



IGME

1.056

20-44

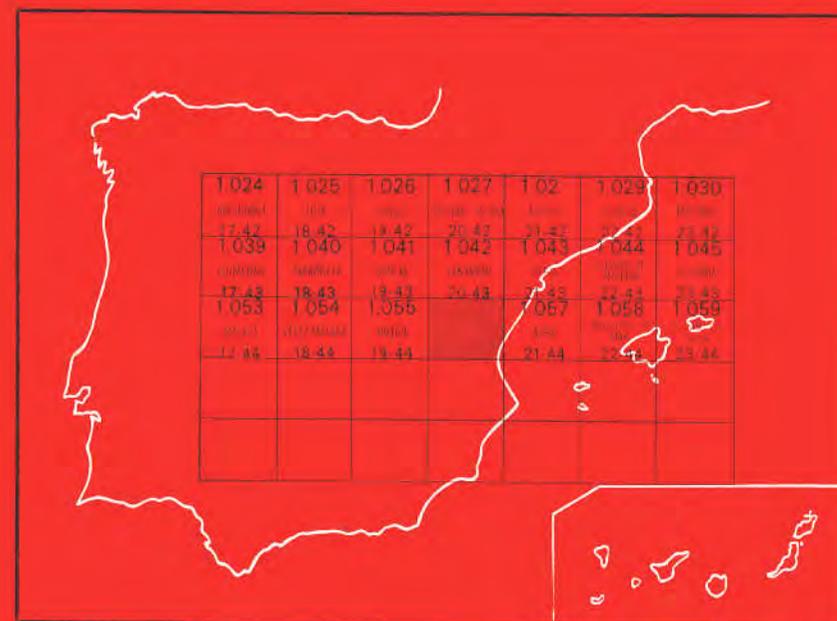
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALBUÑOL

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



21056

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALBUÑOL

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su ejecución F. Aldaya, Universidad de Salamanca.

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 - 13.992 - 1981

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

INTRODUCCION

Esta Hoja ha sido confeccionada a partir de los datos obtenidos por el autor durante la realización de su tesis de doctorado (ALDAYA, 1969c). Estos resultados han sido revisados y, en parte, modificados por el autor.

Aparte de ello, no se ha utilizado directamente ninguno de los trabajos publicados o inéditos, antiguos o recientes. En parte porque ciertos trabajos son demasiado antiguos, aún dentro de la indiscutible calidad que en su tiempo tuvieron (por ejemplo, WESTERVELD, 1929), otros porque no se han considerado de suficiente garantía.

Sin embargo, y pese a ello, es innegable que las opiniones de otros autores o las discusiones orales con otros colegas han influido poderosamente en el autor.

A este respecto es necesario citar, al menos, publicaciones de VAN BEMMELEN (1927), WESTERVELD (1929), BROUWER (1926), BANTING (1933), FALLLOT (1948), COPPONEX (1958), BOULIN (1970) y JACQUIN (1970). Han sido de sumo interés las conversaciones mantenidas con J. P. JACQUIN (1), especialmente con respecto al Manto de Lújar, con J. A. AVIDAD (2), V. GARCIA DUEÑAS (3) y con K. EWERT (4). Las numerosas discusiones y jornadas sobre el terreno que he realizado con ellos, especialmente con estos dos últimos, han sido de extraordinario interés e indudablemente han contribuido de un modo eficaz a enriquecer este trabajo.

(1) S. M. M. P. E.

(2) Universidad de Bilbao.

(3) Universidad de Bilbao.

(4) Technische Universität, München.

Finalmente, E. MARTINEZ-GARCIA (1) ha colaborado con el autor en la revisión del metamorfismo y de sus relaciones con la deformación.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

Antes de pasar a describir las características de las diferentes formaciones es necesario realizar unas advertencias.

Esta región, como es bien sabido, se caracteriza por una estructura cuyo rasgo más sobresaliente es la superposición en el espacio de un número relativamente elevado de mantos de corrimiento.

Los principales criterios que llevan a establecer este hecho y a la vez de delimitar los diversos mantos son, por una parte, la superposición de rocas con un determinado grado de metamorfismo a otras con un grado de metamorfismo menor, y por otra parte, la superposición de rocas más antiguas sobre otras más modernas. No ha aparecido ningún resto fósil en las formaciones esquistosas (metapelíticas), que han sufrido varias fases de metamorfismo, dos de ellas con desarrollo de esquistosidad de flujo, y donde las estructuras internas debidas a la tectónica de corrimiento son frecuentes. Las formaciones carbonatadas de los Mantos de Alcázar y Murtas están muy recristalizadas. Tan sólo las del Manto de Lújar han proporcionado algunas dataciones.

Los afloramientos que se agrupan dentro de un mismo manto pueden estar en continuidad formal, pero en muchos casos no lo están. El grado de certeza que existe cuando, en este segundo caso, se intentan correlacionar, es desde luego muy variable. Es preferible por ello, y así figura en la leyenda, no hablar del Manto de Adra, por ejemplo, sino de Unidades del Manto de Adra.

En este sentido se denomina unidad a un afloramiento, o a un grupo de afloramientos, cuyo parentesco resulta fuera de toda duda. Puede ocurrir que, más adelante, los resultados de nuevas investigaciones aconsejen asimilar una unidad determinada a otro manto.

Las columnas estratigráficas son completamente esquemáticas y no están a escala. La escala 1:25.000 que figura al pie tiene un valor meramente orientativo. Ambos puntos requieren una justificación.

En esta región no existen niveles-guía. La única excepción al respecto puede ser el Manto de Lújar, y aún allí las variaciones de facies, tanto horizontales como verticales, son frecuentes.

La falta de niveles-guía se debe en parte a la primitiva uniformidad de la serie, a cambios de facies en los sedimentos originales y sobre todo a la

(1) Universidad de Oviedo.

superposición de dos fases de plegamiento de estilo isoclinal con desarrollo de esquistosidad de flujo de plano axial (S_1 y S_2). En general, y en las formaciones anteriores al Trías Medio (formaciones metapelíticas), resulta imposible, en numerosos afloramientos, conocer la posición de la estratificación.

Si en una columna aparece, por ejemplo, una intercalación caliza en medio de una formación, no quiere decir que midiendo su posición y teniendo en cuenta la escala, su situación dentro de la serie vaya a ser conocida. Ni tampoco quiere decir que dicha intercalación tenga una extensión determinada.

La superficie de referencia más visible en el campo es la S_2 . La potencia expresada en las columnas es la potencia medida normalmente a dicha esquistosidad (S_2), y su valor es más bien próximo a la potencia máxima de cada manto.

Si se toma sobre el mapa una sección de un manto, perpendicular a S_2 (la que está marcada en el mapa), y teniendo en cuenta el buzamiento de S_2 se realiza un corte para calcular la potencia; no se obtendrá una idea del espesor real del manto considerado como un conjunto, sino que se cometerá normalmente un error por exceso, porque de ordinario la esquistosidad S_2 es oblicua a los contactos que limitan cada manto.

Tampoco se puede dar una cifra para el espesor de los mantos porque en general dicho espesor aumenta de Norte a Sur. Y, aparte de ello, porque con frecuencia presentan importantes laminaciones de origen tectónico.

Finalmente, al tratar de formaciones metapelíticas, se omitirá el término estrato. En su lugar se utilizarán los términos banco, nivel o intercalación. Las superficies limitantes de los cuerpos rocosos comprendidos en estas denominaciones pueden coincidir, o no, con la estratificación.

Al enumerar los minerales que aparecen en cada formación se ha omitido describir sus características ópticas (ángulo $2V$, exfoliaciones, posición de los ejes cristalográficos con respecto al elipsoide, etc.) por falta material de espacio. También hay que advertir que los minerales que se enumerarán no constituyen todos ellos una única asociación estable. Los minerales descritos en cada caso comprenden varias asociaciones estables. Pero parece demasiado prolijo especificar la composición y la edad relativa de cada asociación al hablar de cada formación. Además, varias de las especies minerales aparecen en varias fases de metamorfismo sucesivas.

Por todo ello y con vistas a una mayor brevedad, estos resultados van agrupados y resumidos en el apartado 1.2.

1.1 MATERIALES DEL COMPLEJO ALPUJARRIDÉ

El área que ocupa esta Hoja se caracteriza por la superposición de varios mantos de corrimiento. De abajo a arriba son: Manto de Lújar, de Alcázar, de Murtas, de Adra y como elemento más alto, la Unidad de Melicena, que

aflora en el borde oriental de la Hoja, junto al mar, y que no presenta una traslación visible tal que permita asignarle el carácter de manto.

La posible relación de esta Unidad con el Manto de Adra se discute en la Memoria de la vecina Hoja de Adra, 21-44 (ALDAYA, BAENA, EWERT, en prensa).

En el borde occidental de la Hoja, el Manto de Alcázar no está cabalgado por el Manto de Murtas, sino por los Mantos de La Herradura y Salobreña (por este orden y de abajo a arriba).

Antes de describir los diversos mantos y unidades conviene advertir que una parte de ellos reciben denominaciones de localidades que no existen en el área de esta Hoja. Las denominaciones de Manto de Salobreña y Manto de La Herradura se han tomado de la Hoja de Motril (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, en prensa). Las de los Mantos de Alcázar, Murtas y Adra de las anteriores publicaciones del autor, pues se ha preferido mantener, en lo posible, nombres ya conocidos.

Con respecto a las edades de los materiales alpujárrides conviene precisar lo siguiente:

La formación carbonatada que corona las series alpujárrides de los diversos mantos es de edad Trías Medio-Superior. En el área que comprende esta Hoja, no se ha encontrado fauna en las calizas y dolomías de los Mantos de Alcázar y Murtas, pero la comparación litológica con el Manto de Lújar, donde sí existen dataciones (ver 1.1.7), es suficientemente segura.

Las formaciones metapelíticas, situadas debajo de la formación carbonatada, no han proporcionado fauna en ningún punto de las Cordilleras Béticas. Dentro de estas formaciones, la de filitas y cuarcitas, que existe en todos los mantos, parece que puede ser atribuida al Permotrias con un margen razonable de seguridad. Los criterios que llevan a ello son, básicamente: a) El techo de la formación de filitas y cuarcitas es Trías Medio. b) La presencia abundante de yeso intercalado en esta formación. c) La existencia de niveles de colores abigarrados: rojizos, púrpuras, azulados y verdosos en esta formación y, especialmente, hacia su parte más alta. Desde que estos criterios fueron aducidos por P. FALLOT en varias publicaciones, en favor de esta edad, han sido aceptados por la inmensa mayoría de los autores.

Hacia abajo, la formación de filitas y cuarcitas pasa gradualmente a formaciones más oscuras, de tonos grisáceo-marrones más uniformes, que ya no contienen yeso. Es verosímil, pues, que estas formaciones pertenezcan al Paleozoico, pero intentar situar en ellas cualquier referencia cronológica no pasa, por ahora, de ser mera conjetura, así como la suposición de que los niveles más bajos puedan pertenecer ya al Precámbrico.

Se puede recordar que en el dominio paleográfico más próximo cuyas rocas contienen fósiles, que es el dominio Maláguide, las dataciones más bajas arrojan una edad silúrica.

1.1.1 MANTO DE SALOBREÑA

Este manto ha sido definido por AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS en la Hoja de Motril (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, en prensa). En la presente Hoja sólo existen dos pequeños afloramientos. Para su descripción detallada puede remitirse el lector a dicha Hoja.

Esquistos oscuros, cuarzoesquistos y cuarcitas con estaurolita y andalucita (o_{ξe}B)

Afloran en un pequeño afloramiento situado al sur de Motril, y parece lógico correlacionarlo con la formación del Saucillo (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, op. cit.).

Aquí se trata de una serie alternante de micasquistos grafitosos y cuarcitas, con cuarzo, mica blanca, biotita, granates, estaurolita y andalucita.

Se puede atribuir al Paleozoico.

1.1.2 UNIDAD DE MELICENA

Esquistos y cuarzoesquistos con granate (g_ξG)

Es una formación predominantemente esquistosa, con intercalaciones de bancos de cuarzoesquistos y cuarcitas. En general es de tonalidades grisáceas, más claras que las de la formación inferior del Manto de Adra, si bien existen también niveles más oscuros e incluso grafitosos.

Los minerales que aparecen son: cuarzo, mica blanca, biotita, oligoclasa (1), clorita, cloritoide, almandino, turmalina, apatito, grafito y óxidos de hierro.

La formación debe incluirse en el Paleozoico.

Gneiss con granate (ζG)

Se presentan en la parte baja de la formación, intercalados entre los niveles esquistosos. Son rocas grisáceas en las que el aspecto gneísico es evidente en unos casos. En otros no es muy claro, como ocurre en el fondo de la Rambla de Melicena. En este lugar el aspecto gneísico es muy poco marcado, pero la observación al microscopio es algo más clara.

Los minerales que presentan los gneiss (varían algo de un afloramiento a otro) son: cuarzo, mica blanca, biotita, clorita, oligoclasa, almandino, turmalina, apatito, óxidos de hierro.

(1) La determinación de este mineral no es muy segura pues, en general, aparecen sin maclar.

1.1.3 MANTO DE ADRA

1.1.3.1 Unidad de Sorvilán

Micasquistos grafitosos y cuarzoquistos con granate y estaurólita.

Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita en la parte superior (o_{5b}G)

Bajo este signo se han agrupado dos formaciones:

- a) *Formación de micasquistos grafitosos y cuarzoquistos con granate y estaurólita.*

Es la que ocupa la posición inferior. Es una potente serie de micasquistos, oscuros en general, con los que alternan abundantes bancos de cuarzoquistos y cuarcitas, normalmente de tonalidades algo más claras y de un espesor del orden del decímetro, si bien no es excepcional que se encuentren bancos de uno o varios metros de potencia.

Es frecuente encontrar niveles casi negros, muy grafitosos. Se puede afirmar que no existen en esta formación cuarcitas puras. Siempre contienen un porcentaje bastante elevado de micas. En cualquier caso, los micasquistos son mucho más abundantes que las cuarcitas y cuarzoquistos.

Por su aspecto externo, son rocas claramente cristalinas, en que las micas y los granates son claramente visibles a simple vista.

Dan un paisaje redondeado, alomado, de tonalidades muy oscuras en color marrón.

Los minerales que aparecen en esta formación son: cuarzo, mica blanca, clorita, biotita, oligoclasa, granate (almandino-espesartita), estaurólita, andalucita y algo de cloritoide. En pequeña proporción, epidota, grafito, óxido de hierro, menas metálicas, turmalina, circón y apatito.

Se admite que esta formación es de edad paleozoica.

- b) *Formación de cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita.*

Situada sobre la formación esquistosa descrita, esta formación se distingue de la anterior desde el punto de vista litológico, por ser más cuarcítica. Es realmente una formación de esquistos cuarcíticos y cuarcitas más o menos micáceas, con intercalaciones esquistosas. Pero al igual que ocurre en la formación anteriormente descrita, en ningún punto se encuentran cuarcitas puras, pues siempre son bastante micáceas. Al decir que es más cuarcítica que la anterior no debe entenderse que se trate de una formación cuarcítica.

Hacia la base, o cerca de ella, suele aumentar la proporción de cuarcitas. De todas formas no es raro encontrar paquetes esquistosos de 5-20 metros de potencia. Los bancos de cuarcita son generalmente de potencia decimétrica y más raramente de potencia métrica.

Los materiales son mucho más claros que en la formación anterior, de

tonalidades predominantemente grises, marrones e incluso rosadas en ciertos puntos. En el paisaje se presenta con unos tonos más claros. En fotografía aérea da una red hidrográfica muy peculiar, los barrancos aparecen rectilíneos, de bastante longitud y muy próximos y paralelos.

Los minerales que aparecen son: cuarzo, mica blanca, biotita, albita, oligoclasa, clorita, cloritoide, andalucita y en mucha menor proporción, epidota (pistacita-clinozoisita), calcita, óxidos de hierro, grafito (no muy abundante), circón, turmalina, apatito y menas metálicas.

Se admite que esta formación es también de edad paleozoica, y dentro de ello, con bastante verosimilitud, puede representar una parte más bien alta dentro del Paleozoico.

Filitas y algunas cuarcitas. Yeso muy abundante. Calcoesquistos (ξ_c)

En aparente continuidad con la formación anterior, se sitúa el pequeño afloramiento de filitas y cuarcitas existente en la localidad de los Yesos (Km. 33 de la carretera de Motril a Almería). Es el único existente en el área de la Hoja dentro del Manto de Adra.

Es una formación de tonalidades azuladas. Se trata de una alternancia de filitas y cuarcitas, más o menos micáceas, siendo las primeras más abundantes. Las cuarcitas aparecen en bancos cuyo espesor es del orden del centímetro al decímetro. Alternan también algunos pequeños bancos de calizas y calcoesquistos, de espesor semejante al de las cuarcitas y de color generalmente amarillo o amarillento-terroso. Estos últimos materiales aparecen en algunos puntos brechificados, ofreciendo en ciertos casos un aspecto pulverulento. En la formación alternan niveles de yeso primario, que han sido objeto de explotación.

El contacto de esta formación con la inferior es gradual, pero bastante rápido. Los colores azulados y el yeso desaparecen rápidamente para dar paso a las cuarcitas y esquistos grisáceos de la formación inferior. Asimismo, la biotita de la formación inferior aparece justamente en dicha zona de tránsito. En las filitas, puede, no obstante, encontrarse algún cristal esporádico de biotita.

Los minerales de esta formación son: cuarzo, moscovita, paragonita, clorita, albita, calcita, turmalina, apatito, circón y óxido de hierro.

Esta formación debe representar el tránsito del Paleozoico al Trías.

1.1.3.2 Unidad del Sacratif

Esquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas con biotita y andalucita (ξ_bB)

Esta formación se considera como el equivalente lateral de la descrita en el apartado 1.1.3.1 b).

En rasgos muy generales, sus características son semejantes a las descritas para dicha formación en la unidad de Sorvilán. No obstante se pueden notar algunas diferencias. El porcentaje de cuarcitas, considerado el afloramiento en su conjunto, es algo menor. En la parte costera del afloramiento abundan los micasquistos y cuarcitas de tonalidades oscuras, algo más cristalinos que el resto. Aparecen algunos bancos de cuarcitas de tonalidades algo verdosas. La cristalización de andalucita alcanza gran desarrollo en algunos puntos, por ejemplo en los alrededores del faro Sacratif (Km. 7,7 de la carretera de Motril a Almería).

Aparecen alternancias rítmicas de esquistos grises muy oscuros o negros, de grano muy fino, con cuarcitas muy friables y porosas, de aspecto arenoso, ambos términos en bancos de 5-20 cm de espesor (inmediatamente debajo del lado occidental de la terraza del faro, y en la misma base de la tapia, por mencionar un lugar de fácil localización). Y aparecen también intercalaciones y diques de rocas verdes metamorfizadas, ricas en actinolita, en ciertos puntos claramente interestratificadas.

Verosimilmente se trata también de un Paleozoico más bien alto.

Como hemos visto, las diferencias de esta formación con su equivalente de la unidad de Sorvilán no son fundamentales: la presencia de antiguas rocas verdes puede ser esporádica; un mayor porcentaje de esquistos en una extensión local puede deberse a un simple cambio de facies, etc. Pero tampoco son absolutamente iguales. Por su posición y por su litología de conjunto ha sido atribuida al Manto de Adra. Pero también recuerda vagamente, si bien con un grado de metamorfismo netamente menor, a algunos términos del Manto de La Herradura (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

Ahora bien, este afloramiento puede estar invertido. Tal como aparece actualmente, los términos más cristalinos están situados encima, y la asociación de metamorfismo térmico (ver apartado 1.2) aparece mejor desarrollada en la parte superior, sin que ello quiera decir que esté ausente en el resto. Pero no hay ninguna polaridad en cuanto a distribución de minerales índice en todo este afloramiento. Este asunto requeriría un estudio mineralógico y petrológico muy detallado, y sin duda podrá abordarse más adelante.

Podría representar, en tal caso, un flanco invertido del Manto de Murtas, si bien dicho afloramiento también es igualmente diferente de la formación equivalente de dicho manto.

O bien podría esta supuesta inversión ser equivalente a las que aparecen de un modo generalizado en la Hoja de Motril.

1.1.4 MANTO DE LA HERRADURA (UNIDAD DE MOTRIL)

Como ya quedó indicado, los afloramientos de esta unidad en la presente Hoja son muy reducidos. Ello, no obstante, su posición queda bien definida.

Se sitúan inmediatamente sobre el Manto de Alcázar, es decir, en la

misma posición que correspondería al Manto de Murtas. Es tentador correlacionar directamente ambos conjuntos, máxime teniendo en cuenta la escasa distancia que los separa. Sin embargo, la gran diferencia, en cuanto a grado de metamorfismo, que existe entre ambos impone una evidente reserva. En todo caso, si es que son correlacionables, lo que en realidad parece probable, habrá que explicar cómo existe tanta diferencia de metamorfismo en un espacio tan reducido. Por ahora la solución a este problema no está clara. En cualquier caso existe una gran semejanza con los materiales del Manto de La Herradura de la vecina Hoja de Motril.

Esquistos y cuarzoesquistos oscuros con estaurolita ($\circ\xi_c$)

Ocupan el núcleo de una estructura que se ha interpretado como un anticlinal volcado de vergencia Norte. Se trata de micasquistos grafitosos que alternan con cuarzoesquistos y cuarcitas micáceas.

Los minerales que aparecen son: cuarzo, mica blanca, plagioclasa, distena, andalucita, estaurolita y granate. Puede representar un equivalente de los niveles más bajos de los paleozoicos de otras unidades también pertenecientes al Manto de La Herradura, si bien esta unidad es algo menos metamórfica, pues no existe la sillimanita que aparece en otros puntos.

Esquistos grises y cuarzoesquistos con biotita y, hacia la parte inferior, granate ($g\xi_bG$)

Constituyen una formación, en la que se distinguen dos partes en función de los minerales de metamorfismo que aparecen.

En la parte más baja, se sitúa una alternancia de micasquistos y cuarzoesquistos con cuarzo, mica blanca, clorita, biotita, plagioclasa y granate. Localmente puede aparecer algo de estaurolita.

Sobre ella reposa una alternancia de esquistos y cuarcitas de tonalidades claras, verdosas y grisáceas. Aparecen con frecuencia lechos de un color verde intenso debido a la presencia de epidota, anfíboles y algunos piroxenos.

No existen los silicatos de aluminio del término anterior.

Contiene piroxenos cálcicos, hastingsita y pistacita.

Ambos términos pueden atribuirse al Paleozoico, quizá en una posición alta.

Cuarcitas y cuarzoesquistos cuarcíticos con biotita. En la base, micasquistos y cuarzoesquistos con granate, localmente con estaurolita ($p\xi_bG$)

Bajo este signo se han agrupado dos formaciones:

a) *Formación de micasquistos y cuarzoquistos con granate, y localmente estaurólita.*

Ocupa la posición más baja. En muchos sectores esta formación, y parte de la que se sitúa encima están laminadas, o bien la superficie de corrimiento sobre la que se ha deslizado este manto se ha situado a un nivel muy alto, cortando a la serie por encima de la formación que ahora nos ocupa.

Estos materiales son extraordinariamente semejantes a los de la formación equivalente de la unidad de Sorvilán (Manto de Adra), por lo que no repetiremos sus características. Presentan los mismos minerales, con la excepción de que la andalucita es algo más escasa (junto con los demás minerales que componen la asociación de metamorfismo térmico que luego veremos).

La edad debe ser también paleozoica.

b) *Formación de cuarcitas, cuarzoquistos y esquistos cuarcíticos con biotita.*

También es muy semejante a su correspondiente de la unidad de Sorvilán y con los mismos minerales, con la particularidad de que los minerales detríticos, sobre todo circón y turmalina, se hacen extraordinariamente abundantes en la base de la formación, como ocurre en las proximidades del pueblo de Lújar.

Al igual que ella, es bastante cuarcítica y de tonalidades relativamente claras.

En cuanto a edad se le puede asignar la misma.

Se diferencia porque localmente contiene intercalaciones de calizas recristalizadas y mármoles micáceos.

Calizas recristalizadas y mármoles micáceos (Δ^3M)

Son mármoles de color gris claro, con relativamente abundantes granos de cuarzo y pajillas de mica blanca. Contienen nódulos de cuarzo que por su forma y disposición podrían provenir de antiguos nódulos de sílex. No han proporcionado microfauna debido, probablemente, a que están muy recristalizados.

Alcanzan potencias que pueden llegar a varias decenas de metros.

Cuarcitas, filitas cuarcíticas y filitas. Calcoesquistos. Localmente, yeso (ξ_m)

La formación de cuarcitas y micaesquistos con biotita pasa en transición gradual a la de cuarcitas y filitas. Se pierde rápidamente el carácter

cuarcítico predominante al tiempo que aparecen las típicas tonalidades azuladas de esta formación. La mayor parte de la biotita que existe en la formación anterior está ligada a las esquistosidades S_1 y S_2 . Esta biotita se pierde y sólo quedan algunos cristales tardíos superpuestos a la S_2 y sin orientación preferente.

Es una formación en la que alternan filitas, filitas cuarcíticas y cuarcitas, siempre bastante ricas en mica, en bancos de poco espesor, dando en conjunto una formación monótona de tonalidades dominantes azuladas-grisáceas, apareciendo en ciertos puntos filitas verdosas. En general, estas rocas son mucho más micáceas que las de la formación inmediatamente inferior.

Los minerales que presenta esta formación son: cuarzo, moscovita, paragonita, clorita, albita, cloritoide, calcita, óxidos de hierro, turmalina, circón, apatito y, como se ha indicado, algo de biotita.

Hacia la parte superior de la formación las filitas presentan localmente tonalidades rojizas, violáceas y púrpuras.

Existen intercalaciones delgadas de calcoesquistos y calizas, amarillentas y recrystalizadas y localmente algún lentejón de yeso.

Esta formación es atribuida al Permotrias.

Calizas recrystalizadas

Se intercalan a cualquier nivel dentro de la formación anterior. El grado de recrystalización es notable. Incluyen algunos cristales de cuarzo y mica blanca. Alcanzan potencias desde unos metros a unas pocas decenas de metros, y su extensión superficial es limitada. Son de tonalidades grisáceas o grisáceo-amarillentas.

Mármoles calizos y dolomíticos. Mármoles bandeados.

Calcoesquistos en la base (ΔD)

La formación de cuarcitas y filitas pasa a la que ahora nos ocupa por medio de una serie alternante de filitas y calcoesquistos amarillentos o anaranjados, bastante recrystalizados, de tal modo que el material filitoso se va perdiendo paulatinamente hasta llegar a las calizas.

Es un contacto estratigráfico normal, que actualmente es posible observar en numerosos puntos. Sin embargo, la gran diferencia de competencia que existe entre ambas formaciones determina que este contacto sea mecánico, de despegue. Lo más general es que sea oblicuo a la esquistosidad de las filitas. No es extraño que en sus proximidades aparezcan los materiales brechificados.

Incluso se puede asegurar que el contacto conserva este carácter aún en los puntos en que se han conservado los calcoesquistos de transición. En estos casos es más lógico pensar, no que la superficie de despegue no

exista, sino que debe estar situada por debajo del paquete de calcoesquistos, en el seno de las filitas, en cuyo caso es prácticamente imposible de localizar.

Los mármoles de esta formación son de color gris en el paisaje, en muchos casos bandeados en tonos blanco y grisáceo o gris-azulado, en general muy cristalinos. Su potencia es variable desde cero hasta bastantes decenas de metros, incluso superan el centenar de metros en el sector situado al oeste de Castell de Ferro.

Aparte del material carbonatado, no aparecen más que algunos pequeños granos de cuarzo o algunas pajillas de mica blanca. No han dado fósiles. Por correlación con formaciones de litología y posición equivalente, de edad conocida en otros sectores, se atribuyen al Trías Medio-Superior.

1.1.6 MANTO DE ALCAZAR

Cuarcitas, cuarzoesquistos y esquistos con biotita (γ_6)

Es una formación fundamentalmente cuarcítica, los bancos de cuarcitas y cuarzoesquistos son de un espesor que varía entre varios centímetros y uno o tres decímetros; si bien se pueden encontrar bancos de espesor algo mayor. Las intercalaciones de esquistos son delgadas y no muy frecuentes, aunque desde luego no es raro encontrar paquetes de esquistos de varios metros, en los que no falta algún banco cuarcítico.

La formación es de color gris a gris oscuro en el afloramiento. En el paisaje da tonalidades grisáceas y rojizas.

Los minerales que presenta son: cuarzo, albita, mica blanca, clorita, biotita, epidota, calcita, óxido de hierro, grafito, apatito, circón y turmalina. Hay que hacer notar que estas rocas contienen actualmente muy poca biotita, la mayor parte de ella ha sido cloritizada.

Se puede pensar que pertenece al Paleozoico, y dentro de él a un nivel alto.

Calizas amarillentas recrystalizadas (Δ^3)

Cerca de la base actual de la formación, es decir, junto a la serie calizo-dolomítica del Manto de Lújar, que es la unidad situada inmediatamente debajo, se sitúan algunas intercalaciones de calizas amarillentas, recrystalizadas.

Una de ellas contiene cristales idiomorfos de albita, de un tamaño de 1-5 mm.

Existen varias intercalaciones importantes más o menos alineadas, con una potencia que varía entre unos pocos metros y un par de decenas de metros. Sobre ellas aparecen algunos niveles de unos pocos decímetros a

unos centímetros de calizas, también amarillentas y muy brechificadas, que al pasar hacia arriba llegan a perderse.

Filitas, filitas cuarcíticas y cuarcitas. Localmente, yeso.

Calcoesquistos (P-T_{Aj}f)

La formación anterior pasa hacia arriba, gradualmente, a la formación de filitas y cuarcitas. Este paso es completamente similar al descrito para las formaciones equivalentes en los Mantos de Murtas y Adra. La litología es también extraordinariamente semejante.

El aspecto en el paisaje es de un color netamente azulado. Hacia la parte superior aparecen niveles de filitas de colores rojizos o violáceos.

Los minerales que aparecen en esta formación son los mismos que los descritos para la formación de cuarcitas y filitas del Manto de Murtas, con la diferencia de que la biotita, tardía, post-S₂, es menos abundante.

Las intercalaciones de calcoesquistos son más frecuentes que en las filitas del Manto de Murtas.

Son calcoesquistos bien recristalizados, amarillos, que aparecen esporádicamente en cualquier punto de la serie, pero que son más abundantes cerca de la parte superior. En la región situada en los alrededores de Motril son especialmente abundantes.

El yeso primario aparece en algunos puntos, en forma de lentejones.

Esta formación es atribuida al Permo-Trías.

Calizas y dolomías. Calcoesquistos (P-T_{Aj}c)

Al igual que en la formación de cuarcitas y filitas del Manto de Murtas, existen aquí también lentejones calizo-dolomíticos intercalados en las filitas.

En el Manto de Alcázar, la cantidad de calcoesquistos que existen en la serie permo-triásica es mayor que en el Manto de Murtas, pero los lentejones calizo-dolomíticos son menos numerosos y más circunscritos en dos posiciones determinadas. Aparecen, bien cerca de la base de la formación, o bien cerca del contacto con las calizas del Trías Medio-Superior.

Las características de estos lentejones son semejantes a las de los que existen en la formación equivalente del Manto de Murtas.

El más característico es el que constituye el Cerro del Toro, situado a unos 2 Km. al NNE de Motril, en el que se localiza la «Mina Pepita».

Allí, en un barranco situado en la ladera occidental de dicho cerro, se puede observar el paso lateral de las calizas y dolomías del lentejón a las filitas y cuarcitas. El tránsito vertical es también muy claramente observable en el techo de la caliza, en el borde meridional del cerro.

Esta intercalación está constituida por un paquete dolomítico basal sobre

el que se sitúa un paquete calizo. Las calizas y dolomías son relativamente detríticas, con cuarzo y mica blanca.

La intercalación está atravesada por diques de rocas verdes, muy alteradas, que eran bien visibles en las labores mineras de la parte superior del cerro (es muy posible que a la hora de escribir estas líneas, dichos diques hayan sido desmantelados por las labores mineras). Las rocas verdes están constituidas por hornblenda y plagioclasa, fundamentalmente, y en avanzado estado de alteración.

Estos diques están cortados por el contacto entre rocas carbonatadas y filitas, y no se continúan en las filitas situadas bajo dicho contacto.

Es una prueba evidente de la existencia de movimientos diferenciales en el contacto entre dos masas de diferente competencia.

Dolomías, calizas y mármoles. Calcoesquistos en la base (T_{A2-3}Δ)

La transición entre la formación de filitas y cuarcitas y la de calizas y dolomías se realiza del mismo modo y por medio de los mismos materiales que en el caso análogo en el Manto de Murtas.

Con respecto al despegue basal de las calizas y dolomías, es válido lo dicho al tratar del Manto de Murtas.

El aspecto que presenta la formación en el paisaje es también similar. En afloramiento no se observan recristalizaciones tan intensas y generalizadas como en ciertos sectores del Manto de Murtas (Kms. 20-22 aprox., carretera de Motril a Almería), ni tampoco mármoles bandeados comparables a los que presentan las calizas y dolomías de dicho Manto.

La composición es completamente similar y la edad que se le atribuye es Trías Medio y Superior, por las mismas razones.

1.1.7 MANTO DE LUJAR

Calizas y dolomías. Localmente con intercalaciones de yesos, rocas verdes y arcillitas. Mineralizaciones de plomo y fluorita en niveles dolomíticos (T_{A2-3})

La serie del Manto de Lújar se compone de una potente sucesión (más de 1.000 m.) en la que alternan potentes paquetes de calizas y dolomías. BOULIN, DIMPAULT-DARCY y LEROY (1966) y TONA (1973), dan columnas estratigráficas, muy detalladas de este último autor, de la Sierra de Lújar. TONA (op. cit.) ofrece una columna de la parte Norte de la Sierra de Lújar.

Más recientemente, EWERT (1976) ha conseguido establecer una columna estratigráfica válida para una región realmente amplia, al menos para la región comprendida entre los meridianos de Motril y Almería.

En el citado trabajo describe seis formaciones:

1. Serie basal, constituida por filitas y cuarcitas con calcoesquistos, de probable edad permotriásica.
2. Calizas inferiores.
3. Dolomías con franciscana, de edad Ladiniense.
4. Mármol negro, de edad Carniense.
5. Dolomías del Alvarez. No datadas aún, parece que podrían representar un Carniense Superior o Noriense Inferior.
6. Calizas de Los Clementes. Su edad no es conocida.

Las dataciones en las formaciones 3 y 4 han sido realizadas por KOZUR y SIMON (1972), Van den BOOGARD y SIMON (1973). Véase también KOZUR, KAMPSCHUUR, MULDER-BLANKEN y SIMON (1974).

Nuevas dataciones (SIMON, EWERT, com. pers.) han confirmado y ampliado estos resultados.

Al parecer (la cartografía detallada de toda la Sierra de Lújar no ha sido realizada hasta ahora) en el área de esta Hoja afloran sólo la formación de Dolomías con franciscana y la formación Mármol negro.

a) *Formación de Dolomías con franciscana.*

Es una formación que puede alcanzar 350 m. de potencia, constituida casi totalmente por dolomías. En las dolomías aparece, en algunos niveles, una estructura denominada franciscana, que es una alternancia de bandas de dolomía blanca y negra.

Con las dolomías se intercalan niveles finos de calizas, calizas tableadas y calizas margosas de grano muy fino. En las dolomías, y en las intercalaciones calizas aparecen, con alguna frecuencia, restos fósiles.

b) *Formación Mármol negro.*

Es una formación potente (500 m.) predominantemente caliza, con varias intercalaciones potentes de dolomías oscuras. Las calizas son muy variadas en cuanto a litología, espesor y potencia. Existen calizas margosas grises, amarillentas y detríticas, niveles de arcillitas, e incluso se puede encontrar algún pequeño nivel de yeso primario.

En algunos puntos se encuentran filones-capa de rocas volcánicas básicas, generalmente muy alteradas. En algunas muestras que presentan minerales identificables la plagioclasa no pasa de un 12 por 100 An y el anfíbol es del tipo de la tremolita. Como minerales secundarios y de alteración existe algo de biotita, clorita (penninita), calcita, cuarzo y óxido de hierro.

En la parte superior de las Dolomías con franciscana y en la parte inferior del Mármol negro se sitúan mineralizaciones sedimentarias de galena y fluorita. Esta última se presenta con frecuencia en forma de «piedra indiana», alternancias de bandas claras y oscuras de fluorita, de espesor centimétrico.

La serie está afectada, en la Sierra de Lújar, por pliegues de magnitud kilométrica de dirección N 40° E. Estos pliegues afectan sólo a la parte central, más interna en la serie. La parte superior, en el borde meridional, no está afectada por ellos. Entre ambos niveles el que está afectado por los pliegues y el que no lo está, se sitúa un nivel con pliegues de «slumping», en ocasiones de gran tamaño, y encima un nivel de brechas sedimentarias. Sobre este último, la serie prosigue sin ninguna deformación. En algún punto pueden faltar los niveles de «slumping» y de brechas y en tal caso puede aparecer una pequeña discordancia angular, muy local, entre la parte de la serie afectada por los grandes pliegues y la parte más alta, no deformada.

Estos pliegues se habrían producido durante el Triás, sin que ello signifique, es necesario insistir en ello, que hayan sido originados por una fase de plegamiento, comprensiva, en el sentido habitual del término. Podrían representar estructuras relativamente locales como respuesta a la inestabilidad tectónica triásica, provocada tal vez por fallas que funcionaron en el basamento de esta serie (ALDAYA, 1970 b, 1970 c).

Recientemente, EWERT (com. pers.) ha confirmado estos resultados y los ha ampliado a otros afloramientos del Manto de Lújar (Sierra de Gádor, por ejemplo). Este autor sitúa el nivel de brechas sedimentarias en la parte inferior de la formación Mármol negro, de modo que los pliegues que nos ocupan afectan a la serie sólo hasta el nivel del techo de la Dolomía con franciscana. Estos pliegues no existen en todos los afloramientos del Manto de Lújar. Pero cuando aparecen, el nivel de brechas sedimentarias ocupa, en todos los casos, la misma posición estratigráfica.

La afirmación de TONA (op. cit.) que opina que toda la serie está, en su conjunto, afectada por dichos pliegues, en cuyo caso no serían de edad Triásica, no es correcta.

En todo caso, y en esto la opinión de los diferentes autores es unánime, estos pliegues son anteriores a la tectónica de corrimiento, pues están cortados (sur de la Sierra de Lújar, ventana de Albuñol) por la superficie de corrimiento que limita por arriba al Manto de Lújar.

En la ventana de Albuñol, en la Rambla de las Angosturas existe una importante masa de brechas sedimentarias (ALDAYA, 1967). El afloramiento está situado en la Hoja de Adra, si bien en el mismo borde occidental de dicha Hoja. Pero merece la pena mencionar aquí su existencia, pues se trata probablemente de la masa de brechas más importante del Triás calizo dolomítico de esta región, y que una vez más es testimonio de la inestabilidad tectónica triásica.

Digamos, finalmente, que el Manto de Lújar casi no está afectado por el metamorfismo alpino. La formación basal de filitas y cuarcitas, que no aflora en esta Hoja, es levemente metamórfica. El resto de la serie no es metamórfico.

1.2 METAMORFISMO

En las rocas de esta región aparecen, de un modo generalizado, dos esquistosidades principales, penetrativas y con carácter de flujo, con neoforación generalizada de minerales. Son las denominadas S_1 y S_2 . De ellas trataremos más ampliamente en el capítulo de Tectónica.

En una primera aproximación, y en relación con estas dos esquistosidades, se podría hablar de tres fases de metamorfismo. Es decir, la paragénesis total se podría subdividir en tres asociaciones estables, fundamentalmente:

Una primera, en relación con S_1 . La segunda, en relación con S_2 . Ambas con carácter sincinemático, existiendo minerales crecidos durante la interfase 1-2.

Posteriormente aparece una asociación mineral de tipo térmico, desarrollada en medio estático, claramente posterior a S_2 , caracterizada por minerales de mayor tamaño y desorientados.

Finalmente se puede situar una fase generalizada de retrometamorfismo.

Ambas esquistosidades se desarrollan en toda la sucesión, afectando a rocas de edad triásica. Por lo que esquistosidades y metamorfismo son de edad alpídica.

El posible metamorfismo antealpídico, por el que nos hemos pronunciado numerosos autores, no es, por ahora, demostrable en esta región, si bien es algo que tampoco se puede descartar.

Algunos de los criterios utilizados (ALDAYA, 1970 c) para establecer este hecho no son válidos actualmente. Tal ocurre con lo que se interpretó como una diferencia de estilo tectónico entre las dos formaciones más bajas. Tras la revisión llevada a cabo para la realización de esta Hoja, se ha puesto claramente de manifiesto que a este respecto no hay ninguna diferencia.

Asimismo ocurre con el salto de metamorfismo que se situaba entre ambas formaciones, y que se ponía de manifiesto por la aparición brusca de almandino, estaurolita y oligoclasa al pasar de una formación a otra. De hecho este salto ha sido puesto de manifiesto en varios puntos, pero en otros se ha encontrado que la estaurolita aparece a bastante más profundidad que el granate. Además, en la vecina Hoja de Lanjarón (ALDAYA et al, en prensa) se ha localizado, hacia la esquina SE de la Hoja, una superficie tectónica (¿despegue, cabalgamiento muy tendido?) que separa ambas formaciones. Este accidente puede hacer desaparecer una buena parte de la zona de contacto entre ambas formaciones y dar así la impresión de un salto de metamorfismo.

En cuanto a los granates rodados que se localizaron hacia la base de la formación de cuarcitas y cuarzoeskistos con biotita, no se ha vuelto a en-

contrar nada semejante, pese a que se han buscado expresamente en numerosos puntos, ni tampoco han sido encontrados por otros autores. De modo que aunque su aspecto parecía muy claro se puede admitir que quizá fueron mal interpretados.

De todas formas es una posibilidad que quizá no convenga aún descartar. A este respecto es interesante consultar el trabajo de KORNPROBST (1976).

a) Formación de micasquistos y cuarzoquistos con granate y estaurolita

A continuación describiremos el desarrollo de los procesos de metamorfismo y deformación, empezando por esta formación, en la que las relaciones texturales son más fáciles de establecer gracias a la presencia de los mencionados minerales. Es conveniente recordar, una vez más, que las formaciones de posición equivalente en los distintos mantos son extraordinariamente semejantes entre sí, lo que es válido para los Mantos de Lújar (en parte y con muchas reservas), Alcázar, Murtas, Adra y Unidad de Melicena. Por ello en lo que sigue, los resultados que se exponen para cada una de las formaciones son válidos para todas las formaciones de posición equivalente de los mantos mencionados.

La primera esquistosidad, S_1 , está determinada por la disposición paralela de cristales de mica blanca y biotita fundamentalmente, disposición que viene subrayada por grafito y óxido de hierro. Dentro de la misma fase tectónica empieza, algo más tarde, a cristalizar granate, que en muchos casos exhibe texturas sincinemáticas. Algunos cristales de estaurolita muestran también texturas sincinemáticas. Son muy escasos, en parte quizá porque la estaurolita debió empezar su cristalización un cierto tiempo después que el granate y en parte quizá porque el hábito de la estaurolita no permite con tanta facilidad como el del granate la formación de este tipo de texturas.

No se ha determinado con certeza plagioclasa cristalizada durante la primera fase; hay ciertas texturas que pueden interpretarse de esta forma, pero sin gran seguridad. De todas formas, por sus relaciones con otros minerales de esta misma asociación parece verosímil admitir su existencia.

Como minerales post- S_1 , con texturas claramente helicíticas aparecen granate, plagioclasa y estaurolita.

La segunda fase deforma y crenula a S_1 , dando lugar a la aparición de S_2 . En este proceso se reorientan las micas que marcaban la S_1 , pero también aparecen micas de neoformación. Se produce una disolución generalizada en los flancos de los micropliegues isoclinales marcados por S_1 , quedando las charnelas relativamente preservadas. Ello da lugar a un bandeo de lechos ricos en mica (zonas de flancos) que alternan con lechos ricos en cuarzo (zonas de charnelas). En otros puntos de esta región, fuera del ámbito

de esta Hoja, han aparecido magníficos ejemplos de granates sin-S₁, parcialmente disueltos durante la fase 2.

Durante esta fase siguen cristalizando, aparte de mica blanca y biotita, granate, estaurolita y plagioclasa.

El aplastamiento que tiene lugar en esta segunda fase se manifiesta en fenómenos de «flattening» alrededor de los cristales de granate y estaurolita y también de plagioclasa. Se forman colas de presión, en las que fundamentalmente cristalizan cuarzo, mica blanca y biotita.

La cristalización de granate, y sobre todo de estaurolita prosiguen después del «flattening», pues han crecido sobre bandas de S₂ arqueadas en la periferia de un cristal anterior. Es decir, son helicíticos sobre las estructuras de «flattening».

Finalmente aparece una estaurolita muy tardía, limpia idiomorfa y desorientada que muestra unas casi imperceptibles sombras de presión, con neoformación de micas.

Hasta aquí los minerales y procesos que parecen claramente relacionados con las dos primeras fases. La estaurolita reseñada en último lugar, muy tardía como ya quedó dicho, podría quizá enlazar con la última asociación mineral, o bien formar parte de ella.

Esta última asociación está constituida por cuarzo, mica blanca, biotita roja, oligoclasa y andalucita. Aparecen como cristales bastante limpios, con tendencia al idiomorfismo (salvo la oligoclasa), de mayor tamaño que los anteriores y claramente desorientados. No es posible determinar con exactitud la relación entre la última estaurolita y la andalucita.

Después de esta última asociación tiene lugar un retrometamorfismo generalizado que provoca la biotitización de los granates y la penninitización de la biotita. Es de notar que la biotita roja de la última asociación es mucho más sensible a la penninitización que las biotitas anteriores.

Durante todo este proceso no se observa ninguna interrupción. Los minerales cristalizan, al parecer, en todos los momentos posibles desde el inicio de la primera fase hasta el retrometamorfismo final. No se observan fases de retrometamorfismo intercaladas en el proceso. Incluso han aparecido algunos cristales de estaurolita y granate, que sin perder la continuidad óptica han empezado creciendo sobre la S₁ y han terminado con una última aureola idiomórfica que engloba la S₂.

Es decir, no parece tratarse de una serie de facies del tipo de las que podrían representarse por una sucesión de máximos y mínimos de temperatura, sino de un proceso continuo, progresivo hasta un punto en el que se alcanza un máximo de temperatura a partir del cual el descenso de la misma da lugar al único proceso de retrometamorfismo que se observa en estas rocas.

Un estudio muy detallado de NAVARRO-VILA (1976) en los Alpujarrides

del norte de Sierra Nevada ha puesto claramente de manifiesto, por vez primera, este tipo de evolución en el metamorfismo alpujárride.

En las formaciones más altas, la falta de granate y estauroлита dificulta extraordinariamente el establecimiento de las relaciones texturales. Trataremos estas formaciones muy someramente.

b) Formación de cuarcitas y cuarzoesquistos con biotita

La asociación que aparece aquí en relación con las dos esquistosidades principales es: cuarzo, mica blanca, clorita, biotita, albita y óxidos de hierro. Con cierta frecuencia, cloritoide y grafito (menos abundante que en la formación anterior). Más esporádicamente se encuentra epidota (pistacita-clinozoisita). El cloritoide y la epidota aparecen, en los casos más precoces, como minerales post-S₁ y tampoco se prolongan mucho en el tiempo, pues no llegan a ser claramente post-S₂.

La asociación de metamorfismo térmico tiene la misma composición que en la formación anterior.

c) Formación de filitas, filitas cuarcíticas y cuarcitas

La única diferencia que existe entre esta formación y la anterior, por lo que respecta a los minerales relacionados con las dos primeras fases, es la desaparición de la biotita y la mayor abundancia de clorita.

Determinaciones de rayos X han permitido precisar que la mica blanca está representada por moscovita y paragonita.

Por lo que respecta a la asociación térmica, los únicos minerales detectables son algunos pequeños cristales de mica blanca y biotita. Esta última puede llegar a niveles muy altos dentro de la serie.

d) Formaciones carbonatadas triásicas

En los Mantos de Alcázar y Murtas el metamorfismo se manifiesta sólo por una recristalización generalizada, que puede llegar a dar verdaderos mármoles, pero sin que se formen otros minerales. Puede aparecer algún pequeño cristal de mica blanca.

En el Manto de Lújar la recristalización es insignificante.

Otras recristalizaciones

Se podría mencionar la existencia de algunos cristales de cuarzo y mica blanca que, como recristalizaciones muy tardías, aparecen en algunas microfisuras o en algunas de las superficies de esquistosidad posteriores a S₂. Son esquistosidades de crenulación a las que no se asocian recrista-

lizaciones generalizadas. Quizá estos pequeños cristales estén en relación con alguna débil manifestación hidrotermal tardía.

Finalmente conviene recordar que las series alpujárrides, con excepción del Manto de Lújar, están afectadas por el metamorfismo hasta los niveles más altos. Otro tanto ocurre con las Nevado-Filábrides.

Por expresarlo de un modo gráfico, el frente de la esquistosidad de flujo está en el aire y probablemente es así desde su origen. No se ha encontrado nada que pueda hacer pensar en alguna antigua cobertera hoy existente.

Filonos de cuarzo

Dentro de este apartado se pueden tratar, siquiera brevemente, los filones de cuarzo. Aparecen en todas las series metapelíticas. Se pueden situar oblicuamente con respecto a S_2 , a la que cortan en general con poco ángulo, subparalelos a S_2 , o bien subparalelos a S_1 y plegados isoclinalmente.

Su longitud varía desde unos cuantos metros a unas pocas décimas de milímetro, y su espesor desde unos pocos decímetros a unas pocas décimas de milímetro.

Se componen mayoritariamente, en muchos casos exclusivamente, de cuarzo. Frecuentemente contienen albita y, en menores cantidades, clorita, mica blanca, calcita, óxido de hierro y epidota. En los que armen en la formación anterior, más metamórfica, o en la parte baja de la formación de cuarcitas y cuarzoesquistos con biotita, aparecen también algunos cristales de biotita, parcialmente pinnitizada.

1.3 CUATERNARIO

Gravas y arenas (QAI)

Este signo se reserva a los terrenos aluviales, compuestos por arenas y gravas fundamentalmente, aunque en muchos casos alcancen tamaños mayores. Ocupan el fondo de las ramblas y constituyen también los depósitos aluviales en forma de deltas, acumulados en la desembocadura de cursos más importantes.

Arenas de playa (Op)

En general no requieren mayor comentario. Es interesante el caso del llano de Carchuna, situado entre el Cabo Sacratif y Calahonda. La observación directa es difícil actualmente, debido a que los cultivos en arena han cubierto prácticamente su extensión. En la fotografía aérea del año 1957 es posible observar aún las trazas de la antigua sedimentación marina. Bajo

los cultivos antedichos es posible encontrar arenas de playa, con restos de conchas marinas, incluso en los puntos más distantes de la actual línea de costa.

Estas arenas antiguas se superponen, en la parte occidental de la Hoja, a una formación de conglomerados redondeados muy cementados, de unos 4-7 m. de potencia. Esta formación aflora justo en la misma orilla del mar, por lo que es imposible de cartografiar. Ocupa una franja que penetra en el mar unos 70-150 m. y que se extiende a lo largo de unos 2,5 Km., desde casi el Cabo Sacratif hacia el Este. En la playa de Torrenueva se encuentra también un fondo semejante.

Conglomerados (Qcg)

Ocupan fondos de barrancos que pueden ser conos de deyección (al norte del llano de Carchuna y al oeste de Castell de Ferro).

Se encuentran también en la ladera meridional de la Sierra de Lújar, donde aparecen cementados. Allí presentan una pendiente ascendente hacia arriba hasta alcanzar el mismo valor que la pendiente topográfica de la ladera. Localmente fosilizan el contacto entre las metapelitas del Manto de Alcázar y las calizas del Manto de Lújar. Es posible que se hayan depositado sobre una antigua superficie de erosión.

Travertinos (Qtr)

Se encuentran jalonando los bordes de los afloramientos calizo-dolomíticos de la Sierra de Lújar y de la ventana tectónica de Albuñol.

Mantos encostrados (Me)

Constituyen antiguos lechos fluviales colgados sobre los actuales lechos de las ramblas del Puntalón (a sur de la Sierra de Lújar), y de Castell de Ferro.

Los materiales son cantos, mal rodados, cementados por carbonato cálcico.

En el caso de la Rambla del Puntalón, el cauce antiguo tiene mayor pendiente que el actual, de modo que la diferencia de cotas entre ambos va disminuyendo hacia el Sur y los aluviones cementados llegan a desaparecer bajo los actuales.

2 TECTONICA

Como hemos visto, en esta región no existen hechos que permitan establecer la existencia de orogenias ante-alpídic.

La actividad o inestabilidad tectónica de edad Triásica ha sido ya discutida en el apartado 1.1.7.

2.1 PRIMERA FASE ALPIDICA

El ciclo alpídico se inicia con la fase tectónica que da lugar a la primera esquistosidad de flujo, S_1 , cuyas relaciones con el metamorfismo han sido ya expuestas.

Se trata de una esquistosidad muy penetrativa, con neoformación generalizada de minerales. En el área de esta Hoja no se han encontrado los pliegues a los que se asocia. En áreas vecinas (Hojas de Adra y Motril) aparece como esquistosidad de plano axial de pliegues isoclinales muy alargados, de tamaño decimétrico a métrico, cuya vergencia es desconocida por ahora.

Esta fase no origina grandes pliegues, por lo que no se refleja en la cartografía.

2.2 SEGUNDA FASE

Posteriormente, y sin que exista la posibilidad de estimar el tiempo transcurrido, tiene lugar la segunda fase. Da origen a la segunda esquistosidad de flujo, S_2 . Su relación con el metamorfismo ha sido también expuesta.

Es también muy penetrativa y con neoformación generalizada de minerales. Es la esquistosidad normalmente visible sobre el terreno, y en la mayoría de los casos la única que se puede medir.

Es de plano axial de pliegues isoclinales, también muy apretados con una relación de estiramiento del orden de 8:1. Se pueden observar en la trinchera derecha (yendo hacia Motril) de la antigua carretera entre Vélez de Benaudalla y Motril (es la carretera que figura en el mapa), en los kilómetros 493,25 y 494,20, así como en algún otro punto de más difícil acceso.

Estos pliegues se encuentran con muy poca frecuencia, por lo que es difícil dar medidas representativas. Algunos ejes se agrupan entre $N 140^\circ$ y $150^\circ E$ y otros entre $N 40^\circ$ y $50^\circ E$. Se podría pensar en dos lotes conjugados, pero es necesario insistir en que los ejemplares vistos son muy escasos.

La segunda esquistosidad es muy penetrativa y normalmente, en afloramiento, llega a obliterar a la primera, sobre todo en los niveles más micáceos. Pero en ciertos puntos, sobre todo al atravesar bancos más cuarcíticos, la S_2 se hace más espaciada y deja ver la S_1 . En estos casos la S_2 pierde el carácter de flujo. En lámina delgada se observa en forma de una crenulación, que fundamentalmente dobla y reorienta las micas que dibujan la S_1 ,

si bien suelen observarse también óxidos de hierro y algunas micas de neoformación en las superficies de S_2 .

Pero en casos muy extremos no existe ningún mineral neoformado ni huellas de disolución. Si así ocurre, y si la muestra no se ha tomado orientada y conociendo muy bien su posición con las esquistosidades vistas sobre el terreno, la S_2 se puede confundir con cualquiera de las esquistosidades de crenulación post- S_2 .

El grado de penetratividad y el carácter de S_2 varían enormemente en muy poco espacio. Pueden encontrarse notables variaciones a escala de afloramiento e incluso a escala de lámina delgada.

2.3 OTRAS DEFORMACIONES POSTERIORES A S_2

Es un hecho frecuente, tanto en el campo como bajo el microscopio, que la S_2 aparece deformada por pliegues, generalmente poco apretados. En algunos casos presentan esquistosidades de crenulación (raramente de fractura) subparalela a los planos axiales.

Suelen ser pliegues monoclinicos de tamaño microscópico a decimétricos. Paralelamente a sus ejes aparece con frecuencia una lineación de crenulación bastante marcada. En muchos casos en que falta la esquistosidad, su geometría es de tipo concéntrico o bien angular.

El problema de las deformaciones post- S_2 estriba en que existen varias direcciones de pliegues con estas características. Hasta ahora, y en esta región, no se han encontrado criterios para establecer una cronología relativa entre ellos, pues no se han visto interferencias entre dos o más pliegues de diferentes direcciones ni entre sus esquistosidades asociadas.

Las direcciones de ejes son: N 0° - 10° E; N 40° - 50° E; 70° - 90° E; N 140° - 150° E.

Es quizá arriesgado hablar de cuatro fases de deformación post- S_2 . Podrían agruparse, quizá, dos a dos, en sólo dos sistemas de pliegues conjugados, o quizá en un sistema conjugados y dos simples. En realidad, el estudio microtectónico detallado de esta región no se ha iniciado aún.

En general, para cada dirección de ejes, los pliegues son vergentes, indistintamente, a uno o a otro lado con respecto a la dirección normal al eje. El que domine una u otra vergencia depende del afloramiento que se considere, pues en cada afloramiento sólo suele existir una vergencia determinada.

Pero hay uno de ellos, el de dirección N 70° - 90° E, en que los pliegues muestran sistemáticamente vergencia Norte en todos los afloramientos. Naturalmente se habla de vergencia aparente, pues a la escala de un pequeño pliegue es imposible conocer la polaridad de la serie. Es decir, los planos axiales buzan al Sur y en las antiformalas el flanco largo y más tendido

es el meridional. El flanco corto, el septentrional, suele aparecer aparentemente invertido, esto es, buzando también al Sur.

Este tipo de pliegues son relativamente abundantes. Si consideramos que en cada sucesión vertical estos pliegues son bastante frecuentes, podemos imaginar un dispositivo generalizado de movimientos hacia el Norte.

Ello no significa suponer que están asociados a las estructuras de corrimiento que hoy se observan. Hay ciertos hechos que indican que son anteriores. Por ejemplo, estos pliegues están cortados por superficies de cizalla subparalelas a las superficies de corrimiento principales y con estrías de fricción con la misma dirección que las que se observan en las superficies de corrimiento.

Por otra parte, la dirección media de sus ejes es casi perpendicular a la dirección media de las estrías de fricción que se observan en las superficies de corrimiento (insistimos en que en cualquier caso, las estrías serían posteriores a los pliegues que nos ocupan).

En fin, el hecho de que indican una vergencia generalizada hacia el Norte y el hecho de que sus ejes sean perpendiculares a las estrías de fricción hace muy atractiva la idea de preguntarse si no podría existir una relación genética entre estos pliegues y los mantos. Algo así como pensar en que los pliegues se originen en una situación precoz, que podría ser inmediatamente anterior a las grandes traslaciones, pero con un significado mecánico ya muy próximo.

2.4 TECTONICA DE CORRIMIENTO

2.4.1 LAS SUPERFICIES DE CORRIMIENTO

Si se representan en un corte vertical las superficies de corrimiento (véase ALDAYA, 1970, a), se pueden deducir conclusiones de notable interés. Trataremos aquí este asunto muy esquemáticamente, pues la cartografía de una sola Hoja no es suficiente para ello.

Al considerar el espacio comprendido entre dos superficies consecutivas en un corte de Norte a Sur, se puede comprobar que la potencia de cada manto aumenta sensiblemente hacia el Sur. Este aumento de potencia se debe a que las superficies de corrimiento se incurvan hacia abajo, en la región próxima a la costa, pero de tal modo que hacen divergentes hacia el Sur.

Así pues, una superficie determinada se incurva hacia abajo aumentando bruscamente su buzamiento hacia el Sur (ver superficie de contacto Manto de Lújar-Manto de Alcázar, cortes II-II', IV-IV'). La superficie inmediatamente superior, no sigue esta curvatura sino que permanece subhorizontal o buzando suavemente hacia el Sur y a su vez no se hunde hacia el Sur hasta después de una distancia que puede ser de varios kilómetros. Para poner

de manifiesto este hecho puede valer la base de las formaciones calizodolomíticas; ver formación carbonatada del Manto de Alcázar (corte IV-IV'), formación carbonatada del Manto de Murtas (corte II-II') y considerar el corte de ambos mantos (corte III-III').

Este dispositivo permite excluir la posibilidad de que estas incurvaciones sean debidas a un plegamiento o flexión posterior a la última fase de la tectónica de corrimiento. Si así fuera, una superficie determinada no podría quedar subhorizontal si bajo ella la superficie inmediatamente inferior se halla plegada. Es decir, superficies sucesivas formarían curvas aproximadamente concéntricas. Las curvaturas que comentamos son, pues, formas producidas durante la tectónica de corrimiento. Son las responsables del aumento de potencia que los mantos presentan hacia la región meridional.

Por supuesto que la flexión que ha afectado a las formaciones neógenas y cuaternarias (1) en otras áreas, determinando un notable buzamiento hacia el Sur, debe haber actuado también aquí. Ello habría ocasionado que el actual buzamiento hacia el Sur de las superficies debe ser mayor que el buzamiento original.

El tipo de geometría descrito no se observa en otras regiones del dominio alpujárride. Hacia el Oeste, por ejemplo, el estilo tectónico cambia muy rápidamente (véase Hoja de Motril).

Esta disposición de las superficies no parece compatible con una génesis gravitatoria para los mantos de esta región, ni tampoco con un modelo de corrimiento con sentido de traslaciones hacia el Sur.

En otras áreas del sur de Sierra Nevada, las laminaciones tectónicas en los mantos son muy patentes (por ejemplo, Hojas de Berja y Adra). En este área no son tan evidentes. Aquí, los cambios de espesor que experimentan los mantos parecen resultar de las variaciones de posición de las superficies de corrimiento con respecto a las series. Sin excluir, insistimos, el papel que puedan haber jugado las laminaciones tectónicas. Véase, a este respecto, cómo la superficie basal del Manto de Alcázar ha cortado a este manto (sector NO de la Hoja, cortes III-III' y IV-IV').

Además de ello, las superficies distan mucho de ser cilíndricas. Lateralmente, es decir, en sentido Este-Oeste, cambian también de nivel. Por ello en algunos sectores contactan entre sí formaciones equivalentes de dos mantos. En estos casos es muy difícil, y a veces imposible, determinar la posición de la superficie. Así ocurre al sur de la Sierra de Lújar, donde llegan a contactar las filitas y cuarcitas de los Mantos de Murtas y Alcázar.

Asimismo, al norte de Albuñol y en la esquina NE de la Hoja, los micasquistos con granate y estaurólita del Manto de Adra se superponen a mate-

(1) Para la neotectónica de esta región, véase J. BAENA (Hojas de Adra, Roquetas y otros trabajos).

riales equivalentes del Manto de Murtas. O bien, en una parte del contacto entre la Unidad de Melicena y el Manto de Adra.

Además no hay que olvidar que en esta región ya existía una estructura previa, que no ha sido posible poner de manifiesto. Quizá esta estructura era muy suave. También por esta razón las superficies de corrimiento es de esperar que corten a la primitiva estratificación. En la cartografía se ilustran claramente algunos ejemplos. Véase el afloramiento de cuarcitas y esquistos con biotita que constituye la base del Manto de Alcázar. El contacto de estos materiales con las filitas y cuarcitas permotriásicas de dicho manto puede no ser, rigurosamente hablando, un contacto estratigráfico. Pero, al menos, en su mitad occidental es casi paralelo a la primitiva estratificación (considerada, naturalmente, muy a grandes rasgos), como se pone de manifiesto por los lentejones calizos que se alinean paralelamente a dicho contacto. Esta disposición sugiere una terminación perianticlinal cortada por el contacto con el Manto de Lújar (otro ejemplo lo proporcionan los lentejones de mármoles que existen en las inmediaciones y al este del vértice Salchicha, hacia el centro del mapa, junto al borde Norte del mismo).

Hay otro aspecto de las superficies de corrimiento de indudable interés: la forma en que unas superficies cortan a otras podría llevar a determinar en qué orden se han superpuesto los mantos. Considerando en su conjunto el área comprendida entre los meridianos de Motril y Adra y al sur de Sierra Nevada, parece deducirse (el número de intersecciones entre superficies no es grande) que el manto actualmente más alto se ha trasladado sobre el segundo, ambos sobre el tercero, y así sucesivamente. Este hecho no es muy claro en esta Hoja. Lo que sí se puede deducir, al menos en el área de la ventana tectónica de Albuñol, es que la superficie que limita por arriba el Manto de Lújar corta a las demás. Es decir, todo el edificio alpujárride constituido por los restantes mantos se habría trasladado sobre el Manto de Lújar. Sería una traslación más reciente.

Esta situación resuelve un serio problema mecánico: El Manto de Alcázar aparece discontinuo, de espesor muy variable, y constituido casi totalmente por un material muy incompetente (filitas, filitas cuarcitas, y cuarcitas, en bancos delgados éstas últimas y siempre más o menos micáceas). No parece posible la traslación por compresión de este manto. Pero si se imagina que este manto estaba ya «pegado» a la base del resto de los mantos, el problema se identifica.

El mecanismo propuesto presenta una ventaja adicional. El Manto de Alcázar falta en grandes extensiones. Se pueden invocar fenómenos de laminación, trituración, etc. Pero en los muchos kilómetros de contacto en que este manto falta no aparecen brechas ni láminas de filitas, ni ningún resto que pueda hacer pensar que allí hubo filitas alguna vez.

Si el Manto de Alcázar estaba ya situado en la base del conjunto constituido por los de Melicena, Adra y Murtas, las variaciones de posición de

la superficie de corrimiento que actualmente constituye el límite superior del Manto de Lújar. En tal caso, estos grandes «trozos» de Manto de Alcázar que hoy no vemos sobre dicha superficie no «faltan»: están enterrados bajo ella, más al Sur, quizá cerca de la zona de raíces.

Existe otra posibilidad para explicar este hecho. Es un tipo de mecanismo propuesto por NAVARRO-VILA (1976). Si una superficie desciende, durante una parte de su recorrido, para volver a ascender después, puede llegar a cortar, total o parcialmente, a un manto inferior. Este trozo de manto quedaría, pues, por encima de la superficie y sería trasladado más hacia el frente.

Una discusión más profunda de este hecho nos llevaría demasiado lejos.

2.4.2 ESTRUCTURA INTERNA DE LOS MANTOS

A grandes rasgos, en los mantos aparecen dos tipos de comportamiento, según se trate de la formación carbonatada del Triás Medio-Superior o de las formaciones esquistosas infrayacentes.

Las formaciones carbonatadas se comportan a modo de una gran losa, que adopta la misma forma que la superficie de corrimiento situada inmediatamente encima, y que está limitada por debajo por una superficie de despegue. Las formaciones carbonatadas no suelen presentar estructuras internas complejas.

En cuanto a las formaciones esquistosas, adoptan todas el mismo comportamiento.

La esquistosidad, a escala regional, buza hacia el Sur, como puede observarse en la cartografía, y este buzamiento es mayor que el de las superficies de corrimiento y que el de las superficies basales de las formaciones carbonatadas. Este dispositivo implica que las superficies de corrimiento y de despegue cortan a la esquistosidad regional, S_2 , lo que además se puede observar en numerosos afloramientos.

Hacia el borde septentrional de esta Hoja, y desde allí hacia el Norte, la esquistosidad tiende a ser paralela a las superficies mencionadas.

Es decir, la disposición oblicua de la esquistosidad se da hacia la parte meridional de los mantos, allí donde las superficies que los limitan se hacen divergentes. Y la disposición subparalela hacia la parte septentrional, donde las superficies limitantes se hacen subparalelas y donde los mantos son más delgados.

Esta disposición de la S_2 no es rígida, es una tendencia general que, si bien se cumple en la mayor parte de los casos, admite bastantes excepciones, como ocurre por ejemplo en la Unidad de Melicena, en numerosos puntos de la carretera de la costa. Los pequeños pliegues que deforman a S_2 , no alteran apenas este esquema.

En el seno de los mantos existen superficies de cizalla, más o menos paralelas a las de corrimiento, y según las cuales se han producido movimientos diferenciales.

Con cierta frecuencia muestran estrías de fricción cuya dirección coincide con las estrías de las superficies de corrimiento. En algún punto se observa, entre el bloque superior y el inferior, un retazo, a modo de lámina, de material muy triturado, en el que en ocasiones se desarrolla una esquistosidad de fractura grosera que buza hacia el Sur y cuyo ángulo con dichas superficies es pequeño pliegue de arrastre de vergencia Norte.

Normalmente no se puede medir la magnitud del desplazamiento ni determinar el sentido del movimiento. Pero, en ciertos puntos, fuera del área de esta Hoja, se puede comprobar la vergencia Norte de estas cizallas porque desplazan niveles identificables a uno y otro lado (Rambla de Huarca, ver Hoja de Adra).

Para terminar con este tipo de estructuras, digamos que, en o cerca de las superficies de corrimiento, aparecen estrías de fricción y escalones de falla (es relativamente raro que aparezcan si no hay calizas o dolomías bajo la superficie), brechas tectónicas, alguna milonita, algún pliegue de arrastre de vergencia Norte, etc. Pero es importante destacar que este tipo de estructuras se encuentran con muy poca frecuencia.

2.4.3 DIRECCION, SENTIDO Y EDAD DE LAS TRASLACIONES

Dejaremos aparte, en lo posible, discusiones que hayan de emprenderse con criterios obtenidos en puntos excesivamente distantes de esta región.

Sobre la dirección de las traslaciones no es mucho lo que se puede decir. Son criterios poco concluyentes, cuya única ventaja es que son convergentes.

Admitiendo que los pliegues vergentes al Norte, los de dirección N 70°-90° E, pudieran tener algún significado, y con toda clase de reservas, la normal a sus ejes daría una dirección media de N 170° E. Aún así habría que recordar que no se trata de un rasgo estructural coetáneo con las traslaciones actualmente visibles.

La dirección media de las estrías de fricción es de aproximadamente N 160°-170° E.

Finalmente, la dirección media de las trazas cartográficas de los contactos de corrimiento, en las áreas poco deformadas por plegamientos posteriores y donde los contactos de corrimiento buzan hacia el Sur, es congruente con estos resultados (ver además, la Hoja de Adra).

En otras áreas próximas, por ejemplo en la región situada entre los meridianos de Motril y Vélez-Málaga (por no citar regiones más alejadas), estas consideraciones ya no son válidas.

Así que la dirección N 160°-170° E puede ser admitida como dirección más probable de traslación.

El sentido de los corrimientos tampoco se obtiene de un modo directo. Buena prueba de ello es que sigue siendo tema de discusión entre todos los investigadores que trabajamos en las Cordilleras Béticas.

Ya mencioné a este respecto el valor que pueden tener (si es que lo tienen) los pliegues de dirección N 70°-90° E.

Quizá como criterio más importante, al menos a mi modo de ver, se puede aducir la geometría de las superficies de corrimiento. Esta geometría es compatible, al tiempo que con una génesis compresiva, con una vergencia Norte. Parece difícil admitir lo contrario.

Además, y parte de estos hechos siguen siendo resultado de la geometría de las superficies, las superficies más inclinadas son las más meridionales (ver región comprendida entre el meridiano de Adra y el borde occidental de la Hoja de Adra), los mantos más potentes y más completos en cuanto a número y espesor de sus formaciones son los más meridionales, los terrenos más antiguos aparecen en los más meridionales, y, dentro de cada manto, se observa una mayor potencia y, en algunos casos un número mayor de formaciones hacia el Sur. Estas consideraciones son válidas incluso si se comparan los mantos del norte de Sierra Nevada con los del sur y suroeste (NAVARRO-VILA, 1976).

Por todo ello parece que la hipótesis de la vergencia Norte puede ser bastante verosímil.

La edad de las traslaciones es imposible de determinar con precisión con los datos disponibles. Los materiales más recientes afectados por la tectónica de corrimiento pertenecen al Triás Superior, sin que se hayan encontrado en ningún punto del dominio alpujarride materiales que puedan con seguridad ser datados como post-triásicos. Los materiales más antiguos de entre los que fosilizan al edificio de los mantos pertenecen en esta región al Langhiense, probablemente Inferior, materiales que afloran fuera del ámbito de esta Hoja. El espacio de tiempo que media entre ambas edades es demasiado amplio.

Para intentar acortar este espacio de tiempo es necesario recurrir a consideraciones de tipo regional, y muy concretamente a los datos obtenidos en el estudio de la región situada al Norte de la alineación Sierra Nevada-Sierra de los Filabres. A este respecto puede consultarse la Hoja de La Peza (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa), así como NAVARRO-VILA (1976).

En el estado actual que nuestros conocimientos sobre la estratigrafía de los Alpujarrides a escala de toda la cordillera, la paleogeografía no puede aportar datos para determinar el sentido de los corrimientos.

Por ahora, pues, la reconstrucción paleogeográfica hay que realizarla en función de la determinación previa del sentido de los corrimientos. En la hipótesis que hemos expuesto, el orden de sucesión de los dominios originarios de los diferentes mantos sería, de Norte a Sur, y limitándose a los

mantos que afloran en el área de esta Hoja, Lújar, Alcázar, Murtas, Adra y Melicena (sin considerar los de Salobreña y La Herradura).

2.5 TECTONICA POST-MANTOS

Iniciaremos este apartado admitiendo, al menos, la posibilidad de que algunos de los sistemas de pequeños pliegues que deforman a la S_2 pudieran ser posteriores a la tectónica de corrimiento.

En tiempos más recientes se puede situar un plegamiento suave, de gran radio, de dirección aproximada Norte-Sur. Es poco perceptible si no se dispone de un mapa más amplio, pero se pone de manifiesto cuando se consideran varias Hojas. En todo caso se puede observar que los flancos laterales de la Sierra de Lújar buzanan fuertemente hacia el Este y hacia el Oeste, respectivamente. Su edad es imposible de determinar en este área.

El último de los plegamientos importantes que han afectado a la región es de dirección aproximada $N 80^\circ E$. Da lugar a pliegues muy importantes, de gran radio: alineación de Sierra Nevada, alineación Sierra de Lújar-Sierra de Contraviesa, etc.

Es un plegamiento muy suave. Los fuertes buzamientos hacia el Sur que se observan en esta Hoja no se deben a este plegamiento, básicamente, según quedó dicho. Deforma materiales del Mioceno Superior y casi con seguridad del Plioceno (cuenca del Ugijar). Es probablemente el rasgo estructural que más ha contribuido a conferir al relieve su actual fisonomía.

La última fase tectónica está representada por las fallas normales. Estas fallas pueden ser muy recientes. Fuera del área de la Hoja existen fallas normales, bien conocidas, que han funcionado incluso en tiempos cuaternarios.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Mencionaremos muy esquemáticamente los acontecimientos geológicos más importantes que se pueden deducir del estudio de los materiales que hoy ocupan el área de la presente Hoja.

Depósito de materiales durante tiempos paleozoicos. Serían materiales arcillosos-limosos con intercalaciones arenosas. Hacia arriba esta serie pasaría a otra más arenosa, con algún episodio esporádico de rocas carbonatadas, muy localizado en el espacio y, quizá, en el tiempo.

Depósito de una serie alternante arcilloso-limosa y arenosa durante el Permotriás con algún episodio de evaporitas y de depósito de material carbonatado.

Durante el Trías Medio y Superior se deposita, en continuidad con los materiales anteriores, una serie carbonatada, de espesor variable. Parece

ser que dominaron condiciones de alto fondo, donde podían quedar amplias zonas con una sedimentación precaria, mientras que en otras el depósito podría alcanzar grandes potencias. La superficie de la cuenca sería bastante irregular, con emersiones locales. Existirían pequeñas cuencas cerradas donde se depositaron yesos o bien donde un ambiente aislado, reductor, favoreció el depósito de plomo. Formación de fluorita sedimentaria.

Estas irregulares condiciones fueron a su vez complicadas por una notable inestabilidad tectónica, con movimientos que localmente pueden ser importantes, dando lugar localmente a «formas plegadas» de dirección N 40° E. Con esta inestabilidad deben relacionarse las erupciones de rocas volcánicas básicas, que a su vez debieron ser la causa del aporte de plomo y flúor a la cuenca.

Se puede pensar si estas condiciones de alto fondo pudiesen persistir e incluso acentuarse pasado el Trías Superior, ya que no existe sedimentación post-triásica en ningún punto del dominio alpujarride.

A partir de aquí hay que situar un amplio espacio de tiempo, del que no tenemos registro estratigráfico debido a la falta de materiales desde post-triásicos a pre-miocenos.

La tectónica alpídica se inicia con un plegamiento isoclinal con desarrollo de la primera esquistosidad de flujo, S₁. Este plegamiento no da lugar a la aparición de pliegues mayores.

A continuación tiene lugar un segundo plegamiento, también de tipo isoclinal con formación de la segunda esquistosidad de flujo, S₂. Tampoco este segundo origina pliegues mayores.

Desde el inicio del primer plegamiento se desarrolla un proceso metamórfico, al parecer continuo, que persiste durante el segundo plegamiento para alcanzar después un máximo de temperatura, ya en medio estático, y decretar a continuación, dando lugar a un retrometamorfismo generalizado.

A continuación, un nuevo plegamiento, que también da lugar a pliegues menores, de dirección de ejes N 70°-90° E, con desarrollo local de esquistosidad de crenulación, muy discontinua.

Es posible que en esta época acaecieran los plegamientos, también con formación de pliegues menores, de direcciones de ejes N 0°-10° E, N 40°-50° E y 140°-150° E. También asocian todos esquistosidad de crenulación muy local y discontinua.

O bien es posible que alguno de estos tres últimos lotes de pliegues pueda ser posterior a la tectónica de corrimiento.

Después tiene lugar la fase que da principio a la tectónica de corrimiento. Esta fase puede muy bien ocupar un período de tiempo relativamente amplio, pues es probable que el funcionamiento de las diferentes superficies haya podido tener lugar en tiempos sucesivos.

Posteriormente tiene lugar un plegamiento de gran radio, de dirección aproximada N-S.

Tras él, el último de los plegamientos: un plegamiento también de gran radio de dirección aproximada N 80° E.

Y finalmente, la fase tectónica que da lugar a la formación de fallas normales recientes, que llegan a funcionar incluso en tiempos cuaternarios.

4 MINERIA Y CANTERAS

4.1 MINERIA

Las mineralizaciones más notables aparecen en la secuencia carbonatada del Manto de Lújar, concretamente hacia la parte superior de la formación Dolomías con franciscana y hacia la parte inferior de la formación Mármol negro. Las actuales explotaciones están situadas fuera del área de la Hoja. Dentro de este área se pueden citar las labores abandonadas de la Mina de La Raja y Peñón Negro, ambas en la Sierra de Lújar. Inmediatamente al Este del borde oriental de la Hoja, en la ventana tectónica de Albuñol, se pueden citar las minas Balduino y Fabiola. Existen además, numerosas labores antiguas, muy pequeñas.

Todas estas mineralizaciones son de galena y fluorita. Ambas se sitúan en los mismos niveles estratigráficos.

La galena se presenta normalmente muy dispersa en los bancos mineralizados, generalmente dolomíticos. Es un mineral constituido por pequeñas masas de tamaño incluso milimétrico. Todos los autores están de acuerdo en atribuirle un origen sedimentario. Aparece también galena removilizada, ocupando diaclasas, en forma de filoncillos.

EWERT (1976) distingue tres tipos de fluorita:

a) *Espato negro, como mineral primario*

Procedería de un sedimento de fluorita asociado a dolomita y algo de cuarzo, fundamentalmente. Este tipo de fluorita constituye también las bandas oscuras de la denominada «piedra indiana» (alternancia de bandas de fluorita oscura y blanca, normalmente de espesor centimétrico a milimétrico).

b) *Fluorita blanca*

Constituye las bandas blancas de la «piedra indiana». Es una fluorita formada durante la diagénesis. En muchos casos adopta una estructura brechoide.

c) *Fluorita removilizada*

Aparece en diaclasas, superficies de estratificación o brechas tectónicas. Es una mineralización tardía, formada a expensas de los tipos anteriores.

A este respecto es de sumo interés consultar los trabajos de JACQUIN (1970), TONA (1973), OVEJERO et al (1975) y EWERT (1976).

Junto a Motril existe un yacimiento, Mina Pepita, actualmente en explotación. Se sitúa en el Cerro del Toro, lentejón calizo-dolomítico intercalado en las filitas permo-triásicas del Manto de Alcázar. Los minerales que aparecen son galena y sobre todo blenda, de baja temperatura en relación con dolomías recristalizadas.

Citemos, finalmente, que en algunas playas las arenas contienen abundante magnetita en pequeñas partículas, como es el caso de la playa situada en el Km. 30 de la carretera de Motril a Almería, o de la playa de Torre-nueva, en el Km. 6 de la misma carretera.

4.2 CANTERAS

No hay muchas canteras en el área de esta Hoja, y ninguna importante que esté actualmente en explotación.

El yeso primario se encuentra en las filitas y cuarcitas permo-triásicas de los Mantos de Alcázar, Murtas y Adra. En ciertos puntos puede dar lugar a concentraciones explotables. En el área de la Hoja existen varias canteras, la más importante de las cuales es probablemente la de la localidad de los Yesos. Otra cantera de yeso se sitúa al norte de Albuñol, en las calizas y dolomías del Manto de Lújar.

Existen también algunas caleras, la mayor parte de las cuales no funcionan en la actualidad.

5 HIDROGEOLOGIA

Los acuíferos actualmente explotados son exclusivamente los depósitos aluviales de las ramblas más importantes. La mayoría de los pozos y sondeos productivos están en tal situación.

Inmediatamente al oeste de esta Hoja se han realizado importantes obras de captación de las aguas subálveas del río Guadalfeo.

Es este un dispositivo normal y no es necesario insistir sobre él. Sin embargo hay acuíferos situados en aluviales de cauces de algunas ramblas cuya cuenca de recogida es pequeña. Tal es el caso de la Rambla del Puntalón, donde se han obtenido caudales nada despreciables. Estos caudales pueden explicarse por el hecho de que dicha rambla debe recibir alimentación subterránea del gran macizo calizo-dolomítico de la Sierra de Lújar.

La estructura general de esta potente masa de calizas y dolomías es una estructura monoclinal en una primera aproximación, pues las formaciones basales afloran al norte del río Guadalfeo (Hoja de Lanjarón) y hacia

el Sur van apareciendo formaciones cada vez más altas hasta llegar al borde Sur de la Sierra de Lújar, tallado en la formación Mármol negro. Pero esta unidad está plegada, prescindiendo de su estructura interna (los grandes pliegues N 40° E) en forma de un amplio domo. En efecto, situando el contacto entre las formaciones Dolomía con franciscana y Mármol negro en el sector de las máximas cotas de la sierra (digamos entre los 1.600 y los 1.700 m. de altitud), se puede prever que el techo de la formación basal de filitas y cuarcitas pueda situarse, bajo el centro de la sierra, a una cota que puede oscilar alrededor de los 1.000 m. y debe tener también una estructura anticlinal, en forma de domo. Con toda la imprecisión que se quiera, esta cota es muy superior a la de los barrancos que se entallan en el borde meridional de la sierra y también a la cota del río Guadalfeo en su recorrido por el norte de esta sierra (entre 200 y 300 m. de altitud).

De modo que el agua retenida por las calizas y dolomías no puede drenar hacia el Norte, hacia el Guadalfeo. Ni tampoco hacia el Este ni hacia el Oeste, pues ambos bordes están bastante bien sellados por las filitas y cuarcitas del Manto de Alcázar. El borde Sur está también sellado por la misma formación.

No es necesario insistir en las condiciones hidrogeológicas de esta estructura.

Dispositivos semejantes, con algunas variantes, se dan en la ventana tectónica de Albuñol y, en general, en los restantes afloramientos del Manto de Lújar.

Es interesante recordar los travertinos recientes que existen en los bordes meridionales de algunos de estos afloramientos.

En los Mantos de Alcázar y Murtas las calizas triásicas coronan sendas series filitosas, con dispositivos estructurales bastante simples. El interés hidrogeológico es menor que en las calizas y dolomías del Manto de Lújar, en parte porque las de los otros mantos ocupan menores extensiones y porque suponen un volumen incomparablemente menor, y en parte porque no están afectadas por pliegues mayores que permitan concentraciones importantes en núcleos sinclinales. Pero ofrecen también algún interés. Son relativamente frecuentes las fuentes que existen en estos contactos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1967).—«Nuevas observaciones en las calizas triásicas de la ventana tectónica de Albuñol (Zona Bética, prov. de Granada)». *Not. y Com. IGME*, núms. 101-102, pp. 101-106.
- (1968).—«Sobre la posición de la Sierra de Lújar (prov. de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, III, pp. 87-92.

- (1969a).—«Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII, pp. 212-217.
 - (1969b).—«Los mantos alpujárrides al S de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, año IV, núm. 5, pp. 126-130.
 - (1969c).—«Los mantos alpujárrides al S de Sierra Nevada». Tesis. Univ. de Granada, 527 pp., mem. inéd.
 - (1970a).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)». *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, I, pp. 35-37.
 - (1970b).—«Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona Bética, prov. de Granada (nota preliminar)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-VI, pp. 593-600.
 - (1970c).—«La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (Zona Bética, prov. de Granada)». *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 1, pp. 159-181.
- AVIDAD, J., y GARCIA-DUEÑAS, V. (en prensa).—«Hoja 19-44, Motril, a escala 1:50.000, Mapa. Geol. España».
- BANTING, A. H. (1935).—«Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor (Cord. Bétiques)». *Proc. Konn. Ned. Akad. V. Wettensch.*, vol. XXXVI, pp. 96-103.
- BARROIS, Ch., y OFFRET, A. (1839).—«Memoire sur la constitution géologique du sud de l'Andalusie, de la Sierra Tejeda á la Sierra Nevada». *Mém. Ac. Sc. Inst. Nat. France*, vol. XXX, núm. 2, pp. 79-169.
- BEMMELEN, R. W. van (1927).—«Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de province Granada». Tesis. Delft, 176 pp.
- BOULIN, J. (1970).—«Les zones internes des Cordilleres Bétiques de Málaga á Motril (Espagne meridionale)». Thése Doctoral. *Trav. Geol. Fasc. Sc. Univ. Paris*, t. 10, 237 pp.
- BOULIN, J.; DIMPAULT DARCY, P., y LEROY, H. (1966).—«Observations géologiques en Sierra de Lújar (Cordilleres Bétiques internes, Espagne)». *Bull. Soc. Geol. France* (7), t. VIII, pp. 585-601.
- BOULIN, J. (1970).—«Les zones internes des Cordilleres Bétiques de Málaga á Motril (Spagne Merid.)». *Annales Hébert*, t. X, 237 pp.
- BOOGARD, M. van den, y SIMON, O. J. (1973).—«*Pseudofurnishius* (Conodonts) in the Triassic of the Betic Cordilleras SE Spain». *Scripta Geol.*, número 16, 23 pp.
- BROUWER, H. A. (1926).—«The structure of the Sierra Nevada». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetenscha*, vol. XXIX, núm. 5, pp. 678-682.
- COPPONEX, J. P. (1958).—«Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales (Cordilleres bétiques, Espagne)». Tesis Geneve, 130 pp.
- EWERT, K. (1976).—«Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética)». *Stud. Geol.*, vol. XI, pp. 109-120.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordilleres Bétiques». *Estudios Geológicos*, núm. 8, pp. 83-172.

- GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (en prensa).—«Hoja de la Peza (81010), Mapa Geol. España 1:50.000». *IGME*.
- JACQUIN, J. P. (1970).—«Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)». Tesis Nantes, 501 pp.
- KORNPROBST, J. (1976).—«Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des detritus observés dans les sédiments paléozoïques». *Bull. Soc. Geol. France*, t. XVIII, número 3, pp. 607-618.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C. W. H., y SIMON, O. J. (1974).—«Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (Southern Spain)». *Scripta Geol.*, núm. 23, 56 pp.
- OVEJERO, G.; TONA, F.; MARIN, J. M.; GÜTIERREZ, A.; JACQUIN, J. P.; SERVAJEAN, G., y RUBIAUR, J. F. (1975).—«Las mineralizaciones de Plomo-Fluorita de Sierra de Lújar (prov. Granada, España)». *Jor. Min. Metal. Bilbao*, t. IX, pp. 83-119.
- NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada». Tesis Univ. Bilbao, 288 pp. (mem. inéd.).
- TONA, F. (1973).—«Positions des horizons dolomitiques mineralises en fluorine et galene au sein des sediments triasiques de la Sierra de Lújar (Granade). Evolution et Grochimie». Tesis Sème Cycle Univ. Paris, VI, 166 pp.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens». Tesis Delft, 120 pp.