sedimentación pelágica. La fauna bentónica disminuye gradualmente y al final aparece una asociación rica en foraminíferos planctónicos con algunos bentónicos. Las capas detríticas incluidas en la secuencia pelítica superior tienen rasgos de turbiditas (gradación, marcas de suelo, etc.) y las intercalaciones de conglomerados oscuros pueden ser depósitos de arrastre.

La Formación Solana presenta unas características tan peculiares que resulta difícil decidirse por su historia geológica. Es prácticamente azoica, y cuando presenta fauna tiene todo el aspecto de estar removida, bien tectónicamente o por aportes gravitacionales ajenos a la cuenca. ¿Es marina o lacustre? Lo que sí parece claro es su aloctonía y su procedencia de ámbito lejano a su situación actual.

La Formación Fuentes, por su fauna pelágica y la gran cantidad de Radiolarios, parece que se depositó en unas condiciones de mar abierto, aunque con pequeños aportes detríticos de zonas cercanas emergidas.

La Formación Espejos es autóctona y se depositó en mar relativamente profundo, en donde confluían corrientes de turbidez, depósitos gravitatorios, etc., tanto de la margen Sur (Maláguide y Alpujárride) como de la Norte (Subbético). Esta formación se depositó con posterioridad al acercamiento de la Zona Bética y Subbética, que provocó la compresión y plegamiento de muchas series y la aparición de fallas inversas de vergencias Sur.

Finalmente se crean depresiones y elevaciones en un juego de fallas recientes y que en parte aún continúa. El ambiente marino, que dura hasta el Mioceno Superior, se ve sustituido por la sedimentación continental, que se prolonga hasta nuestros días en toda esta región.

4 PETROGRAFIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Rocas básicas intrusivas se han encontrado sólo en pocos lugares, y asociadas con rocas clásticas del Permo-Triásico Maláguide en formas irregu-

lares o en masas tabulares, planas, entre los sedimentos rojizos. En el campo se observa un color de marrón oscuro a verdoso con algunas pequeñas concreciones globulares blancas.

Desde el punto de vista microscópico la matriz está compuesta principalmente por bandas de feldespato equigranulares (¿albita?), ligeramente alteradas a sericita y clorita. Se encuentran en cantidades considerables minerales de hierro.

Aparecen minerales de clorita verdosos-amarillentos y biotita, los cuales probablemente son pseudomorfos de minerales máficos.

El cuarzo sólo se ha encontrado ocasionalmente.

Una muestra (23-39-AD-VM-233) de arenisca rojiza tomada en el contacto con las rocas ígneas contiene malaquita y azurita.

Una muestra (23-39-AD-VM-46) contiene una textura amigdaloides. Los agujeros casi esféricos han sido llenados por carbonatos secundarios. Esta textura es la más frecuente en las rocas volcánicas. En el campo, las formas de «bulbos» o «ampollas» de pocos centímetros de diámetro representan probablemente estructuras «pillow».

Edad: Los sedimentos en los que las rocas ígneas ha intruido son de edad Permo-Trías. KAMPSCHUIJER (1972), que encontró análogas formas en el complejo Ballabona-Cucharón de la Sierra de Carrascos, sugiere que la intrusión ha tenido lugar en sedimentos triásicos húmedos y no consolidados, lo cual implicaría una edad triásica para la intrusión de las rocas básicas. No se puede dar una edad más exacta debido a la ausencia de sedimentos post-Triásicos con rocas básicas intrusivas.

4.2 METAMORFISMO

Como ya se mencionó, se pueden distinguir en el Triásico y secuencias de las rocas más antiguas de la Hoja de Chirivel, varios periodos de metamorfismo alpino.

Las asociaciones minerales de las rocas del Alpujarride indican un metamorfismo regional alpino bajo condiciones de facies de esquistos verdes. Durante el primer periodo de metamorfismo, que es precinemático con respecto al D_2 y probablemente sincinemático con D_1 , se han formado los siguientes minerales en las rocas de la Formación Morenos-Montesinos: albita, biotita, mica blanca, granate y minerales metálicos.

Esta asociación indica la subfacies de cuarzo-albita-epidota-almandino (subfacies más altas de la facies de esquistos verdes).

El primer periodo de metamorfismo en las restantes secuencias de rocas del Alpujarrides es probablemente también sincinemático con D_1 . Los

principales minerales que se han formado durante este período son los siguientes: albita, biotita, cloritoide, epidota, mica blanca y minerales metálicos. La asociación de minerales indican la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita (que se encuentra frecuentemente en la Formación Tonosa) hasta la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita (que se encuentra principalmente en la parte más alta de la Formación Morenos-Montesinos) de la facies de esquistos verdes.

Durante el segundo período de metamorfismo, ampliamente sincinemático con D_2 , se han formado los siguientes minerales: biotita, clorita, cloritoide, mica blanca, epidota, minerales metálicos y cuarzo. Biotita y cloritoide se encuentran principalmente en las secuencias pre-(Permo-) Triásica indicando neocrystalización bajo condiciones de la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita, mientras que clorita, epidota y moscovita han sido encontradas en la Formación Tonosa (subfacies-cuarzo-albita-moscovita-clorita).

Como puede concluirse de los vistos hasta ahora, durante el primero y segundo período de metamorfismo, tiene lugar una disminución en el grado de metamorfismo de abajo a arriba en la secuencia de rocas del Alpujarride.

Durante D_3 , tiene lugar neorecrystalización principalmente de clorita, mica blanca y cuarzo, en las secuencias pre-(Permo-) Triásicas y Permo-Triásicas. Esta asociación denota la subfacies más baja que la facies de esquistos verdes. Subsecuentemente con estas fases cinemáticas se reconoce un metamorfismo estático. Este genera porfiroblastos de andalucita, biotita, clorita, cloritoide, albita y cuarzo. Porfiroblastos de andalucita de hasta varios milímetros, se han encontrado en rocas de la Formación Morenos-Montesinos.

En unas pocas secciones delgadas se han encontrado porfiroblastos y poikiloblastos de orto y clinopiroxenos, así como de anfíboles indicando un metamorfismo de contacto y alteración metasomática de rocas ricas en carbonatos.

Parte de estas rocas corneánicas encontradas en rocas pelíticas de la Formación Morenos-Montesinos han sido fuertemente alteradas a «rocas verdes», que están casi exclusivamente compuestas por minerales de epidota. Este período de metamorfismo estático parece estar relacionado con la fase T_3 de traslación, la cual causó fuertes imbricaciones y cabalgamientos.

Las rocas del Maláguide, sobre todo las secuencias paleozoicas, muestran localmente los efectos de un débil metamorfismo, marcado por la neoformación del material sericitico y cuarzo en las rocas pelíticas. Debido a la escasez de datos, es imposible ajustar este metamorfismo en el esquema tectónico general.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

La explotación de los yacimientos metálicos de la Hoja de Chirivel están casi agotados. Algunas pequeñas canteras abandonadas atestiguan una gran actividad en el pasado.

En el Cerro de la Yesera y cerca del Km. 145 ($X = 712.120$; $Y = 332.500$) a lo largo de la CN. 342 han sido explotados dolomías con yesos del Permo-Triásico Maláguide. A varios cientos de metros al O. del Km. 122, y algunos metros al N. de la Carretera Nacional 342, las areniscas conglomeráticas amarillentas del Permo-Triásico Maláguide, de directa proximidad con cuerpos ígneos (diabasas), contienen trazas de malaquita y azurita. Alrededor del pequeño pueblo EL JALI ($X = 727.510$; $Y = 332.330$) se han encontrado algunos pozos abiertos en rocas pelíticas del Permo-Triásico Alpujárride. En ellos se observa que las cuarcitas y filitas contienen considerables cantidades de malaquita y azurita a lo largo de las estructuras más pronunciadas, tales como diaclasas y planos de esquistosidad. A veces estos minerales están asociados con vetas de cuarzo que atraviesan las rocas.

Las rocas carbonatadas del Alpujárride muestran localmente un color de alteración marrón, debido al relativamente alto contenido en minerales de hierro.

En las rocas carbonatadas del Maláguide existen localmente canteras que explotan las calizas como material de construcción (ej.: N. de la CN. 342, entre los Km. 142 y 143).

Aunque en la actualidad no existen explotaciones, algunos de los niveles calcáreos del Jurásico Penibético de las Sierras de María, Orce y Periate (micritas del Liásico) presentan aparentemente buenas características como rocas ornamentales, y en un futuro podrían llegar a explotarse.

5.2 HIDROGEOLOGIA

En esta Hoja se localiza el límite entre la vertiente occidental Atlántica y la oriental Mediterránea.

Los niveles acuíferos están localizados en las calizas y dolomías de las Sierras de Orce y María, donde su permeabilidad y extensión superficial les confiere un buen comportamiento hidrogeológico. Pero debido a su estructura cabalgante sobre el Cretácico y materiales impermeables de la Unidad Intermedia, así como a su buzamiento general hacia el Norte, se le puede considerar como un acuífero colgado al menos en la vertiente me-

ridional. Desempeñando los depósitos aluviales un papel importante como colectores de dicho manto.

Una surgencia se ha localizado en el Cortijo Orgalla, en el contacto entre las calizas liásicas y los materiales impermeables del Cretácico, con un caudal de 2,5 l/s.

En el centro y sur de la Hoja predominan las calizas y dolomías del Triásico Alpujárride, que presentan buen grado de fisuración. Las surgencias se han localizado en el contacto entre estos materiales y los esquistos y filitas. Así, en el Cerro de la Venta se explotan 15 l/s. mediante una galería de 200 metros.

Los materiales detríticos del Plioceno-Cuaternario constituyen el acuífero más importante, ya que su litología (conglomerados, arenas, etc.), su posición geológica y su extensión superficial, le confiere unas características hidráulicas óptimas. Su alimentación se realiza en la zona meridional por infiltración de la escorrentía superficial de la Sierra de Orce y María; en el resto, por alimentación lateral de las calizo-dolomías Triásicas y por la escorrentía de la zona impermeable.

6 BIBLIOGRAFIA

- BAENA, J.; GEEL, T.; ROEP, TH. B., & TORRES, T. (en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000 de Vélez-Blanco». *Proyecto MAGNA del Inst. Geol. y Minero de España*.
- BAENA, J.; GEEL, T., & VOERMANS, F. (en prensa).—«Hoja Geológica 1:50.000 de Vélez-Rubio». *Proyecto MAGNA Inst. Geol. y Minero de España*.
- BLUMENTHAL, M. M. (1933).—«Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalousie». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 197, pp. 1138-1139.
- (1950).—«Eine Uebersicht über die tektonischen Fenster der Betischen Cordilleren». *Libro Jubilar (1849-1949), Inst. Geol. Min. España*, 1, pp. 237-313.
- BOOGAARD, M. van den (1965).—«Two conodont faunas from the Paleozoic of the Betic of Málaga near Vélez-Rubio, S. E. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Amsterdam*, 68, pp. 33-37.
- EGELER, C. G. (1974).—«On the evolution of structure and metamorphism during the Alpine orogeny in the eastern and central Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain)». *Geol. & Mijnb.*, 53, pp. 273-277.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969 a).—«Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiqes, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., afd. Naturk.*, 25, 90 pp.
- (1969 b).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures». *Geol. & Mijnb.*, 48, pp. 296-305.

- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E., & SIMON, O. J. (1972).—«Considerations on the grouping of the tectonic units in the Betic-Zone, southern Spain». *Estudios Geológicos*, 27, 6, pp. 467-473.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères bétiques». *Est. geol.*, 4, pp. 83-172.
- FALLOT, P., y BATALLER, R. (1928).—«Observations géologiques sur la région de Vélez-Rubio». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 187, pp. 988-990.
- FERNEX, F. (1963).—«Les ensembles tectoniques bétiques de la région de Lorca (Espagne méridionale)». *Bull. Soc. geol. France* (7), 5, pp. 370-374.
- (1965).—«L'origine probable de certains éléments structuraux des zones internes des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale)». *Bull. Soc. geol. France* (7), 17, pp. 511-520.
- (1968).—«Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale)». Thesis. París, 983 pp.
- GEEL, T. (1967).—«The relation between the Betic of Málaga and some post-eocene formations in the area near La Fuensanta-La Parroquia (prov. de Murcia, SE. Spain). *Geol. & Mijnb.*, 46, pp. 400-405.
- (1973).—«The Geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between two units in the Vélez-Rubio area (southern Spain)». *G. U. A. Papers of Geology*, serie I, núm. 5, 179 pp.
- HERMES, J. J. (1966).—«Tintinnids from the Silurian of the Betic Cordilleras, Spain». *Revue Micropal.*, 8, pp. 211-214.
- JANSEN, H. (1936).—«De geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». Thesis Amsterdam, 99 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy (SE. Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation». *G. U. A. Papers of Geology*, series 1, no. 4, 114 p.
- (1975).—«Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschists facies. *Tectonophysics*, 27, pp. 57-81.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W., y RONDEEL, H. E. (1973).—«Polyphase Alpine deformation of the Eastern part of the Betic Zone of Spain». *Estudios Geológicos*, 29, pp. 209-222.
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres, north of Lubrín, SE. Spain». *G. U. S. Papers of Geology*, series 1, no. 2, 81 p.
- LLOPIS LLADO, N. (1955).—«Observaciones geológicas y morfológicas en el N. de Almería». *Arch. Inst. Aclimat.*, 4, pp. 7-55.
- MAC GILLAVRY, H. J.; ROEP, Th. B., y GEEL, T. (1960).—«Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, 63, pp. 623-626.

- MAC GILLAVRY, H. J.; ROEP, Th. B.; GEEL, T., y SOEDIONO, H. (1964).—«Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between those two units, in the region of Vélez Rubio (southern Spain)». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 233-255.
- NAVARRO, A., y TRIGUEROS, E. (1960).—«Nuevo yacimiento paleontológico en las series béticas (Vélez Blanco-Lumbreras)». *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 59, pp. 37-40.
- (1963).—«La Geología murciana». *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Min. España*, 70, pp. 201-204.
- RICART, J., y SANCHEZ-PAUS, J. (1963).—«Nota sobre el hallazgo de fósiles silurianos en la Sierra de las Estancias. Hoja 974 (Vélez Rubio)». *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 70, pp. 123-129.
- ROEP, Th. B. (1972).—«Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio, región SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 75, núm. 3, pp. 223-247.
- (1974).—«The Hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE. Spain. A discussion». *Geol. & Mijnb.*, 53, pp. 245-247.
- ROEP, Th. B., y MAC GILLAVRY, H. E. (1962).—«Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Málaga of the Vélez Rubio region (SE. Spain)». *Geol. & Mijnb.*, 41, pp. 423-429.
- SOMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro, southeastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 164 p.
- SOEDIONO, H. (1971).—«Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, south eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 144 pp.
- VERNEUIL, M. de, y COLLOMB. Ed. (1856).—«Géologie du Sud-Est de l'Espagne. Résumé succinct d'une excursion en Murcie et sur la frontière d'Andalousie». *Bull. Soc. Geol. France* (2), 13, pp. 674-728.
- VISSERS, R. L. M. (en prensa).—«Data on the tectonic and metamorphic evolution of the central Sierra de Los Filabres, Betic Cordillera, SE. Spain».
- VRIES, W. C. P. de, y ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujárride succession in the central Sierra de las Estancias, province of Almería, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, 70, pp. 443-453.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID