



IGME

974

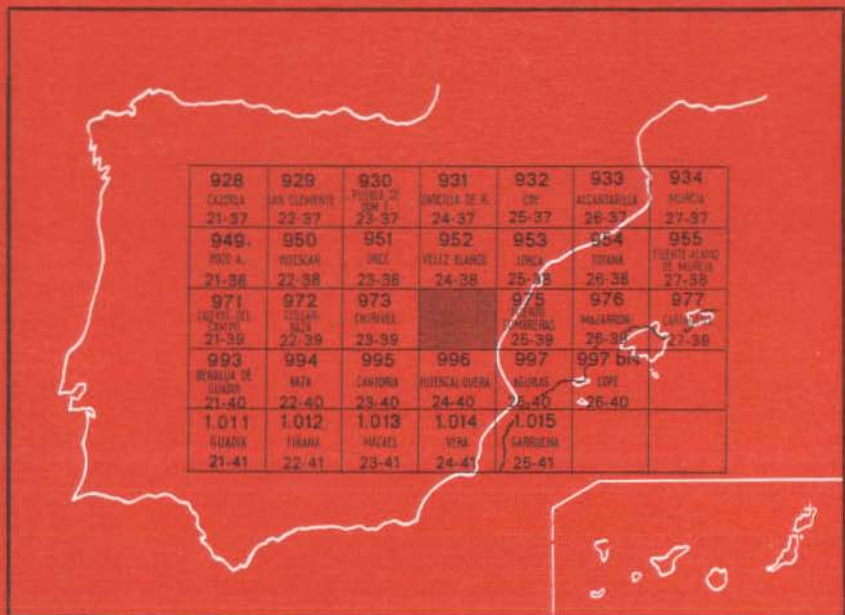
24-39

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VELEZ-RUBIO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VELEZ-RUBIO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía y Memoria: Franciscus, M. VOERMANS *, Lic. en Ciencias Geológicas; TITTE GEEL *, Dra. en Ciencias Geológicas, y José BAENA PEREZ, Lic. en Ciencias Geológicas.

En Sedimentología: José UBALDO MARTINEZ, Lic. en Ciencias Geológicas.

En Micropaleontología: Carlos MARTINEZ DIAZ, Dr. Ing. de Minas.

En Petrografía: Franciscus, M. VOERMANS *, Lic. en Ciencias Geológicas.

Supervisor del IGME: P. RUIZ REIG.

* Por la Universidad de Amsterdam.

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 - 29.755 - 1979

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

INTRODUCCION

La Hoja de Vélez Rubio comprende rocas de la parte oriental de las Cordilleras Béticas. En estas Cordilleras se distinguen varias zonas, todas características por poseer su historia geológica propia. De Norte a Sur son: Zona Prebética, Zona Subbética y Zona Bética.

En este área se han encontrado rocas que pueden ser asignadas a las Zonas Subbética y Bética.

La geología de este sector ha sido estudiada, durante los últimos quince años, por diversos geólogos, principalmente holandeses. La presente Memoria está basada en estos trabajos y completada por F. M. VOERMANS.

Las Sierras de las Estancias y del Saliente, que comprenden la mayor parte de la Hoja, pertenecen a la Zona Bética. En una reciente publicación de EGELER y SIMON (1969 a, b), se da el esquema general de esta zona. Dentro de la parte oriental se han distinguido cuatro unidades tectónicas mayores: El Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Ballabona-Cucharón, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide. En este área sólo afloran materiales pertenecientes a los Complejos Alpujárride y Maláguide.

Investigaciones en la Zona Bética dan como resultado la distinción de varias formaciones lito-estratigráficas dentro de estos dos complejos. Hacia el norte del Complejo Maláguide se encuentran rocas pertenecientes a la Zona Subbética, correspondientes a varias formaciones lito-estratigráficas.

En el reducido pasillo entre las Zonas Béticas y Subbética se han encontrado varios tipos de rocas, que las incluimos dentro de la Zona Intermedia.

Su asignación a una u otra de las zonas anteriormente citadas está sometida aún a discusión.

El Complejo Alpujárride ha sido estudiado con más o menos detalle por DE VRIES Y ZWAAN (1967), SCHROEDER (1965), VAN HOUTEN (1967) y FERNEX (1968). Estos dos últimos autores han estudiado también el Complejo Maláguide. También ROEP (1972), SOEDIONO (1971) y GEEL (1973) han estudiado estos complejos, además de la Zona Subbética y las formaciones de lo que llamamos Zona Intermedia.

La presente Memoria está basada, en su mayor parte, en estos trabajos.

Antecedentes:

En 1959 un equipo de la Universidad de Amsterdam comienza detalladas investigaciones geológicas en el área de Vélez Rubio. Antes de esa época poco se conocía de la estratigrafía y posición tectónica de las rocas de esta región. Sólo eran aprovechables algún mapa a gran escala y algunas publicaciones sueltas.

Entre los primeros investigadores se puede citar a DE VERNEUIL y COLLOMB (1856). Ellos dividían la región de Vélez Rubio en tres zonas diferentes, estratigráfica y morfológicamente: «El terreno metamórfico» (Sierra de las Estancias), «El terreno nummulítico» (alrededores de Vélez Rubio) y «el terreno jurásico» (N. de Vélez Rubio).

Tras la demostración de la existencia de grandes masas cabalgantes y corridas en las Cordilleras Béticas, por BROUWER y sus discípulos, varios investigadores han intentado establecer la posición de las formaciones rocosas de los alrededores de Vélez Rubio, dentro del armazón tectónico general.

FALLOT y BATALLER (1928) asignan las rocas de bajo grado de metamorfismo de la Sierra de las Estancias a la secuencia cristalina del Complejo Maláguide, cuya serie está cubierta por rocas Permo-Triásicas y «Calizas con pistas del Muschelkalk y dolomías azules». Hacia el norte de este complejo ellos describen montañas calcáreas, que representan la parte externa del dominio Bético [también llamado el Penibético por BLUMENTHAL (1927)]. Por otra parte, al Norte, se encuentra una extensa área de margas cretácicas, que afloran cubiertas por la alineación carbonatada jurásica de la Sierra de María.

En 1930, FALLOT, incorpora la Sierra de las Estancias a su Complejo Maláguide.

BLUMENTHAL (1933) compara las rocas con bajo grado de metamorfismo de la Sierra de las Estancias con las rocas triásicas de las Alpujarras, descritas por VAN BEMMELEN y WESTERVELD. Describe rocas paleozoicas del Complejo Maláguide cubriendo tectónicamente las filitas Alpujárrides.

Sobre estas rocas paleozoicas encontró localmente areniscas del Permo-

Triásico y calizas jurásicas y terciarias; estas últimas conteniendo Nummulites y Alveolinas. Expone que las rocas subbéticas de la Sierra de María están localmente empujadas hacia el Sur sobre las rocas del Complejo Maláguide (el llamado «corrimiento antibético»). Las rocas subbéticas han podido ser depositadas al N. de Sierra Nevada y no representar un manto trasladado desde el Sur hacia el Norte.

FALLOT (1945) está de acuerdo con esto último, siendo el principal argumento que el Triásico del Subbético tiene un desarrollo distinto al de las unidades tectónicas de la zona Bética.

LLOPIS LLADO (1955) propone que allí existe un corte de Paleozoico continuo, desde Huércal a Vélez Rubio, dividido en dos series separadas por una discordancia angular: las series metamórficas de la Sierra de las Estancias y una serie de conglomerados, pizarras, areniscas y calizas, asignables al Culm. Las areniscas rojas forman una serie continua de edad Triásico Inferior. Todos los yesos, supone, son del Keuper, y las dolomías y calizas del sector meridional del corredor de Vélez Rubio serían del Rethiense. El Jurásico se presentaría solamente en el Maimon. El corredor de Vélez Rubio estaría relleno con las margas del Cretácico Superior. Los buzamientos, marcadamente noroestes, de los planos de cabalgamiento pueden ser debidos a los corrimientos del Maimon Subbético hacia el Sur. En su opinión, el Complejo Maláguide, en el que incorpora las rocas de bajo grado de metamorfismo de la Sierra de las Estancias, ha sido imbricado y movido en dirección Sur por estos movimientos del Subbético.

Esto está en desacuerdo con BLUMENTHAL y otros, porque para ellos estaba fuera de duda que los movimientos principales (mantos) tuvieron lugar de Sur a Norte.

El punto de vista de LLOPIS LLADO, sobre una derivación septentrional del Complejo Maláguide (sin el bajo grado de metamorfismo de la Sierra de las Estancias), ha sido discutido por MAC GILLAVRY (1964) y preconizado por FERNEX (1965), DURAND DELGA (1966), PAQUET (1967) y KAMP-SCHUUR (1972).

FERNEX (1968), que investigó la parte oriental de la Sierra de las Estancias, describió una secuencia alpujárride, cuya parte basal consiste en esquistos azulados de soporte grafitico atribuibles al Pérmico y Carbonífero, los cuales están cubiertos por filitas cuarcíticas azules del Pérmico Superior. La mayor parte de la secuencia consiste en filitas azul-claro y púrpura y cuarcitas blancas, a las que se le atribuye una edad Werfaniense. La parte superior comprende calizas y dolomías asumibles al Triásico Medio y Superior. FERNEX reconoce varias unidades tectónicas en el Complejo Alpujárride y en el Maláguide.

En la presente Memoria, además de la edad más o menos exacta de las formaciones, se denomina a éstas con el nombre regional adoptado por la escuela holandesa, ya que en la mayor parte de la bibliografía se reco-

nocen por este nombre. Hemos de tener en cuenta que a veces para una misma edad (Zona Intermedia) existen dos formaciones de características diferentes.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Este complejo, que abarca la mayor parte de la Hoja de Vélez Rubio, se extiende aproximadamente SO.-NE., y se compone de las siguientes formaciones:

1.1.1 PRECAMBRICO-CARBONIFERO (PC-H)-(PC-Hξ) (FORMACION MORENOS-MONTESINOS)

DE VRIES y ZWAAN (1967) han distinguido dos formaciones en la secuencia pre-Permo-Triásica: Formación Morenos y Formación Montesinos. El límite entre ellas es, a menudo, difícil de trazar en el campo, ya que secuencias pertenecientes a la Formación Montesinos están intercaladas a veces entre elementos de la Formación Los Morenos. Localmente (oeste de los Gázquez) hay un límite claro entre rocas con granates y otras menos metamórficas.

En esta Memoria no se hace distinción entre una Formación Montesinos y una Formación Morenos en el sentido de DE VRIES y ZWAAN. Sólo se han indicado con notación separada (PC-Hξ) las rocas de la Formación Morenos-Montesinos que contienen granates.

La parte basal de esta formación consiste en lechos alternantes de micasquistos y micasquistos cuarzosos con algunas intercalaciones de cuarcitas masivas. Esta alternancia está causada probablemente por diferenciación metamórfica combinada con plegamiento isoclinal. En unos pocos lugares se puede levantar una subdivisión muy esquemática, de abajo a arriba:

A. Esquistos gris oscuro, casi negros, y cuarcitas que contienen gran cantidad de pequeños granates de alrededor de 1 mm.

B. Esquistos gris oscuro y pardos oscuros con abundantes manchas de color bronce dorado consistentes en escamas de mica parduzca.

C. Esquistos de color azul oscuro y grises y con un lustre fuertemente plateado; el color, por meteorización, es rojo a marrón rojizo.

Numerosas venas de cuarzo de color rojizo y blanco atraviesan las rocas; se presentan como cuerpos de forma lenticular (budines), con potencia máxima de $1\frac{1}{2}$ metros y longitudes de 4 metros.

Las rocas «A» mencionadas aparecen localmente. Se encuentran cerca del cortijo Los Montesinos, situado en la parte occidental de la Hoja y en un área considerablemente mayor en la parte meridional y sudeste.

La parte superior de la Formación Morenos-Montesinos es de color oscuro y aflora en áreas considerablemente grandes, y le da al paisaje un matiz marrón oscuro muy motónono.

Esta parte contiene tipos de rocas características, que sin embargo pueden pasar gradualmente de unas a otras. Debido a la fuerte tectonización las relaciones de edad entre ellas son imposibles de establecer. Existen:

1. Cuarzitas de color gris claro y verdoso, estratificación de fina a gruesa, de grano grueso.
2. Cuarzitas de color marrón a gris-azulado oscuro, estratificación delgada a muy delgada y de grano fino.
3. Filitas suaves de color negro.
4. Rocas bandeadas, consistentes en lechos cuarcítico-gris-amarillentos y lechos filíticos gris-azulados de variado espesor (hasta 3 cms.).
5. Calizas negras.

El elemento más característico y principal son las rocas bandeadas. Son frecuentes las venas de cuarzo blanco atravesando las rocas.

No hay fósiles. La edad de la Formación Morenos-Montesinos ha sido fijada convencionalmente como Precámbrico-Carbonífero. Se llega a esta conclusión debido al hecho de que la parte superior muestra marcadas afinidades con rocas de la secuencia paleozoica (Silúrico a Carbonífero) del Complejo Maláguide, aflorantes directamente al norte del Complejo Alpujárrede cerca de Vélez Rubio, que han sido datados con ayuda de fósiles.

Debido a la fuerte tectonización, a que el límite inferior está oculto y a que la secuencia completa no se pudo establecer con certeza, la potencia no ha podido estimarse. La potencia que aparece en la perpendicular al rumbo llega a un mínimo de cerca de tres kilómetros.

DE VRIES y ZWAAN creen que hay una discordancia mayor entre su Formación Montesinos y su Formación Morenos. El plegamiento más fuerte y especialmente el mayor grado de metamorfismo son fuertes argumentos a su favor. No obstante, en el campo nunca se encuentra una discordancia angular o un conglomerado basal.

Otra solución para explicar las diferencias entre estas dos formaciones es que forman una serie continua con grado decreciente de metamorfismo hacia el techo de la secuencia. Debido a una intensa imbricación, metamorfitas de grado medio alternan frecuentemente con elementos de grado bajo. Esta teoría explica además bastante bien que las diferentes fases de deformación en las dos formaciones se parezcan mucho entre sí.

El metamorfismo pre-alpino en la Formación Morenos-Montesinos, no se

ha establecido nunca con certeza. ¿Era débil la orogenia hercínica, o la orogenia alpina fue tan fuerte que las marcas hercínicas fueron destruidas?, o ¿es la formación Montesinos de DE VRIES y ZWAAN más joven de lo que suponemos?

El límite con las rocas suprayacentes de la Formación Tonosa está bastante definido. Localmente han tenido lugar movimientos diferenciales a lo largo de ese plano. Se ha encontrado en unos pocos lugares un conglomerado basal en la Formación Tonosa. Según DE VRIES y ZWAAN, la distribución irregular de las Formaciones Montesinos y Morenos comparada con la Formación Tonosa es una indicación de que el contacto entre ellos representa una discordancia.

1.1.2 PERMICO-TRIASICO INFERIOR (P-T_{A1}) (FORMACION TONOSA)

Las rocas de la formación Tonosa ocupan anchas áreas, siendo su situación reconocible por el visible color azul o gris claro de sus campos. Se han distinguido varios miembros litológicos. En el mapa geológico sólo se han indicado el miembro cuarcítico y el filítico:

A. *Miembro cuarcítico abigarrado* (P-T_{A1}^q).

Este miembro forma la parte basal de la Formación Tonosa. Es una alternancia de cuarcitas gris claras, amarillentas, rojizas, grises y azules con filitas negras y azul aceradas. La mayor parte está compuesta por capas de 1 metro de espesor. Si están bien desarrolladas, estas capas consisten en una parte basal de granos gruesos cuarzosos, que pasa gradualmente hacia arriba a una roca filítica de grano fino. La parte superior de las capas está formada localmente por carbonatos pardo-amarillentos a anaranjados.

En la parte basal de este miembro existen, localmente, conglomerados, con clastos alargados de hasta 5 cms. (al N. de la Carretera Nacional 340, entre los Km. 100 y 101). El conglomerado está constituido por fragmentos de cuarzo (blanco), de cuarcita (verde), de feldespatos rojizos y de fragmentos muy ricos en turmalina negra (P-T_{A1}^{ce}).

La potencia de este miembro y el miembro filítico, que está por encima, es gradual. La transición tiene lugar por un incremento en el número y en la potencia de las capas filíticas.

B. *Miembro filítico* (P-T_{A1}).

Según DE VRIES y ZWANN (1967), se pueden diferenciar en este miembro tres series, de abajo a arriba:

1.ª *Serie filítica gris acerada y púrpura:*

Alrededor de 500 metros sobre la base de la Formación Tonosa predomina

minan normalmente rocas filíticas. Entre ellas se intercalan capas cuarcíticas verdosas o azuladas. Las filitas grises aceradas pasan hacia arriba a filitas púrpuras, siendo gradual este cambio de color. La parte superior de la serie se caracteriza por filitas púrpuras, muy bien conocidas en las series alpujárrides de la Zona Bética. En el techo de la serie existen filitas azul-claras verdosas o blancuzcas en intercalaciones de alrededor de medio metro de potencia. Interstratificadas con las filitas aparecen rocas carbonatadas, finamente laminadas, en lechos gris-claros, que por meteorización dan un característico color marrón oscuro. Estas capas raramente exceden de los 5 mm. de espesor.

La potencia de la serie filítica gris acerada y púrpura es de unos 500 metros. Las filitas púrpuras sólo llegan a algunas decenas de metros.

El límite con la serie cuarcítica superior, normalmente, es neto.

2.º *Serie cuarcítica blanca.*

Las rocas de esta serie son casi exclusivamente cuarcitas blancas y grisáceas, en las que se desarrollan planos de estratificación. Estos planos de estratificación son comúnmente rojos debido a la cantidad de óxido de hierro que contienen. Se ha observado «current-lamination». En la parte NE. de la región hay lechos conglomeráticos incluidos en las rocas de esta serie. Estos conglomerados consisten en cantos subredondeados, ligeramente alargados, de cuarzo y de rocas cuarcíticas, incluyendo sílex, rocas volcánicas ácidas y varios tipos de cuarcitas. A veces los cantos cuarcíticos son extremadamente ricos en turmalina.

La potencia de la serie es generalmente de 50 metros. En los escarpes septentrional y meridional de la Sierra del Saliente y en el Sureste, alrededor de Cabezo Jara, las potencias son del orden de 250 metros, debido en su mayor parte a causas tectónicas.

El límite con la serie filítica gris-azulada, que se le superpone, es normalmente neto.

3.º *Serie filítica gris-azulada.*

El techo de la Formación Tonosa consiste en rocas filíticas de color gris claro o gris oscuro, con tonalidades púrpura o verdosas. Son menos visibles que la serie filítica púrpura. En determinados lugares se observa una alteración en laminillas azuladas o gris-claro de unos pocos milímetros.

Es preciso aclarar que las diferencias de color entre las series 1 y 3 de este miembro B no son claras. Especialmente en regiones afectadas tectónicamente es difícil determinar en qué serie de filitas nos encontramos. Sin embargo, la ausencia de intercalaciones carbonatadas gris claras con el típico color marrón oscuro de la meteorización, es un diagnóstico diferenciable para la serie gris-azulada. Las rocas carbonatadas presentes en

esta serie están claramente coloreadas de amarillento a ocre, intercaladas en el techo de la serie y marcan la transición con la formación Estancias que se le superpone.

La potencia de esta tercera serie es generalmente de 20 metros, aunque hay variaciones considerables, debido a la tectonización.

En las laderas N. de la Sierra de las Estancias y del Saliente y en la parte SE. de la zona, miembro B varía, mostrando un desarrollo diferente. Aquí se ha encontrado una secuencia de 300 metros de potencia. Su aspecto más característico son capas cuarcíticas amarillo-oscuro o grisáceas (de hasta 20 metros de potencia), que alternan con filitas azul-claro, de menos de 1 cm. Esta secuencia tiene su desarrollo característico en «El Coto», profundo valle de la ladera norte de las Estancias. Aquí la llamaremos «Cuarcitas del Coto» (ver también DE VRIES y ZWAAN, 1967).

En algunos lugares afloran intercalaciones de «Cuarcitas del Coto» entre filitas púrpuras, indicando que las «Cuarcitas del Coto» no son solamente una facies de transición de la serie cuarcítica blanca, sino que también comprenden parte de la serie filítica gris acerada y púrpura.

Sólo en un lugar (en la zona NE.) se han hallado yesos ($P-T_{A1}^y$) entre las rocas filíticas de la Formación Tonosa y las secuencias carbonatadas de la Formación Estancias. La posición estratigráfica de los yesos es incierta; su posición actual posiblemente sea debida a causas tectónicas. Se acepta que los yesos pertenezcan al techo de la Formación Tonosa.

No hay fósiles. Se ha investigado en los últimos años la presencia de Conodontos en carbonatos de la Formación Tonosa, pero sin éxito.

La Formación Tonosa se encuentra normalmente sobre el Precámbrico Carbonífero de la Formación Morenos-Montesinos. No hay indicios de discordancia entre la Formación Tonosa y la Formación Estancias, que incluye carbonatos del Triásico Medio. Los yesos, situados en el techo generalmente, se incluyen en el Werfeniense. No se puede excluir la posibilidad de que la parte inferior de la Formación Tonosa comprenda rocas de edad Pérmica. Por consiguiente, esta formación puede ser asignada al Permo-Triásico.

1.1.3 TRIASICO MEDIO-SUPERIOR (T_{A2-A3}) (FORMACION ESTANCIAS)

Esta formación consiste en calizas y dolomías. La parte basal contiene calizas finamente laminadas, amarillas y ocreas «calcaires feuilletés» (calizas hojosas), con algunas capas intercaladas de filitas grises plateadas o zules. Por encima hay calizas de potencia mediana a grande, grises predominantemente, así como dolomías calcáreas. En algunos lugares, hacia el muro y mitad de la serie hay capas marrones, rojas y rosáceas. Hacia arriba la serie pasa gradualmente a dolomías gris claro, de considerable potencia, que constituyen el grueso de esta formación. Se han reconocido fuertes cam-

bios laterales y verticales de calizas a dolomías. La cristalinidad varía considerablemente en cortas distancias. Se encuentran mármoles de grano grueso, blancos o azulados. Por otro lado se han hallado rocas carbonatadas ligeramente cristalinas y de color gris claro.

En algunos lugares las rocas carbonatadas contienen restos de Crinoides y fragmentos de conchas. Cerca de la cumbre de las Estancias (1.467 m.) afloran capas poco recrystalizadas ricas en algas calcáreas. M. LEMOINE reconoció algunas variedades de *Diplopora annulata* SCHAFFH, que indican una edad Ladiniense. Estas capas de algas afloran a unos 200 m. de la base de la formación. De esta forma se puede establecer con seguridad que la Formación Estancias contiene carbonatos del Triásico Medio, no descartándose la posibilidad de que incluyan también rocas del Triásico Superior.

La potencia de esta formación varía considerablemente debido, en parte, a las perturbaciones tectónicas. Alcanza como máximo los 330 metros.

El contacto con la serie filítica gris-azulada de la Formación Tonosa es gradual; afloran varias intercalaciones calcáreas delgadas en el techo de la secuencia filítica, y finas capas de filitas están intercaladas en las capas calcáreas basales de la Formación Estancias.

En todas las formaciones del Complejo Alpujárride se han encontrado rocas ígneas, que se describirán en el Capítulo 6.

1.2 COMPLEJO MALAGUIDE

Este complejo comprende la parte norte de la Hoja de Vélez Rubio, con tendencia aproximada SO.-NE. En la región oriental, esta tendencia es O.-E. Aparecen afloramientos relativamente pequeños en el SE. de la Hoja.

De acuerdo con GEEL (1973) pueden definirse cinco formaciones.

1.2.1 SILURICO-CARBONIFERO (SH) (FORMACION PIAR)

El grueso de esta formación consiste en pizarras verde oliva y areniscas, con cantidades menores de calizas y filitas. Se han encontrado rocas ígneas entre las rocas de esta formación (véase Capítulo 6). En el área de Vélez Rubio se han distinguido siete miembros, cuyas relaciones de edad son, en muchos casos, desconocidas. Tales miembros son:

A. *Miembro filítico abigarrado.*

Comprende delgadas o muy delgadas capas de filitas verduzcas, azuladas, gris y amarillentas, acompañadas principalmente de sílex negro. Localmente aparecen intercalaciones de calizas marrones finamente laminadas.

B. *Miembro de calizas con Tentaculites.*

Consiste en calizas finamente laminadas o en capas delgadas, grisáceas o amarillentas y pizarras blanquecinas o grisáceas localmente acompañadas de delgadas capas de cuarcitas marrones. La superficie de las calizas está repleta de «Tentaculites». En algunos lugares se intercala entre las cuarcitas y las calizas un conglomerado de cantos aplanados de calizas de Tentaculites. Las cuarcitas muestran alguna estratificación cruzada en pequeña escala, así como «burrow casts» y otras marcas de suelo.

C. *Miembro de calizas de Conodontos.*

Comprende capas muy delgadas de calizas azules, así como pizarras azuladas y lentejones de sílex negro.

D. *Miembro de calizas alabeadas.*

Está constituido por capas, finas o gruesas, de calizas azul-oscuro a marrones, areniscas calcáreas y lutitas con intercalaciones de grauvacas amarillas y marrones, así como lutitas y pizarras. Se ha observado laminación convoluta, estructuras de «slump», «flute casts» y «groove casts».

E. *Miembro de pizarras y grauvacas.*

Comprende elementos finos y gruesos. Los elementos finos están constituidos por capas laminadas o muy delgadas de pizarras y lutitas cuarcíticas, de color verdoso a parduzco. Pueden aparecer intercalaciones oscuras de sílex de pequeño o mediano espesor. La alternancia de pizarra y lutita cuarcítica es marcadamente rítmica. Los elementos más gruesos consisten en grauvacas en capas potentes, de colores gris-azulados en fresco y verdoso a marrón-rojizo cuando están meteorizadas. Se han observado «flute casts», «groove casts» y «load casts» y fragmentos de plantas orientadas linealmente.

F. *Miembro de conglomerado polimictico.*

Este miembro comprende intercalaciones existentes entre las capas de grauvacas del miembro E. El grando máximo de los componentes del conglomerado es principalmente de 6 a 10 cm. (lo más común, 3 cm.). A veces aparecen algunos más gruesos (20-50 cm.). Los cantos están bien redondeados y muestran una disposición paralela a la estratificación.

G. *Miembro de conglomerados de Marbella.*

Consiste esencialmente en capas muy gruesas de conglomerados. Es característica la presencia de fragmentos de calizas fosilíferas azul grisáceas cuyo tamaño varía de medio milímetro a más de 20 metros.

El contenido en fósiles de la Formación Piar es el siguiente:

- Miembro A: Crinoides y Radiolarios indeterminables.
- Miembro B: Fragmentos de Trilobites, Crinoides y Equinodermos indeterminables.
«Tentaculites» (*Novakia*, *Styliolina*), Conodontos del Devónico Inferior, *Spathognathodus frankenwaldensis* BISCHOFF y SAN-NEMANN y Conodontos del Eifelense.
- Miembro C: Conodontos del Fameniense Inferior y de la parte final del Viseiense Inferior al Viseiense Superior.
- Miembro D: Fragmentos de plantas indeterminables.
- Miembro E: Fragmentos de plantas indeterminables. Probablemente de edad Devónico Superior-Carbonífero.
- Miembro F: Los cantos calizos del miembro F contienen: Tintinnina, Conodontos, Radiolarios, Cefalópodos y Crinoides de edad Fameniense Superior. Un conodonto del Carbonífero Inferior.
- Miembro G: Los cantos calizos del miembro G contienen: Crinoides, Te-tracolarios, un Goniatítido, fragmentos de Equinodermos, Al-gas, Briozoos y Gasterópodos. Como Foraminíferos muestra: *Eostafella* sp., *Archaediscus* sp., y *Plectogrya*, que indican una edad Viseiense.

Para esta formación en conjunto se acepta generalmente una edad Silúrico-Carbonífero.

Debido a las complicaciones tectónicas, se hace imposible estimar la potencia. Sin embargo, ésta no puede ser menor de varios centenares (¿300?) de metros.

En algunos lugares el miembro B se encuentra concordante sobre el miembro A. El miembro C consiste en una secuencia del Fameniense Inferior, asociada con sílex y pizarras, y en una secuencia de edad Viseiense intercalada en el miembro E. El miembro D es a menudo potente, y rápidamente desaparece. Esto puede ser debido, en parte, a la tectónica, pero también por el cambio lateral hacia las facies con predominio de grauvacas (miembro E). El miembro F forma intervalos arenosos o groseros dentro del miembro E. En algunos sitios puede verse que el miembro G cubre normalmente al E.

Se desconoce la base de la Formación Piar. Esta secuencia de rocas paleozoicas se encuentra por encima del Triásico del Complejo Alpujárride con un contacto tectónico.

En muchos sitios el techo de la Formación Piar está formado por el miembro G. Sobre una distancia de por lo menos 10 Km., la Formación Saladilla está en contacto con el mismo nivel aproximadamente de la Formación Piar. Aun cuando el contacto es de naturaleza tectónica, este hecho

es difícilmente compatible con el supuesto de una fuerte fase de plegamiento herciniano (ver también ROEP, 1974).

1.2.2 PERMO-TRIÁSICO (P-T₂) (FORMACION SALADILLA)

Comprende conglomerados rojos y blancos, areniscas, pelitas, dolomías grises y yesos. En unas pocas localidades se han encontrado rocas ígneas (véase Capítulo 6).

ROEP (1972) distingue cinco miembros:

A. *Miembro de conglomerados rojos.*

Se caracteriza por la alternancia de capas de delgadas a gruesas, rojas a púrpuras, de conglomerados, areniscas y pizarras. Los conglomerados están pobremente clasificados y contienen cantos moderadamente redondeados y clastos de más de 17 cm. Se han encontrado algunas secuencias gradadas, mega-estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela. El término de base es de conglomerados groseros y se convierte gradualmente en areniscas pizarrosas y finos conglomerados en su parte superior.

El límite superior no es neto. Se puede situar en el techo de los conglomerados rojos más altos, o en la base de las intercalaciones más inferiores de areniscas verdes.

B. *Miembro de areniscas abigarradas.*

Consiste en areniscas moteadas naranjas, rojas, verdes, amarillas, blancas y marrones, pelitas y capas de pizarras. En algunos sitios aparecen conglomerados. Las areniscas alternan con capas pizarrosas y muestran generalmente «flat Beds» con estructuras primarias de alineación de corrientes megaestratificación cruzada «trough-shaped» y tabular, «climbing ripples» y sets de microestratificación cruzada «trough-shaped».

C. *Miembro de intercalaciones dolomíticas.*

La parte más baja son dolomías margosas y a veces yesíferas de color grisáceo. La parte alta son dolomías grises con estratificación fina, que van pasando a dolomías marrones con estratificación media.

D. *Miembro de conglomerados amarillos.*

Margas naranjas a rojizas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de pizarras verdes y rojizas. Este término muestra ocasionalmente hacia arriba un decrecimiento en el tamaño de grano y contienen mega-cross de bajo ángulo, hedge shaped», «bedded sets» y «burrow structures».

E. *Miembro dolomítico superior.*

Generalmente, puede dividirse en una parte inferior margosa pizarrosa y una superior dolomítica. Las pizarras margosas alternan con dolomías grisáceas. El color es marrón y gris y la estratificación de media a grisácea. Este término está conectado litológicamente con las rocas carbonatadas de la Formación Castellón suprayacentes, y a veces se ha incorporado a esta formación (GEEL, 1973).

No se han encontrado fósiles en la Formación Saladilla de la Hoja de Vélez Rubio. Por ello es imposible asignarle una edad exacta. Los primeros fósiles bajo esta formación se encuentran en el «miembro de conglomerado de Marbella de la Formación Piar», que contiene calizas viseienses re-cristalizadas.

El primer nivel fosilífero por encima de esta formación son calizas de edad Liásica. Consecuentemente la Formación Saladilla tiene una edad post-Viseiense a pre-Liásico. Se acepta generalmente una edad Permo-Triásica.

Según ROEP (1972) la potencia alcanza un máximo de alrededor de 500 m. Debido a cambios laterales, acuíferos y tectónica, la potencia varía considerablemente en pequeñas distancias.

La relación de contacto original con la Formación Piar infrayacente no se ha conservado. Posiblemente existe una discordancia angular, pero es difícil que sea de gran importancia, porque se encuentra en grandes distancias el término G de la Formación Piar, directamente debajo de la Formación Saladilla.

La Formación Piar da la impresión de haber sido más fuertemente tectonizada que la Formación Saladilla, pero esto puede deberse a las grandes diferencias litológicas y a la proximidad (hacia el Sur) de la gran falla inversa entre el Complejo Maláguide y el Complejo Alpujárride.

El contacto con la Formación Castellón suprayacente es generalmente tectónico. En algunos sitios la relación estratigráfica es normal y queda la Formación Castellón concordante sobre la Formación Saladilla.

1.2.3 TRIASICO SUPERIOR-CRETACICO INFERIOR ($T_{C3-C_{12}}^3$) (FORMACION CASTILLON)

Son dolomías, calizas y calizas arenosas. Debido a una fuerte tectonización, imbricación y fallamiento, la sucesión estratigráfica no es siempre fácilmente reconocible. Sin embargo, de acuerdo con las diferencias litológicas pueden distinguirse varios términos (de acuerdo con GEEL, 1973).

A. *Miembro dolomítico.*

Color crema, gris claro y marrón claro, estratificación fina a potente o masiva, con pátina amarillenta a marrón.

B. *Miembro de calizas dolomitizadas.*

Muy brechificadas, color crema y rosado. Estratificación potente a muy potente.

C. *Miembro de calizas pseudo-oolíticas.*

Calizas lutíticas o pseudo-oolíticas, color blancuzco o rojizo, estratificación media a muy potente, pátina gris-azulada. Localmente son verdaderamente oolíticas.

D. *Miembro de calizas fosilíferas rojas y amarillas.*

Mal estratificadas, marrón-rojizas y marrón-amarillentas a veces nodulares, llenas de macrofósiles. También hay variantes areniscosas.

E. *Miembro de calizas blancas con creta.*

Calizas laminadas con estratificación media, blancas, pulverulentas y con creta.

F. *Miembro de calcarenitas y calcilutitas finamente arenosas.*

Calcarenitas de grano muy fino, a veces con aspecto nodular, estratificación fina a media, color marrón rojizo o crema y pátina rojiza, amarillenta o grisácea.

G. *Miembro de calcarenitas groseras y oolíticas.*

Calizas laminadas o con estratificación potente. Color grisáceo, crema, rosado o marrón y pátina gris a marrón-grisáceo. Pasan lateralmente a calizas mal estratificadas o masivas. Pueden ser nodulosas o no. Las calizas son oolíticas o calcareníticas. Abundan los nódulos de sílex. Se encuentran algunas capas con glauconita.

H. *Miembro de calcilutitas.*

Son de color marrón claro, muy bien estratificadas o masivas. Lateralmente, pasan a capas delgadas o medianas. Presentan algunas intercalaciones de conglomerados con cantos calizos, oolíticas o de calcarenitas.

Los restos fósiles encontrados son:

En el término A: Solamente algunos restos irreconocibles.

En el término B: Ataxophragmiidos, Ostrácodos, Verneulínidos, Lituóolidos, en las zonas menos dolomitizadas.

En el término C: Ataxophragmiidos, Textuláridos, Ostrácodos, Milióolidos, Moluscos y *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) y *Litosepta recoarensis* CATI, del Liásico.

En el término D: Braquiópodos, Belemnites y Ammonites del Carixiense Medio-Domeriense Inferior.

En el término E: Cocolites, Lagénidos, Calcisphaerúlidos, Radiolarios, fragmentos de Equinodermos, Belemnites y Ammonites, posiblemente de edad Domeriense Inferior-Dogger.

En el término F: Solamente Equinodermos y fragmentos de Moluscos.

En el término G: Lagénidos, Ostrácodos, Moluscos, Gasterópodos, Radiolarios, Equinodermos, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK.

Su edad será Dogger Superior, y la parte inferior del Malm.

En el término H: Tintínidos del Jurásico Superior y del Valanginiense.

Para la Formación Castellón se acepta generalmente una edad (¿Triásico Superior?) Jurásico-Cretácico Inferior.

La potencia total, donde se presenta una sección completa, varía entre 50 y 300 m.

Excepto para los miembros D y E, para los que la relación no está clara debido a la tectónica y mala exposición, todos los miembros pasan hacia arriba de uno a otro sin zonas de transición o indentaciones. El término H (el más alto) está la mayoría de las veces incompleto debido a la erosión. Se ha encontrado una sucesión completa, donde el miembro H está concordantemente cubierto por el Cretácico de la Formación de Vélez Rubio. Donde esta formación está ausente, la Formación Castellón está transgresivamente cubierta por la Formación Xiquena.

1.2.4 VALANGINIENSE SUPERIOR (C₁₂³) (FORMACION DE VELEZ RUBIO)

Consiste en una alternancia de capas calizas finamente laminadas con otras más potentes. Color amarillento, gris o blanquecino. Hay capas de sílex negro y, a veces, contienen granos de glauconita.

Se ha recogido una pequeña fauna de ammonites y aptyches en la base de esta formación, que contiene, entre otros, *Olcostephanus astieranus* (D'ORBIGNY), que indica una edad Valanginiense tardía a Hauteriviense temprana.

Su potencia no excede de los 6 metros.

Está cubierta transgresivamente por el Eoceno de la Formación Xiquena.

1.2.5 EOCENO INFERIOR-MEDIO (T₂₋₂^{Aa-Ab}) (FORMACION XIQUENA)

Está compuesta de calizas, calcarenitas, margas y calizas nodulosas con Algas. Pueden distinguirse cuatro miembros litológicos diferentes (GEEL, 1973).

A. Miembro de calizas arenosas.

Calizas con pátina gris-azulada, crema, rosa o marrón claro. Capas muy gruesas de calizas arenosas con grandes foraminíferos. Localmente presentan nódulos de sílex.

B. Miembro de calizas con Alveolinas.

Calizas gris-azuladas, blancuzcas, crema, rosas o rojizas. Bancos potentes a masivos con motas blancas redondeadas (Alveolinas).

C. Miembro de calcarenitas con Assilina

Capas muy potentes marrón-azuladas o marrones de calcarenitas masivas, mal estratificadas, con abundantes foraminíferos de varios centímetros. Algunas intercalaciones de calcarenitas arenosas y calizas nodulosas con Algas.

D. Miembro de margas-calcarenitas de Animas.

Calcarenitas arenosas en capas medianamente gruesas, de color amarillento, marrón, blancuzco o gris claro, con intercalaciones de margas arcillosas.

Teniendo en cuenta las Alveolinas, se asigna a los términos A y B la edad de Eoceno Inferior. El límite entre el Eoceno Inferior y el Medio tiene lugar en el término C. Los Foraminíferos planctónicos del término D, les asignan una edad Eoceno Medio. Para consultar una lista de fósiles hallados en la Formación Xiquena, el lector puede ver la publicación de GEEL (1973).

La máxima potencia de la Formación Xiquena es del orden de 200 metros.

El término A gradualmente pasa al B. Localmente se puede ver una interferencia lateral entre el B y C. La relación entre C y D no es tan simple. Se encuentra contacto normal e interferencia, pero también contacto transgresivo. Posiblemente antes del depósito del término D, parte del Complejo Maláguide padeció débiles trastornos tectónicos.

En varias localidades el término D está cubierto por la formación post-orogénica Espejos.

1.3 ZONA SUBBETICA

1.3.1 PENIBETICO (s. I.)

Esta zona, que aparece solamente en la parte más NO. de esta Hoja, está constituida por dos formaciones:

1.3.1.1 Triásico Superior-Jurásico Inferior (T₆₃-J₁) (Formación Vélez Blanco)

Esta formación consiste en dolomías muy potentes de color crema, beige o marrón y rosa, con pátina blancuzca, amarillenta y pardo-azulada. Existen algunas intercalaciones de rocas carbonatadas color rosa y muy laminadas.

No se encuentran fósiles.

La formación está cubierta por las calizas de la Formación Maimon, el término más bajo de la cual puede ser datado como Jurásico Inferior, y consecuentemente la Formación Vélez Blanco tiene una edad pre-Jurásico Inferior o Jurásico Inferior.

La potencia es, al menos, de 200 metros.

Su base es desconocida. Más arriba las dolomías de la Formación Vélez Blanco pasan gradualmente a las calizas de la formación suprayacente debido a un decrecimiento en el grado de dolomitización.

1.3.1.2 Jurásico Inferior-Malm (J₁₃₋₃₃)

Pueden distinguirse dos miembros, litológicamente diferentes.

A. *Miembro inferior de calcilutitas.*

La parte baja comprende bancos potentes a muy potentes de calcilutitas de color gris crema, amarillo y marrón. Existen intercalaciones de capas cuarzo-calcareníticas. En la parte alta el color pasa a ser marrón o púrpura-rojizo. Se han encontrado capas con abundantes restos de conchas.

B. *Miembro de calizas oolíticas.*

Bancos potentes o masivos de color crema a rosa y blanco y por meteorización azul-parduzco. Algunas intercalaciones de calcarenitas finas o capas lutíticas.

De acuerdo con los Foraminíferos la edad de los dos miembros es:

Miembro A: Jurásico Inferior.

Miembro B: Jurásico Inferior? - Jurásico Medio a parte inferior del Jurásico Superior.

Esta formación (en la Hoja de Vélez Blanco) tiene una potencia de alrededor de 500 metros.

El término A es concordante con el B con un claro límite causado por la brusca aparición de oolitos.

1.3.2 SUBBETICO

1.3.2.1 Jurásico Superior-Mioceno Medio ($J_3-T_{11}^{bb}$) (Formación Taibena)

Está constituida fundamentalmente por calizas, margas y calizas con aspecto margoso. Sin embargo, debido a fuertes imbricaciones, no puede establecerse una estratificación fina.

Por diferencias litológicas y con la ayuda de fósiles, GEEL (1973) hizo una subdivisión en seis miembros.

A. *Miembro de calizas y margas blancas y grises.*

La parte basal está compuesta de margas y calizas nodulosas de color amarillento-crema y rosado-rojo o blanco, con estratificación fina a media.

B. *Miembro de capas rojas.*

Alternancia característica de rocas coloreadas blancas a rojizas, compuestas por calcilitas margosas con estratificación fina a media. Intercalaciones de oolitos, arcillas y capas de calcarenitas cuarzosas.

C. *Miembro de margas y calcarenitas verdoso-amarillentas.*

Arcillas, margas arcillosas, margas y calcarenitas verdoso-amarillentas con estratificación muy fina a media.

D. *Miembro de calizas con Nummulites.*

Muy potentes a masivas y de color verdoso-amarillo a crema. Calcarenitas cuarzosas a calciruditas. Localmente margas.

E. *Miembro de margas y calcarenitas gris-verdosas.*

Margas arcillosas gris-verdosas, margas y calizas muy finas. Intercalaciones de calcarenitas, calciruditas, capas silíceas y areniscas calcáreas.

F. *Miembro de calizas con Lepidocyclinas.*

Calcarenitas con macrofósiles, color crema y marrón claro con estratificación fina a gruesa.

La edad de los miembros puede ser determinada por organismos planctónicos (principalmente Foraminíferos).

Miembro A: Jurásico Superior a Albiense Inferior.

Miembro B: Vraconiense-Cenomaniense a parte baja del Eoceno Medio.

Miembro C: Parte baja del Eoceno Medio a Oligoceno.

Miembro D: Eoceno Medio Inferior y Oligoceno a Mioceno Inferior.

Miembro E: Oligoceno a Mioceno Inferior.

Miembro F: Mioceno Inferior a parte baja del Mioceno Medio.

Debido a fuertes imbricaciones es imposible dar una potencia exacta (más de 500 m?).

Relaciones de contactos entre los miembros:

Entre A y B: desconocido.

Entre B y C: gradual.

Entre C y E: gradual.

Entre E y F: posiblemente gradual.

El miembro D aparece en forma de intercalaciones; tres en el miembro C y una en el miembro E.

La Formación Taibena queda tectónicamente sobre la Formación Solana y la de Espejos. No se ha encontrado contacto estratigráfico normal.

1.4 ZONA INTERMEDIA

En el corredor de Vélez Rubio ocurre que entre rocas pertenecientes al Complejo Maláguide o a la Zona Subbética hay algunas secuencias de rocas del Neógeno cuya pertenencia está bajo disputa. En el campo se distinguen principalmente por su contenido detrítico y su color.

Formación Ciudad Granada.—Color amarillo y marrón rojizo. Componentes casi exclusivamente derivados de la Formación Saladilla y la parte más inferior de la Formación Castillón.

Formación Solana.—Color marrón a marrón-verde. Componentes de todas las unidades del Complejo Maláguide; algunos elementos del Subbético.

Formación Espejos.—Color gris-verdoso. Componentes de todas las unidades, especialmente de la Formación Piar.

1.4.1 OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR ($T_{C_{3-1}}^{A-Ba}$) (FORMACION CIUDAD GRANADA)

Son areniscas calcáreas amarillo-claro, en bancos gruesos, con un conglomerado basal dolomítico y localmente calizas coralígenas.

Su edad es Oligoceno-Mioceno (datado con Foraminíferos planctónicos).

Su potencia es de alrededor de 5 metros.

La formación descansa sobre rocas pertenecientes al Complejo Maláguide con una discordancia angular de muy pequeña magnitud. Algunas veces la base consiste en un conglomerado poco clarificado.

El contacto entre la Formación Ciudad Granada y la de Espejos es incierto y lo mismo pasa entre la Formación Ciudad Granada y la Formación Solana.

1.4.2 OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR (T_{3-1}^{A-Ba}) (FORMACION SOLANA)

Se pueden distinguir dos miembros:

A. *Miembro de arenisca cuarzosas.*

Margas verde-grisáceas y marrones, areniscas cuarzosas, calcarenitas arenosas, estratos silíceos y estratos consistentes enteramente de foraminíferos redepositados.

B. *Miembro de areniscas polimícticas.*

Areniscas polimícticas amarillentas, rojizas, verdosas y pardas, margas arcillosas y calcarenitas gruesas con Foraminíferos.

La edad exacta de esta formación no se conoce. Los fósiles planctónicos más jóvenes indican un Mioceno Inferior. Posiblemente sea ¿Oligoceno-Mioceno?

Debido a los accidentes tectónicos no se puede dar una estimación real de la potencia de esta formación (varios centenares de metros).

Entre el miembro A y el B el contacto es desconocido (¿contacto tectónico?). La base de la formación es también desconocida. En su borde sur, la formación descansa sobre la de Espejos. Algunas observaciones, sin embargo, llevan a la conclusión de que la Formación Solana debe ser más antigua que la de Espejos, así que el contacto entre ellas es tectónico.

En su borde norte, la Formación Solana está tectónicamente cubierta por la Formación Taibena del Subbético. El techo de esta última es de la misma edad que la de Espejos. Consecuentemente, la Formación Solana no puede formar la cobertura estratigráfica post-orogénica de la de Taibena.

1.4.3 MIOCENO INFERIOR-MEDIO (T_{1-11}^{Ba-Bb}) (FORMACION ESPEJOS)

Se pueden distinguir los siguientes tipos de roca. Secuencias de conglomerado, arenisca, marga, masas de «slump», margas arcillosas, calizas de algas con grandes foraminíferos, bouldry-cobble mudstones, brechas de calizas y capas gradadas con oolitos.

Probablemente su edad sea un Mioceno Inferior a parte basal del Medio (*Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Globigerinoides bisphaericus* BLOW y *Præorbulina transitoria* (?)) (BLOW) (ver también GEEL, 1973, p. 135).

La potencia probablemente es del orden de 100 metros.

El contacto de esta formación con el Complejo Maláguide es tectónico en su mayor parte. Algunas veces es un contacto transgresivo con discordancia angular.

1.5 MATERIALES POST-MANTO

1.5.1 MIOCENO SUPERIOR

Se encuentran representados en la esquina SE. de la Hoja. Constituidos por un conjunto detrítico con la base, pasando a margas y margocalizas con eventuales niveles areniscosos hacia la parte superior.

1.5.1.1 Secuencia detrítica (T_{cg}^{Bc3-Bc} ₁₁₋₁₂)

Discordante sobre los materiales alpujárrides, está constituida por un conjunto de conglomerados, arenas y arcillas de color rojizo, con aspecto caótico, con una potencia del orden de los 200 metros.

La naturaleza de los cantos es eminentemente metamórfica (pizarras, filitas, etc.), quedando subordinados los de caliza y dolomía.

El tamaño es muy variable, llegando a encontrarse grandes bloques de varios metros de diámetro, más frecuentes hacia el borde de la formación.

Los niveles de arenas, distribuidos esporádicamente, pero con mayor frecuencia en los tramos superiores, corresponden mineralógicamente a Litarenitas (FOLK), subgrupo de las Pizarrarenitas (FOLK), es decir, arenas con fragmentos de rocas metamórficas superiores al 25 por 100 del total.

Se han encontrado restos de calizas con abundantes Algas, Equinodermos, Corales, etc., propios de depósitos arrecifales costeros, dentro de estos tramos detríticos.

En afloramientos próximos, fuera de esta Hoja, han podido estudiarse verdaderos niveles arrecifales, situados ya directamente sobre las calizas Triásicas o intercaladas en la formación de conglomerados, de idénticas características a los restos observados en el ámbito de la Hoja.

Las estructuras sedimentarias encontradas, tales como coladas de barro, paleocanales, laminación, etc., corresponden a un medio sedimentario que oscila desde un depósito muy rápido a caótico hasta tranquilo.

Estos depósitos sedimentológicamente pueden asimilarse a los descritos por DE RAAF como *Olistonitos*, es decir, sedimentos gravitatorios, cuyo deslizamiento suele iniciarse en régimen subaéreo, arrastrado por aguas de fuerte turbulencia. Hay que admitir períodos de calma, ya que la existencia de depósitos arrecifales es incompatible con un régimen de alta turbulencia.

1.5.1.2 Margas y margocalizas (T_{11-2}^{Bc-B})

Encima del tramo conglomerático, y discordantes, se tiene un conjunto de margas blanquecinas con algunos niveles de margocalizas y areniscas

intercaladas (de igual composición mineralógica a las descritas en el tramo anterior, pero con cemento carbonatado).

La microfaua estudiada ha dado: *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Bulimina exilis* BRADY, *Ammonia beccardi* (BINNEO), *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), que nos datan un probable Mioceno Superior.

En algunos puntos, la presencia de *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI y BERMUDEZ, *Globorotalia humerosa* TAKAYANAGI y SAITO, *G. martinezi* PERCONIG, *G. scitula ventricosa* OGNIBEN y *Bolivinooides miocenicus* GIANOTTI, nos datan un claro *Andaluciense* para este tramo.

1.5.2 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Estos depósitos se pueden dividir en antiguos y modernos. Los antiguos se encuentran al sur de las calizas subbéticas. Se encuentran dos niveles de glaci aterrazados distintos. El más superior (QGT₁, probablemente el más antiguo), consiste en capas gruesas a muy gruesas bien consolidadas, brechas mal clasificadas de caliza subbética y fragmentos dolomíticos. Estas brechas se encuentran en capas que están distintamente inclinadas (más de 45° al Norte).

El nivel inferior (QGT) comprende conglomerados gradados bien o menos bien consolidados, rosáceos y amarillentos, muy mal clasificados y brechas con capas de potencia variable, constituidos por calizas subbéticas y dolomías.

Las rocas carbonatadas alpujárrides están cubiertas en parte por una costra de hierro residual, cortezas de travertinos o brechas cementadas (caliche) (Qtr). La corteza de travertinos se encuentra principalmente sobre rocas carbonatadas. Consisten en capas blanquecinas, mayores de un metro, finamente laminadas y algunas veces onduladas. Además, se encuentran nódulos consistentes en láminas concéntricas.

Las brechas cementadas están en las faldas de las montañas. Se inclinan hacia abajo sobre las unidades en las que descansan. Estas brechas consisten en trozos de rocas cementadas por materiales carbonatados. El color es entre rojo y marrón y la potencia algunas veces es mayor de una decena de metros. LLOPIS LLADO (1955) los dató como Villafranquiense o Cuaternario Inferior. Es probable que sean de la misma edad que las brechas de calizas del Subbético.

Los depósitos cuaternarios comprenden depósitos recientes y subrecientes, suelos (Q) y derrubios (QL).

Los depósitos fluviales (QAI) son conglomerados inconsolidados, rosáceos, con estratificación cruzada, mal clasificados y redondeados, areniscas y limos. La potencia de las capas es variable.

2 TECTONICA

Como hemos dicho antes, no puede ser demostrada fase (5) de plegamiento pre-alpina en los Complejos Alpujárride y Maláguide.

El Complejo Alpujárride consiste, de Norte a Sur, en un largo anticlinal cuyo flanco meridional generalmente queda muy reducido o falta, separado por una zona de fallas de una estructura sinclinal fuertemente imbricada, al sur de la cual se desarrolla otro gran anticlinal.

DE VRIES y ZWAAN (1967) distinguen dos unidades tectónicas mayores. La unidad Bolaimi (norte de la zona de fallas) y la unidad Desamparados (sur de la zona de fallas).

En el área de Bolaimi se encuentra una sucesión estratigráfica algo continua desde el Paleozoico (Formación Morenos-Montesinos) hasta el Triásico (Formación Estancias). Las rocas del área de Desamparados están fuertemente tectonizadas a escala megascópica (imbricaciones, fuerte reducción en potencia y deslizamiento gravitatorio).

ESTRUCTURAS MEGASCOPICAS

Las más abundantes son fallas inversas buzando al norte, que aparecen frecuentemente en los Complejos Alpujárride y Maláguide.

Estas estructuras son el resultado de una fase de movimientos de dirección Sur. La más espectacular está en el límite entre el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide, que va en dirección ENE.-OSO. y puede ser trazada en una distancia de más de 30 kilómetros.

En las laderas de las Sierras del Saliente, Estancias y Cerro Tonosa existen frecuentemente estructuras imbricadas y fallas inversas. Se encuentra la Formación Tonosa imbricada con la de Morenos-Montesinos, y la de Estancias (que está muy reducida tectónicamente) con la de Tonosa.

En otros sitios (en la parte sur de la Hoja), las calizas descansan casi horizontalmente sobre la plegada Formación Tonosa. Esto es probablemente causado por un despegue seguido de deslizamiento gravitacional, debido a una elevación del área. Este deslizamiento causa una fuerte reducción tectónica de la potencia de las series más incompetentes (filitas).

Después de las principales fases de deformación, las series fueron afectadas por varios juegos de fallas escarpadas subverticales, de dirección NO.-SE., NNO.-SSE. y SO.-NE.

ESTRUCTURAS MESOSCOPICAS Y MICROSCOPICAS

Durante el plegamiento alpino se pueden distinguir al menos tres fases

de deformación, seguidas por una generación de «kink bands» (ver también KAMPSCHUUR y otros, 1973).

La primera fase de deformación, D_1 , ha desarrollado una esquistosidad («slaty cleavage»), en rocas pelíticas. La esquistosidad viene dada por minerales micáceos (y clorita) de naturaleza sincinemática. La disposición en capas, que es generalmente estratificación, es a menudo subparalela a S_1 , sin embargo las capas paralelas a S_1 son de diferente origen. El cuarzo laminado en rocas pelíticas, se supone haber sido formado durante D_1 como resultado de segregaciones de cuarzo a lo largo de los planos S_1 . En muestras, S_1 es difícil de ver.

El paralelismo de estratificación y esquistosidad evidencia el carácter de isoclinal muy plegado de los pliegues D_1 . En rocas más cuarcíticas, el plegamiento es generalmente menos cerrado.

La segunda fase de deformación, D_2 , produce una crenulación intensiva. Los planos de cizalla dan a menudo una transformación en roca foliada y solo localmente se ven los más viejos planos S . Los pliegues generados durante D_2 son más o menos cerrados, muchas veces tendiendo a isoclinales.

La tercera fase de deformación, D_3 , deforma S_2 en característicos pliegues angulares cerrados a abiertos. Hay una fuerte crenulación que da la más pronunciada lineación del área. La crenulación es débilmente comparada con la formada durante D_2 .

S_3 es afectada por un espaciado «kink bands», testigo de una subsecuente fase de deformación.

Uno de los hechos más importantes es que las investigaciones dan la misma sucesión de fases de deformación para las cuatro formaciones del Complejo Alpujárride. Esto está de acuerdo con KAMPSCHUUR (1972) en sus investigaciones en los equivalentes a las Formaciones Tonosa y Morenos-Montesinos en la Sierra de Carrascoy. Este fenómeno hace muy improbable que deformaciones prealpinas hayan tenido influencia sobre las secuencias de rocas de la Formación Morenos-Montesinos.

En las rocas del Complejo Maláguide se encuentra una pizarrosidad y localmente también una débil esquistosidad de crenulación. Se reconocen los pliegues en escala micro y mesoscópica, especialmente en las rocas de la Formación Piar.

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 de los Complejos Alpujárride y Maláguide aflorantes en la Hoja de Vélez Rubio y limítrofes (ver también Hojas de Chirivel, Cantoria y Huércal-Overa).

La fase de deformación alpina más antigua reconocible (D_1) es considerada tentativamente como relacionada con un epilamiento inicial de mantos (T_1), de abajo a arriba: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Balla-

bona-Cucharón, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Esto no significa necesariamente que el apilamiento inicial de las varias secuencias de rocas de los complejos tectónicos tuviese lugar sincrónicamente y en la misma región. Sólo se ha establecido la vergencia de dirección en el Complejo Ballabona-Cucharón de la Sierra de Carrascoy (al sudoeste de Murcia), para las estructuras generadas durante esta fase (KAMPSCHUUR, 1972), y es hacia el sudoeste.

Después de D_2 —que imprimió y a menudo borró las estructuras planares D_1 — una segunda fase de movimiento cabalgante (T_2) alteró la pila inicial de mantos de modo considerable. Esta fase es la responsable del emplazamiento final de las secuencias de rocas de los Complejos Alpujárride y Maláguide por encima de las secuencias de rocas de los Complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón. En este estado de investigaciones parece más razonable que en la Hoja de Vélez Rubio nosotros procedamos con una sola unidad Alpujárride mayor, a saber, la unidad de Blanquizares-Oria (ver Memoria de la Hoja de Cantoria, 23-40).

D_3 , caracterizada por pliegues abiertos a cerrados con un plano axial generalmente subvertical, afecta los planos anteriores. Después de D_3 , una tercera fase de traslación (T_3), causó imbricaciones y cabalgamientos, sin desplazamientos laterales importantes, en los Complejos Alpujárride y Maláguide. Esta fase se tiene por responsable, por lo menos en parte, de la imbricación de varias secuencias de rocas del Complejo Alpujárride, con el resultado de que actualmente se presentan rocas que contienen granates, de la Formación Morenos-Montesinos, en medio de las rocas menos metamórficas de las Formaciones Tonosa y Estancias. T_3 se dirige hacia el Sur como está indicado por el claro buzamiento N. de los planos de cabalgamiento. Tras T_3 , en los Complejos Alpujárride y Maláguide no hay movimientos de deslizamiento importantes.

En el área de Vélez-Rubio, GEEL (1973, p. 160) diferenció la siguiente sucesión de movimientos en el Complejo Maláguide:

1) Generación de las llamadas subunidades de primer orden y metamorfismo regional (se supone que en época Terciaria).

2) La primera (visible) fase en el área de Vélez-Rubio originó las llamadas subunidades de segundo orden, con plegamiento subsecuente o penecontemporáneo de los planos de corrimiento dirigidos hacia el Norte. Este movimiento tuvo lugar entre el Oligo-Mioceno y el Mioceno Inferior a Medio-Inferior.

3) Una segunda fase originó un desplazamiento hacia el Sur y perturbaciones en 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 Inferior al Medio-Inferior).

En esta etapa de investigación parece que lo más probable es correlacionar la primera (visible) fase, mencionada por GEEL, con la citada fase de traslación T_2 y la fase de corrimiento hacia el Sur de GEEL con T_3 .

Según GEEL (1973), se pueden distinguir en la *Zona Subbética* del área de Vélez-Rubio dos fases de corrimiento, por lo menos. La primera fase dio por resultado un apilamiento de pliegues de arrastre. En una segunda fase, el apilamiento de estructuras de arrastre fue corrido hacia el Sur, sobre la Formación Solana, en la parte este del área de Vélez-Rubio y sobre la Formación Espejos, en la parte occidental del área.

La Formación Oligo-Miocena *Ciudad Granada*, de la *Zona Intermedia*, que se superpone transgresivamente sobre rocas del Complejo Maláguide, y que lleva detritus derivados solamente de ese Complejo, se ha visto afectada por las dos fases citadas que influyen sobre el Complejo Maláguide.

La *Formación Espejos*, de la *Zona Intermedia*, que se superpone transgresivamente tanto al Complejo Maláguide como a la citada Formación Ciudad Granada, es más joven que la segunda fase que afectó al Complejo Maláguide y (también) a la Formación Ciudad Granada, pero es anterior a la segunda fase Subbética, pues es desplazada durante este movimiento.

La *Formación Solana*, de la *Zona Intermedia*, está muy tectonizada. Se considera que esto es el resultado del arrastre en la base de las masas del corrimiento Subbético, cuando pasó sobre la Formación Solana durante la segunda fase Subbética (GEEL, 1973).

Según GEEL, tanto la primera como la segunda fase Subbética son más jóvenes que la segunda fase de corrimiento que afectó a los Complejos Maláguide y Alpujárride.

Después de la segunda fase Subbética, el área se vio afectada por plegamiento débil, fallas normales y transversas y basculamiento. Las fallas transversales tienen una dirección predominante NNO-SSE., perpendicular a la dirección general de la cordillera. Las fallas transversas quebrantan la continuidad preexistente de litologías y estructuras en gran medida.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Complejo Alpujárride

La serie estratigráfica del Complejo Alpujárride indica un cambio brusco en las condiciones de depósito cerca del límite Triásico Inferior-Triásico Medio. La historia estratigráfica de las series Paleozoicas a Permo-Triásicas, consistentes principalmente en rocas metamórficas pelíticas con algunas intercalaciones de carbonatos, es incierta. Posiblemente existió un medio acuoso poco profundo y sin agitación. Las calizas y dolomías del Triásico Medio y Superior fueron depositadas en un medio marino.

Complejo Maláguide

Pueden establecerse una serie de acontecimientos en la cuenca sedimentaria.

Desde el Silúrico hasta el Devónico Superior, se depositaron en un medio acuoso relativamente quieto materiales clásticos finamente gradados, calizas pelágicas y sílex. A veces, durante el Devónico Superior y Carbonífero Inferior, un período de intranquilidad causa una afluencia masiva de polimícticos y materiales clásticos en la cuenca, principalmente por transporte gravitacional (turbiditas). En este período fueron depositadas las grauvacas y sus facies equivalentes carbonatadas, las calizas alabeadas. En períodos relativamente tranquilos se depositaron calizas con Conodontos.

Durante el Viseense, conglomerados muy gruesos indican un fuerte movimiento vertical. Las series Permo-Triásicas fueron depositadas bajo un medio fluvial, lagunar o marino poco profundo. Durante el Jurásico, los sedimentos fueron depositados en un ambiente marino poco profundo a intertidal (oolitos). En el Cretácico existieron condiciones acuosas someras. En el Terciario, hasta el Eoceno Medio, la sedimentación es lagunar, marino poco profunda a medios más pelágicos.

Para estudiar la disposición paleogeográfica y la evolución orogénica de los Complejos Alpujárride y Maláguide, el lector ha de consultar la introducción y el capítulo 2, y las publicaciones de EGELER y SIMON (1969, a, b) y de KAMPSCHUUR y RONDEEL (1975).

Zona Subbética

Desde el Jurásico Inferior existió una cuenca con abundantes mareas. Más tarde, hasta el Cretácico Inferior, condiciones lagunares, litorales y de mar abierto. Desde el Valanginiense Superior hasta el Mioceno fue probablemente un medio pelágico continuo e ininterrumpido con transporte gravitacional. En este último período el desarrollo del medio en el dominio Subbético es marcadamente diferente al del dominio Maláguide en el mismo período.

Las series Subbéticas son depositadas en un dominio situado al sur del Prebético.

Zona Intermedia

La Formación Ciudad Granada consiste exclusivamente en un detritus derivado del Complejo Maláguide. La posición paleogeográfica es discutible: ¿pertenece al Complejo Maláguide o no?; ¿es autóctona, paraautóctona o alóctona? (Para una discusión sobre esta materia consúltese a GEEL, 1973, páginas 155-158.)

La Formación Espejo, que es autóctona, está compuesta por detritus de todas las series circundantes, principalmente por transporte gravitacional (corrientes de turbidez, slumps, olistostromas).

La Formación Solana es también autóctona y está formada por la erosión de los detritus del Complejo Maláguide.

En el Terciario Superior y Cuaternario tiene lugar una intensa erosión, causada por corrientes de agua turbulentas.

La historia tectónica se ha descrito en el capítulo precedente.

4 MINERIA Y CANTERAS

La explotación de minerales ha llegado a su fin. Solamente algunos pozos dan testimonio de antiguas explotaciones (desde la edad del Bronce) de mineral de hierro, cobre y galena argentífera.

Las rocas carbonatadas del complejo Alpujárride están en parte cubiertas por una capa de hierro residual (p. s. Cabezo Jara, Estancias y Saliente). En determinados lugares estas cortezas de color marrón o marrón-amarillento tienen hasta medio metro de potencia. Estos minerales localmente se presentan en cantidades mayores y en su día fueron explotados.

Depósitos de yeso, pertenecientes a la Formación Saladilla del Complejo Maláguide (al SO. de la ladera del Castellón), son activamente explotados. Aquí, la dolomita yesífera tiene hasta 30 m. de potencia. Antiguamente había muchas más pequeñas explotaciones.

Al sur del Cerro de la Monja se han encontrado algunos pequeños pozos abiertos, rodeados por pequeñas escombreras, conteniendo fragmentos de grauvacas de la Formación Piar atravesadas por venas de cuarzo. En estas venas se han encontrado concentraciones de limonita, malaquita, azurita, calcopirita, calcosina y covellina.

También hay venas de cuarzo conteniendo azurita-malaquita en la parte alta filítica de la Formación Tonosa, al sur del Cerro de la Monja.

El origen de estos minerales es dudoso, pero ROEP (1972) informa de mineralizaciones en relación con los cuerpos de diabasa del área del Xiquena (Hoja de Vélez Blanco).

En la región de la Loma de Nogalte se han encontrado mineralizaciones de malaquita y azurita en rocas cuarcíticas de la Formación Tonosa. Estas mineralizaciones se presentan en una zona muy tectonizada (con potencia de algunos metros), en la que la Formación Morenos-Montesinos ha cabalgado sobre rocas de la Formación Tonosa.

Investigaciones recientes de un equipo de ENADIMSA han puesto de manifiesto que hay prometedoras mineralizaciones de Pb-Cu en las areniscas blanquecinas intercaladas en otras rojizas de la Formación Saladilla, del Complejo Maláguide.

En algún lugar se explotan en pequeña escala las cuarcitas de la serie cuarcítica blanca de la Formación Tonosa.

La barita, comúnmente asociada con fallas, ha sido explotada en el pasado.

La explotación de rocas carbonatadas (Mármoles) de la Formación Estancias se hace en pequeña escala.

La industria cerámica utiliza las arcillas rojas de la Formación Saladilla para sus productos.

5 HIDROGEOLOGIA

Para la agricultura local la Formación Saladilla es importante con sus pizarras arcillosas impermeables, que hace que la circulación subterránea vaya por debajo y encima, en formaciones más permeables.

En el Complejo Alpujarride aparecen dos niveles de manantiales. El más importante se encuentra en el límite de las rocas carbonatadas y las filitas infrayacentes. El segundo nivel está en el plano de contacto entre la Formación Tonosa y la Formación Morenos-Montesinos.

Los depósitos detríticos cuaternarios también presentan interés como acuíferos.

6 PETROGRAFIA

6.1 COMPLEJO ALPUJARRIDE

6.1.1 FORMACION MORENOS-MONTESINOS (PC-HΞ)

En esta formación se han observado los siguientes minerales: albita, andalucita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica incolora, epidota, granate, grafito, oligoclasa, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, esfena, estaurolita, turmalina y circón.

Exceptuados los granates y la estaurolita, todos los minerales se han encontrado en la Formación Permo-Triásica Tonosa.

Los minerales petrogénicos más importantes son: mica incolora, biotita, cuarzo, grafito y minerales metálicos. Además se encuentran a veces granate, cloritoide, andalucita y albita (oligoclasa). En cantidades menores se encuentran con frecuencia clorita y carbonato. En una sección delgada se encontró estaurolita. Entre los minerales accesorios se cuentan el apatito, epidota, esfena, rutilo, turmalina y circón.

Los *esquistos* muestran una esquistosidad bien desarrollada con fuerte foliación. Con frecuencia, la esquistosidad está plegada isoclinalmente. Las venillas de cuarzo son paralelas a la esquistosidad casi siempre y, con frecuencia, están plegadas isoclinalmente. En la mayor parte de los casos se

observa una fisuración de crenulación con micropliegues y, a veces, se desarrolla una segunda foliación a lo largo de estos planos de fisuración.

Las rocas más *cuarcíticas* tienen también en muchos casos fuerte esquistosidad en las partes más pelíticas.

Una de las secciones delgadas está totalmente compuesta de minerales carbonatados (AD-VM 102).

La *andalucita* tiende a desarrollarse en forma de cristales ahedrales (rómicos), con tamaños de hasta 2 mm. Los crisloblastos incluyen comúnmente mica incolora, biotita, cuarzo, minerales metálicos y grafito y se limitan a las capas más pelíticas.

Los granates forman principalmente porfidoblastos de hasta 1.200 μ y casi siempre están más o menos alterados, formando cuarzo, minerales metálicos y grafito. En las rocas más cuarcíticas abundan menos los granates y forman porfidoblastos anhedrales de hasta 600 μ .

El *cloritoide* suele ser paralelo a la esquistosidad, con cristales de hasta 400 μ . Hay veces en que el cloritoide (muy reemplazado por biotita) muestra una orientación al azar.

Albita-oligoclasa: Los porfidoblastos anhedrales de hasta 400 μ se forman claramente precinemáticamente con respecto a la esquistosidad predominante, y engloba principalmente cuarzo, minerales metálicos y grafito. Albita-¿oligoclasa? se encuentra también en forma de cristales ahedrales en venillas que atraviesan las rocas, junto con cuarzo y mica incolora.

La *estaurolita* (AD-VM 170) forma porfidoblastos euhedrales de hasta 600 μ , con muchas inclusiones de grafito. Los más grandes son precinemáticos con respecto a la esquistosidad predominante. Los más pequeños tienen tendencia a disponerse paralelos a la esquistosidad predominante.

La *biotita* se presenta como una modificación pardo-rojiza y verde-paruzca. Se halla también con mica incolora, clorita y cloritoide. En su mayor parte es paralela a la esquistosidad, pero también se la encuentra en dirección transversal.

La *mica incolora* se muestra en dos formas. En su mayor parte está en forma de laminillas paralelas a la esquistosidad y llevan la mayoría de las inclusiones de grafito y minerales metálicos. En la segunda forma se presenta comparativamente libre de inclusiones y con una orientación aparentemente fortuita.

La *epidota* se presenta en venillas que atraviesan las rocas a lo largo de los planos de exfoliación, pero también en cantidades menores paralelas a los planos de esquistosidad.

6.1.2 FORMACION TONOSA (P-T_{A-1})

En esta formación se han observado los siguientes minerales: albita, andalucita, apatito, azurita, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica inco-

lora, cordierita, epidota, grafito, malaquita, oligoclasa, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, esfena, turmalina y circón. Los principales minerales petrogénicos son mica incolora, cuarzo, minerales metálicos y grafito. En la mayoría de las secciones delgadas se presentan en cantidades mayores o menores: cloritoide, cordierita, biotita, epidota y andalucita. Entre los minerales accesorios figuran el apatito, rutilo, esfena, turmalina y circón. En unas pocas secciones delgadas hay azurita (AD-VM 176) y malaquita (AD-VM 93).

Las rocas más *filíticas* muestran generalmente planos de esquistosidad bien desarrollados, que con frecuencia están muy plegados. En muchas secciones delgadas se observa una fisuración de crenulación, y a veces se puede distinguir una segunda fisuración de crenulación y una segunda fase de deformación que generó «kink bands». Las venillas de cuarzo son casi siempre paralelas a la esquistosidad y corrientemente están plegadas isoclinalmente. Los planos de esquistosidad quedan marcados por la orientación paralela de las laminillas de mica incolora y de la clorita. El cuarzo se presenta casi siempre como cristales alargados entre las laminillas de mica.

La *albita-oligoclasa* se desarrolla como porfidoblastos de hasta 400 μ . El *cloritoide* es casi siempre paralelo a la esquistosidad. La *andalucita* tiene tendencia a desarrollarse en cristales euhedrales (rómicos) de hasta 2 mm. y se limita a las capas más pelíticas. La *cordierita* (AD-VM 138 y 218) forma porfidoblastos anhedrales en capas micáceas, principalmente en zonas de intensa deformación, y son posteriores a la esquistosidad predominante. La *biotita* tiene menos importancia y se encuentra localmente en zonas de deformación.

Es más frecuente en esta formación la *epidota* y a veces hay capas delgadas en rocas filíticas que, en su mayor parte, están compuestas por este mineral. Los cristales de epidota casi siempre se disponen paralelamente a la esquistosidad predominante.

Las rocas más *cuarcíticas* muestran también una fábrica esquistosa. Las rocas muestran con frecuencia el efecto de la cataclasis, que da estructuras en mortero (grandes cristales de cuarzo muy ondulantes de una fina matriz, principalmente cuarcítica). Algunas secciones delgadas presentan un bandeado compuesto por minerales carbonatados.

6.1.3 FORMACION ESTANCIAS (T_{A2-A3})

Los carbonatos tienen una composición mineralógica sencilla. El principal constituyente es el carbonato, y las rocas contienen además cantidades subordinadas de albita, mica (con pleocroísmo amarillo frecuentemente), cuarzo y minerales metálicos (pirita). En la parte inferior de esta formación

las rocas pueden contener pequeñas láminas micáceas discontinuas, con orientación paralela y, a veces, con fisuración de crenulación.

6.2 COMPLEJO MALAGUIDE

Introducción

La descripción petrográfica se basa principalmente en el trabajo de T. GEEL (1973). Para el estudio detallado de la petrografía, el lector deberá consultar su tesis. La clasificación de los carbonatos se ha hecho de acuerdo con el sistema de R. L. FOLK (1962). Los términos descriptivos de la cristalinidad de los agregados minerales se basan en la escala de Wentworth, en la forma aplicada por PAINE (1942).

6.2.1 FORMACION PIAR (S-H)

Miembro A: Las filitas foliadas (AD-VM 289) se presentan microscópicamente como una sublitográfica de mica paralela y clorita y de cuarzo. Contienen cuarzo autógeno idioblástico y feldespato, microfósiles de origen dudoso, y entre los minerales accesorios están comprendidos el circón, rutilo, turmalina y minerales metálicos. Las calizas consisten en un mosaico de cristales de carbonato impuros.

Miembro B: En las secciones delgadas de las calizas (AD-VM 298) muestran un mosaico sublitográfico de cristales de carbonato alargados y paralelos, con granos de cuarzo autógeno y feldespato alcalino, fragmentos de equinodermos y secciones de «Tentaculites». Hay algunas pequeñas lentillas de clorita.

Las cuarcitas se presentan como ortocuarzitas calcáreas, con cuarzo, plagioclasa sódica, mica incolora y algunos fragmentos de roca embebidos en un cemento carbonatado finamente cristalino.

Miembro C: Las calizas muestran un mosaico sublitográfico de cristales de carbonato con cuarzo autógeno, granos de feldespato alcalino y fragmentos orgánicos.

Miembro D: Las calizas muestran masas de carbonato cristalino, a veces con clara laminación, dentro de las cuales están embebidos granos detríticos mal clasificados (cuarzo, plagioclasa sódica, mica y fragmentos de roca) hasta un 15 por 100. Algunas veces se presentan estructuras de forma redondeada u oval (AD-VM 263). Las areniscas calcáreas consisten en material carbonatado sublitográfico que tiene aproximadamente un 55 por 100 de granos detríticos mal clasificados.

Miembro E: Las grauvacas se ven compuestas de fragmentos de roca mal clasificados y granos minerales, embebidos en una matriz de grano fino. Los granos de minerales más notables son: cuarzo, plagioclasa sódica

fresca, albita (poco alterada en sericita), mica incolora (a veces con orientación perfecta, como en AD-VM 248). Los fragmentos de rocas principales son: rocas volcánicas ácidas, metamórficas e ígneas.

La cantidad depende del tamaño de grano. Se pueden ver jaspes bandeados, a veces con mineralización intensa, como en AD-VM 328 y 329. Entre los minerales accesorios hay turmalina, apatito, circón, rutilo y esfena.

Las areniscas finas cuarcíticas muestran láminas ricas en cuarzo que alternan con otras ricas en mica. En una sección delgada (AD-VM 437) se puede observar una arenisca fina esquistósica y bandeada, una capa de cuarzo plegado isoclinalmente.

Las pizarras se componen de masas de mica subparalela incolora y verde clara, con capas ricas en cuarzo. Una sección delgada (AD-VM 336) muestra una pizarra con pliegues angulares con esquistosidad del plano axial (= esquistosidad de crenulación).

Miembro F: Los principales constituyentes de los conglomerados polimícticos son: arenisca lítica, grauvaca, protocuarcita, calizas, a veces con fósiles (AD-VM 297), y perforaciones (AD-VK 291), sílex, rocas volcánicas ácidas, filitas, etc.

La matriz consiste en grauvaca.

Miembro G: Los constituyentes principales de este miembro son aproximadamente los mismos que los del miembro F.

6.2.2 FORMACION SALADILLA (P-T_c)

Miembro A: Granos de cuarzo detrítico mal clasificados, más o menos redondeados, apretados. Los fragmentos de roca son: sílex, cuarcita, cuarzo de filoncillos. Los minerales detríticos son cuarzo y mica.

Miembro B: Granos detríticos desde mal a medianamente clasificados, subangulares a redondeados, en una matriz de carbonato espático, clorita fibrosa sublitográfica, cuarzo del tamaño de la arena fina y mica o arcilla. El tamaño máximo de los componentes es de 1,5 cm. El principal constituyente es el cuarzo, y otros son: feldespato alcalino, plagioclasa sódica, mica, filita, rocas volcánicas ácidas, ortocuarcita, liditas y diabasa.

Miembro C: Las dolomías son luditas de laminación muy fina. La mayor parte de la roca se compone de granos de carbonato litográfico, con bordes de cristales entrecruzados. Los cristales de carbonato son de aspecto anubarrado. A veces aparecen restos irregulares de agregados de carbonato cristalino. Hay algún cuarzo subordinado, mica incolora y minerales metálicos. Son frecuentes las venillas.

Miembro D: La arenisca conglomerática muestra granos detríticos mal clasificados, desde angulares a bien redondeados, en un cemento de carbona-

to cristalino. El constituyente principal es el cuarzo, y otros son el feldespato alcalino, liditas, rocas volcánicas ácidas, cuarcita y filita.

Miembro E: Véase la Formación Castellón.

6.2.3 FORMACION CASTILLON ($T_{G3-C_{12}}^3$)

La petrografía de esta formación carbonatada varía mucho. La proporción de concreciones varía entre 0 y 74 por 100. La cantidad máxima de concreciones individuales en una sección delgada es: oolitos, 60 por 100; fósiles, 16 por 100; pellets, 44 por 100; clastos calizos, 0,8 por 100.

En la parte basal de la formación, miembros A, B y C (según GEEL, también está comprendido el miembro E de la Formación Saladilla), está ausente en todas las muestras el detritus terrígeno no calcáreo. En los miembros más altos el detritus terrígeno llega hasta un máximo del 20 por 100 y consiste principalmente en cuarzo, desde subangular hasta redondeado, y cantidades menores de mica, feldespato y fragmentos de rocas estables. Se han observado algunos biolitos, construidos por algas pseudostromatolíticas, y también láminas en «birdeyes».

Las muestras de dolomías muestran agregados sublitográficos a carbonatos finamente cristalinos con bordes más o menos rómbicos de los cristales.

Las muestras, parcialmente dolomitizadas, son pseudobrechas.

6.2.4 FORMACION DE VELEZ RUBIO (C_{12}^3)

Las calizas son micritas-calciarenitas fosilíferas. Los detritus no calcáreos (hasta el 1 por 100) consisten en cuarzo angular.

6.2.5 FORMACION XIQUENA (Ta_{2-2}^{A-Ab})

Los carbonatos de esta formación son de composición variable, vistos al microscopio. La cantidad máxima de concreciones individuales, embebidas en un cemento micrítico y esparítico, es como sigue: pellets o extraclastos, o ambas cosas, 46 por 100; fósiles (principalmente Foraminíferos y fragmentos de Equinodermos), 39 por 100; granos de carbonatos monocristalinos de origen probablemente orgánico, 41 por 100. La masa de fono puede ser rica en fósiles sueltos y recrystalizados (como *Nannoconus*), 41 por 100.

El contenido de detritus terrígeno no calcáreo varía entre 0 y 40 por 100. Los granos son desde angulares a bien redondeados y su tamaño va desde el de la arcilla hasta muy grueso; el componente predominante es el cuarzo, y en cantidades menores se hallan: plagioclasa (sódica), feldespato alcalino, mica y fragmentos de rocas (cuarcita, sílex o pasta de lava ácida, filita, pizarra, lava ácida, granófidio y liditas). La mayoría de las muestras contie-

nen granos de glauconita y algunos granos de color amarillo claro, isotrópicos (¿fosfatos?).

6.3 ZONA SUBBETICA

6.3.1 FORMACION VELEZ BLANCO (T₀₃-J₁)

Las rocas carbonatadas, a veces laminadas, consisten en mosaicos desde sublitográficos a finamente cristalinos, de cristales de carbonato, claros o anubarrados, equidimensionales o rómbicos, o ambos.

Algunas láminas tienen «pellets». Las grietas de desecación se rellenan con calcita. El detritus no calcáreo está ausente.

6.3.2 JURASICO INFERIOR-MALM (J₁₃₋₃₃)

Los carbonatos varían en composición. El porcentaje de concreciones inmersas en una matriz micrítica-esparítica varía considerablemente. Las concreciones son: oolitos genuinos, granos grandes de micrita, «pellets», granos de micrita revestidos, fósiles (algas, Foraminíferos, Miliólidos, fragmentos de Equinodermos, filamentos cortos, Ammonites, Aptychus y Belemnites), estructuras de desprendimiento y fósiles sin revestimiento.

Se presentan con frecuencia biolitos (algas pseudostromatolíticas) en el miembro más bajo de esta formación. También se hallan «birdeyes», alargados y alineados paralelamente a la laminación.

Excepto en su parte más alta (miembro C de la parte superior: menos del 1 por 100 de cuarzo), esta formación está desprovista por completo de detritus no calcáreos.

6.3.3 FORMACION TAIBENA (J₃-T₁₁^{Bb})

Esta formación tiene también una gran variación en composición petrográfica. Los carbonatos son micritas-esparitas y calcoarenitas, desde escasas a muy apretadas.

En el miembro E se presentan algunas areniscas calcoarenosas líticas, biomicritas-microesparitas foraminíferas compactadas en forma de arena gruesa o fina. A veces se ven restos silicificados. La cantidad total de concreciones (principalmente fósiles) varía considerablemente. Los fósiles son Foraminíferos planctónicos y bentónicos (en su mayor parte), Foraminíferos arenosos y algunos mayores, fragmentos de equinodermos, doscoastéridos, Rotalia, fragmentos de Melobesias, Briozoos, oncolitos y pisolitos de algas y Radiolarios.

Los detritus calcáreos del miembro B consisten en fragmentos redepositados del miembro B a partir de la Formación Maimon y del miembro A

de la Formación Taibena. También se presentan grandes granos de micrita (¿extraclastos?) con tintínidos en este miembro.

El porcentaje de detritus no calcáreo excede excepcionalmente de 1 a 2 por 100. Las areniscas líticas calcoarenosas (hasta el 50 por 100) y las biomicrocristas-microesparitas foraminíferas compactadas en forma de arena gruesa o fina del miembro E (14 por 100), tienen porcentajes bastante mayores.

El detritus del tamaño de arena fina a más fina comprende cuarzo (componente predominante), mica, turmalina, circón, roca cuarzo-feldespática, lava ácida, plagioclasa, feldespatos alcalinos, sílex, cuarcita y filita.

Pueden presentarse corrientemente granos de glauconita y otros amarillos claros isotrópicos (¿fosfato?).

6.4 ZONA INTERMEDIA

6.4.1 FORMACION CIUDAD GRANADA (T_{3-1}^{A-Ba})

Microscópicamente la arenisca es lítica y calcoarenosa (protocuarcita). Los componentes no calcáreos y calcáreos están sumergidos en un cemento micrítico y pseudo-esparítico.

El conglomerado basal consta de una pasta de fondo de arenisca calcárea o calcoarenosa. Se encuentra una cantidad variable de granos calcáreos hasta el tamaño de cantos. Se han observado fósiles (Foraminíferos, algas, etcétera), algo de sílex y cuarcita.

6.4.2 FORMACION SOLANA (T_{3-1}^{A-Ba})

Microscópicamente se pueden distinguir en el miembro A:

1) Proto —y orto— cuarcitas con tamaños de arena gruesa y fina, con hasta más del 90 por 100 de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y cuarcita. Los granos, muy apretados, están inmersos en una matriz constituida por cuarzo del tamaño de arena fina a gruesa, mica, compuestos de hierro y ¿calcedonia?

2) Bioclastos apretados, con o sin predominio de granos de carbonato y fragmentos de roca calcárea. El primer tipo contiene alrededor de un 20 por 100 de detritus no calcáreo; el segundo tipo, el 3 por 100. En cantidades variables se encuentran: Foraminíferos planctónicos, moluscos, equinodermos y Foraminíferos mayores.

3) Biomicrocristas (foram mayores) silicificados compactados en arena, con fragmentos de roca calcárea y detritus no calcáreos (predominantemente cuarzo). Fauna: Foraminíferos mayores, fragmentos de Melobesias y Briozoos.

En el miembro B se hallan:

1) Areniscas con gran cantidad y variedad de fragmentos de rocas calcáreas.

2) Areniscas con una cantidad relativamente pequeña y poca variedad de fragmentos de roca calcárea.

Ad. 1) Estas areniscas líticas calcoarenosas tienen mala clasificación, el grano varía desde el tamaño de arena fina al de un gránulo. Se pueden distinguir: *fragmentos de roca calcárea* (28-42 por 100), como (oo)micrita, ooesparita, calizas de algas; *detritus no calcáreos* (40-50 por 100), liditas, lava ácida, rocas cuarzo-feldespáticas, cuarcita, micasquistos, esquistos cloriticos, neis, areniscas finas, grauvaca, ortocuarcita, cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, albita y minerales metálicos; *fósiles* (0-3 por 100), Melobesias, Amphistegina, Lepidociclina, Asterociclina, Nummulites y Rotalia.

Ad. 2) Las areniscas líticas calcoarenosas contienen un 0 a 1 por 100 de fósiles recristalizados, del 10 al 25 por 100 de detritus calcáreos y del 45 al 70 por 100 de detritus no calcáreos (de la misma composición que el tipo 1; clasificación: mala, moderada a buena; tamaño de grano: arena fina a media; matriz: micrítica arcillosa con compuestos de hierro).

Las calcoarenitas de foraminíferos mayores son biomicro-ruditas-micro esparruditas de foraminíferos compactadas en arena. Los foraminíferos están dispuestos en lechos paralelos.

Las calcoarenitas de grano fino son biomicroesparitas mezcladas arenosas (fósiles: principalmente planctónicos y Foraminíferos mayores y Melobesias).

Ambas rocas calcoareníticas contienen detritus no calcáreos de la misma composición de las areniscas.

6.4.3 FORMACION ESPEJOS (T₁₋₁₁^{Ba-Bb})

La mayoría de las areniscas de grano grueso se pueden clasificar como areniscas líticas (clasificación: mala; granos: subangulares a bien redondeados; tamaño de grano: arena fina a arena muy gruesa; matriz: seudoesparítica a micrítica arcillosa); el porcentaje de fragmentos de roca calcárea es variable, pero la mayor parte es subordinado. A veces son muy numerosos. Se han diferenciado por lo menos 14 componentes no calcáreos.

Las areniscas de grano fino se pueden designar como areniscas líticas calcoarenosas y biomicroesparitas de foraminíferos (Globigerinas) compactadas en forma de arenas, llevando ambas varios componentes de detritus no calcáreo.

Se han encontrado por lo menos 13 tipos de componentes calizos aislados en *masas desprendidas*.

Las margas arcillosas son biomicritas de foraminíferos (Globigerinas) compactadas en forma de arenas.

Las *calizas de foraminíferos mayores y algas* se pueden clasificar como biomicrorruditas compactadas que contienen extraclastos.

Las *areniscas con cantos y guijarros* y las *brechas calizas* consisten en bloques grandes angulares que flotan en margas arcillosas (calcoarenita arenosa de grano fino).

Los *lechos que contienen oolitos clasificados* son calcolititas arenosas compactadas. La matriz es microesparita. El tamaño de grano, tanto del detritus calcáreo como del no calcáreo, es del tipo de un gránulo.

6.5 ROCAS IGNEAS

6.5.1 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Las rocas intrusivas están exclusivamente restringidas a la parte Norte (Bolaimi); se encuentran sobre todo entre rocas de la Formación Tonosa, aunque también intruyen en las Formaciones Estancias y Morenos-Montesinos (p. ej., a lo largo de la Rambla de la Mata).

Las intrusiones son masivas, discordantes (respecto a la esquistosidad), de pequeñas dimensiones y generalmente de forma más o menos irregular. En algunos sitios se encuentran delgadas intrusiones de tipo sill que no alcanzan más de un metro de espesor. Los mayores afloramientos no exceden los 60 metros cuadrados.

El color de la roca fresca es azul verdoso oscuro. Normalmente están intensamente meteorizadas, entonces son de color verde claro a amarillento o parduzco. Los fenocristales de feldespato son sustituidos pseudomórficamente por agregados de color claro. Algunas intrusiones presentan marcada meteorización de forma esferoidal.

El contacto con la roca de caja es neto, la cual a veces presenta una estrecha zona recristalizada, generalmente menor de 5 cm. de espesor. A veces las intrusiones tienen bordes enfriados finamente cristalizados; mientras que las partes centrales presentan cristales mucho más gruesos.

Los principales componentes son plagioclasas y clorita, y en menor cantidad se encuentran cuarzo, carbonato, piroxeno, anfíbol, mica parda, esfena, epidota, albita, apatito, leucoxeno, rutilo y minerales metálicos (limonita, magnetita).

La textura es intersertal, con cristales de feldespato orientados al azar, los cuales pueden alcanzar 1.500 μ de largo. A veces están totalmente sustituidos por clorita, carbonato, mineral de hierro, epidota y sericita. En algunas muestras existen cristales de feldespato, alterados sólo parcialmente, y en los que se puede apreciar un zonado normal (biotownita en el centro y andesina en el exterior). Algunos de los fenocristales pueden estar parcialmente albitizados. Se observan algunos fenocristales euhedrales de piroxeno maclado (probable augita), que llegan a alcanzar los 2,5 mm. También

se encuentran reliquias de anfíboles (¿hornblenda?) con colores de pleocroísmo que varían desde verde claro-amarillento-verde a verde parduzco. En escasas muestras aparece biotita marrón oscuro en gran cantidad. Clorita, muy abundante, como producto de alteración, principalmente de anfíboles. A veces forma agregados (en ocasiones radiales) que suelen contener numerosas agujas de rutilo.

Cuarzo y carbonato se sitúan intersticialmente entre los cristales de feldespato (en proporciones variables, según los casos) y rellenando vetas que atraviesan la roca. Apatito y esfena en pequeños cristales euhedrales. Rutilo y leucoxeno, escasos.

6.5.2 COMPLEJO MALAGUIDE

Formación Piar

En esta formación existen varias intrusiones básicas discordantes (en ocasiones parcialmente concordantes), en general situadas en el límite con el Complejo Alpujárride. La forma de presentarse en el campo y la composición mineral son más o menos las mismas que las observadas en las rocas del Complejo Alpujárride, aunque en este caso (Formación Piar) parecen estar más alteradas (sericitización).

Formación Saladilla

Se han encontrado escasos afloramientos de rocas ígneas, algunas de las cuales presentan estructura amigdalar. El color es marrón rojizo oscuro y marrón verdoso. Las intrusiones suelen tener forma irregular y en ocasiones están brechificadas. Estudiadas al microscopio presentan fuerte alteración. Dada la escasez de afloramientos, no se han podido indicar en el mapa geológico.

En las formaciones más modernas del Complejo Maláguide no se han encontrado intrusiones ígneas.

6.5.3 EDAD DE LAS ROCAS IGNEAS

En el mapa geológico se ha dado a todas las rocas ígneas de esta Hoja edad post-Hercínica (E³). Su intrusión se produjo en el Triásico Superior y en rocas más antiguas.

Las rocas no han sido influenciadas por el metamorfismo y se encuentran afectadas sólo débilmente por los movimientos tectónicos. Además, la distribución específica de las intrusiones en el Complejo Alpujárride y Maláguide, y las semejanzas observadas al microscopio de todas estas rocas ígneas, sugieren que su intrusión se produjo después de los movimientos

que situaron al Complejo Maláguide en su actual posición. Por otro lado, las rocas ígneas se han intruido antes de la última fase de cabalgamiento que forma las estructuras imbricadas en la Sierra de las Estancias. Por tanto, parece aceptable dar a las rocas ígneas de la Sierra de las Estancias una edad Oligo-Mioceno (ver EGELER, 1964).

7 METAMORFISMO

7.1 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Muchos autores creyeron que una parte de la Formación Morenos-Montesinos presenta efectos de metamorfismo pre-Alpino. Sin embargo, un estudio estructural de las rocas lleva a la conclusión de que no existe diferencia en el conjunto de las fases de deformación en estas rocas, comparándolas con otras formaciones del Complejo Alpujárride en la Sierra de las Estancias. Por lo cual no ha existido ninguna deformación intensa, no metamorfismo, pre-Alpina en la Formación Morenos-Montesinos.

La paragénesis mineral en las rocas del Complejo Alpujárride indica la facies de los esquistos verdes dentro del metamorfismo alpino. Excepto para los micasquistos de la Formación Morenos-Montesinos, esta paragénesis puede situarse en la subfacies más inferior. Los micasquistos han sido afectados por un metamorfismo de grado medio (probablemente la subfacies más superior en la facies de los esquistos verdes).

En los micasquistos de la Formación Morenos-Montesinos el primer estadio de metamorfismo, sintectónico con D_1 (D_1 produce el desarrollo de un crucero de esquistosidad o pizarrosidad, S_1 , el cual generalmente es difícil de diferenciar), forma los siguientes minerales: granate, albita-oligoclasa, estaurólita, cloritoide, cuarzo, biotita, mica blanca y m. metálico. Esta asociación se sitúa en la subfacies cuarzo-albita-epidota-almandino (subfacies superior de la facies de los esquistos verdes).

El primer estadio de metamorfismo en las otras formaciones (incluyendo la parte restante de la Formación Morenos-Montesinos), que también es sintectónico con D_1 , origina los siguientes minerales: cuarzo, albita-oligoclasa, moscovita, biotita, cloritoide, mica blanca y m. metálicas. La asociación de estos minerales indica la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita Formación Tonosa, y de la subfacies de cuarzo-albita-epidota-biotita Formación Morenos-Montesinos, dentro de la facies de esquistos verdes.

El segundo estadio de metamorfismo (a veces ausente en la Formación Tonosa), sintectónico con D_2 (que produce un intenso crucero de crenulación, S_2), ha formado los siguientes minerales: mica blanca, clorita, ¿biotita?, cuarzo, cloritoide, epidota y menas metálicas. Esta asociación indica un bajo metamorfismo (subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita), que

también continúa durante D₃ (segundo crucero de crenulación), causando la recristalización de cuarzo principalmente, mica blanca y clorita.

Siguiendo a las fases dinámicas del metamorfismo Alpino, tiene lugar un metamorfismo estático que origina porfiroblastos de andalucita, cordierita, cloritoide, plagioclasa, biotita, clorita y cuarzo.

Esta paragénesis sugiere unas condiciones de metamorfismo de contacto posteriores a las fases principales de deformación.

7.2 COMPLEJO MALAGUIDE

El estudio microscópico de las muestras indica que parte de las rocas de la Formación Piar han sido débilmente metamorfizadas. Este metamorfismo incipiente es más fuerte cerca del contacto tectónico con el Complejo Alpujárride. En algunas muestras se observan dos cruceros distintos. El grado de este incipiente metamorfismo disminuye hacia el Norte, desde el contacto con el infrayacente Complejo Alpujárride, por lo que se ha llegado a la conclusión que este metamorfismo es de edad Alpina. La existencia de un metamorfismo de edad Hercínica no podría ser afirmada.

Las rocas de la *Zona Subbética* y de la *Zona Intermedia* no presentan ningún metamorfismo (solamente algo de recristalización y cataclasis).

8 BIBLIOGRAFIA

- BLUMENTHAL, M. M. (1927).—«Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest-Andalusien». *Ecl. geol. Helv.*, 20, pp. 487-532.
- (1933).—«Das Paläozoikum von Málaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien». *Geol. Rundschau*, 24, pp. 170-187.
- (1950).—«Eine Uebersicht über die tektonischen Fenster der Betischen Cordilleren». *Libro Jubilar, 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.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur Tektonik der betischen Kordilleren». *Geol. Rundschau*, 17, pp. 332-336.
- DURAND DELGA, M. (1966).—«Titres et travaux scientifiques». *Imp. Prierter, Paris*, 43 pp.
- (1968).—«Coup d'oeil sur les unités malaguïdes des Cordillères bétiques (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266, pp. 190-193.
- EGELER, C. G. (1964).—«On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE. Spain)». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.

- EGELER, C. G., y BODENHAUSEN, J. W. A. (1964).—«Distinct phases of Alpine overthrusting and subsequent thrusting in the eastern part of the Betic zone of Spain». *Geol. & Mijnb.*, 43, pp. 316-320.
- EGELER, C. G., y BOOY, T. de (1962).—«Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Málaga dans le Sud Est des Cordillères bétiques, avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Málaga et Subbétique».
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969 a).—«Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiques, 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.
- FALLOT, P. (1930).—«Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique». *Livre jubilaire Soc. géol. France*, pp. 279-305.
- (1943).—«El sistema cretácico en las cordilleras béticas». *Mem. Inst. Lucas Mallada. C. S. I. C., Madrid*, 110 pp.
- (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor». *Mem. Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C., Madrid*, 719 pp.
- (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.
- FALLOT, P.; SOLE SABARIS, L., y LEMOINE, M. (1954).—«Observations sur le Trias Bétiques et ses Algues Calcaires». *Mem. Com. Inst. geol. prov., Barcelona*, 11, pp. 23-60.
- FERNEX, F. (1962).—«Remarques sur la tectonique du Bétique de Málaga oriental de Lorca-Vélez-Rubio (Espagne méridionale)». *Arch. Sc., Genève*, 15, pp. 333-361.
- (1963).—«Les ensembles tectoniques bétiques de la région de Lorca (Espagne méridionale)». *Bull. Soc. geol. France* (7), 5, pp. 370-374.
- (1964 a).—«Essai de corrélation des unités bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilar». *Geol. & Mijnb.*, 43, pp. 326-330.
- (1964 b).—«Remarques sur les roches éruptives basiques du Bétique oriental de la Sierra de las Estancias (Espagne méridionale)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258, pp. 5482-5485.
- (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. Paris, 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.
- (in prep. a).—«Stratigraphy of Jurassic-Cretaceous sediments in the Betic of Málaga in Vélez-Rubio region (SE. Spain)».
- (in prep. b).—«Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Betic of Málaga in the Vélez-Rubio region (SE. Spain).
- HERMES, J. J. (1964).—«Planktonic Foraminifera from Tertiary of the region of Vélez-Rubio. Appendix to Mac Gillavry et al. (1964)». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 256-259.
- (1966).—«Tintinnids from the Silurian of the Betic Cordilleras, Spain». *Revue Micropal.*, 8, pp. 211-214.
- HERMES, J. J., y KUHRy, B. (1969).—«Remarks on the age of emplacement of the Betic of Málaga in the Sierra Espuña, Spain». *Geol. & Mijnb.*, 48, pp. 72-74.
- HOUTEN, C. G. van (1967).—«De geologie van het. La Parroquia-Henares gebied». *Internal report. University of Amsterdam*.
- KAMPSCHUUR, W., y RONDEEL, H. E. (1975).—«The origin of the Betic orogen, southern Spain». *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W., y RONDEEL, H. E. (1973).—«Poly-phase Alpine deformation of the Eastern part of the Betic Zone of Spain». *Estudios Geológicos*, 29, pp. 209-222.
- LEINE, L. (1968).—«Rauwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». *Thesis Amsterdam*, 112 pp.
- LLOPIS LLADO, N. (1955).—«Observaciones geológicas y morfológicas en el N. de Almería». *Arch. Inst. Aclimat.*, 4, pp. 7-55.
- MAC GILLAVRY, H. J. (1964).—«Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla». *Geol. & Mijnb.*, 43, pp. 299-309.
- MAC GILLAVRY, H. J., y GEEL, T. (1961).—«Note préliminaire sur la serie géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l'Espagne)». *Livre Mém. P. Fallot*, 1, pp. 169-174.
- 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.
- PAQUET, J. (1962).—«Les différents unités de la Sierra de L'Espuña (province de Murcie, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 255, pp. 2995-2997.
- (1966 a).—«Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Málaga et le Subbétique de la Province de Murcie (Sierras de Espuña et de Ponce), Espagne». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, pp. 1681-1684.
- (1966 b).—«Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Málaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne)». *Bull. Soc. geol. France*, (7), 8, pp. 946-945.
- (1967).—«Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». Thesis Lille, 593 pp.
- PAVLOVITCH (1929).—«Sur un nouveau gisement de Domérien de la zone Subbétique et sur la présence du Pliensbachien dans la zone de Vélez Rubio». *Bull. Soc. geol. France* (4), 29, pp. 281-284.
- 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.
- ROEVER, W. P. de, y NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE. Spain), with special reference to the genesis of glaucophane». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 324-336.
- SCHROEDER, M. (1965).—«De geologie van het centrale deel der Sierra de las Estancias». *Internal report. University of Amsterdam*.
- SOEDIONO, H. (1969).—«Planktonic foraminifera from the Vélez Rubio region, SE Spain, Part. I: The Ciudad Granada formation (Oligo-Miocene)». *Rev. Esp. Micropal.*, 1, pp. 335-353.
- (1970).—«Planktonic foraminifera from the Vélez Rubio region, SE Spain, Part. II: The Espejos formation». *Rev. Esp. Micropal.*, 2, pp. 215-234.
- (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.
- VRIES, W. C. P. de, y ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride 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