



IGME

1.010

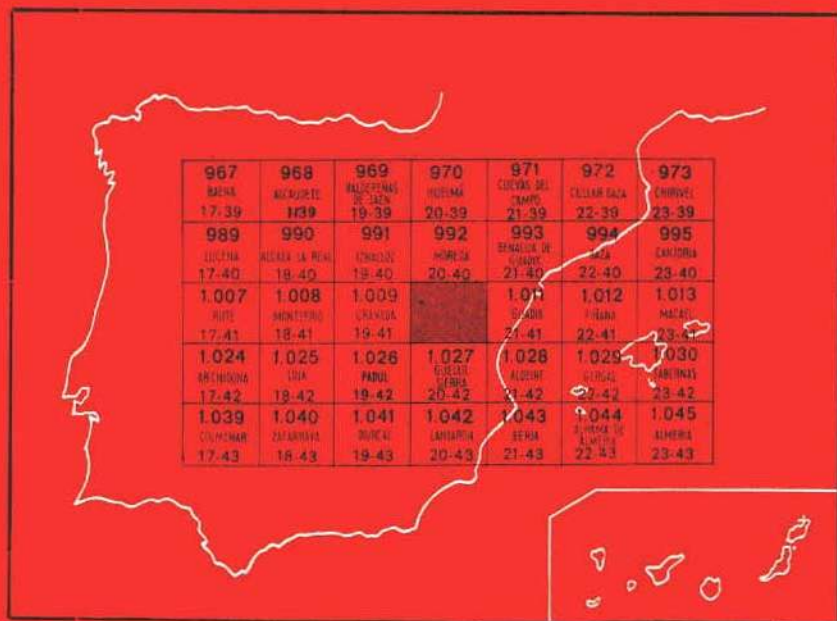
20-41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA PEZA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LA PEZA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas bajo la dirección, normas y supervisión del IGME, habiendo intervenido:

En *Memoria*: V. García-Dueñas y F. Navarro-Vilá (Univ. de Bilbao).

En *Mapa Geológico*: F. Navarro-Vilá y V. García-Dueñas (Univ. de Bilbao).

En *Petrografía*: F. Navarro-Vilá (rocas metamórficas alpujárrides), M. C. Comas (rocas sedimentarias) y A. Pérez-Rojas (rocas metamórficas nevado-filábrides).

En *Micropaleontología*: J. M. González-Donoso y J. Martínez-Gallego.

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 - 31.065 - 1980

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

INTRODUCCION

La Hoja de La Peza núm. 1.010 (20-41) está situada sobre las estribaciones septentrionales de Sierra Nevada, en un área de extraordinario interés para el planteamiento de algunos de los problemas más trascendentales que se presentan en el estudio de las Cordilleras Béticas.

La atenta lectura del Mapa Geológico y de su leyenda explicativa dan una primera idea del gran número de unidades presentes y de las complejas relaciones estructurales entre ellas. Salvo los materiales que rellenan las Depresiones de Granada y Guadix y algunas formaciones cuaternarias, los restantes conjuntos son alóctonos; en ningún punto afloran series asimilables al Subbético Medio meridional (GARCIA-DUEÑAS, 1967), que suponemos constituye el autóctono relativo de las más bajas de las unidades diferenciadas.

Contactan en este área diversas unidades de la Zona Bética con otras que poseen ciertas afinidades subbéticas, con la singularidad de que a lo largo de varias ventanas tectónicas puede analizarse la geometría de tal contacto; a favor de él se superponen, en más de 10-15 Km. las llamadas Zonas Internas a las Zonas externas.

Se sabía ya de la existencia de varios mantos alpujárrides, superpuestos al complejo de Sierra Nevada, y se conocía la posición de los Maláguides respecto a los Alpujárrides; se había hablado también de la existencia de un buen número de escamas invertidas, con términos mesozoicos, que componen la alineación de elevaciones entre el Majalijar (1.889 m.) y el Mesto (1.465 m., 1,2 Km. al N de Diezma). Nosotros hemos diferenciado varios mantos y uni-

dades alóctonas nuevas y hemos establecido, creemos, relaciones geométricas precisas entre todos estos elementos tectónicos. El conjunto, pese a su complejidad, se nos ofrece por primera vez comprensible y, en el detalle, un sinnúmero de nuevas aportaciones nos autorizan a presentar una visión remozada de la geología de las unidades situadas al norte de Sierra Nevada.

Como antecedentes en el estudio de esta región conviene retener la siguiente relación de autores, según el orden cronológico de sus publicaciones:

R. W. VAN BEMMELEN (1927), estudió fundamentalmente los Mantos Alpujarrides; M. BLUMENTHAL (1928), precisó la existencia de «Bético de Málaga» (Maláguides) al E de Granada; M. BLUMENTHAL y P. FALLOT (1935), estudiaron la geología de la Sierra Harana; M. DURAND-DELGA y J. M. FONTBOTE (1960), revisaron la edad de las traslaciones alpujarrides; V. GARCIA-DUEÑAS (1967, 1968, 1969), atendió a diversos aspectos geológicos y estableció la posición alóctona de la Sierra Harana; J. M. GONZALEZ-DONOSO (1967, 1968, 1970), se ocupó de la estratigrafía y micropaleontología de la Depresión de Granada; M. DURAND-DELGA y A. FOUCAULT (1967) y A. FOUCAULT y J. PAQUET (1970), diferenciaron, como unidad, la «Dorsal Bética»; J. VERA (1968, 1970), hizo el estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix; A. C. LOPEZ-GARRIDO y M. OROZCO (1970), proporcionaron nuevos datos para el estudio estratigráfico de Sierra Harana, que se han completado y ampliado en los trabajos de J. AVIDAD (1971), A. GARROTE (1971) y J. LOPEZ-GIMENEZ (1971); R. RAMON (1971) estudió una parte de los Alpujarrides, en el sector del Tocón de Quéntar; F. NAVARRO-VILA (1976), ha estudiado los Alpujarrides y Maláguides de la vertiente N de Sierra Nevada.

* * *

El estudio geológico de la Hoja de La Peza, se ha efectuado de la siguiente manera: los materiales alpujarrides y maláguides han sido reconocidos por uno de nosotros (F. N.-V.), que también ha delimitado nuevas ventanas tectónicas en las que aflora la Unidad de la Mora y revisado las ya conocidas. Los dos juntos (V. G.-D. y F. N.-V.) hemos trabajado en el resto de la Hoja. Agradecemos muy especialmente a J. VERA y J. M. GONZALEZ-DONOSO, de las Universidades de Granada y Málaga, respectivamente, que nos hayan proporcionado su cartografía de las Depresiones de Guadix y Granada. Igualmente, nuestro agradecimiento a A. TEJERINA, de Fluoruros, S. A., por sus datos sobre la minería, y a M. DEL VALLE de «Proyectos de Guadalquivir» (FAO) por su redacción del capítulo de Hidrogeología.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

Todas las formaciones que componen el Complejo de Sierra Nevada y los Mantos Alpujarrides han sufrido, en mayor o menor grado, los efectos de

varias fases de metamorfismo. Para no ser reiterativos en la exposición, se presentan conjuntamente los caracteres estratigráficos y petrográficos de las sucesiones representativas de las unidades de ambos complejos. Las restantes unidades se componen de materiales sedimentarios, con excepción de los términos basales de la sucesión sintética de los Maláguides.

Salvo los materiales neógenos y cuaternarios de las Depresiones de Guadix y Granada, los términos litológicos presentes en el área de La Peza han sufrido los efectos de intensas etapas de deformación, unas con desarrollo de esquistosidad y otras no. El grado de deformación dificulta o impide valorar con certeza el desarrollo original de las sucesiones; por esta razón, las potencias que figuran en las «columnas estratigráficas» que acompañan al mapa y las que se citen al describir las formaciones, no son sino estimativas y sólo pretenden orientar sobre la verdadera cuantía del espesor de los materiales acumulados.

La descripción se ha ordenado por unidades y no agrupando los materiales según sus edades.

1.1 SUCESION DEL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA

El Complejo de Sierra Nevada comprende en el área dos elementos independientes por su naturaleza y posición: El Manto del Mulhacén, cuya secuencia tipo se encuentra en la sucesión del Alguacil, y la Unidad del Veleta, caracterizable por la sucesión del Camarate. En el mapa geológico se ha señalado la superposición tectónica del Manto del Mulhacén a la Unidad del Veleta.

La *sucesión del Camarate*, de la que únicamente se hallan los niveles más altos, está formada por una secuencia relativamente monótona de micasquistas (CA-P_{ξpb}) de tonos oscuros con intercalaciones más cuarcíticas, originalmente areniscosas; se han diferenciado ciertos paquetes, especialmente ricos en micacuarcitas (γ). La potencia debe superar los 2.000 m., aunque en todo el ámbito de Sierra Nevada no se alcanza su límite inferior.

En ausencia de argumentos paleontológicos, no puede datarse la sucesión del Camarate ni los materiales que la representan en el resto de Sierra Nevada; lo que sí parece cierto es que se trata de terrenos pretriásicos. Se han sostenido varias hipótesis sobre su edad, de las cuales recogemos dos para ilustrar sobre este problema; en un primer caso, se han evocado unas condiciones de sedimentación como las del Culm para explicar tal potente acumulación de sedimentos y se ha pensado en atribuirlos al Carbonífero (FALLOT et al., 1960), y en el segundo, por analogías con rocas alpujárrides, se considera una parte de la sucesión como presilúrica (EGELER, 1963, *in* EGELER y SIMON, 1969).

Hacia la parte superior de la sucesión del Camarate se localizan pequeños de cuarcitas y micacuarcitas oscuras y en algunos casos cuarcitas feldespáticas.

Es notable señalar la presencia de metabasitas, como enclaves esporádicos dentro de términos de la Unidad del Veleta. Esas rocas aparecen actualmente como anfibolitas (ξA) en sentido genérico; muchas veces se reconocen en ellas caracteres texturales de la primitiva roca ígnea básica. Una importante masa de anfibolitas, incluida en la sucesión del Camarate, se encuentra 3,5 Km. al ENE de Lugros. Las deformaciones y la esquistosidad, posteriores al momento de colocación de las rocas básicas, dificultan la observación de las relaciones de la primitiva masa ígnea con la roca encajante; no obstante, pensamos, pudiera tratarse de primitivos lacolitos.

La *sucesión del Alguacil* (Manto de Mulhacén) se encuentra bien representada, dentro del área, en la Cuerda del Alguacil, próxima al límite meridional de la Hoja de La Peza.

Hay que llamar la atención sobre su diferente constitución según el grupo de afloramientos que se visiten. Los correspondientes al vértice Las Catifas (2.333 m.) son de micasquistos más oscuros, con grandes granates y cloritoides gruesos en su parte más baja ($CA-T_{A_1}\xi_{Phd}$), y los situados más al N y O, por los barrancos de La Solana y de Padules y hasta el Cortijo de Bierma, son micasquistos verdes plateados, ricos en epidota ($CA-T_{A_1}\xi_{Zt}$). El espesor de los micasquistos oscuros de Las Catifas puede estimarse en unos 250-300 m., mientras que los micasquistos claros en el Cortijo de Bierma no deben llegar a los 200 m. de potencia.

Creemos que en la sucesión sintética del Alguacil, los micasquistos oscuros son más bajos que los claros, de manera que en Las Catifas los niveles superiores han sido erosionados, mientras en el borde norte de Sierra Nevada, junto a los Alpujárrides, faltan los micasquistos negros basales, probablemente cepillados por la superficie de corrimiento del propio Manto del Mulhacén.

Entre diversos niveles de micasquistos, en la sucesión del Alguacil, se intercalan paquetes carbonatados (mármoles cipolínicos, $T_A\Delta_M$). Se localizan preferentemente hacia la parte superior, entre los micasquistos claros; en ocasiones son masivos y se presentan como mármoles fajeados, y otras veces son hiladas delgadas, irrepresentables en un mapa a escala 1:50.000. El espesor de los tramos carbonatados es muy variable de unos puntos a otros, pero, en conjunto, no se han reconocido paquetes con mármoles de potencia superior a los 40-50 m., a los que habría que descontar la parte correspondiente a las finas intercalaciones esquistosas que poseen.

La edades de los distintos componentes de la sucesión del Alguacil —esquistos oscuros de Las Catifas, esquistos plateados de La Solana-Padules y

tramos carbonatados— son muy problemáticas (1). Por comparación con las unidades alpujárrides, que se superponen anormalmente a los términos altos de la sucesión, se puede pensar que los tramos de mármoles con intercalaciones forman parte de una formación carbonatada de edad triásica; sobre los términos más bajos sólo podemos hacer conjeturas. Es posible que términos altos de los esquistos de La Solana-Padules correspondan a una edad triásica inferior o pérmica.

1.2 FORMACIONES DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES

Todos los mantos alpujárrides del área están constituidos por una formación carbonatada superior y por una sucesión detrítica inferior (arenitas y pelitas). Las principales diferencias que muestran las secuencias de unos mantos y otros proceden del grado de metamorfismo alcanzado, puesto que las columnas estratigráficas originales fueron muy semejantes. Es por esta circunstancia que, para la diferenciación cartográfica de los mantos, ha servido en muchos casos el grado de metamorfismo.

Las formaciones del Manto de la Plata son más metamórficas que las de los restantes mantos. Su formación carbonatada superior está formada por mármoles y la secuencia metapelítica, que es un ejemplo muy completo del metamorfismo progresivo, ha sido dividida en una formación de esquistos bióticos de grano fino, situada sobre tres tramos de esquistos que comprenden las zonas de granate-andalucita, estaurilita-andalucita y cianita-sillimanita (localmente, sillimanita-feldespató potásico).

En el Manto de Carbogales hay también una formación inferior; más reducida, sólo alcanza el grado de biotita-cloritoide.

El Manto de La Alguara, en posición tectónica más baja, muestra un metamorfismo menor; su secuencia metapelítica está constituida por filitas que no alcanzan la isograda de la biotita, rasgo éste así mismo compartido por los Mantos de Narváez y Zuñero. El grado de metamorfismo es muy bajo en la formación carbonatada del Manto de Narváez y nulo en términos equivalentes del Manto de Zuñero, que es el manto más bajo de los Alpujárrides.

Las formaciones carbonatadas de Zuñero, Narváez y Alguara presentan algunos yacimientos fosilíferos, la mayoría de ellos con fauna banal. A falta de una datación precisa, las formaciones carbonatadas se han atribuido al Trías Medio-Superior (EWERT y NAVARRO-VILA, 1978). Las formaciones de filitas deben contener términos del Trías Inferior y muy posiblemente Pérmico (FALLOT et al., 1960).

(1) La cuestión de la edad de materiales correlacionables con los de las formaciones del Manto del Mulhacén se discute en EGELER y SIMON (1969). Recuérdese que estos términos, en parte, constituyen la «Mischungszone» de los primitivos autores holandeses (BROUWER y colaboradores).

Creemos que, dada su posición estratigráfica, los micasquistos biotíticos de los Mantos de Carbonales y de La Plata deben corresponder a términos permo-werfenienses, si bien es admisible que incluyan materiales ligeramente más antiguos.

Los tramos inferiores del Manto de La Plata, podrían representar ya una sucesión paleozoica, aún faltando criterios definitivos para su atribución.

Los espesores, que están representados para las distintas formaciones en las columnas anexas al mapa, corresponden a máximos que en algunos casos no se han encontrado en ningún afloramiento, pero expresan una estimación basada sobre la reconstrucción sintética de la secuencia.

1.2.1 MANTO DE LA PLATA

La descripción de la secuencia del Manto de La Plata se va a hacer, excepcionalmente, comenzando por los materiales más altos, con el objeto de hacer más fácil la reconstrucción del proceso de metamorfismo progresivo que ha sufrido.

1.2.1.1 Formación carbonatada: mármoles con biotita (Δ_5^4)

Está localizada sobre la formación de esquistos con biotita, habiéndose establecido el límite allí donde terminan unos calcoesquistos, que se suponen pertenecientes a la formación esquistosa, y comienzan a aparecer mármoles oscuros; es muy frecuente la ausencia de esos términos de transición como consecuencia de laminaciones tectónicas.

De los mármoles grises y negros se pasa a bancos algo más gruesos de mármoles blancos y de tonos claros. Al sur de la Cuerda de los Pelados (klippe del Cortijo de La Plata) existen calcoesquistos intercalados en los mármoles.

Como norma general puede decirse que la composición de los mármoles varía de ser más calcítica hacia la base (mármoles oscuros), a ser más dolomítica hacia el techo (mármoles blancos). Otros minerales componentes, además de calcita y dolomita, presentes en los mármoles oscuros, son; biotita, en no mucha cantidad, moscovita y otros de alteración, y residuales.

1.2.1.2 Formación de esquistos biotíticos de grano fino (ξ_b)

Generalmente afloran en continuidad con el paquete de mármoles superiores; hay una transición gradual entre calizas marmorizadas oscuras y niveles pelíticos con intercalaciones carbonatadas (Δ^3). Más abajo, las rocas son de tonalidades claras y satinadas (azuladas, verdosas y pardas) y abundan los tramos de esquistos cuarzosos, e incluso los paquetes de cuarcitas, preferentemente hacia la base de la formación.

	D ₁		D ₂		D ₃	
	Sinc. (S ₁)	Post.	Sinc. (S ₂)	Post.	Sinc.	Post.
Cuarzo		-----				
Mica blanca		-----				
Clorita						
Clinozoisita	-----	-----				
Biotita		-----	-----	-----	-----	
Cloritoide	-----	-----				
Plagioclasa		-----	-----	-----	-----	
Andalucita				-----	-----	

Figura 1.—Diagrama cristalización/fases de deformación para los minerales de la zona de Biotita-Cloritoide (Manto de La Plata).

Los minerales más característicos son: albita, andalucita, biotita (verde y marrón), clorita, cloritoide, cuarzo, epidota (clinozoisita y pistacita), grafito, mica blanca, oligoclasa, minerales residuales y minerales de alteración. Sus asociaciones indican que el metamorfismo ha alcanzado la *Zona de Biotita-Cloritoide*, con la cual llega a coincidir precisamente esta formación de esquistos de grano fino. De las asociaciones minerales reconocidas se han hecho dos agrupaciones, una correspondiente a las rocas metapelíticas y otra a las calcosilicatadas.

Los minerales de los horizontes más pelíticos han cristalizado en el tiempo según el orden que se explicita en la figura 1 (1). Acerca de las etapas de deformación, de aquellas que sirven como referencia cronológica para las de blastesis, conviene hacer algunas precisiones, extraídas del estudio de las relaciones texturales entre minerales.

La deformación D_1 se manifiesta por una débil esquistosidad S_1 , que desarrolla la blastesis de cuarzo, epidota, cloritas y mica blanca, principalmente, paralelos a los lechos pelíticos y cuarzosos, los cuales representarían S_0 ; los microplegues debidos a D_1 son muy difíciles de reconocer, habiéndose observado sólo algunos de ellos a escala microscópica. D_2 se caracteriza por un microplegado que, de angular en los tramos superiores, evoluciona a un mayor apretamiento con la profundidad; la S_2 de crenulación también incrementa ostensiblemente su penetratividad hacia términos más profundos. S_2 está a su vez afectada por otra deformación, D_3 , que aparece como una simple crenulación de S_2 en niveles altos y toma el carácter de microplegado angular hacia abajo, en donde ya se puede reconocer una blastesis ordenada y de la aparición una incipiente S_3 . Los caracteres texturales de algunos minerales, en especial andalucita, dan abundante información sobre la sobreimposición de D_3 a D_2 .

El cuarzo y la mica blanca, que han cristalizado durante todo el tiempo, son muy útiles para el reconocimiento de todas las fases de deformación; los individuos más recientes, menos deformados, están mucho mejor desarrollados en los tramos profundos. La cantidad modal de clorita-1 y clorita-2 disminuye, por el contrario, hacia los niveles basales, más metamórficos. La plagioclasa pasa de ser albita a oligoclasa en ese mismo sentido y existen buenos ejemplares de cristales que han crecido ininterrumpidamente desde la etapa intercinemática 1-2 hasta la etapa sincinemática-3. La clinozoisita-2 es la más abundante de las epidotas; se puede ver la transformación de pistacita-1 a clinozoisita-2. Uno de los caracteres mineralógicos más notables es el aumento de la cantidad de biotita con el grado metamórfico; la biotita-1 sólo es reconocible, difícilmente, en las rocas de la base de la formación.

[1] Una información más detallada sobre la cronología de la blastesis y sobre el estudio petrológico general de las rocas, tanto de esta zona metamórfica con las de las siguientes, está contenido en NAVARRO-VILA, 1976.

En el tercio inferior de la formación crece andalucita post-2, helicítica, sobre las acumulaciones micáceas, a veces intercrecida con oligoclasa; los bordes de los peciloblastos de andalucita han crecido en algún caso sobre micas y cuarzo deformados por D₃. El cloritoide es escaso, pero está presente en toda la formación.

En las rocas calcosilicatadas existen, además de los minerales citados, anfíbol (actinolita, hastingsita), carbonatos y esfena; la epidota (clinozoisita y pistacita) adquiere considerable importancia. Estos minerales pueden dar un fuerte color verde a las rocas y, a menudo, una estructura fina en bandas, siendo éstas frecuentemente de naturaleza más cuarcítica que las restantes rocas de la formación.

Las asociaciones de la etapa D₂ enmascaran notablemente las cristalizaciones anteriores; destacan la asociación hornblenda-clorita, la transformación de hornblenda a epidota y, sobre todo, la transformación de actinolita en hornblenda en la etapa post-D₂.

1.2.1.3 Tramo de micasquistos y cuarzoquistos con granate y andalucita (n^{ξc})

Comprende los materiales inferiores a la formación de esquistos biotíticos de grano fino, caracterizados por la presencia de granate junto con andalucita, como minerales más significativos. Sólo excepcionalmente el tramo alcanza 100 m. de potencia, sin embargo sus afloramientos suman una extensión relativamente grande.

En general está constituido por rocas cuarcíticas y, entre ellas, abundantes cuarcitas o cuarzomicasquistos de tonos oscuros. Esto hace que, si bien han aparecido, hayan sido muy pocas las muestras en las que se hayan determinado asociaciones minerales propias de la zona del almandino (p. ej., cuarzo-mic. blanca-alman.-biot.-plag.-and.), por lo que se ha preferido, al faltar una delimitación precisa dentro de estos materiales cuarcíticos, considerar el tramo como parte de la *Zona de Estaurolita*. Realmente las observaciones recogidas en el epígrafe siguiente sobre las metapelitas de la zona metamórfica son válidas, en general, para los materiales de este tramo; en particular, las asociaciones y relaciones de los minerales son idénticas a las de rocas ubicadas en la parte alta del tramo inferior, las cuales no contienen el mineral índice estaurolita con constancia.

1.2.1.4 Tramo de esquistos oscuros con estaurolita y andalucita (n^{ξve})

Está constituido por aquellos materiales que en el estudio petrológico han proporcionado asociaciones minerales propias de la *Zona de Estaurolita*; el techo lo determina la aparición de la estaurolita y el muro la de la cianita.

Se trata de una sucesión monótona de esquistos en la que esporádica-

mente aparecen bancos, que pueden ser gruesos, de cuarzomicasquistos. El color pasa de ser gris azulado en el techo a negro hacia el muro, lo que es consecuente con un notable enriquecimiento en grafito; sin embargo, los afloramientos presentan siempre tonalidades pardas y a veces rojizas, como resultado de la alteración de los abundantes minerales férricos. Existen siempre, a cualquier altura de la columna, niveles más finos y discontinuos de cuarcitas, intercalados entre los materiales que son eminentemente metapelíticos; hacia el techo, no obstante, son mucho más abundantes los cuarzosquistos y cuarcitas. Es constante la presencia de venas de cuarzo, testigos de diversos eventos de metamorfismo y de deformación. El aumento del tamaño de grano, con respecto a la formación de esquistos de grano fino, se hace muy ostensible en minerales como granate, plagioclasa, andalucita y algunos filosilicatos, visibles a simple vista.

Los minerales más característicos son: andalucita, biotita, cuarzo, estauroilita, grafito, granate, mica blanca, óxidos de hierro y plagioclasa. Además de estos hay otros minerales residuales, así como de retrometamorfismo. Las relaciones cronológicas entre todos ellos están reflejadas en la figura 2.

La esquistosidad S_1 está muy borrada y sólo es visible en el interior de los niveles cuarzosos. S_2 está bien desarrollada, conservando su carácter de esquistosidad de crenulación muy frecuentemente; produce diferenciación de franjitas «cuarcíticas» y micáceas. El microplegado de S_2 en el tramo es más acentuado que en el anterior, pero sigue sin desarrollarse una esquistosidad S_3 bien definida, asociada a estos micropliegues.

La aparición de granate (ya existía en el tramo precedente) y estauroilita, tanto como la caída de clorita y cloritoide son los hechos más importantes. La plagioclasa, oligoclasa y accidentalmente andesita, presenta numerosas inclusiones que ayudan a descifrar la historia de las sucesivas cristalizaciones, historia muy larga para algunos de los blastos; hacia la base de la formación suelen verse ejemplos de corrosión de andalucita por plagioclasa. La biotita post-2 es marrón rojiza; en general la biotita reemplaza a granate y estauroilita. Existen también escasos ejemplares de andalucita intercinemática 1-2 y sin-2; los cristales de andalucita post-2 son, por el contrario, muy abundantes. Son, estos últimos, idioblásticos y helicíticos, en general, alcanzando la cristalización del borde de los blastos a la fase D_3 ; los primeros, en cambio, son siempre xenoblásticos y están envueltos por S_2 . Los granates, que presentan numerosas inclusiones y han sufrido corrosiones de muy diversos tipos, son previos a S_2 en su mayor parte y muestran texturas de crecimientos sin-cinemático o postcinemático a S_1 ; hay otros, muy escasos, de blastesis posterior a S_2 y paragenéticos de estauroilita. También se reconocen dos tipos de estauroilita: uno es de individuos xenoblásticos, con inclusiones plegadas, crecidos desde la etapa post-1 hasta el principio de la sin-2, y otro, de blastesis post-2, de cristales idioblásticos, muy grafitosos y de menor tamaño.

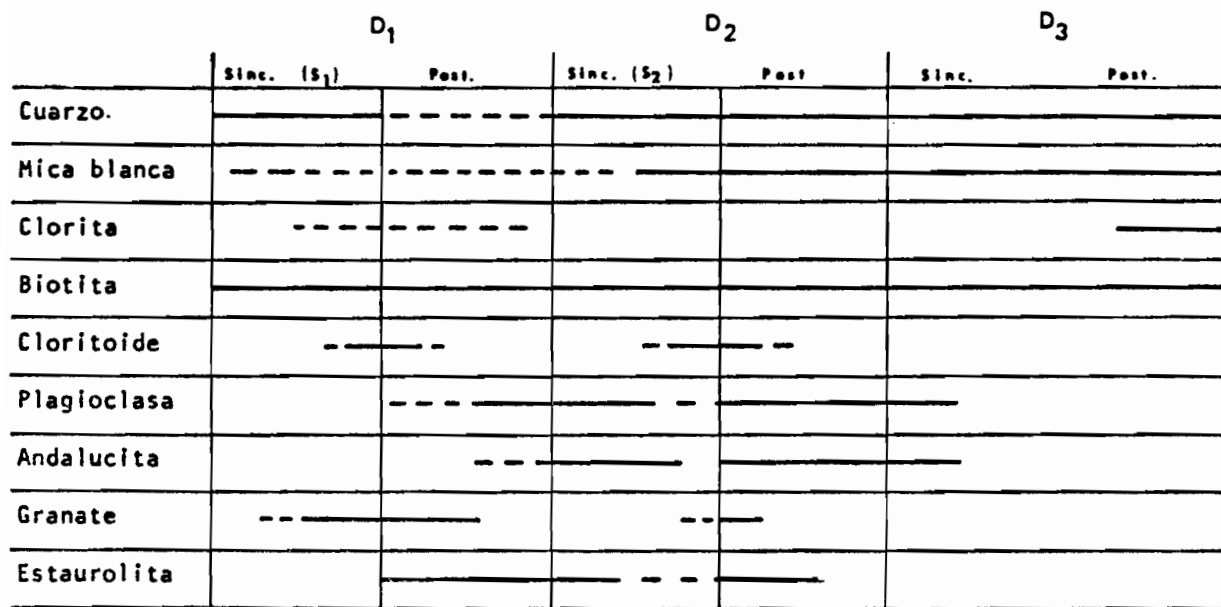


Figura 2.—Diagrama cristalización/fases de deformación para los minerales de la zona de Estauroлита (Manto de La Plata).

Las transformaciones más frecuentes de la estaurolita son en biotita y en andalucita.

1.2.1.5 Tramo de esquistos negros con cianita y sillimanita ($n_{\xi v_s}$)

El estudio de las rocas de este tramo ha puesto de manifiesto asociaciones minerales que indican la existencia de tres zonas metamórficas: *Zona de Estauroilita-Cianita*, que no ha podido ser diferenciada en cartografía a causa del reducido tamaño de sus dos únicos afloramientos, uno junto al río Fardes, en el camino al Cjo. de Trevillas, y otro al SO del Cjo. de Tablillas; *Zona de Sillimanita-Moscovita*, cuyas rocas se extienden a la casi totalidad del tramo; *Zona de Sillimanita-Feldespato potásico*, representada en gran parte por los afloramientos de gneis y migmatitas (Ψ) que han sido cartografiados en los klippes del Cjo. de La Plata y del Cjo. del Polvorista.

La escasa presencia de las rocas de la *Zona de Estauroilita-Cianita* ha impedido extraer conclusiones muy precisas de su estudio. Los dos únicos afloramientos están constituidos por rocas bastante cuarcíticas y de tonalidades claras y por algunos bancos de composición calcosilicatada. Las rocas metapelíticas contienen los mismos minerales principales que las de la zona de estauroilita, salvo la adición de cianita; varían algo, no obstante, sus relaciones cronológicas, como se puede ver en la figura 3. Existen dos generaciones de cianita; de la primera son los cristales post-1 y sin-2, que presentan expresivos signos de deformación, y de la segunda son los blastos post-2, con forma tabular y con inclusiones. La cianita sufre transformación a moscovita, biotita y cuarzo.

Las rocas de la *Zona de Sillimanita-Moscovita* son, en sus niveles superiores, muy parecidas a las del tramo inmediatamente más alto; los niveles basales, próximos a la aparición del feldespato potásico, son ya muy distintos a causa de su textura más gruesamente granuda, conferida por los tamaños de grano conseguidos por varias especies minerales.

No existen tramos cuarcíticos como en la zona anterior, ni siquiera son tan abundantes las finas intercalaciones de cuarcitas que son constantes en los tramos más altos. La esquistosidad principal S_2 , la más aparente en esquistos alpujárrides, es mucho menos patente, debido, por una parte, a la blastesis alta de minerales (pre-2 o post-2), y por otra, al desarrollo de D_3 , que es ya, a este nivel de profundidad, muy importante. En los casos más favorables, como son los de horizontes metapelíticos y los basales, se ha reconocido al microscopio el crecimiento de minerales planares paralelos a S_3 , así como una crenulación importante de S_2 .

A los minerales reconocidos en zonas de menor grado metamórfico hay que añadir: biotita roja, andesina y sillimanita; las menas de hierro y de titanio —magnetita, titanita y leucoxeno— tienen aquí un especial interés

	D ₁		D ₂		D ₃	
	Sinc. (S ₁)	Post.	Sinc. (S ₂)	Post.	Sinc.	Post.
Cuarzo	—————	- - - - -	—————			
Mica blanca	- - - - -	—————	—————			
Biotita	- - - - -	- - - - -	—————			
Plagioclasa		- - - - -	—————	—————		
Andalucita		—————		
Granate	- - - - -					
Estaurolita		—————	- - - - -	—————		
Distena		- - - - -	- - - - -	—————		

Figura 3.—Diagrama cristalización/fases de deformación para los minerales de la zona de Estaurolita-Cianita (Manto de La Plata).

cuando acompañan a la asociación biotita-sillimanita. La sillimanita aparece como variedad fibrolita y pocas veces cristaliza en agujas de cierto desarrollo.

Los afloramientos, también reducidos y dispersos, de las rocas de esta zona han impedido que el estudio petrológico llegue a conclusiones definitivas para el caso de algunos minerales. Ante esta dificultad se ha tenido que hacer una subdivisión en tres grupos de afloramientos, que responden a localizaciones precisas en la sucesión; dentro de cada uno de ellos, las distintas especies minerales mantienen constantemente sus relaciones texturales. Las relaciones cronológicas de los minerales, para cada grupo de afloramientos, están recogidas en la figura 4.

En suma, las rocas de la zona sillimanita-moscovita poseen, en síntesis, los siguientes estadios de cristalización para las especies minerales más significativas:

Sólo existen dos generaciones de andalucita en uno de los grupos de afloramientos referidos; por lo demás, este mineral es texturalmente semejante a como se ha descrito en otras zonas metamórficas. En las rocas más próximas a la zona de feldespato potásico sólo existe andalucita-2, helicítica, de gran tamaño y cuya blastesis se ha continuado hasta etapas muy tardías. La biotita roja, que es abundante y también tardía, sustituye a andalucita, estauroлита y cianita, tiene una relación espacial interesante con cianita y sillimanita y, sobre todo, es relevante su asociación conjuntamente con esta última y con menas de tierra y titanio. La cianita aparece blindada en placas de moscovita. La estauroлита, cuyos fenoblastos pueden ser excepcionalmente grandes, está muy frecuentemente corroída por andalucita o moscovita y, en algún caso, por cianita; pero lo más interesante de la estauroлита es su cristalización en formas idioblásticas sobre matriz micácea deformada por D_3 , hecho que, aunque excepcionalmente, se puede reconocer en la proximidad de la zona de feldespato potásico. La moscovita, que es muy abundante en la parte superior de la zona, disminuye modalmente hacia la base; durante D_3 , sin embargo, hay una blastesis importante de moscovita. Los fenoblastos de plagioclasas muestran una clara zonación inversa que puede acabar en An_{42} y han crecido durante largo tiempo, al parecer de manera casi continua; contienen inclusiones de los restantes minerales. La sillimanita aparece en forma de haces fibrolíticos o como finas agujas separadas de los haces; en general cristaliza sobre biotita roja y sin una orientación definida.

Las rocas que forman parte de la *Zona de Sillimanita-Feldespato potásico* en el klippe del Cjo. del Polvorista son esquistos oscuros de grano grueso y con diferenciados leucocráticos muy delgados, paralelos a la esquistosidad principal; hacia abajo adquieren un color más claro y una estructura netamente gneísica, hasta que finalmente aparecen ya rocas en las que el listado leucocrático representa un neosoma. En el klippe del Cjo. de La Plata también hay rocas gneísicas y migmatitas estromáticas del tipo de las del otro afloramiento.

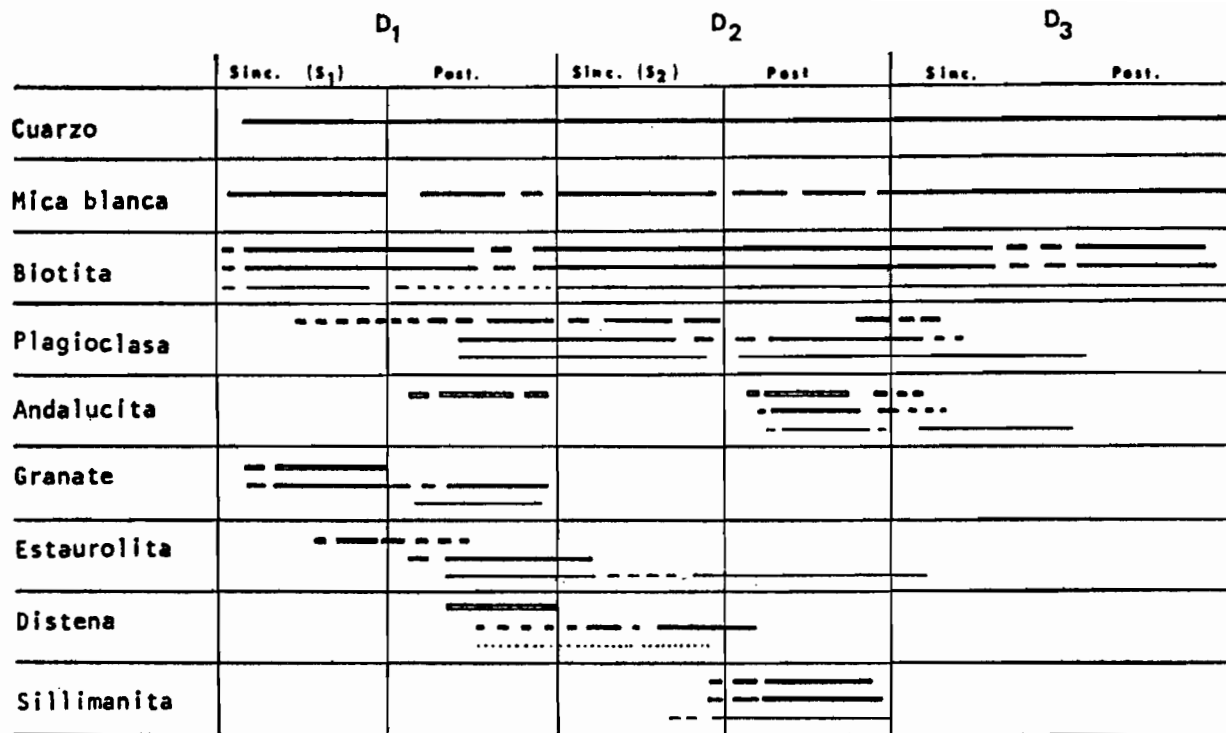


Figura 4.—Diagrama cristalización/fases de deformación para los minerales de la zona de Sillimanita-Moscovita (Manto de La Plata).

La línea gruesa representa las relaciones cronológicas más generalizadas; la línea fina se refiere a rocas próximas a la zona de Feld-K (klippe del Polvorista); la barra en blanco, a rocas de los klippe septentrionales.

ramiento, pero en general el grado de migmatización es más elevado, con movilizadas de varios centímetros de espesor.

A los minerales constituyentes de las rocas de la zona metamórfica precedente se suma al feldespatos potásico, aunque éste suele ser muy escaso. Posee carácter intersticial, provocando también corrosiones en gran parte de los minerales preexistentes; en las rocas migmatíticas es constituyente importante del leucosoma. Tal como se puede ver en la figura 5 su blastesis no termina con certeza en la etapa post-D₂, sino que puede alcanzar a D₃. Finalmente, durante D₃ se han formado grandes placas de moscovita sobre el feldespatos potásico. De los restantes minerales sólo quedan reliquias de blastos que, en general, alcanzaron gran tamaño; las transformaciones entre ellos no difieren grandemente de las encontradas en la zona anterior. Interesa destacar: la desaparición de los cristales de moscovita formados durante las etapas D₁ y D₂ y su nuevo y exacerbado crecimiento en la etapa D₃; las texturas mirmequíticas en los contactos plagioclasa-feldespatos potásico; la sustitución de biotita por moscovita, y finalmente, los cristales de apatito xenoblástico y de turmalina (de más de un centímetro), ambos en las rocas migmatíticas.

1.2.2 MANTO DE CARBONALES

1.2.2.1 Formación de esquistos biotíticos con clorita y epidota (ξ_{zb})

Constituye la base del manto, como una sucesión muy constante de micasquistos de grano fino de colores siempre claros (azulados, plateados y grises), con una esquistosidad bien desarrollada, que se ve deformada por una crenulación posterior. Son muy abundantes los niveles cuarcíticos, también de tonos claros. La constitución mineralógica y textural responde a las descripciones dadas para la *Zona de Biotita-Cloritoide* de la formación de esquistos biotíticos del Manto de La Plata.

Se encuentran bien representadas en los klippe del Calar de Gúejar, Volones, Carbonales y vértice Chaparral.

En el klippe del Cortijo de Carbonales se observa la transición entre estos micasquistos y la formación de mármoles superiores, mediante unos niveles de calcoesquistos y mármoles calizos de pequeño espesor total. No se han representado en el mapa estos niveles por su reducido desarrollo y se han mantenido incluidos en la formación de micasquistos biotíticos.

Hacia la base aumenta progresivamente la proporción de rocas cuarcíticas y la formación adquiere un color más amarillento, mientras que en la parte superior menudean los niveles delgados de calcoesquistos (ξ_C) con algún banco de mármoles dolomíticos carnolares.

El klippe de Volones contiene términos del Manto de La Plata, por debajo de los cuales se sitúan las formaciones del Manto de Carbonales. Sus ma-

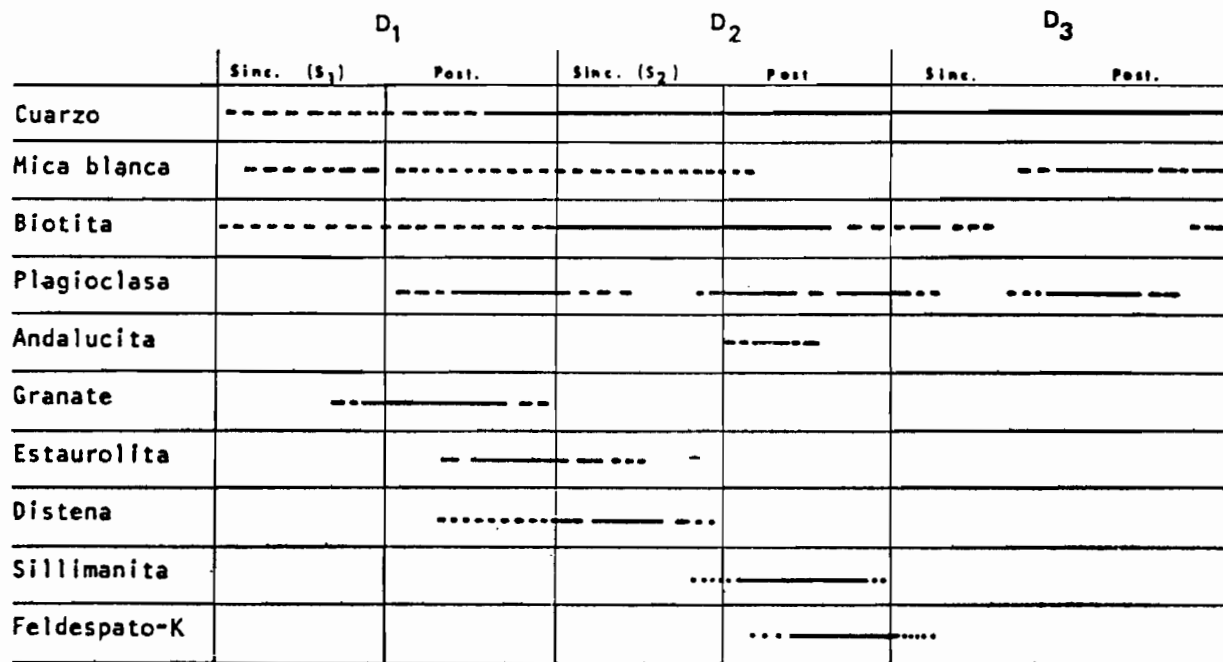


Figura 5.—Diagrama cristalización/fases de deformación para los minerales de la zona de Sillimanita-Feldespato K (Manto de La Plata).

teriales más representativos en el klippe corresponden a una zona profunda de la formación de micasquistos biotíticos; además de aflorar micasquistos y cuarzomicasquistos, semejantes a los descritos para el klippe de Carbonales, son muy abundantes las intercalaciones de calcoesquistos en paquetes de varios metros y también, en la porción central y occidental del klippe (Barranco de la Teja), existe una importante intercalación de mármoles (Δ^3). La base de esta intercalación descansa directamente sobre las dolomías marmorizadas del Manto de La Alfaguara. A lo largo del contacto entre los dos mantos, sólo existen algunos asomos muy reducidos en los que esté representada la formación de esquistos biotíticos con clorita y epidota.

Volviendo sobre la gruesa intercalación de mármoles, diremos que hacia abajo se presentan finamente tableados y muy compactos, con colores grises y azulados; más arriba están diferenciados en bancos más gruesos, que presentan algunas diferenciaciones dolomíticas irregulares. Termina la intercalación con bancos más potentes, de tonos más claros, con niveles finos de micasquistos y esquistos filíticos azulados y grises, algunas veces rojizos.

1.2.2.2 Formación carbonatada: mármoles con intercalaciones (Δ^4C)

En la base de la formación de mármoles la estratificación es fina y los bancos están bien diferenciados; muchos de ellos son de naturaleza dolomítica y presentan ahora una continuidad lateral irregular como consecuencia de frecuentes estructuras «boudinadas». Hacia la parte alta, los bancos de mármoles están mejor desarrollados y la formación llega a ser masiva. En el klippe del Cjo. de Carbonales y entre los mármoles, aparece una intercalación, con bastante continuidad, de calcoesquistos (ξC) de 15-20 m. de espesor.

1.2.3 MANTO DE LA ALFAGUARA

1.2.3.1 Formación de filitas y pelitas rojas (P-T_{Alf})

La formación de filitas está localizada cerca del frente N del manto y más al S, en una alineación situada al S del río Aguas Blancas, entre el Pantano de Quéntar, el Tocón y el Cerro Alabancín (1.567 m.).

Los materiales más bajos pertenecientes a esta formación se localizan en el Barranco del Chorrillo, al N de la ventana de La Mora y también al N de La Alfaguara; a favor de fallas inversas, cuya geometría se observa en el corte V-V', se produce una repetición de la formación filítica, que precisamente en este sector presenta su mayor desarrollo.

La sucesión, en su parte más baja, la que aflora en el Bco. del Chorrillo, se inicia por filitas oscuras, grises y verdosas, de grano fino y esquistosidad bien visible; sólo tienen unos metros de espesor y están apoyadas sobre términos más altos de la secuencia mediante un cabalgamiento ostensible. Se

pasa hacia arriba, con cierta brusquedad, a materiales detríticos más gruesos (areniscas, grauwackas) y, finalmente, a un horizonte no muy grueso de conglomerados cuarzosos con cantos menores de 1 cm. Todos los términos descritos alcanzan aproximadamente 50 m.

La esquistosidad de las filitas basales está marcada por el crecimiento de sericita, clorita y cuarzo; otros elementos detríticos, como micas y cuarzo, se reorientan a su favor. La esquistosidad está deformada por micropliegues y localmente crenulada; en relación a esta crenulación puede haber una nueva reorientación de minerales. En las otras rocas detríticas de este tramo basal, metagrauwackas y cuarcitas, es posible reconocer también la esquistosidad principal, anastomosada entre los cantos mayores de cuarzo y los feldespatos detríticos; está muy marcada por óxidos de hierro.

Por encima de los conglomerados descansan filitas y cuarcitas, típicamente representativas de esta formación en todos sus afloramientos. Las filitas son rojas con algunos horizontes multicoloreados; las cuarcitas son amarillentas, entre blancas y marrones, y cuando se hallan en bancos muy finos, tienen el color de las filitas. Las filitas más rojizas son también las más cuarzosas. Hay una clara preponderancia de los tramos cuarcíticos hacia la parte inferior del paquete de filitas y cuarcitas.

La composición mineralógica es similar a la de las filitas basales. Hacia el techo de la formación los carbonatos son abundantes. La esquistosidad, paralela a S_0 , está bien desarrollada en las metapelitas rojas, en cuyos planos se concentra abundante óxido de hierro. Ocasionalmente se observa un microplegado que deforma a la esquistosidad principal, aunque en menor grado que ocurría en el paquete interior basal.

1.2.3.2 Formación carbonatada: calizas, dolomías y mármoles ($T_{A2-3}\Delta$)

La formación carbonatada se inicia con un miembro basal, con carácter transicional a la formación de filitas y pelitas rojas, que posee un espesor variable y que corresponde a una sucesión de calizas, margas y calcoesquistos (T_{A2cm}), cuyos términos más calizos son de calizas esparíticas y microesparitas arcillosas más o menos dolomitizadas, estratificadas en bancos delgados, de colores azul, negro y rojo; se intercalan algunos bancos de doloesparitas y también otros de calcoesquistos amarillentos.

En el afloramiento situado al N de la confluencia de los Arroyos del Chorrillo y de las Perdices (citado en 1.2.3.1), se han reconocido, en estos términos de transición, conglomerados brechoides dolomitizados con cantos de más de 1 cm. de naturaleza caliza y dolomítica; la matriz es carbonatada, muy dolomitizada y de color rojo o amarillento. En otros afloramientos más orientales, en vez de estos conglomerados brechoides, se dan microbrechas de constituyentes carbonatados.

Caracterizan a la formación carbonatada $T_{A2-3}\Delta$, ya que por encima del

miembro basal, la dolomitización constante, la recristalización normalmente alta y los abundantes tramos de rocas masivas.

Los niveles bajos son de dolomías masivas negras o grises, carniolares, en todo el afloramiento septentrional. En el afloramiento meridional localizado entre el Pantano de Quéntar y el Tocón, hay un tramo dolomítico gris azulado, regularmente estratificado en bancos no muy gruesos, en la base de la sucesión carbonatada propiamente dicha.

Más arriba existe, en ambos afloramientos, otro tramo más potente de dolomías blancas estratificadas y sobre ellas se sitúa el paquete más característico, constituido por una sucesión de mármoles dolomíticos de color gris claro y blanco, muy recristalizados y fuertemente triturados; con la erosión se degradan en arenas y gravillas. En estos mármoles están enclavadas numerosas canteras.

En la parte central del área, al S de las ventanas de la Unidad de la Mora y por debajo de los klippes de los Mantos de La Plata y Carbonales, es donde alcanza el tramo de mármoles dolomíticos su mejor desarrollo. Aquí le faltan al Manto de La Alfaguara la formación interior y la parte basal de la formación carbonatada, es decir, los mármoles dolomíticos triturados están situados en porción geométrica intermedia entre el Manto del Zujerio o la Unidad de La Mora, por abajo, y los Alpujárrides superiores o Maláguides, por encima.

En la parte alta del tramo que nos ocupa existen paquetes importantes de mármoles estratificados en bancos gruesos, todavía intercalados entre mármoles masivos triturados, y más arriba aún, aparecen intercalaciones delgadas de rocas arcillosas, de calcoesquistos e incluso de rocas calcosilicatadas. De estas últimas hay varios afloramientos en el sector de Volones, con una sucesión de más de 60 m. de potencia, cuenta con una notable variedad litológica: brecha monomítica de canto grueso en la base, y por encima una sucesión alternante de mármoles grises, que conservan pequeños pliegues sigsedimentarios, y calcoesquistos amarillentos y verdosos, para terminar con mármoles oscuros recristalizados.

La composición y textura de las rocas carbonatadas es muy constante: dolosparitas y excepcionalmente dolomicritas, generalmente con signos muy evidentes de dolomitización; además de calcita y dolomita hay mica blanca, cuarzo, clorita, menas opacas y grafito, en muy poca cantidad y de origen residual o de neoformación metamórfica. Todos ellos se orientan según una esquistosidad que es paralela a S_0 y también los carbonatos están crecidos y orientados en esa posición.

1.2.4 MANTO DE NARVAEZ

1.2.4.1 Formación de cuarcitas y filitas grises con calcoesquistos (P-T_{A1}fγ)

Esta formación aparece bien caracterizada en las proximidades del Cortijo

de Narváez (Lugros) y en el Cerro de La Mina (al S del río Fardes). Las filitas son grises de tonos claros y con intercalaciones, en su parte alta, de niveles carbonatados y de calcoesquistos. En la composición mineralógica intervienen cuarzo, mica blanca, plagioclasa y epidota (poca). Las relaciones texturales son idénticas a las observadas en formaciones equivalentes de otros mantos.

1.2.4.2 Formación carbonatada: calizas recristalizadas y dolomías (T_{A2-3C})

Se inicia con un miembro compuesto de calcoesquistos y dolomías mineralizadas (T_{A2ξC}) que significa, como en otros mantos, el tramo de transición al paquete carbonatado superior. Sin embargo, en el Manto de Narváez, el tramo basal presenta unas características muy distintivas; el paquete es más potente y, junto con los calcoesquistos, existen calizas tableadas recristalizadas de colores claros. En su interior se disponen masas arrosariadas de dolomías que pueden estar mineralizadas (Cerro del Calabacillo, al S del Molinillo). La ladera septentrional del Cerro de la Mina ofrece un afloramiento continuo de este miembro e igualmente en el Barranco de los Lobos, al S de Narváez, se puede ver cómo la transición de filitas a calcoesquistos es gradual y con frecuentes bancos de dolomías carniolares; en la carretera de La Peza-Purullena hay también restos de antiguas labores mineras en los mismos calcoesquistos.

El resto de la formación carbonatada (T_{A2-3C}) del Manto de Narváez se identifica como una secuencia bien estratificada, en algunos tramos con bancos finos, y con solo algún paquete masivo no muy desarrollado; también, por la constante recristalización, además de dolomitización parcial o total de las calizas.

Es normalmente impreciso el límite con el miembro inferior; se consideran ya parte del miembro de calizas y dolomías, aquellos niveles en los que están ausentes las intercalaciones de calcoesquistos. La base la constituyen unos 40 m. de calizas dolomitizadas tableadas de tonos azulados y marrones claros. Por encima hay un grueso paquete de unos 60 m. de calizas en bancos más gruesos, dolomitizadas y blancas, volviéndose después a otro tramo semejante al de la base, que puede alcanzar los 300 m. y que suele ser el más característico de la formación. Corona la sucesión un paquete de dolomías que pueden ser masivas, oscuras o negras, semejantes a las descritas para el Manto de La Alfaguara.

1.2.5 MANTO DEL ZUJERIO

1.2.5.1 Formación de filitas azules (P-T_{A1})

Aflora a lo largo de una banda casi continua que delimita el contacto entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides, apoyándose sobre los términos altos del Manto del Mulhacén.

Las filitas son muy similares a las del Manto de Narváez, de colores azulados que se hacen más brillantes hacia abajo, al mismo tiempo que aumenta el tamaño de grano y se hace más patente la esquistosidad principal.

Nunca son muy potentes y sin embargo se pueden reconocer filitas pertenecientes a niveles relativamente profundos; sólo al N del Collado de las Alberquillas son observables los términos más altos, que dan paso a la formación carbonatada superior. Lo normal es que entre ambas formaciones se sitúe una superficie de despegue que origina importantes laminaciones. En la ladera meridional de Collado de la Gitana asoman también filitas y cuarcitas que deben corresponder a una porción alta de la sucesión.

En las filitas más profundas, como las de la ladera occidental del Cerro Zujerio, se reconoce la esquistosidad S_2 (esquistosidad principal), de crenulación y con distinto desarrollo según se observe en zonas cuarzosas o micáceas. S_2 oblitera a otra esquistosidad paralela a S_0 .

Los caracteres mineralógicos y la composición textural de estas filitas no difiere mucho de los otros mantos. Se han determinado: albita, apatito, calcita, circón, clorita, cuarzo, grafito, hematites, magnetita, mica blanca, rutilo, titanita y turmalina, entre minerales residuales, de blastesis metamórfica y de retrometamorfismo.

1.2.5.2 Formación carbonatada: calizas y dolomías con intercalaciones arcillosas y areniscosas (T_{A2-3})

La formación carbonatada del Manto del Zujerio no ha sido metamorfozada y presenta una variedad litológica, en la sucesión estratigráfica, que no se ha observado en las formaciones carbonatadas de los otros mantos. Por estas razones se ha prestado especial interés a la reconstrucción de su columna estratigráfica.

Lo que se expone a continuación es un resumen de la columna sintética levantada a partir de fragmentos tomados de afloramientos dispersos correlacionables. Para una información más extensa se remite a NAVARRO-VILA (1976) y EWERT y NAVARRO-VILA (1978). De muro a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

1. Dolomías grises, dolomía «franciscana» y margas (T_{A2dca})

Sobre la formación de filitas es frecuente que se apoyen términos de otros tramos superiores, habiéndose laminado éste, que sólo aflora en algunos lugares y en general mal representado. La sucesión más completa aflora en las laderas meridional y sudoccidental del Cerro Zujerio. Las dolomías basales son micríticas, de colores grises y están estratificadas en bancos potentes. Por encima hay un paquete de calizas margosas, para repetirse después las dolomías grises, con niveles con algas. Los términos más típicos son las doloesparitas oscuras con estructuras tipo «franciscana». Sobre estos

términos hay algunos horizontes pizarrosos y calcáreos, pero una cierta tectonización a este nivel impide hacer observaciones más precisas.

2. *Calizas margosas y calizas tableadas con intercalaciones detríticas* (parte de T_{A2-3})

Descansan directamente sobre la formación de filitas en el Cerro Zujerio. Se suceden:

a) entre las calizas margosas, calizas tableadas y niveles finos de margas existen algunos horizontes con Terebrátulas y Myophorias; b) enclaves dolomíticos irregulares entre calizas grises y blancas en bancos gruesos; c) calizas tableadas con intercalaciones margosas y abundantes repliegues (aparecen estos niveles en las cimas de las elevaciones modeladas sobre los afloramientos meridionales del manto); d) intercalaciones detríticas (T_{A3as}) (pelitas coloreadas y cuarcitas amarillentas y rojizas en potencias de hasta 25 m.); e) algunos bancos dolomíticos oscuros y por encima niveles semejantes a los «c»; f) potente sucesión de calizas y dolomías.

3. *Calizas, dolomías y margocalizas. Dolomías masivas* (parte de T_{A2-3})

Sucesión de niveles alternantes de calizas, dolomías, dolomías carniolares, horizontes pelíticos, calizas margosas y margas.

Al N del Cerro Zujerio, hay un importante afloramiento que se extiende por el E hasta la Rambla Seca, al SE de La Peza, y que está constituido por un paquete de dolomías grises y blancas recristalizadas masivas. Estas dolomías, que son muy similares a las del Manto de La Alfaguara, poseen intercalaciones de pelitas coloreadas y algunos horizontes muy ricos en restos de Algas y Gasterópodos.

La situación de las dolomías masivas dentro de la columna del Manto del Zujerio es dudosa; sus contactos con los materiales inmediatos son tectónicos y por ello se dibujan entre sendas discontinuidades en el seno de la columna (ilustración en color). La comparación con otras áreas próximas, fuera del área de La Peza, hace suponer que su situación estratigráfica es más alta, probablemente hacia el techo, y que su edad sería Noriense (?).

4. *Calizas y dolomías con mineralizaciones de plomo* (parte de T_{A2-3})

Se suceden:

a) alternancias de calizas y dolomías, con algunos niveles pelíticos y lechos de sílex; b) en los Lastonares y en El Madroñal, entre calizas más oscuras, hay zonas mineralizadas de plomo e importantes deslizamientos sin-sedimentarios (pliegues de slumping); c) al N de Los Lastonares, y sobre las calizas con mineralizaciones, se desarrolla una sucesión de calizas micríticas y margas, que culmina bruscamente en un tramo de bancos dolomíticos

azulados, seguidos de otros amarillentos con algas y pellets (una secuencia semejante se reconoce en el río Aguas Blancas).

5. *Dolomías oscuras; brechas dolomíticas* (parte de T_{A2-3})

Se reconoce este tramo, que es muy característico y con claro predominio de dolomías, en el Barranco de Martín García:

a) en la base, dolomías yesíferas negras, de las que se pasa a dolomías margosas y dolomías micríticas negras; b) brechas dolomíticas masivas potentes; c) secuencia dolomítica en la que alternan dolomías de varios tipos con horizontes, a distintas alturas, ricos en Crinoides, Braquiópodos y Lamebranquios; d) intercalaciones pizarrosas amarillentas en la cabecera del barranco, que suponen el techo de este tramo dolomítico.

6. *Calizas y calizas margosas tableadas* (parte de T_{A2-3})

Este último tramo de la formación carbonatada aflora en las ventanas septentrionales del Manto. Está constituido fundamentalmente por calizas estratificadas en bancos finos, con algunas intercalaciones margosas y dolomíticas.

1.3 SUCESION MALAGUIDE

BLUMENTHAL (1928) llamó «Zona de Cogollos-Vega» a aquella en donde se asentaba una unidad que asimiló al Bético de Málaga, previamente definido por él mismo (BLUMENTHAL, 1927); la «zona de Cogollos-Vega» es una franja continua, situada inmediatamente al S de Díezma, que se extiende por los valles del río Bermejo (al O), del Arroyo de las Perdices y del río Fardes (al E); sus materiales paleozoicos y permotriásicos habían sido considerados como base del «Manto Subbético» por STAUB (1926), BROUWER (1926) y VAN BEMMELEN (1927). La idea de BLUMENTHAL (1928), consolidada a partir de un trabajo cartográfico más detallado, realizado posteriormente sobre la «zona de Cogollos-Vega» (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935), es la que prevalece hasta nuestros días.

La noción de «Bético de Málaga», que implica la existencia de una unidad aloctona mayor, ha evolucionado hasta dar origen a los términos «Complejo Maláguide» o simplemente «Maláguides» (DURAND-DELGA, 1963, 1968). El nuevo estudio de la primitiva «zona de Cogollos-Vega» (NAVARRO-VILA, 1976), ha venido a corroborar que, en efecto, no se trata de un manto simple y sí, de un complejo formado por tres unidades superpuestas; tales tres unidades maláguides, denominadas de abajo a arriba Unidad-1, Unidad-2 y Unidad-3, son en gran medida correlacionables con las de otras transversales de la cordillera.

Cada una de estas unidades posee una secuencia de términos que no es sino una porción, sin omisiones, de la columna estratigráfica sintética, re-

presentativa de los Maláguides en la transversal de Granada; es decir, hay tramos presentes en dos o en las tres unidades y en todos los casos conservan invariables sus rasgos estratigráficos esenciales. Es aconsejable, entonces, establecer una «sucesión maláguide» general, haciendo abstracción de las unidades tectónicas en donde se hallen los sucesivos tramos componentes. Por el contrario y para complementar la descripción, la ilustración de la columna correspondiente (véase lámina impresa en color) integra las secuencias específicas de las tres unidades maláguides del área, reflejadas conforme al orden de superposición tectónica (1).

Existen otros afloramientos maláguides fuera de la «zona de Cogollos-Vega»; el más interesante de ellos se encuentra en las proximidades de Beas de Granada (NAVARRO-VILA, 1970) y forma parte del klippe compuesto de Beas (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976).

1.3.1 PALEOZOICO (S-H)

Tramo 1.—Filitas, cuarcitas y conglomerados (Silúrico?, S)

Sólo aflora en el río Fardes y en el klippe de Beas. Es un tramo detrítico en el que destaca su naturaleza cuarcítica y la presencia de conglomerados intercalados; es el único tramo diferenciado en el Mapa del Paleozoico maláguide. Consta, de abajo hacia arriba, de:

- Cuarcitas y filitas cuarzosas grises y marrones; aproximadamente, 20 m.
- Iguales términos, más conglomerados intercalados. Los cantos son de cuarzo y cuarcita y su tamaño máximo de 3 cm.; están frecuentemente elongados, sobre todo en los casos de trama más abierta. En total, 20 m.

Tramo 2.—Metapelitas coloreadas y calizas (Silúrico Sup.-Devónico Inf.?)

Únicamente afloran en el río Fardes. Presentan intercalaciones de varios paquetes de calizas esparíticas, grises o de tonos claros, con buena estratificación, entre metapelitas coloreadas; existen varias repeticiones de esta secuencia alternante. La potencia es de unos 75 m.

Tramo 3.—Grauwackas, pizarras, conglomerados y «calizas alabeadas» (Devónico-Carbonífero)

Tramo muy detrítico y uno de los más característicos de los Maláguides

(1) En el esquema tectónico (lámina coloreada) no se ha podido individualizar las unidades maláguides por razones de escala. Los límites entre ellas pueden extraerse del Mapa geológico, con la salvedad de ciertos afloramientos, y se encuentran en GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA (1976).

en toda la cordillera; el color es pardo-oliváceo y el espesor total es de unos 350 m.

La sucesión, de abajo arriba, es la siguiente:

- Pizarras de grano fino de colores pardos o negros, con algunos niveles de microconglomerados, areniscas cuarcíticas, calizas detríticas y grauwackas.
- Los niveles pelíticos se hacen más delgados y, en general, aumenta el tamaño de grano en la sucesión; aparece una alternancia de cuarcitas y pizarras y, también, bancos gruesos de grauwackas y areniscas, junto a rocas carbonatadas detríticas («calizas alabeadas»). Las calizas forman parte de paquetes poco potentes, discontinuos, oscuros (negros, grises y marrones) y sin una posición definida en la vertical. Los bancos llegan a tener hasta varios decímetros.
- Cerca de las «calizas alabeadas» aparecen niveles finos de liditas negras y más arriba en la sucesión abundan los conglomerados.
- Pizarras de grano fino con buena hojiosidad, grises y azuladas, con alguna intercalación detrítica (cuarcitas, grauwackas, etc.).

Tramo 4.—Conglomerado de Marbella (Viseense)

Aflora en el Cjo. de Las Mimbres y junto al Tajo del Despeñadero. Reposo sobre grauwackas y conglomerados del tramo 3.

Tiene cantos, de hasta 20 cm., de grauwackas, pizarras, areniscas, calizas, cuarcitas, liditas y rocas plutónicas. También hay bloques de hasta 1,5 m. de calizas azuladas, oolíticas y algales, muy ricas en restos fósiles.

1.3.2 PERMO-TRIAS (P-T)

La numeración de sus tramos es correlativa con los precedentes.

Tramo 5.—Conglomerados, areniscas y pelitas rojas

La base del tramo se apoya sobre distintos miembros de la sucesión málaguide inferior; es, pues, discordante aunque siempre se mantiene un cierto paralelismo entre las capas. Se compone de:

- Conglomerados rojos (P-Tcg) con alternancias finas de areniscas cuarzosas y pelitas también rojas. Los cantos son de cuarzo, areniscas cuarzosas y liditas, presentan una mala clasificación y tienen 5 cm. como diámetro máximo. El conglomerado, que es de una continuidad notable (no sólo en este sector, sino para toda la cordillera), tiene sólo 4 m. de espesor máximo.
- Pelitas rojas y, encima, areniscas también rojas, con algunas pelitas

intercaladas. Hay además algún conglomerado intercalado y en total el paquete suma unos 50 m.

- En el camino de la Venta del Tejarillo al Cjo. de las Minas, hay una intercalación de roca volcánica básica, vacuolar, de tipo dolerítico, muy alterada y de unos 10 m. de potencia (ϵ). La roca tiene fenocristales de hornblenda basáltica, plagioclasa (oligoclasa-andesina), diópsido y menas opacas, incluidos en una matriz de plagioclasa; hay vesículas rellenas con capas concéntricas de carbonato de cobre, calcita y cuarzo.

Tramo 6.—Areniscas anaranjadas

Se presentan en afloramientos relativamente grandes en la zona central; el tramo es eminentemente arenoso con algunos conglomerados. Las areniscas son amarillentas o anaranjadas, en general más claras que el resto de los materiales permotriásicos y también su potencia es mayor. Tienen algunas intercalaciones pelíticas más oscuras.

1.3.3 TRIAS (Tad)

Tramo 7.—Areniscas y margas abigarradas y dolomías

De abajo a arriba se distinguen:

- Margas coloreadas, con un espesor máximo de 30 m.
- Miembro carbonatado, que se inicia por niveles muy finos tableados y culmina en dolomías grises de bancos gruesos y estratificación mal definida; en la zona del Molinillo estas dolomías tienen varias decenas de metros de potencia.

A ambos lados del Tamboril aflora una alternancia de calizas claras, dolomías marrones, margocalizas, niveles margosos brechoides y calizas arenosas con cantos redondeados de cuarzo de hasta 1 cm. de diámetro. El total del paquete suma 50 m. de potencia.

Junto al Tajo del Despeñadero, por encima de las margas abigarradas, aparecen dolomías amarillentas en bancos gruesos muy bien estratificados y algunas areniscas blancas intercaladas. Potencia máxima: 20 m.

1.3.4 EDAD DE LOS TRAMOS DE LA SUCESION MALAGUIDE

Es factible hacer la correlación entre la secuencia que se ha descrito y las sucesiones maláguides de otros sectores de la cordillera en los cuales se han realizado dataciones.

La base de los Maláguides se ha delimitado según los criterios expresados por varios autores que han estudiado estas unidades, principalmente en la provincia de Málaga, como por ejemplo DURAND-DELGA (1968) y DIDON

et al. (1973). En esta hipótesis las filitas oscuras, grises y azuladas son de pertenencia maláguide y no alpujárride, y representarían el Silúrico; los conglomerados con cantos deformados registrarían, en ese caso y según la misma hipótesis, acontecimientos de la orogenia caledoniana.

Nuestro tramo 2 corresponde a las «calizas con Orthoceras» de BLUMENTHAL (1930), de edad Silúrica y sobre las que posteriormente KOCKEL (1959) ha precisado que alcanzan el Devónico Inferior (Conodontos). BLUMENTHAL y FALLOT (1935) encontraron en el sector del río Fardes, en afloramientos del tramo 2, restos de Orthoceras. Se han hecho también dataciones de estos materiales, a partir de los Tentaculites, en la zona de Vélez-Rubio (GEEL, 1973), en donde se han citado términos que alcanzan hasta el Devónico Medio. FOUCAULT y PAQUET (1970) citan un hallazgo de Tentaculites en nuestro sector, que determinó el Devónico Inferior.

Aunque las «calizas alabeadas» son estériles, otros niveles no detríticos intercalados entre ellas han dado faunas del Devónico Superior-Viseense en los Montes de Málaga. Estos límites cronológicos son válidos para todo el paquete detrítico del tramo 3.

Asimismo, se conocen dataciones realizadas sobre cantos del «Conglomerado de Marbella» en Málaga y Vélez-Rubio, que hacen que se le suponga una edad Viseense o post-Viseense.

La atribución al Permo-Triás de las capas detríticas se ha hecho tradicionalmente por correlaciones basadas en litofacies y es generalmente admitida. Algo semejante ocurre en el tramo 7, para el que tampoco se han podido hacer dataciones.

Está ausente, en la «zona de Cogollos-Vega», una cobertera mesozoica y terciaria como la que poseen algunas unidades maláguides de otros sectores, situados tanto a oriente como a occidente. Algunos autores supusieron que aquí esa cobertera estaba constituida por los materiales que pertenecen a las Unidades de Despeñadero y Cañamaya, definidas por nosotros (GARCIA-DUEÑAS y NÁVARRO-VILA, 1976).

1.4 SUBBÉTICO INTERNO Y OTRAS UNIDADES CON AFINIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Se engloban aquí las series estratigráficas de varias unidades cuya posición alóctona nos parece demostrada (fig. 6).

El reunir las todas bajo el epígrafe no quiere decir que mantengamos la idea de que pertenezcan a un mismo dominio paleogeográfico. La Unidad de Sierra Harana ha sido considerada como parte del Subbético Interno (GARCIA-DUEÑAS, 1967, 1968, 1969), si bien se incluían dentro de ella algunas unidades más meridionales, que afloran en la Sierra de Cogollos, en el Majalijar, Piconos, etc., ahora individualizadas (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976). Estas mismas unidades, situadas al sur de la Sierra Harana pro-

piamente dicha, han servido a DURAND-DELGA y FOUCAULT (1967) para definir la «Dorsal bética»; la Dorsal ha sido subdividida en Dorsal de río Blanco (D. externa?) y Dorsal del Majalijar (D. interna?) (FOUCAULT y PAQUET, 1970). La Dorsal bética fue considerada como relacionada paleogeográficamente con los Maláguides, porque se creyó que las escamas más meridionales de la Dorsal contenían un Permo-Trías comparable al del Maláguide; pero esto no parece cierto en el área de La Peza (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976).

En nuestra opinión, el Permo-Trías, imbricado localmente entre las unidades situadas inmediatamente al Sur de las elevaciones de Sierra Harana, podría ser el propio Permo-Trías maláguide, corrido sobre ellas y pellizcado en accidentes tectónicos violentos de vergencia S; en ningún caso hemos visto que esté relacionado con términos basales de alguna de las unidades que nos ocupan y sí, por el contrario, se halla siempre en las proximidades de materiales terciarios, situados en la parte superior de tales unidades.

La ubicación paleogeográfica de las unidades de Cañamaya y Despeñadero —aproximadamente equivalentes a Dorsal externa y Dorsal interna— es ciertamente un problema crucial, con importantes implicaciones y no resuelto a satisfacción.

Respecto a la Unidad de La Mora, que únicamente se presenta en ventanas bajo los Alpujárrides, nos parecen posibles dos hipótesis. Podría representar un cambio de facies meridional de la Unidad de Sierra Harana, con lo cual quedaría claro su carácter subbético (DURAND-DELGA y FONTBOTE, 1960). Cabe también que nuestra Unidad de La Mora sea más meridional, paleogeográficamente hablando, que la del Despeñadero y que por debajo de los Alpujárrides, se superponga a esta última.

Otras consideraciones, a partir de la posición tectónica de las unidades de Sierra Harana y La Mora y del Complejo de Despeñadero-Cañamaya, se harán después.

1.4.1 SUCESION DE LA UNIDAD DE SIERRA HARANA

La descripción de esta sucesión es conocida por las publicaciones de diversos autores (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935; GARCIA-DUEÑAS, 1967, 1968; LOPEZ GARRIDO y OROZCO, 1970). De todos ellos extractamos la descripción que sigue, complementada con nuestras propias observaciones.

1.4.1.1 Lías

El Lías de Sierra Harana se inicia con un potente paquete de dolomías, cuya base no es accesible en ningún punto (J₁d). Aparecen con más de 150 m. de espesor, pero su límite superior también es incierto, ya que incorporan algunos niveles de calizas dolomitizadas.

Sobre ellas descansan unas calizas blancas de grano fino (J₁c) que pue-

den sobrepasar los 250 m. Unas veces se presentan como calizas masivas, con inclusiones de sílex de pequeño tamaño y muy repartidas, y otras, como calizas estratificadas en bancos relativamente gruesos y mal definidos; frecuentemente aparecen niveles de calizas oolíticas. Son en general micríticas, casi siempre azoicas y con microfauna banal, y en ocasiones se encuentran calizas esparfíticas.

Sobre las calizas blancas y en contacto normal, se encuentran unas calizas grises más oscuras, algo brechoides, con nódulos de sílex y estratificadas en bancos de unos 30 cm.; su potencia, variable, puede suponerse de varias decenas de metros. Han sido datadas, como del Carixiense, por la presencia de *Juraphyllites diopsis* GEM. (LOPEZ-GARRIDO y OROZCO, 1970). En nuestra cartografía, estas calizas no aparecen diferenciadas y se incluyen en el término J₁c.

1.4.1.2 Dogger y Malm

Corresponden al término J₂₋₃br de nuestra leyenda. En conjunto se trata de una sucesión con características estratigráficas bastante uniformes, en la que predominan los términos de calizas nodulosas y brechoides («falsas brechas»), con un espesor de entre 50 y 30 m. Las calizas se diferencian a veces por sus coloraciones grises, amarillentas o rojas, pero no hay realmente criterios litológicos para separar Dogger y Malm. Son muy ricas en Ammonites y gracias a ellos se han podido datar varios pisos con exactitud. En relación con estos niveles del Jurásico Medio y Superior hemos encontrado un paquete de naturaleza silíceo y sin apariencia detrítica, que se puede localizar en diversos afloramientos al E del Collado del Agua y hasta el límite septentrional de la Hoja; no conocemos la posición exacta de estos niveles de litología tan llamativa.

La sucesión de calizas nodulosas empieza por tener color amarillento; aquí se han localizado faunas del Bathoniense, con *Bullatimorphites cf. bullatimorphus* BUCK. y *Sphaeroceras sp.*, y Calloviense, con *Subgrossouvria ornata* BUSN. Nosotros hemos encontrado en calizas de este nivel, pero de colores rojos, *Procerites sp.* y *Bullatimorphites bullatimorphus*, que determinan un Bathoniense Medio-Superior (1).

En lámina delgada se observan abundantes filamentos, *Protoglobigerina globochaetae* y embriones de Ammonites.

La sucesión prosigue con calizas nodulosas que proporcionaron *Euaspidoceras perarmatum* SOW. del Oxfordiense.

(1) Agradecemos a L. SEQUEIROS (Dpto. de Paleontología, Univ. de Granada) la clasificación de los Ammonites del Jurásico Medio y Superior, que citamos como recogidos por nosotros.

Más arriba se sitúan algunos bancos calizos, de caliza masiva de color gris, datados por LOPEZ-GARRIDO y OROZCO (1970) como del Kimmeridgiense, con *Simoceras cf. broilii* SCHN. e *Hyboniticeras cf. ciliatum* BERCK y HOLD.

A continuación y para terminar la sucesión, aparecen calizas nodulosas, generalmente rojas y claramente brechoideas; son muy ricas en fauna. Nosotros hemos recogido *Perisphinctidae* y *Simoceras volanense* (OPPEL), que atestiguan la existencia del Tithónico Inferior, pero otros autores citan *Berriassella sp.*, *Haploceras sp.*, *Hymalayites savornini* ROMAN., *Pygope*, etc. (LOPEZ-GARRIDO y OROZCO, 1970). Estos mismos autores dicen haber encontrado niveles con *Calpionella* del Tithónico Superior.

Las calizas nodulosas, en su conjunto, tienen una naturaleza litológica entre biomicrita y biosparita, siendo esta última excepcional y queremos advertir que la distribución de colores, más rojos hacia la parte superior, que hemos dicho, no es válida para todos los cortes, de forma que, en general, todas las calizas suelen tener coloraciones rosadas, que se hacen localmente rojas casi en cualquiera de sus niveles.

El Jurásico Medio y Superior de Sierra Harana muestra unas características de sedimentación particulares, que asociamos a una zona con carácter de umbral dentro del Subbético Interno; la remoción de los sedimentos originales, favorecida por pendientes locales y deslizamientos localizados en ese umbral, son la causa de la facies nodulosa que presenta. Dadas estas características sedimentarias es muy posible que la sedimentación no se haya mantenido uniforme a lo largo del Jurásico Medio y Superior y, en determinadas épocas concretas, puedan localizarse lagunas estratigráficas. Es muy llamativa, a este respecto, la ausencia de términos datados entre el Domeicense y el Bathoniense.

1.4.1.3 Cretácico Inferior

Consta de calizas margosas y margocalizas blancas (C_{11-13m}), algunas veces con nódulos de sílex. Están fuertemente tectonizadas (apizarradas) y plegadas; la potencia real es difícil de medir con exactitud.

Su litología media a biomicritas arcillosas y su coloración les dan un aspecto característico e inconfundible; aunque no se aprecia bien en los afloramientos existentes, parecen descansar normalmente sobre los niveles precedentes.

Su atribución al Neocomiense es segura por el gran número de Ammonites clasificables que se pueden recoger. LOPEZ-GARRIDO y OROZCO citan *Phylloceras cf. tesis* D'ORB., *Ph. cf. serum* OPP., *Protetragonites aeolus aeliformis* FALLOT, *Lytoceras trilobeti* UTH., *Neolissocera grassi* D'ORB., *Spitidiscus cf. rotula* SOW., *Crioceras duvali* LEVEILLE, *Crioceratis duvalis* LEVEILLE, *Cr. quenstedti* OOST., *Cr. balearis balearis* NOL., *Leptoceras sp.* GAR-

CIA-DUEÑAS (1967 b) menciona *Neocomites neocomensis* D'ORB., *Bochianites* sp., *Phylloceras* sp., *Aptychus gr. angulicostatus* PICT. y LOR., etc. En nuestro reconocimiento nos ha aparecido un probable *Pseudohaploceras* sp., quizá más alto que el Neocomiense.

En lámina delgada es de destacar la existencia de *Nannoconus*.

1.4.1.4 Cretácico Superior y Paleógeno

Se presentan, dentro del área de La Peza, en dos pequeños afloramientos situados por debajo de las dolomías de la Unidad de Cañamaya, algo al N del Cortijo de Moralejo y al S del vértice Orduña (1943). Se representa por

$C_{23}.T_1^{Ba}$.

Sabemos con certeza que en esos pequeños afloramientos existe material terciario, pero no hemos podido detectar, a pesar de haberlo intentado, margocalizas del Senoniense. Los afloramientos están intensamente tectonizados y muy laminados, mostrándose como un delgado paquete de 1-3 m. de niveles arcillosos y margosos apizarrados.

Más hacia el E, y en la vecina Hoja de Moreda (992), existen bien representados el Cretácico Superior y el Nummulítico, entre los villares y Sillar Alta. En ese sector afloran margocalizas rojas y rosadas con *Globotruncanas* y una serie detrítica heterogénea, que comprende, por lo menos, términos del Oligoceno (LOPEZ-GIMENEZ, 1971).

Por criterios de campo, nos ha parecido que entre la sucesión tectonizada, situada por debajo de la Unidad de Cañamaya, se encuentran representadas las litologías correspondientes al Senoniense y al Paleógeno de la Unidad de Sierra Harana, aunque no hayamos podido obtener una confirmación paleontológica.

1.4.2 SUCESION DE LA UNIDAD DE CAÑAMAYA

El mejor corte para reconocer todos los términos que componen esta sucesión es el del Collado Rojo, inmediatamente al sur del vértice 1.644 m., situado 1,3 Km. al oeste del Cerro del Cucadero, y muy cerca del límite norte de la Hoja. El corte es muy accesible, porque inmediatamente al N se sitúa el camino que va desde el Cortijo del Despeñadero hasta Sillar Alta. La unidad aparece invertida, con buzamientos de aproximadamente unos 20° hacia el N. Otros cortes excelentes son los del propio Cerro del Cucadero y los de Cañamaya, algo más al E.

La Unidad de Cañamaya fue definida por LOPEZ-GIMENEZ (1971), como Unidad del Mesto-Cañamaya.

1.4.2.1 Trías y Lías Inferior [$T_3-J_{11}^2$]

Los términos más antiguos de la serie, ahora en posición superior, los

constituyen unos niveles en los que alternan repetidas veces dolomías, arcillas verdes y amarillas y delgados niveles de calizas oscuras con frecuentes filoncillos de calcita muy blanca. Estos términos son fosilíferos y en ellos se han encontrado niveles con *Avícula contorta* (DURAND-DELGA y FOUCAULT, 1967) y probablemente más abajo, en un afloramiento al norte del Cerro Tamboril (Collado de la Zorra), *Cardita munita* (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935).

Nosotros, muy cerca del Cortijo de Moralejo, hemos encontrado, en niveles de posición equivalente, restos fósiles que hasta ahora no han podido ser clasificados.

Por encima de estos niveles, con alternancias calizas y arcillosas, se sitúan unas dolomías grises estratificadas.

Todo este conjunto tiene un espesor que puede superar los 200 m. y por los escasos restos encontrados puede suponerse que comprende términos del Triás Superior (Retiense y otros más antiguos) y del Lías basal.

1.4.2.2 Lías Inferior calizo (J₁₁₋₁₂²⁻³)

Se trata de calizas de colores claros, frecuentemente brechoides y con estructuras nodulosas incipientes, que hacia su parte superior (actualmente la más baja) van conteniendo nódulos de sílex; están estratificadas en capas de unos 20 cm. de espesor por término medio y la formación está salpicada de otras intercalaciones de calizas más masivas, aunque con litología parecida. En otros afloramientos de escamas de esta Unidad, situada más al N, todo este paquete y parte de los siguientes se presentan como calizas nodulosas y brechoides.

Terminan con unos niveles de calizas pardo-amarillentas en superficie, con frecuentes nódulos de sílex, que dan paso a niveles algo margocalizos y, por fin, a unas margocalizas y calizas margosas de colores rojos y de aspecto claramente noduloso. Este término, muy característico y fácilmente reconocible sobre el terreno, ofrece el interés de contener frecuentemente restos de Ammonites; hemos recogido: *Arnioceras* sp.; *Arnioceras cf. geometricum* (OPPEL); *Arnioceras gr. insolitum* FUCINI; *Arnioceras carenatum* FUCINI; «*Rhacophyllites*» *nardii* (MENEG.); *Lytoceras* sp. (1).

El hallazgo de estas faunas nos permite asignar una edad desde el Lías Inferior basal hasta el Sinemuriense Superior a estas series calizas, que en total alcanzan el centenar de metros de espesor.

1.4.2.3 Lías Medio y Superior (J₁₃₋₁₄¹⁻³)

Sobre los términos rojos nodulosos mencionados se sitúan unas calizas

(1) Agradecemos a P. RIVAS (Dpto. de Paleontología, Univ. de Granada) la clasificación de estos Ammonites y de los encontrados en la Unidad del Despeñadero.

de color gris, con nódulos de sílex y bien estratificadas en bancos de alrededor de 20 cm.; hacia la parte alta predominan términos algo más margosos con *Dactylioceras gr. pseudocrassulosum* FUCINI?, *Dactyliodera* sp., *Lioceratoides* sp., «*Bassaniceras*» sp.; esta asociación nos demuestra la existencia de un Toarciense Inferior.

Por debajo de los niveles fosilíferos que hemos encontrado, P. RIVAS ha recogido faunas algo más bajas y de ellas nos ha proporcionado ejemplares de *Fucineras* sp. y *Protogrammoceras* sp., del Domeriense Inferior.

En lámina delgada estas calizas son algo esparíticas y bioclásticas, con restos de uniseriados, biseriados y fragmentos de equínidos.

Todo el tramo no debe tener una potencia superior a los 20-30 m. y, para el conjunto, suponemos que los primeros términos pueden pertenecer todavía al Sinemuriense terminal, mientras que los más altos representan niveles bajos del Toarciense.

1.4.2.4 Cretácico Superior y Paleoceno ($C_{23-26}-T_1^A$)

Sólo se han encontrado en la Unidad de Cañamaya dos afloramientos en los que estén presentes estos términos. En el más occidental, situado en el camino del Cortijo de Moralejo al de los Asperones, aparece un asomo de margocalizas rosadas con *Globotruncana*; la posición es difícil de establecer puesto que este posible Senoniense está en relación con niveles terciarios y muy cerca de afloramientos pertenecientes a la Unidad de Sierra Haraña (Neocomiense). Creemos, no obstante, que sería una parte de la Unidad de Cañamaya, aunque esto no se puede afirmar con certeza.

El otro afloramiento se observa en el mismo corte del Collado Rojo. En este corte unas margocalizas limosas, estratificadas, y con algunos términos margosos, se sitúan en contacto con las calizas grises con sílex y calizas margosas del Domeriense y Toarciense Inferior. Desconocemos la naturaleza del contacto, que bien pudiera ser tectónico.

Estas margocalizas limosas blancas y algo amarillentas del Collado Rojo nos han suministrado una microfauna con *Globigerina* y *Globorotalia*, que pudiera ser la expresión de un Paleoceno. Por su posición, salvo que el contacto del N del afloramiento sea tectónico, estos niveles serían transgresivos y entre ellos y el Toarciense calizo hay un importante hiato, que corresponde a todo el Jurásico Medio-Superior y el Cretácico. En ningún corte de la Unidad de Cañamaya se han reconocido términos más altos que el Toarciense, dentro del Mesozoico. La única excepción a este hecho general es el afloramiento de Cretácico Superior margocalizo próximo al Cortijo de Moralejo.

1.4.2.5 Eoceno, Oligoceno y Mioceno Inferior (T_{2-1}^{A-Ba})

En el corte del Collado Rojo se pueden reconocer materiales del Eoceno Inferior-Medio, del Eoceno Superior (probable) y del Oligoceno. Las condicio-

nes de observación son muy deficientes y, salvo en algunos puntos muy concretos, no se pueden apreciar las relaciones entre las correspondientes formaciones; los frecuentes contactos tectónicos, que limitan los afloramientos, impiden conocer el verdadero desarrollo de todas estas series terciarias. Para simplificar la cartografía, todo el conjunto se ha representado como si se tratase de una formación única, manteniéndose incluso el símbolo asignado para los términos correspondientes de la Unidad de Despeñadero.

Realmente el estudio de este terciario es complejo y creemos que, pese a todas las dificultades, hemos llegado a localizar algunas discordancias de interés. Hasta tanto no se amplíe el área de nuestros trabajos en la Sierra Haraña, los resultados que a continuación se resumen no deben ser tomados como definitivamente ciertos.

El Eoceno Inferior-Medio aparece en el mismo Collado Rojo pinzado entre el probable Paleoceno ya descrito y otros términos más altos. Su posición es aquí claramente tectónica y a pesar del pequeño espesor con que se presenta (2-5 m.), se llega a manifestar su carácter flyschoides. Se compone de margas rosadas y verdosas, que incluyen intercalaciones de calizas detríticas, probablemente turbidíticas; la asociación de Nummulites, Assilina, Heterostegina, Discocyclinidae, Tremastegina?, etc. ha servido para determinar su edad. Aunque no se puede apreciar en este corte, es muy posible que estos niveles sean ya transgresivos sobre el Cretácico Superior o el Paleoceno (véase la descripción de términos equivalentes al tratar la Unidad del Despeñadero).

En el mismo corte del Collado Rojo, el Eoceno Inferior y Medio están en contacto, por el S, con el Oligoceno; pero un poco al SE y cerca de la cota 1613, en la trinchera de la carretera que desde el Collado Rojo baja hasta el Cortijo de la Solana, se reconocen otros términos eocenos, pero de distinta naturaleza litológica. Están constituidos por calizas muy blancas y algo recristalizadas, ricas en restos orgánicos y dispuestas en bancos aislados cuya continuidad es difícil de precisar; junto a ellas existen niveles arcillosos y términos conglomeráticos con cantos gruesos, muy redondeados, de naturaleza fundamentalmente carbonatada y de matriz fundamentalmente arcillosa. Este conjunto heterogéneo es rico en microfauna y puede corresponder verosímilmente al Eoceno Superior (Nummulites, Discocyclinidae, Rotalidae, Algas Coralinaceas, etc.). La existencia de estos conglomerados bien desarrollados, junto a la circunstancia de que tales materiales descansan sobre rocas de la Unidad de Cañamaya de diferentes edades, nos hace pensar que este probable Eoceno Superior sea, a su vez, netamente transgresivo.

Anteriormente se había hablado para esta región de un Luteciense transgresivo (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935) y posteriormente, para afloramientos situados en el Majalijar, de un Priaboniense discordante, compuesto esencialmente de conglomerados calizos (FOUCAULT y PAQUET, 1971). Pensamos que puede hablarse con cierta seguridad de la existencia de una discordan-

cia por debajo del Eoceno y de otra, más alta, en el contacto Eoceno Medio/Eoceno Superior.

Probablemente también el Oligoceno es discordante. Este hecho no puede observarse bien en sus afloramientos próximos al Collado Rojo. Pero más al O, 300 m. al E del Cortijo de Moralejo, sus materiales, muy detríticos, se apoyan sobre términos liásicos de la Unidad de Cañamaya; el mismo afloramiento por el O llega a contactar con el Senoniense del Cortijo de los Asperones, sin que entre ellos se haya detectado la presencia de Eoceno o Paleoceno.

Los términos a que hacemos referencia están constituidos por areniscas y arenas mal cementadas de matriz limosa y arcillosa; el cemento es escaso y frecuentemente de caliza microcristalina. Son de colores amarillos, pardos y tonalidades oscuras. También poseen horizontes pelíticos y limosos y arcillas de colores marrones. Sus granos son de cuarzo (los más abundantes), cuarcita, micrita arcillosa, esparita y hasta de esquistos cuarzosos. Estas areniscas amarillas, naranjas y pardas han sido datadas como del Oligoceno Superior y Mioceno Inferior, por su microfauna de: *Nephrolepidina*, *Eulepidina*, *Amphistegina*, *Rotaliidae*, *Grybowski*, *Operculina*, Foraminíferos planctónicos, Corallinaceas, fragmentos de Equinodermos, fragmentos de Briozoarios, etc.

Hacia su base se localizan, al parecer, términos arcillosos y margosos de colores rojos y blanco-verdosos.

Probablemente a estos niveles basales corresponde el afloramiento de margas coloreadas, con algunos niveles calcáreos, que hemos encontrado en el Collado Rojo, junto al Eoceno. Para este afloramiento la datación ha sido precisa por el hallazgo de *Globorotalia cf. opima nana* BOLLI, *Globigerinita cf. pera* (TODD), *Globigerinita sp.* (Oligoceno). También existen términos oligocenos en la pequeña ventana del río Bermejo, supuestos como pertenecientes a esta misma unidad.

Por tanto, nuestras observaciones sobre el Oligoceno y Mioceno Inferior de la Unidad de Cañamaya nos permiten concluir que tras un Oligoceno margoso coloreado, cuya relación con el Eoceno es difícil de establecer, se sitúa un Oligoceno Superior-Mioceno Inferior de carácter detrítico y transgresivo sobre los términos precedentes de la sucesión, hasta los liásicos.

1.4.3 SUCESION DE LA UNIDAD DEL DESPEÑADERO

La sucesión de esta unidad, que fue llamada Unidad de Majalijar por GARROTE (1971), no se puede establecer en un solo corte. Los términos que hemos distinguido resumen nuestras observaciones en el sector de Cañaespinosa (Barranco de la Garduña), en los Tajos del Despeñadero, al N del Cortijo de Almuejar y en el propio Majalijar.

1.4.3.1 Dolomías y calizas blancas del Lías Inferior (J₁₁₋₁₁¹⁻², J₁₁₋₁₃²⁻²)

Los materiales más antiguos de esta unidad están constituidos por unas dolomías azoicas, que en algunos puntos llegan a alcanzar 200 m. de espesor; su potencia según los cortes es muy variada. Ya hemos advertido que los materiales permotriásicos, idénticos a los de las unidades Maláguides, que se encuentran incluidos entre las escamas del Despeñadero, no deben formar parte de la unidad, puesto que parecen corridos sobre ella.

En nuestra opinión las dolomías se apoyan sobre términos terciarios de la unidad de Cañamaya muy frecuentemente.

Por encima de las dolomías se depositaron calizas blancas, a veces brechoides o brechificadas, masivas o estratificadas en bancos gruesos; sobrepasan los 130 m. de espesor en muchos cortes y su datación es imprecisa. Deben comprender términos desde un Lías bastante bajo hasta quizá el Pliensbachiense Medio.

En lámina delgada, las calizas resultan ser micritas, con pasadas esparíticas y algunos restos fósiles no determinativos de su edad; entre sus bioclastos figuran: Valvulinidae, Textulariidae, fragmentos de Lamelibranquios, fragmentos de Thaumatoporella, Aeolisaccus, Codiáceas, Cianofíceas, fragmentos de Equinodermos, fragmentos de Gasterópodos, etc.

Su límite superior suele ser siempre un contacto tectónico, por lo que no se aprecian con certeza sus relaciones con el Lías más alto.

1.4.3.2 Calizas con sílex y calizas nodulosas del Domeriense y Toarciense (J₁₃₋₁₄²⁻³)

Probablemente en contacto normal con las calizas blancas, se superponen unas calizas grises azuladas con nódulos de sílex y con intercalaciones margosas, probablemente más frecuentes hacia la parte superior; están bien estratificadas y se pueden observar, en corte fresco, algo al norte del Cortijo de Almuejar, en una curva pronunciada del camino que va hasta Sillar Alto.

GARROTE (1971) encontró en estos niveles Ammonites de los géneros Protogrammoceras y Fuciníceras, atribuyéndolos al Domeriense Inferior. Nosotros, probablemente en niveles algo superiores, hemos encontrado gran número de ejemplares fosilíferos, con: Naxensiceras, sp., Canavaria sp., Procliviceras? sp., Tauromeniceras cf. elisa [FUCINI], Emaciaticeras sp., Emaciaticeras gr. consaguineum FUCINI, Emaciaticeras gr. radiolatum FUCINI, Belemnites. Esta fauna pertenece al Domeriense Superior.

En lámina delgada se observa una microfauna banal compuesta de Radiolarios, filamentos, fragmentos de Equinodermos, etc., y la roca se nos presenta como de naturaleza micrítica.

Unos 800 m. al este del Cortijo de Majalijar e inmediatamente al sur de

las cotas 1.513 y 1.487, se encuentran unas calizas margosas de aspecto noduloso, rojas y grises con algunos restos de Ammonites. BLUMENTHAL y FALLOT (1935) dataron en este punto el Toarciense, con *Hildoceras bifrons*, *Hildoceras cf. mercati* y *Nautilus sp.* Nosotros hemos recogido algunos restos de Ammonites, en malas condiciones de observación, que efectivamente podrían corresponder al Toarciense (*Lytoceras sp.*; «*Oxynoticeras*? sp.; *Phylloceras sp.*). Litológicamente, estas calizas nodulosas presentan una matriz micrítica, con contenido en arcillas superior al 10 por 100; entre sus clastos se encuentran algunos granos de cuarzo, radiolarios recristalizados y filamentos.

El espesor de las calizas con sílex del Domeriense debe oscilar alrededor de los 20 m.; las calizas nodulosas no llegan a los 10-15 m. de espesor; en cartografía se han reunido ambas.

Incluimos en este apartado la reseña de los términos J₂, que corresponden a unas calizas arcillosas de tonos rojizos; aparecen en el mismo corte al norte del Cortijo de Almuejar y, aunque no se han recogido restos fosilíferos, creemos que quizá podrían representar el Dogger de la Unidad del Despeñadero. Son poco potentes y se encuentran pinzadas entre términos liásicos en este único afloramiento.

1.4.3.3 Calizas y margocalizas blancas del Cretácico Inferior (C_{11-13X})

Corresponde este término a una sucesión de calizas micríticas blancas con frecuentes nódulos de sílex negro y con delgadas alternancias de margocalizas. No se presentan bien estratificadas y normalmente dejan ver una estructura apizarrada. Nunca afloran en grandes extensiones, pero se dejan ver en distintos puntos del área ocupada por la Unidad del Despeñadero.

En lámina delgada se observan *Nannocunus*, *Spirillinidae*, *Lenticulina*, *Hedbergella?*, *Globochaetae*, *Radiolarios*, *Espículas de Espongiarios*, fragmentos de *Equinodermos*, *Ostrácodos*, etc.

En algunos cortes, como ocurre al noreste del Majalijar (1.889 m.), parecen descansar directamente sobre términos calizos nodulosos, que podrían representar al Lías Medio-Superior.

Se trata, al parecer, de una importante laguna estratigráfica que abarca desde el Toarciense hasta el Tithónico. Conviene advertir que en lámina delgada, tallada sobre un canto de los conglomerados eocenos del Majalijar, se han encontrado Tintínidos, probablemente del Tithónico Superior (AVIDAD, 1971).

La potencia del Cretácico Inferior no parece superior en ningún caso a los 30-50 m. Quizá el sitio en donde se muestra con mejor desarrollo es inmediatamente al norte del Cortijo de Las Minas, al sur de la falla inversa que, hacia el O, delimita el contacto entre las Unidades Maláguides y la Unidad del Despeñadero. En este mismo corte, y en detalle, se ha datado un

Cretácico Superior (Campaniense Inferior), que no figura en el mapa por las reducidas dimensiones del afloramiento. Algo más al S se ha podido datar el Eoceno Medio, que sí figura en nuestro mapa. La sucesión de este corte de reducida extensión se presenta escamada, pero en conjunto, con los términos más modernos situados al S.

1.4.3.4 Calizas margosas blancas y margocalizas rosadas del Cretácico Superior (C_{23-26C})

Además del afloramiento mencionado al norte del Cortijo de las Minas, el Cretácico Superior aflora, claramente relacionado con términos del Cretácico Inferior, en dos cortes de la Unidad del Despeñadero. El primero está situado al noreste del Majalijar, y el segundo, en el corte del Barranco de la Garduña, 1,3 Km. al este-noreste del Cortijo de La Solana.

En este último afloramiento, el Cretácico Superior presenta una facies de calizas micríticas blancas, de tonalidades ligeramente verdosas, que se confunden fácilmente con el Cretácico Inferior inmediato. Es la microfauna la que definitivamente nos ha confirmado en su edad (Algas Coralináceas, *Pithonella*, *Stomiosphaera*, Foraminíferos arenáceos, *Heterohelicidae*, *Hedbergella*, *Globigerinoides*, *Globotruncanidae*, *Lepidorbitoides?*, Equinodermos, fragmentos de *Inoceramus*).

En el Majalijar, se presenta como un paquete de calizas muy margosas y margas rosadas, con una microfauna parecida.

Desde el punto de vista micropaleontológico nos ha resultado más rico el afloramiento citado en el epigrafe anterior, situado al norte del Cortijo de las Minas; en él se han encontrado *Globigerinoides asperus* (EHRENBERG), *Globotruncana linneiana* (D'ORB.), *Gl. arca* (CUSHMAN), *Gl. rosetta* (CARSEY), *Gl. stephensoni* PESSAGNO, *Gl. elevata* (BROTZEN), *Gl. fornicata* PLUMMER y *Gl. bulloides* VOGLER, que marcan un Campaniense Inferior.

El contacto del Cretácico Superior sobre el Inferior debe ser normal, concordante?, aunque con la posibilidad de que exista alguna laguna de extensión desconocida.

1.4.3.5 Eoceno, Oligoceno y Mioceno Inferior (T₂₋₁^{ABa})

Los términos Eocenos, Oligocenos y eventualmente del Mioceno Inferior de la Unidad del Despeñadero guardan bastante parecido con los correspondientes de la Unidad de Cañamaya.

Con la misma frecuencia se presentan términos detríticos y, del mismo modo, pueden localizarse ciertas discordancias, que al ser confirmadas, empiezan a mostrar una importancia general.

En las series eocenas se distinguen también unos términos inferiores, que en principio suponemos equiparables a los del Eoceno Inferior y Medio de Cañamaya. En el corte del Barranco de la Garduña, estos términos se super-

ponen al Cretácico Superior y comienzan por unos horizontes detríticos, con algunos bancos de conglomerados de grano relativamente fino, en los que se han encontrado corales. Su microfauna, que no detallaremos, es semejante a la que aparece en la Unidad de Cañamaya.

Más altos son ciertos niveles de conglomerados gruesos, que tanto en el Majalijar, como algo al este de la cota 1.472 (situada al este del Barranco de La Garduña, en las proximidades de Cañaespinosa), parecen contactar con antiguos escarpes modelados en las calizas blancas liásicas de la Unidad del Despeñadero. Estos conglomerados, a veces en enormes masas, deben corresponder al Eoceno Superior y como tales han sido reconocidos anteriormente en el Majalijar (FOUCAULT y PAQUET, 1970).

Volviendo al corte del Barranco de La Garduña y prosiguiendo hacia el N, se reconocen unos niveles detríticos de colores pardos, constituidos en gran parte por niveles de areniscas mal cementadas con estructuras sedimentarias (estratificación gradada); a lo largo del corte que proporciona el camino del Cortijo de la Solana al Collado Rojo, se ven estos niveles detríticos invertidos. Se han atribuido al Oligoceno y Mioceno Inferior, porque entre sus microfaunas, frecuentemente muy rodadas, aparecen algunos ejemplares que pueden corresponder a la edad reseñada. Inmediatamente al norte del tramo de carretera, que discurre con dirección E-O, se alcanza una pequeña loma, que en su parte alta tiene afloramientos de dolomías y calizas blancas liásicas; ladera arriba y antes de que se alcance la cima, se encuentran frecuentes cantos muy redondeados y entremezclados con formaciones de derrubios. Representan sedimentos degradados a partir de los conglomerados del Eoceno Superior, algunos de cuyos niveles calizos organógenos hemos creído reconocer en contacto con los materiales liásicos.

Otros buenos afloramientos del Eoceno Superior se presentan en las cercanías del Km. 248 de la carretera nacional 342, a la altura de la Fuente de la Higuera. La serie eocena empieza por unas calizas masivas de color marrón oscuro en superficie y tonalidades claras en fracturas recientes, con abundante microfauna de gran tamaño. Sobre ellas se sitúan unos metros de conglomerados poligénicos con fenoclastos bien redondeados y cemento calizo de color rojo, que termina por otros conglomerados con una mayoría de cantos calizos y cementados por material calcáreo de tonalidades grises. Entre la sucesión de calizas y conglomerados y hacia la parte superior, se sitúan margas amarillentas, a veces con tonalidades verdosas. Esta serie local descrita por LOPEZ GIMENEZ (1971), fue datada como perteneciente al Eoceno Superior.

En su totalidad, las series terciarias, que acabamos de describir como características de la Unidad del Despeñadero, llegan a presentar un espesor de 130 ó 150 m. como máximo, con la salvedad de que la sucesión frecuentemente es incompleta y sus contactos son muchas veces tectónicos.

1.4.4 SUCESION DE LA UNIDAD DE LA MORA

El nombre ha sido utilizado anteriormente (DURAND-DELGA y FONTBO-TE, 1960) para designar una unidad situada bajo los Alpujárrides, previamente diferenciada por VAN BEMMELEN (1972).

Los Alpujárrides se ven claramente superpuestos a los materiales de esta unidad, que afloran en un buen número de ventanas tectónicas de tamaños muy variables; las de mayor extensión son las de Alfacar (cerca del pueblo), del Calabozo (cota 1.653 m.), del Sabinal (cota 1.531 m.), de La Mora (Puerto de La Mora) y del Pulpito (cota 1.424 m.). Entre las dos últimas aparecen otras, en las que el autóctono relativo aflora en menor extensión.

Las observaciones estratigráficas son incompletas en cada una de las ventanas; parece, sin embargo, que las secuencias son muy semejantes de unas a otras. Por esta razón, la sucesión que suponemos representativa de la Unidad de La Mora consta de los términos reconocidos en cada una de las ventanas, recompuestos en una sola columna.

1.4.4.1 Jurásico

Los términos más bajos, que se reconocen en algunas de las ventanas, son unas potentes dolomías, excepcionalmente con 500 m. de espesor, muy desigualmente repartidas según la ventana que se observe. Estas dolomías (J₁₁) se sitúan muchas veces inmediatamente por debajo de las dolomías del Manto de Alfaguara; la distinción entre unas y otras es algo difícil y, en ocasiones, muy problemática. Las dolomías son secundarias y se han reconocido doloesparitas, ruditas dolomitizadas y dolomicroesparitas.

Sobre las dolomías se sitúa un paquete calizo, constituido en su parte inferior por más de 250 m. de calizas esparíticas y micríticas blancas (J₁₂₋₂). Se encuentran niveles de oopelsparita, microesparita y bioesparita con pelets y no aparecen restos orgánicos que permitan la datación de estos materiales. Hacia la base de las calizas blancas, sin que sea posible una delimitación precisa, existen en las ventanas de Alfacar, La Mora y El Calabozo ciertos horizontes de margocalizas y calizas arcillosas rojas, de pocos metros de espesor. En la ventana de La Mora, y en relación a estos niveles, aparecen restos de Ammonites que VAN BEMMELEN (1927) clasificó como Harpoce-rátidos.

Hacia la parte superior se encuentran calizas con sílex (biomicritas arcillosas parcialmente silicificadas), también sin restos orgánicos característicos; las calizas con sílex, de colores grises y bien estratificadas, que llegan a alcanzar los 40 m. y que en cartografía nunca se han diferenciado de las calizas blancas precedentes, afloran en todas las ventanas, excepto en la del Sabinal.

Los términos más altos del Jurásico pueden corresponder a unas calizas

de apariencia brechoide (biopelmicritas y biomicroesparitas) con una proporción baja en el contenido arcilloso. Se encuentran bien representadas en la ventana del Pulpito, con un desarrollo que puede estimarse como del orden de 30 m.; existen en otras ventanas, en especial en la del Calabozo. Allí donde se han podido diferenciar en cartografía, figuran con el símbolo J_{31-32} ; creemos que pueden representar el Malm, aunque probablemente sin contener términos del Tithónico.

Todos los términos calizos jurásicos de las ventanas son difíciles de diferenciar entre sí sobre el mapa. El trazado de los contactos entre ellos es, con frecuencia, demasiado irregular. Para los casos en que están todos los términos calizos indiferenciados se ha previsto el símbolo J_{12-32} , símbolo que no pretende reunir niveles entre límites cronológicos precisos, sino advertir que no se han separado los términos existentes.

1.4.4.2 Cretácico

Hemos datado el Cretácico Inferior (C_{11-13c}) y el Senoniense (C_{23-26}) en la Unidad de La Mora. El primero aparece en una facies caliza poco arcillosa, constituida por micritas arcillosas, micritas y microesparitas de colores entre blancos y rojas; la distribución de estas coloraciones es variable. En la ventana de La Mora se presenta con coloraciones blancas, verdosas, rosadas y rojas, mientras que en El Pulpito tiene tonalidades claras; en la ventana de Las Majadas el Neocomiense es muy rojo. La potencia máxima es de unos 60 metros y su microfacies está caracterizada por la constante presencia de radiolarios y *Nannoconus*. No se han encontrado términos cretácicos en la ventana del Calabozo, por causas relacionadas probablemente con el carácter transgresivo de los términos terciarios.

El Senoniense sólo se ha visto en afloramientos de la ventana de La Mora, en donde aparece constituido fundamentalmente por margas rosadas de varias decenas de metros de espesor. Se han podido efectuar dataciones precisas en estos niveles, obteniéndose faunas del Maastrichtiense Medio y Superior y del Campaniense-Maastrichtiense. Las asociaciones más características de las encontradas son: *Globotruncana fornicata*, PLUMMER, *Gl. lineiana* (D'ORB), *Gl. gr. elevata* (BROTZEN) (Cam.-Maast.); *Planogobulina cf. multicamerata* DE KLASZ, *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER), *Planoglobulina cf. acervulinoides* (EGGER), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *Gl. gansseri* BOLLI, *Gl. stuarti* (DE LAPPARENT), *Gluberina cuvillieri* KIKOINE (Maast. Med-Sup.).

1.4.4.3 Terciario

Como términos eocenos, únicamente se han encontrado unas margas rosadas y amarillentas en la ventana de La Mora (T_2^{Ac}); no se han visto tér-

minos conglomeráticos, como los que se asocian al Eoceno Superior en las Unidades de Cañamaya y Despeñadero. La microfauna del Eoceno Superior datado está compuesta fundamentalmente por *Globorotalia cerroazulensis cocoensis* CUSHMAN, *G. cerroazulensis cunialensis* TOUMARKINA y *BOLLI*, *Globigerina galavisi* BERMUDEZ, *Globigerinita unicava* primitiva BLOW y BANNER.

El Oligoceno se compone de margas blanquecinas, rosadas y se ve coronado por términos detríticos pardos y anaranjados (Oligoceno-Mioceno Inferior), semejantes a los de las Unidades de Cañamaya y Despeñadero. Todos estos materiales se engloban como $T_{3.1}^{A-Ba}$.

DURAND-DELGA y FONTBOTE (1960) muestrearon margas rosadas, con microfauna del Oligoceno Superior, en un afloramiento situado en la extremidad N de la ventana del Calabozo.

Nosotros hemos datado términos oligocenos y quizá del Mioceno Inferior, en la ventana del Pulpito. El Oligoceno viene representado por unas margas rojas y rosadas con *Globigerinita dissimilis ciproensis* BLOW y BANNER, *G. dissimilis dissimilis* (CUSHMAN y BERMUDEZ), *G. pera* (TODD), *Globorotalia* sp. cf. *Globorotalia ópima* BOLLI. Al parecer, por encima se sitúan niveles de areniscas pardas y anaranjadas, que pudieran contener términos del Mioceno Inferior (Aquitaniense?), con *Nephrolepidina*, *Eulepidina*, *Miogypsina*, *Miogypsinoides*, *Heterostegina*, *Amphistegina*, *Operculina*, Algas, etc.

En la ventana del Calabozo, en el afloramiento de Terciario situado cerca de la carretera nacional 342, existen unas margas rosadas y verdosas, con niveles más margocalizos, más compactos y apizarrados, que poseen faunas del Oligoceno con *Globigerina sellii* (BORSETTI), *G. gr. tripartita*, *Globigerinita pera* (TODD), *G. dissimilis ciproensis* BLOW y BANNER, *G. dissimilis dissimilis* (CUSHMAN y BERMUDEZ), etc. En esta ventana los niveles margosos del Oligoceno están en contacto con unas margocalizas y calizas rojas del Lías o Dogger.

Queremos resaltar el hecho de que probablemente los términos oligocenos sean transgresivos; es casi seguro que los términos del Oligoceno Superior y posible Mioceno Inferior son discordantes. Todos ellos se encuentran por debajo de la superficie de corrimiento del Manto de La Alfaguara (Alpujarride), con lo que la edad de estos materiales, que se puede prolongar hasta un Mioceno Inferior bajo, determina el momento de la última traslación de los mantos.

1.5 COBERTERAS SUPRABETICAS

Hemos asignado este nombre a unos pocos afloramientos situados en las cercanías de Beas de Granada y en el río Fardes, cerca del Cortijo de las Albuñuelas. Comprenden materiales liásicos, cretácicos y terciarios, superpuestos anormalmente, al menos ésta es nuestra idea, a Maláguides y Al-

pujárrides. Por su posición, pueden resultar de origen «ultra», como coberteras despegadas de unidades cuyos términos más bajos no conocemos. Si esto es así, podrían resultar equivalentes a algunas unidades distinguidas por Y. PEYRE en la transversal de Málaga y más al O, por J. DIDON y P. CHAUVÉ, hasta llegar al Campo de Gibraltar.

Describiremos a continuación los distintos términos que hemos encontrado, sin pretender que constituyan una sucesión, separando los afloramientos de Beas de Granada de los del Cortijo de Las Albuñuelas.

1.5.1 TERMINOS «SUPRABETICOS» DEL SECTOR DE BEAS

Los materiales que se relacionan son mesozoicos y terciarios y están en contacto con: Unidades maláguides y los Mantos de La Plata, de La Alfaguara y de Carbonales.

Se han encontrado:

- J_1 : Calizas blancas y rosadas, de aspecto masivo y brechoides; intrasparruditas con *Lituosepta recoarensis* CATI, *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Mayncina* aff. *termieri* HOTTINGER (sensu Hottinger, 1967), *Involutina*, Foraminíferos arenáceos indeterminables, Braquiópodos, Lamelibranchios, Equinodermos, Algas, etc., del Lías Inferior o extrema base del Lías Medio. Junto a ellas existen calizas con niveles de margocalizas grises; el término J_1 sólo se ha encontrado en un afloramiento.
- C_{11-13} : Corresponde a un Neocomiense, constituido por margas y margocalizas claras, de aspecto semejante al que presenta el Cretácico Inferior en el Subbético. Sus afloramientos son bastante extensos, como para ser encontrados con facilidad. Contiene numerosos restos de Ammonites (pendientes de clasificar), que atribuimos al Cretácico Inferior. Entre la macrofauna hay que citar también la presencia de *Bellemnites* y *Angulaptychus*.
- $C_{21}.T_1^A$: El Cretácico Superior está constituido por margas y margocalizas arcillosas rosadas, blancas y asalmonadas. En algunos afloramientos situados al norte de Beas se han reconocido materiales de la parte inferior del Cretácico Superior (*Pithonella*, *Stomiosphaera*, *Bonecardiella*, *Hedbergella*) y en otros situados al E, se ha encontrado un Senoniense Superior con una microfauna bastante rica (*Globotruncana* gr. *elevata* (BROTZEN), Gl. gr. *linneiana* (D'ORB.), Gl. cf. *contusa* (CUSHMAN), *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelicidae*, Foraminíferos indeterminables). Puede estar representado, según esto, la mayor parte del Cretácico Superior.

El Paleoceno se compone de calizas grises detríticas con niveles delgados margosos y algunos términos detríticos. Los niveles margo-

Los más extendidos dentro del Paleoceno son de colores verdosos, rojos, etc. El Paleoceno ha sido datado por sus microfauas y a él hacemos pertenecer las calizas con *Microcodium* y foraminíferos observadas. Creemos que son equivalentes a estos términos los más bajos del corte del río Fardes, localizables junto al Cortijo de las Albuñuelas.

- T_{2-1}^{A-Ba} : En el Eoceno han aparecido términos margosos verdes junto a otros términos de carácter flyschoides, con intercalaciones detríticas de cemento calizo. Se ha datado con precisión el Eoceno Medio con *Globorotalia cerroazulensis frontosa-subbotinae*, *Gl. bullbrookii* BOLLI, *Gl. sp. cf. Gl. aspensis* (COLON), *Gl. sp. cf. Gl. spinulosa* CUSHMAN, *Globigerina sp. cf. Globigerina higginsii* (BOLLI), *Globigerinatheka sp. cf. Globigerinatheka index* (FINLAY).

El Oligoceno es margoso de colores blanco-rosados y verdes y con intercalaciones detríticas. Sus margas son de aspecto abigarrado, con *Globigerinita dissimilis ciperensis* BLOW y BANNER, *Globigerina cf. sellii* (BORSETTI), *Globigerinita cf. unicava primitiva* BLOW y BANNER. Los términos oligocenos muestran también carácter flysch; las microfauas de los niveles detríticos son más imprecisas para la datación, dejando abierta la posibilidad de que existan niveles del Mioceno Inferior.

1.5.2 TERMINOS «SUPRABETICOS» DEL RIO FARDES (T_{1-1}^{A-Ba})

El corte natural del río Fardes, al suroeste del Cortijo de Las Albuñuelas, muestra un conjunto de materiales terciarios, de coloraciones fuertes, que se sitúa por encima de las unidades alpujarrides y maláguides, aunque sus contactos actuales no dejan ver esta posición con claridad. Por el E, todos ellos quedan cubiertos por materiales discordantes del Mioceno de la Depresión de Guadix.

Parte de estos materiales fueron datados por GONZALEZ-DONOSO y VERA (1968) quienes pusieron de manifiesto la existencia de términos anteburdigallenses. Posteriormente se ha opinado que estos materiales son post-tectónicos y constituyen la base del Mioceno del borde suroeste de la Depresión de Guadix (VERA, 1968).

Como términos más bajos nosotros hemos reconocido unas margas de coloraciones fuertes, entre las que aparecen algunos paquetes de varios metros de calizas detríticas ricas en *Microcodium*; al igual que en el klippe de Beas de Granada, que acabamos de mencionar, creemos que estos niveles pueden representar al Paleoceno.

Aparecen también margas rojas en las que los autores mencionados dataron el Aquitaniense Inferior. En niveles, probablemente más altos, correspondientes a una formación de margas de colores rojos oscuros, con finas

y espaciadas intercalaciones de calizas detríticas, y situados inmediatamente al este de los Tejares, que se encuentran junto al río Fardes, nosotros, en compañía de J. M. GONZALEZ-DONOSO, hemos recogido muestras con una microfauna del Burdigaliense Inferior, compuesta por *Globigerinita dissimilis dissimilis* (CUSHMAN y BERM.), *Globigerinita dissimilis ciproensis* BLOW y BANNER, *Globigerinoides subquadratus* BRONIMANN, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides trilobus inmaturos* LE ROY, intermedios entre *G. trilobus* y *G. t. inmaturos*, *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Globoquadrina larmeu* AKERS, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Globoquadrina baroemoenensis* LE ROY, microfauna rodada del Cretácico y del Paleógeno.

Entre los términos del Burdigaliense Inferior hay que reseñar la existencia de algunos horizontes detríticos groseros, con conglomerados de trama muy abierta, y de niveles calcáreos con *Lepidocyclinas*. Parte de estos niveles deben corresponder al «Tramo de *Lepidocyclinas*» distinguido por VERA (1968), que él atribuyó al Aquitaniense Superior.

Los materiales «suprabéticos» del río Fardes constan, por tanto, de representaciones del Paleoceno, del Aquitaniense Inferior y del Burdigaliense Inferior. Algunos de sus afloramientos se siguen hasta casi 3 Km. al sur del corte del río Fardes y se pueden reconocer en los afloramientos próximos al camino que, desde La Peza, llega al Cortijo de los Alamillos, junto al río.

1.6 SERIES MIOCENICAS Y CUATERNARIAS DE LAS DEPRESIONES DE GRANADA Y GUADIX

Las series miocénicas y cuaternarias de esas dos depresiones, cuyas extremidades NE y SO, respectivamente, afloran en la Hoja de La Peza, son comparables en algunos de sus términos. Sin embargo, las respectivas columnas estratigráficas presentan ciertas diferencias, por lo cual se estudiarán independientemente.

1.6.1 SUCESION DEL SECTOR NE DE LA DEPRESION DE GRANADA

La cartografía de este sector ha sido efectuada por GONZALEZ-DONOSO y la descripción de los términos que componen la sucesión es extractada de sus publicaciones, sin que por nuestra parte hayamos añadido nada sustancial.

- $T_{12-11}^{Bb-Bc}^1$: Este término está integrado por un paquete de limos con yeso que, localmente en la Depresión de Granada presenta calizas lacustres. Su parte alta contiene niveles limosos y arenosos. Las muestras recogidas en estos niveles son casi siempre azoicas o contienen al-

guna microfauna muy escasa y mal conservada. Estos materiales se muestran con carácter transgresivo sobre los materiales béticos situados al este de Quéntar. Su potencia es muy variable, puesto que los niveles superiores pueden ser discordantes sobre él; en los puntos en que el tramo está bien desarrollado pueden alcanzar el centenar de metros.

- $T_{11-11}^{2-Bc^3}$: Litológicamente se compone de calcarenitas bioclásticas y arenas, que constituyen una facies molásica. Aparecen con esta misma litología en toda la Depresión de Granada, aunque su potencia es variable. En el sector que nos ocupa el espesor es de varias decenas de metros. Su microfauna es abundante en lámina delgada, pero ofrece poco interés para establecer una edad exacta; es frecuente que contengan Algas, Briozoarios, Lamelibranquios, Foraminíferos bentónicos, Equinodermos (fragmentos), etc. La edad ha sido establecida por comparación con el conjunto de afloramientos en que estos mismos niveles afloran en el resto de la Depresión.

En afloramientos próximos al límite O de esta Hoja, ya en la Hoja de Granada (1.009), términos de edad equivalente aparecen como limos arenosos compactos (Almejar de Alfacar) o areniscas y limos arcillosos rojizos (Cortijo de Puerto Lobo).

- T_{11-12}^3 : Corresponde a un potente paquete de limos y limos arcillosos, frecuentemente yesíferos; son marinos hacia la base y continentales en la parte alta sin que se haya observado ningún cambio notable en la litología impuesto por la variación del medio sedimentario. Cerca del límite occidental del área, la sucesión contiene yesos y lignitos en su parte alta, que constituye la «serie de Alfacar» (AGUIRRE, 1958). Al este del Fargue la «serie» de los limos de Alfacar se ve coronada por niveles de conglomerados que aumentan de importancia hacia el E. En opinión de J. M. GONZALEZ-DONOSO, la facies cambiaría progresivamente hasta corresponderse con los limos marinos que se reconocen en el Valle del Río Genil, más al S.

Junto con J. M. GONZALEZ-DONOSO hemos recogido muestras de los niveles inferiores marinos, comprendidos en esta formación de limos; él ha clasificado las microfaunas como pertenecientes al Tortoniense Superior-Messiniense. Como ejemplo citaremos la siguiente asociación recogida en términos relativamente bajos: *Globorotalia bulloides* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerinoides gr. obliquus* BOLLI, *Hastigerina siphonifera* D'ORB.), *Orbulina universalis* D'ORB.

La potencia de la formación, reunidos términos marinos y continentales, puede superar los 200 m.

- T_2^B : Se trata de la Formación de Pinos Genil (GONZALEZ DONOSO, 1967, 1970), definida inmediatamente al S de sus afloramientos en la Hoja de La Peza. Equivale a la llamada «Block formation» (VON DRASCHE, 1879). Está constituida por niveles limosos que engloban conglomerados muy heterométricos, algunos de ellos de enorme tamaño. Son discordantes y horizontales, con una potencia que excede, a veces, de los 100 m. Hasta ahora se ha mostrado siempre azoica y por razones de posición se supone que puede corresponder al Plioceno, aunque es posible que sus términos inferiores sean Messinienses.
- $Q_{1-2}cg$: Son unos conglomerados de aspecto característico, frecuentemente rojos, de matriz limosa y cantos fuertemente heterométricos; no es raro que algunos cantos lleguen al metro de diámetro.

Esta formación, continental y situada por encima de la formación de Pinos Genil, sobre la que es discordante, se conoce con el nombre de «conglomerado de la Alhambra». Fue considerada como cuaternaria a partir de los hallazgos paleontológicos de AGUIRRE (1957).

Entre sus cantos predominan los de materiales del Complejo de Sierra Nevada y son minoritarios los de origen alpujárride.

Son estos los materiales que coronan la sucesión del NE de la Depresión de Granada. Evidentemente existen en ella algunos materiales más recientes, tales como aluviales, acumulaciones de pie de ladera, etc., pero estos materiales más recientes no tienen el carácter de las formaciones precedentes, que vienen a colmar la Depresión.

1.6.2 SUCESION DEL SECTOR SO DE LA DEPRESION DE GUADIX

En algunas publicaciones de J. VERA (1968, 1970) aparecen cartografiadas las formaciones del sector SO de la Depresión de Guadix. Nuestro mapa recoge esos datos y algunos otros inéditos del mismo autor. Salvo ligeras modificaciones, se ha respetado la cartografía preexistente; la descripción que hacemos está tomada casi literalmente de las publicaciones mencionadas.

- $T_{12-11}^{Bb-Bc^1}$: Lo constituyen limos y arcillas azuladas, con coloraciones amarillentas por alteración. Son muy abundantes los pequeños lechos intercalados de yesos, junto con delgados niveles de calizas oquerosas, con Gasterópodos de agua dulce. Localmente presentan niveles de lignito. El depósito parece corresponder a un medio lacustre (100 m.).

A ese primer tramo sucede otro de calizas lacustres (T_{12}^{Bb}), con hasta un 20 por 100 de fracción limo-arcillosa; son de colores pardos o blancos y contienen algunos Ostrácodos y Gasterópodos.

Todavía por encima existen unos limos y margas (350 m.), que son de colores claros hacia la base y algo más margo-calizos y muy claros

en la parte superior. Los términos más altos corresponden ya a un medio francamente marino y hasta ahora no se ha tenido una datación precisa.

- $T_{11-11}^{Bc^2-Bc^3}$: Se inicia con alternancias de areniscas y limos y algunos niveles de conglomerados, con más de 100 m. de espesor. A partir de este término basal la sucesión presenta ritmicidad, que se manifiesta más claramente en un tramo de naturaleza molásica que se le superpone.

En este primer tramo de molasa alternan rítmicamente sedimentos detríticos marinos y someros con posibles episodios continentales, hasta completar una potencia de 200 m. La secuencia habitual es de conglomerados de cemento calizo, areniscas calcáreas bioclásticas y limos, con abundantes restos orgánicos de Briozoos, Gasterópodos, Lamelibranquios y Equínidos.

Sobrepasados unos 35 m. de limos amarillos, que pueden considerarse como la parte terminal del ritmo superior de la molasa inferior, se sitúa otro paquete de 150 m., también de molasa. Las características de esta molasa superior son semejantes a las de la molasa inferior, salvo que sus ritmos presentan espesores más variables y suelen estar mejor desarrolladas las areniscas calcáreas bioclásticas.

- $T_{11-12}^{Bc^3-Bc}$: Comienza con un paquete de margas blancas con abundantes foraminíferos planctónicos, con algunas intercalaciones de areniscas finas (100 m.). Siguen unas areniscas calcáreas bioclásticas (20 m.), con restos orgánicos, que terminan con conglomerados de cantos redondeados calizo-dolomíticos con cemento calcáreo (5. m.).

El paquete termina con una sucesión muy potente, de varios centenares de metros, de margas y limos amarillos con microfauna muy abundante de Foraminíferos planctónicos y bentónicos. Todavía estos niveles deben representar al Tortoniense Superior, sin que se haya encontrado representación del Messiniense. Ya sobre los materiales tortonienses descansan términos discordantes del Plioceno.

- $T_{2}^{B}Q_{1s}$: Corresponden a materiales de la llamada Formación de Guadix (VON DRASCHE, 1879), formada principalmente por conglomerados, arenas y arcillas rosadas. Sus materiales corresponden a un depósito fluvial, propio de llanuras de inundación, con sentido de aporte desde los relieves circundantes hacia el centro de la Depresión.

Sus conglomerados son poligénicos, con cantos heterométricos y mucho más abundantes en las zonas de borde.

Las arenas corresponderían, en general a subgrauwacas. La potencia de la Formación de Guadix es variable, su contacto inferior discordante y los materiales dispuestos casi horizontalmente, aunque con

una ligera pendiente hacia la parte central de la cuenca. Es frecuente que las potencias sean superiores a los 200 m.

Por datos recogidos recientemente (VERA, com. oral) la Formación de Guadix debe comprender el Plioceno y gran parte del Pleistoceno. Efectivamente en muchos puntos se le superponen unos limos y margas blancas que se atribuyen al Pleistoceno alto (Q_{1Rw}).

- Q_{1-2}^a G: Constituido por gravas y brechas, con algunas arcillas y costras calcáreas. Se superpone discordantemente a la Formación de Guadix y su potencia es muy variable según los puntos, si bien en el borde de la Depresión llega a alcanzar los 20-30 m. Por todas sus características corresponde a depósitos de pie de monte, acumulados en una época de clima semi-árido, de ahí el origen de las costras.

A esta sucesión de materiales, representativa del borde de la Depresión de Guadix se le superponen, como en la Depresión de Granada, otros más recientes, relacionados unos con la red fluvial que actualmente se ve encajada en los materiales, y otros con formas de relieve y erosión sub-actuales.

1.7 FORMACIONES CUATERNARIAS RECIENTES

Para todos los materiales que vamos a tratar, se carece de datación.

Se describirán independientemente unos de otros sin que el orden en que se citan presuponga ninguna conclusión sobre su edad relativa.

La más curiosa de todas estas formaciones es la Q_2d , compuesta por niveles dolomíticos, detríticos y limos. Se encuentran muy extendida inmediatamente al este de la ventana de La Mora y al norte de la ventana del Calabozo entre los materiales Alpujárrides y Maláguides, a los que se superpone discordantemente. En ocasiones sus niveles dolomíticos descansan sobre dolomías alpujárrides y maláguides, siendo relativamente difícil delimitar sus contactos. Su litología es muy variada, desde dolomías compactas, hasta otras con disyucción en masas redondeadas y bolos; otras veces aparecen casi como arenas dolomíticas. En los cortes más favorables, por la cabecera del río Fardes, llegan a alcanzar casi 40 m. de espesor.

Se han diferenciado también algunas formaciones travertínicas (Q_2tr), como las existentes en algunos puntos dispersos, todas ellas de pequeña extensión.

En el borde S de la Depresión de Guadix y en contacto con materiales de la Unidad del Veleta, se han cartografiado algunos conos de deyección (Q_2Cd), nutridos fundamentalmente a expensas de materiales de la sucesión del Camarate. En fin, aparecen diferenciadas algunas formaciones de pie de monte, de naturaleza brechoide (Q_2C) y derrubios (Q_2L).

Las formaciones aluviales, aunque no sean todas contemporáneas, se han recogido bajo el símbolo Q_2Al .

2 METAMORFISMO

2.1 CONSIDERACIONES SOBRE LAS SUCESIONES NEVADO-FILABRIDES

Trataremos independientemente los micasquistos de la sucesión del Camarate (Unidad del Veleta) y los de la sucesión del Alguacil (Monte del Mulhacén).

Subsiste desde hace mucho tiempo (desde los autores holandeses de la escuela de H. A. BROUWER) el problema de establecer de una manera segura si la Unidad del Mulhacén presenta un metamorfismo más alto que el de la Unidad del Veleta. A este respecto creemos que las investigaciones de PUGA (1971) han resultado determinantes, por cuanto en ciertos cortes ha conseguido encontrar términos del Manto del Mulhacén (Sucesión de la Caldera) que parecen tener reliquias de un intenso metamorfismo térmico, no representado en la Unidad del Veleta.

Los micasquistos oscuros (CA-P ξ_{pb}) de la sucesión del Camarate son hasta cierto punto heterogéneos. Como característica constante presentan la de contener grafito, que les da sus colores grises, casi negros; en la sucesión alternan micasquistos feldespáticos, micasquistos con pequeños granates y otros, frecuentemente biotíticos, con cloritoide de pequeño tamaño. Ciertos niveles responden a la naturaleza de micacitas y en otros el contenido en cuarzo es bastante alto [cuarzomicasquistos y cuarcitas].

La sucesión de etapas de blastesis en estos materiales es compleja y se ha desarrollado del siguiente modo: en una primera etapa aparecen paragénesis de minerales sincinemáticos, con formación de cuarzo, mica blanca, cloritoide, granate y grafito, como componentes más frecuentes; como minerales postcinemáticos, cristalizados. Inmediatamente después de los anteriores, se pueden citar granos helicíticos de albita y otros de clorita; a continuación se desarrollan otras asociaciones sincinemáticas de una esquistosidad posterior, en las que se han reconocido algunos cristallitos de mica blanca, cloritoide y cuarzo; por fin, una etapa de blastesis más intensa en la que se desarrollan nuevos cristales de biotita, granate y mica blanca. En algunos casos se observa también la formación de clorita, albita y mica incolora, posteriores a la fase de blastesis precedente.

Dentro del Manto del Mulhacén, referiremos en primer lugar los micasquistos oscuros de Las Catifas (CA-T ξ_{phd}). Son los niveles más bajos del citado manto en este área; los micasquistos se caracterizan por tener grandes cristales de cloritoide (de hasta 1,5 cm.). En alternancia con esos niveles empiezan a aparecer hiladas de micasquistos de tonalidades claras con grandes granates (de más de 1 cm.), que a veces tienen tonalidades verdes por su transformación en clorita. Entre estos niveles se intercalan masas

de anfibolitas de gran tamaño, que aparecen como concordantes con el bandeo metamórfico de los micasquistos. Corresponden a anfibolitas granatíferas y pueden contener epidota y piroxeno.

Algunos autores (DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1976) piensan que estas rocas son polimetamórficas y que algunos de sus minerales son prealpinos. Concretamente los grandes cristales precinemáticos que se han observado se suponen relacionados con un metamorfismo de alto gradiente térmico anterior al metamorfismo alpino. Por su parte, las ortoanfibolitas conservan también minerales cuyo origen no es atribuible al metamorfismo alpino. En el interior de los grandes cristales de cloritoide se pueden encontrar reliquias de cuarzo, mica blanca y mena metálica, que según los mismos autores mencionados, representaría el efecto de un metamorfismo regional pre-alpino.

Con posterioridad a estas etapas se encuentran minerales sincinemáticos de una primera blastesis alpina, cuales son granate, cloritoide, cuarzo, mica blanca y albita, seguidos de una fase post-cinemática con oligoclasas y clorita; nueva fase sincinemática, con el desarrollo de cuarzo, mica blanca, biotita, granate y cloritoide, y por fin una paragénesis post-cinemática de mayor temperatura con biotita, granate, cloritoide, mica blanca y albita.

Los micasquistos claros de La Solana-Padules (CA-T_Aξ_{Zt}) pertenecen también al Manto del Mulhacén y corresponden a micasquistos epidóticos que, hacia su parte superior, presentan intercalaciones de mármoles y algunos ortogneises. Los micasquistos son epidóticos, con granate, clorita y anfíboles, y de colores claros (verdes o plateados característicos). Los ortogneises se han considerado como procedentes del metamorfismo de ignimbritas (PUGA y FONTBOTE, 1966). No son frecuentes en los afloramientos que hemos visitado, aunque su existencia es segura en áreas inmediatas a la que aquí consideramos.

La historia metamórfica de estos materiales es comparable a la expresada a propósito de los micasquistos oscuros de las Catifas. Sin embargo, no presentan restos del metamorfismo pre-alpino y, en consecuencia, han de considerarse como polifásicos.

2.2 RESUMEN DE LA EVOLUCION METAMORFICA DE LOS ALPUJARRIDES

Tras el estudio microscópico de las secuencias metapelíticas de los Mantos de La Plata y Carbonales se han obtenido, en primera instancia, las *asociaciones minerales*, es decir, los grupos de minerales componentes de sus rocas y que dependen de la historia metamórfica y de la composición química inicial. De las asociaciones que se recogen a continuación, se han eliminado los minerales no implicados en los procesos de metamorfismo propiamente dichos, esto es, los residuales y los de alteración.

Las asociaciones minerales de las diferentes zonas metamórficas son las siguientes:

ZONA DE BIOTITA-CLORITOIDE

En las rocas metapelíticas de los Mantos de Carbonales y de La Plata, junto con cantidades normalmente importantes de cuarzo y mica blanca, se han encontrado las siguientes asociaciones:

- 1.—Clorita-hematites-menas metálicas
- 2.—Clorita-albita-clinozoisita
- 3.—Albita-clinozoisita (-pistacita)
- 4.—Biotita-clorita-hematites-menas
- 5.—Biotita-clorita-albita-clinozoisita
- 6.—Biotita-albita-clinozoisita (-pistacita)
- 7.—Biotita-clinozoisita
- 8.—Andalucita-oligoclasa-biotita-clinozoisita
- 9.—Andalucita-biotita-clinozoisita-pistacita
- 10.—Andalucita-biotita
- 11.—Oligoclasa-biotita-cloritoide-clorita
- 12.—Oligoclasa-cloritoide-clorita.

En las rocas calcosilicatadas, junto con abundante cuarzo:

- 1.—Mica blanca-clorita-calcita-epidota-menas
- 2.—Biotita-mica blanca-calcita
- 3.—Biotita-mica blanca-oligoclasa-epidota-esfena
- 4.—Actinolita-calcita-epidota-esfena
- 5.—Actinolita-biotita-oligoclasa-calcita-epidota
- 6.—Hastingsita-calcita.

Las asociaciones de las zonas metamórficas que siguen pertenecen, todas ellas, a rocas del Manto de La Plata.

ZONA DE ESTAUROLITA

- 1.—Epidota-clorita
- 2.—Biotita-plagioclasa-granate
- 3.—Biotita-plagioclasa-andalucita-granate
- 4.—Biotita-plagioclasa-cloritoide-andalucita-estaurolita (-clorita).
- 5.—Biotita-plagioclasa-estaurolita
- 6.—Biotita-plagioclasa-andalucita-estaurolita
- 7.—Biotita-plagioclasa-andalucita-granate-estaurolita
- 8.—Biotita-plagioclasa-granate-estaurolita
- 9.—Biotita-granate-estaurolita.

Cuarzo y mica incolora en todas las asociaciones, además de menas opacas, óxidos de hierro y minerales accesorios.

ZONA DE ESTAUROLITA-CIANITA

- 1.—Biotita-plagioclasa-granate-andalucita
- 2.—Biotita-plagioclasa-granate-estaurolita
- 3.—Biotita-plagioclasa-granate-andalucita-estaurolita-cianita
- 4.—Biotita-plagioclasa-estaurolita-cianita
- 5.—Biotita-plagioclasa-granate-menas-esfena
- 6.—Biotita-plagioclasa-granate-menas-actinolita-epidota-esfena.

En todas ellas hay, además, cuarzo y moscovita. Las asociaciones 5 y 6 corresponden a rocas calcosilicatadas.

ZONA DE SILLIMANITA-MOSCOVITA

- 1.—Sillimanita-estaurolita-plagioclasa-granate
- 2.—Sillimanita-andalucita-estaurolita-plagioclasa-granate
- 3.—Sillimanita-cianita-plagioclasa
- 4.—Sillimanita-cianita-plagioclasa-granate
- 5.—Sillimanita-cianita-estaurolita-plagioclasa
- 6.—Sillimanita-cianita-estaurolita-plagioclasa-granate
- 7.—Sillimanita-cianita-andalucita-plagioclasa-granate
- 8.—Sillimanita-cianita-andalucita-estaurolita-plagioclasa-granate.

Además: biotita, moscovita y cuarzo, junto con cantidades menos importantes de magnetita, ilmenita y grafito y alteraciones a clorita y turmalina.

ZONA DE SILLIMANITA-FELDESPATO POTASICO

- 1.—Feldespato K-sillimanita-plagioclasa-biotita-granate-cianita-estaurolita (-andalucita-moscovita).
- 2.—Feldespato K-sillimanita-plagioclasa-biotita-granate-(moscovita-magnetita-ilmenita).
- 3.—Feldespato K-plagioclasa-biotita-granate-moscovita.
- 4.—Feldespato K-plagioclasa-biotita-apatito-moscovita.

En todas las asociaciones existe cuarzo. Junto con las asociaciones 3 y 4 puede haber importantes cantidades modales de turmalina y zircón; en la asociación 1 la moscovita se halla como inclusión en algún fenoblasto, reliquia de una etapa metamórfica anterior.

De estas asociaciones minerales, y utilizando los criterios que se basan en las relaciones texturales entre minerales, se han identificado las fases minerales en equilibrio, es decir, las *asociaciones en equilibrio*.

El estudio petrogenético de estas rocas ha establecido, entre sus conclusiones, la variación del grado de metamorfismo que han sufrido. Resumiremos

brevemente, como más indicativa, la evolución de las *series de facies* (NAVARRO-VILA, 1976). Para la mejor comprensión deben tenerse en cuenta las figuras 1 a 5.

Los micasquistos del Manto de La Plata son rocas plurifaciales, en el sentido de DE ROEVER (1972), puesto que en la evolución de las asociaciones de cada una de las zonas de minerales índice se han detectado cambios en las facies metamórficas.

La sucesión de asociaciones que se originaron en el intervalo correspondiente a la fase de deformación D_1 llegaron, en todos los casos, a estar estabilizadas, lo que sugiere la persistencia de unas determinadas condiciones durante un tiempo suficiente como para ser alcanzado el equilibrio. De las relaciones que existen entre los minerales y de sus transformaciones, se ha concluido que, en el *grado bajo* del metamorfismo, la presión de fluidos debió ser inferior a 4 Kb para 500° de temperatura y que se necesitó un incremento superior a 2 Kb y a 100° C para conseguir, dentro del *grado medio*, las asociaciones de mayor grado de metamorfismo.

Durante la etapa sincinemática de la fase de deformación D_2 , e incluso en la primera parte de la postcinemática, las modificaciones mineralógicas no son aún tan importantes como lo serán posteriormente. Se consigue, ciertamente, una inestabilidad general de las asociaciones aparecidas durante D_1 y se dan transformaciones, tales como las siguientes: entrada de biotita en las asociaciones de grado más bajo; paso de la Zona de Biotita-Cloritoide a la Zona de Estaurolita, en las rocas de grado más alto de la primera zona; caída de estaurolita, así como entrada de sillimanita, en las rocas más profundas. Estos cambios se corresponden con una debilitación en el fuerte incremento de presiones que se había observado durante D_1 y que pudo haberse iniciado ya, probablemente, durante la fase postcinemática D_1 .

En consecuencia, el aumento de presiones durante la primera parte de D_2 es detectable, aunque débil, y la nueva sucesión de facies es básicamente la misma que al final de D_1 , es decir, *serie de facies de presión intermedia*.

A continuación, y todavía dentro de la fase D_2 , se producen nuevas modificaciones, que representan cambios importantes en las condiciones P-T: caída de cianita, caída de estaurolita, formación de andalucita idioblástica, y, en las rocas de grado más alto, caída de moscovita y formación de feldespato potásico. Estas son parte de las transformaciones que demuestran la irrupción en el *grado alto* y, finalmente, en las condiciones de fusión parcial. En el transcurso de estas transformaciones se llega hasta la fase D_3 . Para la realización de las transformaciones que conducen a las nuevas asociaciones, es necesario un brusco descenso de la presión de fluidos, así como la continuidad en el proceso de elevación de temperatura iniciado en etapas anteriores. Las nuevas asociaciones (que no alcanzan su equilibrio) forman parte de una *serie de facies de baja presión*.

Esta evolución metamórfica es el resultado de una variación continua

de las variables P-T. Al inicio del metamorfismo la presión aumenta hasta superar probablemente 6 Kb y la temperatura se eleva hasta unos 600° C; al mismo tiempo se desarrolla una esquistosidad S_1 , paralela a S_0 .

Durante la segunda fase de deformación las presiones crecen ya sólo débilmente y es muy notable la elevación de la temperatura; al mismo tiempo que se crean nuevas asociaciones, se desarrolla S_2 , que puede obliterar totalmente a S_1 .

Es al final de la etapa postcinemática de D_2 cuando se hacen más tangibles el efecto térmico y la brusca caída de presión. La blastesis de los nuevos minerales persiste hasta que sobreviene D_3 , que en el nivel estructural correspondiente a la Zona de Sillimanita, conduce a la formación de la esquistosidad S_3 de crenulación.

Edad del Metamorfismo.—Cada una de las dos series de facies, tal como han sido definidas para el Manto de La Plata, comienzan en las Zonas de Sillimanita-Moscovita o Sillimanita-Feldespató-K, que afectan a materiales de posible edad paleozoica, y terminan en la zona de la clorita en las rocas permowerfenienses; las fases de deformación D_1 , D_2 , D_3 afectan a toda la secuencia metapelítica. En consecuencia, se puede asegurar que, si es cierto que las pelitas de debajo de los mármoles son permowerfenienses, el citado metamorfismo es de edad alpina.

Determinaciones radiométricas, realizadas por diversos autores sobre materiales semejantes en otros lugares de la cordillera, han conducido a una conclusión semejante.

Se admite, en general, como posible que los materiales más bajos en la secuencia, los de edad paleozoica más antigua, estuviesen ya metamorfizados al sobrevenir el metamorfismo alpino, es decir, que las rocas alpujárrides serían polimetamórficas. En realidad, en los micasquistos del Manto de La Plata no se han visto indicios de ese metamorfismo antiguo; por ello, si la hipótesis mencionada es cierta, el metamorfismo alpino ha borrado por completo los efectos del metamorfismo anterior en las sucesiones esquistosas de los Alpujárrides de las Sierras del Tocón (área de La Peza).

3 TECTONICA

La complejidad tectónica del área de La Peza es extremadamente grande. Tal vez la tarea más ardua sea la de interpretar las estructuras de corrimiento, con toda la problemática aneja, pero es indudable que otras «transformaciones tectónicas» han contribuido en buena medida a configurar la complicada realidad estructural existente.

La naturaleza alóctona de Maláguides y Alpujárrides había sido constatada en este área desde antiguo (VAN BEMMELEN, 1927; BLUMENTHAL, 1928;

BLUMENTHAL y FALLOT, 1935); nosotros no abundaremos en razones para apoyar esta creencia, hoy unánimemente aceptada. En cambio, la colocación y emplazamiento del Complejo Despeñadero-Cañamaya (unidades de la «zona de escamas» del mismo nombre) y de las Coberteras Suprabéticas (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976) merecen otro tipo de atención.

La traslación de los Mantos Alpujárrides, sobre el Complejo de Sierra Nevada (Nevado-Filábrides), se efectuó después de que los materiales hubieran sido afectados por varias etapas de deformación. A su vez, el propio Complejo de Sierra Nevada está formado por elementos alóctonos, lo cual es incuestionable, al menos, para sus unidades más altas, aquellas comprendidas en el Manto del Mulhacén.

Cosa aparte es la traslación de Alpujárrides sobre unidades, como la Unidad de La Mora, con ciertas afinidades subbéticas. Esta superposición, verificada con posterioridad al Oligoceno Superior —quizá en los albores del Mioceno Inferior—, no es contemporánea de la colocación de Alpujárrides sobre Nevado-Filábrides; se trata, por el contrario, de una traslación más tardía; acaecida tras algunas vicisitudes relevantes, y mediante la cual el conjunto bético, primero empilado y luego aproximado a su posición actual, llegaría a superponerse a parte de las consideradas zonas externas en el esquema convencional de la Cordillera.

Un problema muy delicado, con diversos planteamientos e interpretaciones a partir de las observaciones efectuadas en el área de La Peza, es el que atañe a las relaciones posibles entre el Subbético Interno y algunas unidades que poseen determinadas afinidades estratigráficas con él. A la par, destaca el papel tectónico de la Unidad de Sierra Harana (Subbético Interno), corrida sobre el Subbético Medio meridional, bien representado más al N en las Hojas de Iznalloz (999) y Moreda (992) (cf. GARCIA-DUEÑAS, 1971; COMAS et al., en prensa).

Una visión sintética, en parte interpretativa, de la disposición de los mantos y elementos tectónicos aludidos, se encuentra en el corte de la figura 6. El corte recoge la casi totalidad de las unidades estructurales reconocidas en el área de La Peza y en él se expresa el trazado presumible de las superficies tectónicas principales; los términos litológicos constitutivos de cada unidad se detallan en el corte IV-IV' de la ilustración en color correspondiente a esta memoria.

Los importantes traslados de unos conjuntos sobre otros, principal consecuencia de la tectónica tangencial fini-oligocena (o algo más tardía), ocultan la geometría de ciertos accidentes maestros: los que debieron originar un acercamiento previo de la Zona Bética a la Zona Subbética, proceso de aproximación en el que se vieron involucradas otras unidades de ubicación paleogeográfica discutible. La naturaleza y entidad de tales accidentes, no incluidos en la figura 6, sólo puede ser inferida, pero sobre su segura existencia podrían aportarse diversos testimonios; y así venimos a reparar, por

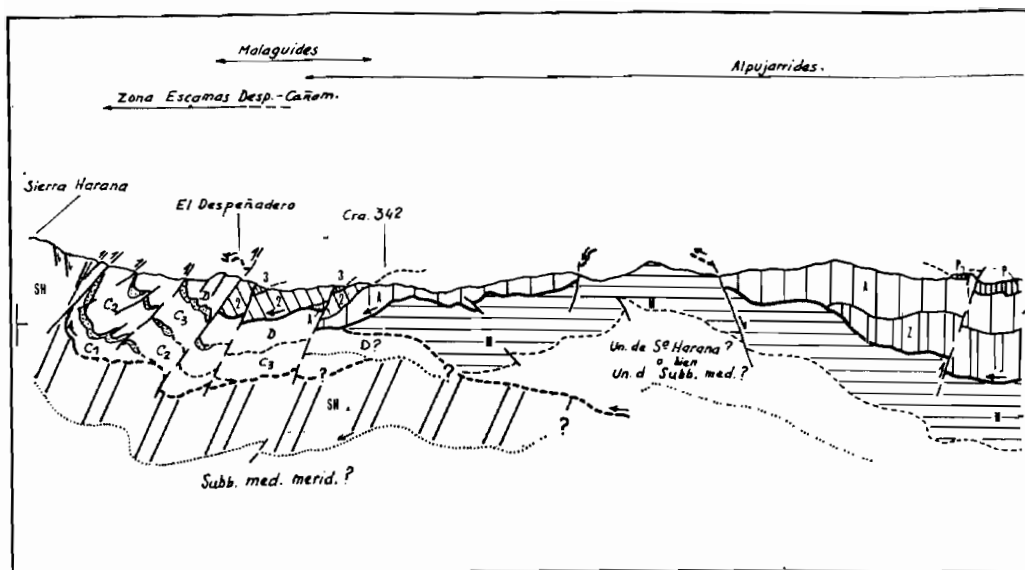
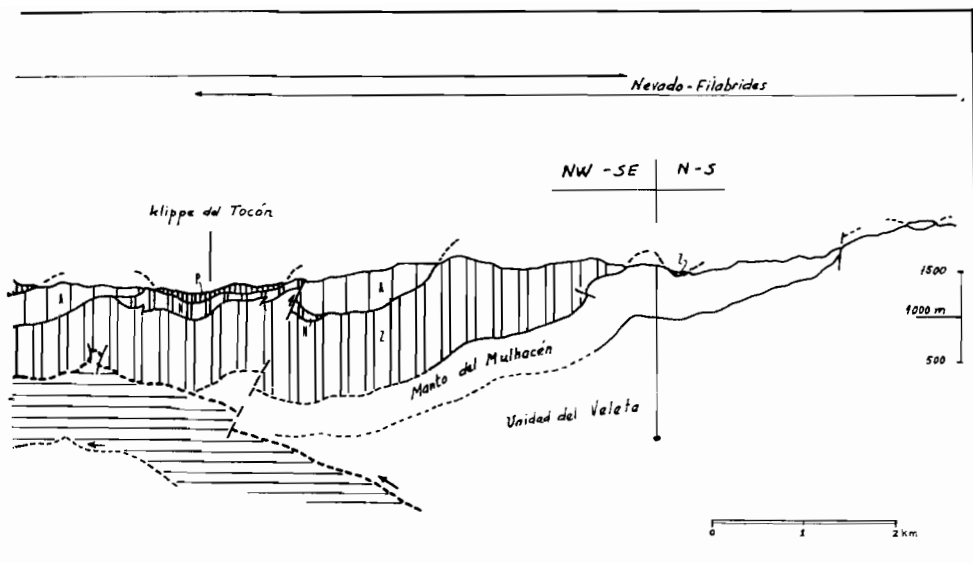


Figura 6.—Mantos Alpujarrides: Z, M. del Zujerio, N, M. de Narváez; A, M. de La Alfaguara; P, M. de La Plata. Maláguides (zona de Cogollos-Vega): 2, Unidad-2; 3, Unidad-3. Complejo Despeñadero-Cañamaya (Zona de Escamas Desp.-Cañ.): D, Un. del Despeñadero; C, Un. de Cañamaya (escamas C₁, C₂

ejemplo, en la llamativa desemejanza entre el zócalo subbético-prebético, presumible prolongación de las formaciones y estructuras del Macizo Ibérico, y los materiales paleozoicos de Maláguides, Alpujarrides y Nevado-Filábrides. El impacto de éste y otros argumentos es determinante para la interpretación de una cordillera inserta en un contexto como el del Mediterráneo occidental, en cuya evolución e historia orogénica han participado masas continentales de procedencia heterogénea.

Después de evocar la intrincada trama inherente a las grandes traslaciones, se advierte la necesidad de un análisis atento de las estructuras post-manto, pues han modificado profundamente, dentro del área, la fisonomía de las superficies de corrimiento y el ordenamiento genuino de los elementos alóctonos. En efecto, ciertas zonas de unidades imbricadas se han reestructurado a causa de eventos compresivos post-manto y muchas unidades, subyacentes a otras corridas, se han tornado en cabalgantes sobre las mismas, merced al juego de accidentes cizallantes.



C₃); Eoveno y Oligoceno, punteado. Unidad de Sierra Harana (*Subbético Interno*), SH. Unidad de La Mora (*Subbético Interno?*), M. Subbético Medio Meridional, *Subb. med. merid.* Para los mantos béticos (*Maláguides, Alpujárrides y Nevado-Filábrides*), no se ha expresado el sentido de la traslación.

Las etapas compresivas, posteriores a los corrimientos mayores, se suceden durante el Neógeno, generando pliegues, fallas inversas y fallas de componente direccional. En particular, estas últimas han prolongado hasta el Cuaternario reciente la apretada secuencia de sus períodos de actividad; entre dichos períodos, se ha constatado la intercalación de intervalos de distensión significativos, con desarrollo de movimientos verticales a favor de las mismas o nuevas superficies de falla.

3.1 LA ESTRUCTURA DEL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA

Los materiales que componen las distintas unidades de este complejo muestran todas el desarrollo de varias esquistosidades. Al hablar del metamorfismo de sus rocas, hemos hecho mención a sucesivas fases de blastesis, varias de ellas coetáneas de fases de deformación.

No podemos agrupar, ni ordenar en el tiempo, todas las estructuras observadas en unidades del Complejo de Sierra Nevada, anteriores al desarrollo de los grandes mantos; únicamente referiremos las etapas más importantes que ha sido posible detectar.

En algunas de las formaciones que constituyen el Manto del Mulhacén se han reconocido las huellas de una o más orogenias prealpinas (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976). Las observaciones que conducen a esta afirmación son sobre todo de carácter textural, pero sobre el terreno no han aparecido indicios de estructuras prealpinas.

Dentro del ciclo alpino se han desarrollado varias fases de deformación dando origen a esquistosidad. En las dos primeras, cronológicamente hablando, se ha desarrollado esquistosidad de flujo; la más antigua de estas esquistosidades debió ser subparalela a la primitiva estratificación, hoy casi irreconocible salvo en el caso de variaciones litológicas.

La primera esquistosidad es deformada por otra segunda relacionada con algunos pliegues cerrados de tamaño métrico; orientados en relación con ella crecen también algunos minerales. La segunda esquistosidad no siempre presenta con nitidez el carácter de esquistosidad de flujo.

Después de esas dos importantes fases de deformación, se ha producido un microplegado de los esquistos resultantes, microplegado muy visible en las rocas nevado-filábrides; en relación con este microplegado puede desarrollarse, con mayor o menor extensión, esquistosidades de fractura, si bien hay que señalar que, en etapas posteriores a las dos primeras deformaciones, se ha dado también el crecimiento de ciertas asociaciones minerales.

Desconocemos la amplitud del intervalo cronológico que media entre la última etapa de deformación, generalizable a todo el Complejo de Sierra Nevada, y las traslaciones sufridas por algunas de sus unidades; quizá ese tiempo sea reducido, aunque no es posible pronunciarse todavía sobre la eventual conexión entre esas dos etapas de deformación.

Nos parece un hecho definitivamente establecido para el sector de Sierra Nevada que las unidades del Manto del Mulhacén son autóctonas por encima de la Unidad del Veleta. Dentro de la Hoja de La Peza no se observan unas exageradas diferencias de metamorfismo alpino entre el Manto del Mulhacén y la Unidad del Veleta, pues las variaciones mineralógicas de sus respectivos tramos pueden atribuirse en muchos casos a diferencias de composición de la roca original; ciertamente, hay notables variaciones en cuanto al tamaño de grano de los minerales metamórficos, según los casos. Sin embargo, la historia metamórfica del Manto del Mulhacén y de la Unidad del Veleta no son exactamente comparables, y es ésta la razón más categórica para decidir la aloctonía del Manto del Mulhacén.

Fuera del área de La Peza, y en la misma Sierra Nevada, sí que han aparecido rocas del Manto del Mulhacén en las que existen estauroilita y cianita,

minerales índices de un metamorfismo de mayor grado que el sufrido por la Unidad del Veleta.

En cuanto al problema de la aloctonía de la Unidad del Veleta, ya nos hemos referido a él en la introducción de este capítulo, aunque de manera indirecta. Es seguro que esta unidad, como parte del edificio bético, se ha trasladado hacia el N; ahora bien, esta traslación es tardía y forma parte del mismo mecanismo general que determina la colocación última de los Alpujárrides sobre unidades más externas.

Independientemente, es posible que la propia Unidad del Veleta se haya corrido sobre un sustrato desconocido (no aflora), pero dentro del proceso de empilamiento de los mantos béticos; esta hipótesis, muy verosímil, no puede ser demostrada en este momento. Por esta razón hemos preferido hablar de la «Unidad» del Veleta y no hemos utilizado el término manto para designar a ese elemento tectónico.

No se sabe la edad de traslación del Manto del Mulhacén. Alguna hipótesis sobre este asunto podría ser aventurada o discutida, pero lo creemos inoportuno aquí. En principio, no hay razones para pensar que la colocación de las unidades del Complejo de Sierra Nevada haya tenido lugar en época muy distinta de aquella en que los Alpujárrides se trasladaron por encima del Complejo de Sierra Nevada.

La etapa de deformación post-manto que con más intensidad ha dejado sentir sus efectos sobre las unidades nevado-filábrides, dentro de la vertiente septentrional de Sierra Nevada, es la causante del plegamiento del conjunto de las unidades empiladas y corridas. Por su causa se diseñó el gran *antiforme de mantos* de Sierra Nevada y se originaron otros pliegues de dimensiones menores; en concreto, el pliegue cuya charnela se localiza entre Cjo. de los Tejos, Loma del Prado Malo y Loma del Maguillo debe pertenecer a esta etapa de deformación. Sobre las estructuras post-manto volveremos más adelante.

3.2 LA ESTRUCTURA DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES

Los Mantos Alpujárrides del área de La Peza se ordenan, de abajo a arriba, del siguiente modo (fig. 6): Manto del Zujerio, Manto de Narváez, Manto de La Alfaguara, Manto de Carbonales y Manto de La Plata.

Únicamente los Mantos del Zujerio y La Alfaguara constituyen hojas continuas para toda el área; los tres restantes se distribuyen en gran número de klippe o están desmembrados en múltiples pequeñas unidades, independientes en el seno de la pila de mantos alpujárrides.

No es inmediata la correlación tectónica entre estos cinco mantos y los que se han individualizado al Sur y Suroeste de Sierra Nevada (cf. ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS. 1976), pero parece segura la correspondencia entre el Manto de los Guájares y el de La Plata y ha sido demostrada la identidad

entre los mantos del Zujerio y de Lújar, de acuerdo con EWERT y NAVARRO-VILA [1978]. Poco más puede decirse sobre la continuidad o equivalencia de los Alpujárrides de La Peza y los de los sectores más meridionales referidos, porque entre ellos se interponen áreas en las cuales la estructura de los alpujárrides no está definitivamente establecida.

3.2.1 ETAPAS TECTONICAS PREVIAS AL APILAMIENTO ALPUJARRIDE

Las conclusiones resumidas a continuación, como parte de los resultados obtenidos sobre los Alpujárrides de la Sierra del Tocón, concuerdan en líneas generales con las extraídas de otras áreas del tercio central de la Zona Bética. Se trata, en suma, de referir los efectos de las fases de deformación simultáneas a la evolución metamórfica y ya mencionadas en estas páginas, junto con la constatación de alguna fase más de efectos mal definidos o limitados.

A causa de estas etapas tectónicas se han originado esquistosidades y pliegues, pero por desgracia los afloramientos de las sucesiones metamórficas, dispersos y de reducida extensión en el área, son poco ilustrativos para interpretar las relaciones entre unas y otras estructuras. La ordenación de las fases de deformación y el establecimiento de la sucesión de esquistosidades se fundamenta esencialmente en observaciones microscópicas.

No se han encontrado huellas de deformaciones pre-alpinas en los Alpujárrides de La Peza, en concreto en la sucesión paleozoica del Manto de La Plata. Ni siquiera se han conservado reliquias o indicios seguros de un supuesto metamorfismo hercínico o más antiguo (cf.: Edad del metamorfismo, epígrafe 2.2).

La esquistosidad más antigua conservada S_1 se generó durante la fase de deformación D_1 y fue acompañada en su aparición de una cristalización mineral manifiesta (figs. 1 a 5). Es una esquistosidad penetrativa a todas las escalas, de flujo, y casi siempre paralela a S_0 , en los casos en que se conservan vestigios de estratificación. En las rocas de más alto grado metamórfico S_1 llega a estar obliterada y únicamente se plasma en la ocasional y ordenada disposición de cristales de micas, dentro de niveles cuarcíticos transpuestos, o como inclusiones de fenoblastos helicíticos. S_1 puede ser mejor reconocida en los términos pelíticos más altos de las secuencias alpujárrides, en especial, a partir de la parte superior del tramo de esquistos con estaurólita y hasta las formaciones de esquistos biotíticos de grano fino y de filitas; es frecuente en rocas de estos niveles la conservación de S_1 , no obliterada a escala de la muestra, aunque intensamente deformada.

Salvo casos muy dudosos, no se han visto micropliegues P_1 , pertenecientes a D_1 , pero sí se han detectado ejemplos de oblicuidad de S_0 y S_1 . En todo caso, el aplastamiento perpendicular a S_1 ha sido muy intenso y los pliegues P_1 debieron ser «apretados», de tendencia isoclinal.

La fase D_2 genera la esquistosidad comúnmente más perceptible en los esquistos alpujárrides. S_2 es gradualmente más penetrativa hacia términos más profundos de la sucesión; en tramos relativamente elevados se presenta muchas veces como una esquistosidad de crenulación, aunque ésta no sea siempre su condición. En efecto, en los micasquistos más enérgicamente metamorfozados borra completamente a S_1 , conservada como esquistosidad interna de fenoblastos (S_1 discordante con S_2 externa); en rocas más cuarcíticas, reducidas amígdalas de naturaleza cuarzomicasquistosa, delimitadas con nitidez por franjas contiguas con S_2 penetrativas a escala microscópica, dejan ver micas orientadas (S_1) oblicuas a S_2 . Por el contrario, coincidiendo con la Zona de Biotita-Cloritoide, es habitual encontrar S_1 crenulada por S_2 , sobre todo cuando ambas son oblicuas; en estas rocas existen dos lineaciones igualmente penetrativas, una de intersección S_1/S_2 y otra, definida por el microplegado de S_1 crenulada.

Los micropliegues P_2 con reconocibles en lámina delgada y sobre el terreno; no se han encontrado pliegues métricos o más grandes. Los observados son apretados, anisopacos de tendencia similar, diseñados con la participación de un proceso de fuerte aplastamiento transversal a S_2 ; para tramos con alternancias cuarcíticas, se evidencian los efectos del intervalo de aplastamiento, precedido en apariencia por un intervalo de plegamiento isopaco.

NAVARRO-VILA (1976) ha mostrado que «el aplastamiento progresa durante el desarrollo de D_2 ; es nulo durante un primer estadio de plegamiento isopaco, se empieza a desarrollar cuando aparece S_2 de crenulación y, finalmente, es importante cuando ya está formada S_2 por crecimiento de minerales, y después». Sus observaciones sobre la geometría de las inclusiones en plagioclasas poikiloblásticas y helicíticas fundamentan sus deducciones.

Los pliegues P_2 deforman también las venas y diferenciados, principalmente de cuarzo, formados con anterioridad en los tramos metapelíticos.

Para el caso de las formaciones carbonatadas, los pliegues de la fase D_2 son de flujo, tanto más acentuado cuanto más intenso es el metamorfismo sufrido. Los P_2 alcanzan entonces mayor desarrollo y sus planos axiales se mantienen paralelos a las superficies de estratificación detectadas.

No se dispone de suficientes medidas de P_2 para fijar sus directrices dentro del área. Respecto a S_2 , creemos que la intensa cristalización sin- y post- S_1 ha restringido localmente su calidad de esquistosidad de flujo.

Con posterioridad a D_2 existen varios sistemas de pliegues que no han podido ser agrupados por la dispersión de las escasas observaciones disponibles; las consideraremos como parte de D_3 , provisionalmente. Las estructuras producidas evolucionan, a lo largo de la sucesión metapelítica, desde un microplegado tenue hasta la formación de esquistosidades de crenulación (provisionalmente, S_3), bien patente en tramos del Manto de La Plata.

En las formaciones de esquistos biotíticos de grano fino (Zona de Biotita-Cloritoide), por encima del hipotético frente de las esquistosidades S_3 , las

deformaciones D_3 micropliegan con suavidad a la S_2 de los horizontes micáceos y conducen a pliegues angulares, simétricos o asimétricos, si se desarrollan sobre finas alternancias cuarzomicasquistosas. Estas estructuras y el «bandedo tectónico», preferentemente asociado a los pliegues asimétricos, son perceptibles al microscopio.

En niveles más profundos, coexiste la deformación por aplastamiento, en los horizontes micáceos (incompetentes), con el mecanismo de deslizamiento flexural, de los cuarzosos (competentes). S_3 de crenulación está muy bien desarrolladas en rocas de la Zona de Sillimanita-Moscovita, cuya S_2 aparece intensamente deformada.

S_3 es normalmente poco penetrativa a escala del afloramiento aún en las zonas de más alto grado metamórfico. Un fuerte microplegado de S_2 acompaña a S_3 en los micasquistos y es característica la presencia de alguna lineación L_3 asociada.

La dirección de algún grupo de los micropliegues P_3 puede ser próxima a la de P_2 , lo que se manifiesta por el bajo ángulo entre L_2 y L_3 . La parecida orientación de P_2 y P_3 , cuando va acompañada de un valor pequeño del ángulo de los respectivos planos axiales, aproxima S_2 y la S_3 correspondiente, lo que da lugar a rejuegos y remodelaciones de las superficies S_2 durante D_3 e incluso a cristalización de minerales correspondientes a D_3 según planos asimilables a S_2 ; este comportamiento puede conducir a errores en la interpretación de la naturaleza de S_2 .

Insistimos en que son varias las etapas de plegamiento que deforman a S_2 y anteriores al apilamiento actualmente visible de unos mantos alpujárrides sobre otros, pero estas fases no pueden ser todavía segregadas a partir de las observaciones disponibles en el área de La Peza.

Mencionaremos a título orientativo, las etapas señaladas por ELORZA y GARCIA-DUEÑAS en el área de Vélez-Málaga, al Sudoeste de Sierra Nevada (1). La fase D_3 corresponde a pliegues menos apretados que los P_2 , con dirección axial N-170° E y planos axiales buzando unos 40° al O (valores entre 20° y 60°); llevan asociada esquistosidad. La fase D_4 agrupa pliegues NE-SO con plano axial de fuerte buzamiento; a ellos se asocia eventualmente una esquistosidad de fractura. La fase D_5 se asimila a la que da origen a pliegues monoclinicos de dirección E-O.

La cronología relativa de los pliegues P_3 , P_4 y P_5 no es segura, desconociéndose además si alguno o algunos de ellos llegan a deformar a las superficies de corrimiento.

Recientemente se han medido abundantes pliegues métricos y decimétricos de dirección E-O en el área de Motril (Hoja núm. 1.055); en todos ellos

(1) Para más detalle consúltese: Vélez-Málaga (1.054), Mapa Geológico de España 1:50.000 (2.ª serie), IGME.

y en diferentes zonas metamórficas, es perceptible la esquistosidad desarrollada y muy probable, en casos, el crecimiento de minerales orientados conforme a esa esquistosidad (GARCIA-DUEÑAS, no publicado).

3.2.2 CUESTIONES RELATIVAS A LA TRASLACION DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES

El emplazamiento de los Alpujárrides se ha conseguido merced a movimientos de diversa índole, cuya entidad ha sido sugerida en las páginas iniciales de este capítulo tercero.

Dos hitos esenciales en el proceso de traslación de las unidades béticas, hasta ocupar su posición actual, se manifiestan en el área de La Peza y adyacentes. Por una parte, los materiales ya metamorizados se colocaron unos sobre otros por efecto de grandes cizallas, y por otra, el edificio de mantos («pila» de mantos béticos) se ha trasladado hacia el Norte a favor de un gigantesco cizallamiento fini-oligoceno o algo posterior. El primero de estos acontecimientos puede concebirse como el resultado último de una serie de contingencias, tales como: apilamiento de unidades contemporáneo de determinados eventos metamórficos (1); superposición o no, como complejos de mantos, de Maláguides sobre Alpujárrides y de éstos sobre Nevado-Filábrides; orden cronológico de la traslación de unos mantos sobre otros, etc. El segundo suscita el desplazamiento de muchas otras unidades y repercute incluso en la reorganización de la cuenca sedimentaria subbética (COMAS, 1978; COMAS et al., en prensa).

Con una pretensión simplificadora, consideraremos como cosa independiente el apilamiento específico de los Alpujárrides y así, entenderemos por *apilamiento intra-alpujárride* la colocación de unos sobre otros de estos mantos, verificada con posterioridad a los procesos metamórficos por ellos sufridos. Con idéntico sentido se puede hablar de «superficies de corrimiento intra-alpujárrides», contraponiendo el término al de «superficies post-pila», que serían las que recortan a todo el edificio de mantos (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976).

El apilamiento intra-alpujárride se ha producido durante una etapa de deformación en la que han ocurrido importantes movimientos cizallantes. Las superficies de cizalla intra-alpujárrides forman ángulos bajos con la estratificación y poseen una disposición tendida en el área de La Peza, si se descuentan los efectos de deformaciones posteriores; sin embargo, únicamente los Mantos del Zujerio y de La Alfaguara —y éste en menor grado— constituyen hojas continuas, lo cual implica que las superficies de corrimiento

(1) Este apilamiento daría origen a una «pila inicial» de mantos, preconizada por algunos autores; en el tercio central de la Zona Bética no hemos encontrado huellas de dicha pila inicial.

cambian de nivel en el interior de la pila, delimitando grandes cuerpos lenticulares que son unidades alóctonas enteras (fig. 6 y cortes en color).

En efecto, los Mantos de Narváez, Carbonales y La Plata se componen de multitud de pequeñas unidades y klippes con distinta significación. El análisis geométrico de las superficies de corrimiento lleva a la conclusión de que existen unidades, componentes de un manto, individualizadas como jirones lenticulares durante el proceso de traslación, además de klippes de origen erosional. El mecanismo propuesto se comprende al imaginar un movimiento conjunto de varios mantos superpuestos, desplazándose unos respecto a otros a lo largo de superficies que varían de nivel en la pila. Por añadidura hay que admitir la existencia de klippes gravitatorios, producidos por desgajamientos parciales de algunas unidades; deslizamientos gravitacionales subsiguientes al apilamiento han sido invocados, en especial, para explicar las características estructurales de unidades aisladas pertenecientes a los Mantos de Carbonales y La Plata (NAVARRO-VILA, 1976) y pueden tener una «importancia decisiva» en el área de La Peza.

Como es lógico, las deformaciones de origen gravitatorio se inscriben mal en un intervalo de duración definida, como el de la etapa post-metamórfica de traslaciones por cizalla. Los movimientos gravitatorios pueden ser reactivados con el concurso de otras circunstancias y, de hecho, así ha ocurrido aquí para algunas unidades, sean alpujárrides o no.

Una cuestión en extremo controvertida es la que se refiere al sentido de traslación de los Mantos Alpujárrides —en general, de todos los conjuntos béticos—. Han sido propuestos sentidos de traslación hacia el Sur y Suroeste, en oposición a los resultados de las investigaciones clásicas sobre las Cordilleras Béticas, pero hay que señalar cómo las vergencias hacia el Norte y Nordeste son perfectamente sostenibles y verosímiles desde muchos puntos de vista. Para estos fines, el acopio de datos regionales y su contraste crítico son insuficientes en aspectos tan esenciales como extensión y representatividad de las fases de deformación, número y estructura de los mantos en algunas transversales, conocimiento de la evolución metamórfica de muchas unidades y conocimiento estratigráfico de las formaciones triásicas, etc.

3.3 ESTRUCTURA DE LOS MALAGUIDES

El Complejo Maláguide está constituido por tres unidades en la llamada «zona de Cogollos-Vega»; las unidades se han llamado Unidad-1, Unidad-2 y Unidad-3, según su orden de superposición comenzando por la más baja. Existen aún otros klippes maláguides esparcidos por el área de La Peza, el más interesante de los cuales forma parte del klippe compuesto de Beas.

Los términos más antiguos de la columna sintética maláguide solamente

se encuentran en la más alta de las unidades (Unidad-3) y los más recientes, en la inferior (Unidad-1). Este comportamiento es, a grandes rasgos, parecido al de los Mantos Alpujárrides, aunque en la zona de Cogollos-Vega es más riguroso y acusado.

Siguiendo a NAVARRO-VILA (1976) se pueden extraer los principales resultados sobre la estructura de las unidades maláguides.

Una esquistosidad penetrativa, que puede ser alpina, es visible en los términos atribuibles al Silúrico; los cantos de los niveles de conglomerados intercalados se hallan intensamente deformados, con su eje de máxima elongación paralelo a las superficies de esquistosidad. Hasta qué punto estas deformaciones pudieran considerarse pre-alpinas es cosa difícil de esclarecer en estos afloramientos y otro tanto puede decirse de la influencia en los materiales maláguides de deformaciones hercinianas, excesivamente enfatizadas por FOUCAULT y PAQUET (1971). Es cierto que el Permo-Trías maláguide descansa sobre tramos paleozoicos de edad variable mediante una superficie erosiva, pero no es observable, salvo casos contados y discutibles, una discordancia angular; los efectos de los movimientos hercínicos han sido, en todo caso, limitados. Aun para las fases alpinas, las estructuras menores observadas en los Maláguides de este área son poco explícitas.

Cuestión resuelta para la zona de Cogollos-Vega es el problema planteado en otras transversales sobre la existencia de unidades «intermedias» entre Maláguides y Alpujárrides. El contacto entre ambos (GARCIA DUENAS y NAVARRO-VILA, 1976) se sitúa en buena distancia sobre el Manto de La Plata, de naturaleza dispar frente a cualquier unidad maláguide; creemos que la similitud entre algunas unidades maláguides y otras alpujárrides es un caso de convergencia y no puede explicarse como una transición progresiva. La confusión se origina cuando faltan los más altos de los mantos alpujárrides, los que son más metamórficos.

Se supone que la individualización de las unidades maláguides se verificó antes de la colocación del complejo y se puede admitir que el modo de empilamiento fuese parecido al de los Alpujárrides, sin olvidar que en otros sectores las unidades maláguides elevadas comportan términos terciarios.

En el área de La Peza, las unidades maláguides descansan indistintamente sobre los Mantos de La Alfaguara, Carbonales y La Plata, pero entre dos cualquiera de ellos jamás aparecen imbricados elementos maláguides. Por tanto, la traslación del Complejo Maláguide debió ocurrir tras el apilamiento intra-alpujárride e iniciada ya la fragmentación en klippen gravitatorios de algunos mantos.

Hay razones para suponer que esta primera colocación de Maláguides sobre Alpujárrides, configurando la pila de mantos béticos, pudo culminarse antes del Oligoceno. Desde ese momento y para ulteriores desplazamientos, las unidades béticas serán solidarias.

3.4 ETAPA DE TRASLACIONES FINI-OLIGOCENA

Es la etapa responsable de la superposición de los Alpujárrides a la Unidad de La Mora y, en general, de la traslación hacia el Norte del conjunto bético como resultado de un cizallamiento post-pila. Las unidades béticas trasladadas cabalgan materiales del Oligoceno terminal, quizá Mioceno basal, pellizcados en varias ventanas.

El trazado de este imponente cizallamiento, que recorta a las superficies intra-alpujárrides hasta confundirse con ellas por el Norte y se prolonga al Sur, por debajo de Sierra Nevada, ha sido propuesto y parcialmente discutido por GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA [1976]. En la figura 6 se esquematiza la geometría de esta superficie, originariamente convexa, deformada por estructuras posteriores.

Otras superficies subsidiarias pueden haberse generado durante esta misma etapa, como la que en la figura 6 permitiría la hipotética superposición de la Unidad de la Mora a unidades del Complejo Despeñadero-Cañamaya.

Los movimientos tangenciales acaecidos en el Oligoceno terminal y principios del Aquitaniense son muy importantes y en ellos han participado la Unidad de Sierra Harana (COMAS, 1978) y, con probabilidad, el Complejo Despeñadero-Cañamaya (corrido sobre la anterior unidad), amén de otras traslaciones secundarias.

Todos estos accidentes son la expresión de una situación mecánica que culmina en el solapamiento generalizado de unidades externas bajo el conjunto bético.

Ahora bien, entre esta etapa de traslaciones post-pila y la que conduce hasta la formación del apilamiento bético media un intervalo. En él, las unidades béticas y las subbéticas hoy subyacentes, deben haberse aproximado por el funcionamiento de grandes accidentes, cuyas cicatrices resultan ahora inaccesibles a causa de las grandes cizallas post-pila. Son los accidentes maestros ya referidos en la introducción de este tercer capítulo.

3.5 ALOCTONIA DEL SUBBETICO INTERNO Y DEL COMPLEJO DESPEÑADERO-CAÑAMAYA

Son cuatro las unidades que vamos a tomar en consideración; de Sur a Norte, tal como aparecen actualmente, son: Unidad de la Mora, Unidad del Despeñadero, Unidad de Cañamaya y Unidad de Sierra Harana. La Unidad de la Mora ha sido considerada subbética por autores anteriores, aunque sin que quedara determinada con claridad su posición paleogeográfica. Las dos unidades siguientes han servido de base para definir la llamada «Dorsal Bética» como elemento paleogeográfico y estructural.

Independientemente (GARCIA-DUEÑAS, 1968), se emitió la hipótesis de

que la Unidad de Sierra Harana fuera una unidad alóctona perteneciente al Subbético Interño. Las razones que movieron a emitir esa hipótesis fueron fundamentalmente de índole paleogeográfica, junto a otras relacionadas con la posición muy septentrional de la unidad con respecto a ciertas sucesiones subbéticas vecinas. Admitiremos, entonces, que la Unidad de Sierra Harana es alóctona sobre el Subbético Medio meridional, cuyas series no afloran en la Hoja de La Peza.

En la publicación mencionada se suponía, en contra de nuestra presente opinión, que las Unidades del Despeñadero y Cañamaya eran la prolongación meridional de la Unidad de Sierra Harana. Sin embargo, hemos visto claramente cómo en algunos puntos (Cortijo de Moralejo) la Unidad de Cañamaya se superpone a la de Sierra Harana; se conservan incluso pequeños klippes de dolomías que descansan sobre términos probablemente terciarios de Sierra Harana. En realidad la Unidad de Cañamaya es compleja y se presenta como el resultado de la superposición de tres elementos consecutivos, cuya sucesión estratigráfica es muy parecida (véanse cortes IV-IV' y VI-VI'); entre estos tres elementos se intercalan siempre términos paleógenos y tal vez aquitanienses. En los mismos cortes se aprecia cómo el desarrollo de fallas inversas de importante salto, posteriores a la traslación hacia el Norte de la Unidad de Cañamaya, hacen aparecer esta unidad como situada por debajo de términos neocomienses de la Unidad de Sierra Harana.

La Unidad del Despeñadero se ha trasladado por encima de la Unidad de Cañamaya, concretamente sobre el más alto de los tres elementos que la componen. También en este caso la traslación se ha efectuado por encima de materiales del Oligoceno o quizá algo más altos; inmediatamente al sur de la Unidad del Despeñadero aflora el Complejo Maláguide. Las Unidades Maláguides nos aparecen, de esta manera, como alóctonas sobre un sustrato heterogéneo, representado, al S, por los Alpujarrides, y al N, por la Unidad del Despeñadero. El frente maláguide está disecado por importantes fallas inversas mediante las cuales el autóctono relativo septentrional (Unidad del Despeñadero) se superpone a los materiales corridos (Maláguides). Sin embargo, al norte de esta alineación de fallas inversas existen pequeños afloramientos de Permo-Triás maláguide que creemos se sitúan por encima de la Unidad del Despeñadero y que vienen a confirmar el orden de superposición que propugnamos.

La posición de la Unidad de la Mora es más incierta. En ningún caso se ha visto su sustrato y esto deja abiertas varias posibilidades (fig. 6). Podría tratarse también de una unidad no perteneciente al Subbético Interno, aunque esto nos parece más improbable.

Si la suponemos asociada al Subbético Interno, pudo haber ocupado una posición paleogeográfica inmediatamente al sur de Sierra Harana y al norte del dominio en que se asentaban las Unidades de Cañamaya y del Despeña-

dero; pero, paleogeográficamente, pudo estar situada, tal como hoy aparece, al sur de la Unidad del Despeñadero.

No tenemos razones definitivas para escoger, con certeza absoluta, entre una de estas dos últimas hipótesis. En la figura 6 se ha supuesto, aunque con interrogantes, que en algún momento la Unidad de la Mora, puede haber cabalgado a la del Despeñadero. Pero esta posibilidad es compatible con la traslación de la Unidad de Cañamaya por encima de la Unidad de la Mora, hasta descansar sobre la Unidad de Sierra Harana.

3.6 POSICION DE LAS COBERTERAS SUPRABETICAS

Están tectónicamente superpuestas a Maláguides y a los Mantos de La Plata, Carbonales y La Alfaguara. Su traslación hasta el actual emplazamiento habría sido motivada por deslizamientos gravitatorios, ocurridos cuando el edificio bético había sido desmantelado parcialmente durante períodos de intensa erosión.

La colocación tuvo lugar con posterioridad al Burdigaliense Inferior, dado entre sus materiales, y por tanto, después de las cizallas post-pila finio oligocenas.

Con estos presupuestos puede abordarse brevemente el problema de su procedencia. La patria de estas unidades no se hallaba al Norte de sus afloramientos actuales, porque materiales equivalentes no se encuentran en áreas más septentrionales; tampoco pueden situarse en un dominio situado al norte de la raíz de la gran cizalla finio-oligocena que trasladó al conjunto bético, ya que esta traslación es anteburdigaliense. La procedencia meridional de las Coberteras Suprabéticas queda probada, por tanto.

Creemos acertada la idea de BOURGOIS, CHAUVE y PEYRE (cf. GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976) de asimilarlas con las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar y es dentro de este contexto en el que hay que plantearse su origen.

3.7 OTRAS ESTRUCTURAS ALPINAS DE COMPRESION

En el área estudiada se aprecian estructuras de compresión (fallas inversas y pliegues) posteriores a la colocación de las unidades alóctonas. Los pliegues más generales son visibles por cuanto albergan en su mayor parte a los klippes (sinclinales) y a las ventanas (anticlinales); conviene precisar, sin embargo, que la localización de algunos klippes y ventanas está favorecida por el desarrollo de fallas normales posteriores a los pliegues que nos ocupan; a este respecto creemos que el mapa geológico es suficientemente explícito.

A grandes rasgos, el gran afloramiento central de Alpujárrides viene limitado por una gran estructura anticlinal, al N (Sierra Harana), y el enorme

pliegue de fondo que deja aflorar el Complejo de Sierra Nevada. Estas dos zonas, en líneas generales antiforales, delimitan un gran sinforme de mantos complejo, en cuyas extremidades oriental y occidental se sitúan los materiales de las Depresiones de Granada y Guadix. El gran sinforme que ubica a los Alpujarrides, está subdividido en algunos pliegues de orden menor, cuyo trazado, aproximadamente N 50 E, se percibe muy bien en el mapa.

La Unidad de Cañamaya se ve afectada también por pliegues de esta clase, algunos importantes y de vergencia S. Por esta razón en todo el borde norte de la Hoja, al este de Prado Negro, los tres elementos tectónicos que componen la unidad se encuentran casi siempre invertidos.

Con posterioridad a esta etapa de plegamientos, con algunos de sus pliegues violentos, se desarrollan fallas inversas, que no parecen sincrónicas de los pliegues. Son muy frecuentes y determinan gran parte de los contactos definitivos entre las distintas unidades. De entre estas fallas inversas las hay de vergencia N y de vergencia S, si bien estas últimas son más llamativas por cuanto se oponen al sentido de traslación que hemos creído ver como habitual para las distintas unidades.

Es imposible describir en poco espacio el gran número de fallas inversas presentes y el juego particular de cada una de ellas, pero su acción queda reflejada en el Mapa Geológico, en cuya elaboración se ha puesto un esmerado interés para que queden recogidos todos los accidentes significativos.

Probablemente los efectos más notables de las fallas inversas de vergencia S hayan sido el contribuir a la inversión de algunas unidades del borde sur de Sierra Harana y el delimitar los frentes actuales de algunos mantos. Consiguen además el curioso efecto de superponer insistentemente los autóctonos relativos a los alóctonos.

Todas estas estructuras se han desarrollado durante el Burdigaliense, pero en áreas próximas el Burdigaliense Superior se ve plegado y afectado por fallas inversas (COMAS, 1978).

3.8 ESTRUCTURAS RECIENTES

Con posterioridad a las fallas inversas, que alcanzan al Mioceno Medio, se han producido arqueamientos de gran radio, relacionados con un movimiento ascensional de conjunto; a partir del inicio del Mioceno Superior ya no se vuelven a generar pliegues importantes localizados.

Entonces sobreviene, coexistiendo a intervalos con los suaves plegamientos de gran radio, un estadio de desarrollo de importantes fracturas, prolongado hasta nuestros días: es la etapa de las grandes fallas con intervalos alternativos entre las fallas normales y las de salto de dirección. En general, las componentes direccionales del salto han llegado a ser notables, pero estos episodios compresivos fueron interrumpidos por otros de clara distensión, de manera que las mismas superficies pueden haber servido para unos y otros movimientos; esto es un hecho comprobado.

Las más importantes fallas de componente direccional acusada se localizan en la parte septentrional del área; puede apreciarse su trazado y el frecuente carácter dextrorro. Se nota cómo a las principales de estas fallas en dirección se asocian otras que forman ángulo con ellas, hasta delimitar cuñas en las que se localizan los desplazamientos más fuertes.

En los bordes de las Depresiones se encuentran las formaciones cuaternarias falladas y en las mismas superficies de falla coexisten por lo común estrias y acanaladuras, que atestiguan el alternativo cambio de régimen.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La abordaremos con exagerada concisión ya que muchos acontecimientos, y en particular los tectónicos, han sido expuestos conforme a un ordenamiento cronológico. Por otra parte es tan grande el número y procedencia de las unidades representadas que esbozar su historia equivale a afrontar la evolución general de la cordillera.

La evolución de los dominios paleogeográficos correspondientes a Maláguides, Alpujárrides y Nevado-Filábrides es muy difícil de reconstruir porque faltan referencias cronológicas y no existen materiales béticos post-triásicos dentro del área. Los hechos más sobresalientes son la aparición de condiciones para una sedimentación carbonatada, extensivas a todos los complejos béticos durante una parte del Triás, y la manifiesta discontinuidad sedimentaria localizada bajo el Permo-Triás maláguide, no puesta de manifiesto en Alpujárrides y Nevado-Filábrides.

Hasta el Pérmico las sucesiones béticas son relativamente monótonas, y salvo en los Maláguides, el metamorfismo alpino ha borrado los caracteres originales de los materiales. No obstante, se ha discutido la posibilidad de acontecimientos metamórficos prealpinos, enmascarados excepto en las rocas del Manto del Mulhacén.

Un amplio paréntesis, durante el cual tienen lugar el metamorfismo y varias fases de deformación, se abre para las unidades béticas desde el Triás superior hasta el Oligoceno. Es un intervalo sobre el que pueden hacerse toda suerte de conjeturas.

Desde el Triás, una sedimentación carbonatada persiste durante casi todo el Jurásico, en las unidades más septentrionales.

En el Subbético Interno (Unidad de Sierra Harana) las condiciones de plataforma carbonatada se prolongan hasta el Jurásico Superior, aunque con algunas recurrencias. Las características de la cuenca cambian en el Cretácico Inferior, con un incremento paulatino de la subsidencia; se han citado traslaciones e inestabilidades durante el Cretácico Superior y Paleoceno. En el Paleógeno, una sedimentación con episodios turbidíticos y frecuentes hiatos atestigua la creciente inestabilidad; el registro del Oligoceno Superior es

demonstrativo de la proximidad y erosión de unidades béticas, previamente apiladas.

En los albores del Mioceno Inferior ocurre la traslación del edificio bético, solapando a las unidades externas. En esta etapa de grandes traslaciones se consiguen los rasgos más expresivos de la disposición de unidades que hoy podemos observar; por su causa se reactivan antiguas superficies de corrimiento.

Durante el Mioceno Inferior sucesivas etapas de compresión van configurando la estructura definitiva hasta que se alcanza la transgresión del Mioceno Medio-Superior. Desde entonces episodios de distensión y fallas de componente direccional alternan en una complicada secuencia duradera hasta más acá de la definitiva regresión del Mioceno Superior.

5 MINERIA Y CANTERAS

5.1 YACIMIENTOS MINERALES

Para la redacción de este capítulo se han utilizado los datos suministrados por A. TEJERINA, geólogo de «Fluoruros, S. A.».

Mineralizaciones en el Complejo Maláguide:

— Yacimientos de Mogino.

La explotación se ha realizado en varias galerías, de las cuales sólo una se conserva, actualmente en estado de reconocimiento.

El objeto ha sido la extracción de galena rica en plata.

La mineralización es de plomo (galena con contenido en plata) con pirita, calcopirita y siderita, en filoncillos que encajan en pizarras y areniscas. Entre la ganga se distingue barita, calcita y cuarzo.

Es posible la relación de estas mineralizaciones con los cuerpos de rocas ígneas básicas existentes en el Permo-Trías Maláguide y descritos en el capítulo de estratigrafía. Las rocas básicas vacuolares están, en parte, mineralizadas de pirita y calcopirita.

Mineralizaciones en los Mantos Alpujárrides:

— Yacimientos del Cerro de las Carboneras.

Existen numerosos socavones y galerías que explotaron galena y calamina (hemimorfita o smithsonita).

La mineralización está formada por galena y esfalerita con fluorita. Minerales secundarios son cerusita, smithsonita y emimorfita. La ganga es de cuarzo, dolomita y calcita.

La roca de caja en que se encuentra el espato flúor es dolomía. La fluorita

primaria se presenta en granos finos de color marrón; la fluorita secundaria es blanca y de granos más gruesos. La mineralización es estratiforme, bien en capas de fluorita con galena y blenda o bien lenticular (lentejones de varios centímetros hasta casi 1 m.) de fluorita, galena, blenda y smithsonita.

Se supone una génesis para el yacimiento de tipo endogenético-sinsedimentario.

- Existen mineralizaciones, que guardan cierta analogía con la anterior, en el Collado de la Mora y en el Calar del Esparto.

Se han encontrado mineralizaciones de carbonato de cobre en el Cerro de las Minas y en el Calarillo de las Minas o «Minas del Muerto».

- Yacimientos de los Lastonares y del Madroñal.

Se trata de dos zonas mineras con mineralización análoga, que fueron explotadas mediante socavones en el Madroñal y a través de pozos, en los Lastonares. El objetivo fue el beneficio de galena y principalmente wulfenita, que se presentan acompañadas de cerusita, baritina y a veces wolfranita. La ganga es barita, calcita y cuarzo, y no se ha registrado la presencia de minerales de zinc. La mineralización encaja en calizas y dolomías del Manto del Zujerio en la posición estratigráfica indicada en el capítulo de Petrología. En los Lastonares se ha visto «dolomía franciscana» en la proximidad de los yacimientos. La wulfenita puede encontrarse en niveles de dolomía alterada de tonos anaranjados, en forma de cristales idiomorfos, o también, en fisuras y huecos, dentro de una matriz arcillosa, aparece en forma de pequeños cristales tabulares de color amarillento. La galena se dispone en lechos de espesor del orden de 1 cm., interestratificados en las dolomías, o rellenando diaclasas. La galena es de baja calidad.

Se piensa en un origen sedimentario, siendo galena y baritina minerales primarios y wulfenita secundaria (oxidación de galena en presencia de molibdeno).

- Yacimientos de la Cerradura Baja.

La explotación se realizó con galerías y socavones y estuvo dirigida a la extracción de galena. La roca de caja pertenece al Manto del Zujerio.

La galena se acompaña de fluorita y se sitúa en bancos concordantes con la estratificación de potencia de 40 cm. a 1 m. Se considera que el yacimiento es de origen sedimentario.

- Yacimiento de Prado Montero.

Se incluyen en este yacimiento las labores que se encuentran al O del Cortijo del Tintín, Mina de Lázaro, y los del Cortijo de Duz (todos ellos al S del pantano de Quéntar), y que estuvieron dedicadas a la extracción de ga-

lena y wulfenita. La mineralización es de galena-wulfenita y fluorita-barita. La galena está diseminada en calizas, junto a la fluorita que lo está en dolomías. Se admite para estos criaderos un origen sedimentario.

— Yacimiento de La Peza.

Ubicado junto a la carretera La Peza-Purullena, contiene galena, esfalerita, wulfenita y minerales de hierro. Encajan en dolomías intercaladas en niveles de calcoesquistos.

5.2 CANTERAS

Existen en el área numerosas canteras en explotación. Se aprovechan los mármoles dolomíticos triturados del Manto de La Alfaguara para las industrias de vidrio y cerámica (fabricación de terrazo). También se utilizan como gravilla para carreteras.

Los niveles limosos del Mioceno del sur de Diezma son empleados para la industria cerámica.

También se explotaron canteras en los mármoles del Manto del Mulhacén.

6 HIDROGEOLOGIA

6.1 LOS NIVELES ACUIFEROS

De las diferentes formaciones acuíferas que existen en la Hoja, se pueden diferenciar los materiales carbonatados del Subbético u otros afines y los de los Mantos Alpujárrides, en donde la circulación se realiza a través de fisuras, de los sedimentos detríticos neógenos y cuaternarios, cuyos acuíferos corresponden esencialmente a medios porosos de circulación.

Calizas y dolomías subbéticas o similares

En todos los afloramientos calizo-dolomíticos mesozoicos se observa suficientemente un elevado grado de fisuración y carstificación.

Estos niveles corresponden, sin duda, a los acuíferos más permeables de la zona.

Calizas, dolomías y mármoles alpujárrides

Existen muy pocos datos cuantitativos referentes a las características hidráulicas de estas formaciones carbonatadas.

VELILLA (1976) cita, para las calizas del Manto de Zujerio, los datos obtenidos por el Servicio Geológico de Obras Públicas en el estudio del vaso del

Embalse de Quéntar, mediante ensayos de inyección en sondeos. Se obtuvo una gama de valores de la permeabilidad comprendidos entre $3 \cdot 10^{-5}$ y $3 \cdot 10^{-6}$ metros/s.

Al suroeste de Graena, dos sondeos realizados por el IRYDA, en colaboración con el Proyecto del Guadalquivir, sobre dolomías del Manto de Narváez, indican valores de permeabilidad de 10^{-5} m./s. y $3 \cdot 10^{-5}$ m./s.

Para el conjunto de las sucesiones carbonatadas alpujarrides, se advierte un comportamiento hidrodinámico característico de materiales de permeabilidad mediocre y, en todo caso, netamente inferior al de las unidades subbéticas.

Este diferente comportamiento se explica, de una parte, considerando el menor desarrollo de los procesos de cristalización en estos materiales, especialmente en los más metamorfizados; de otra parte, las calizas menos metamorfizadas del Zuherio, presentan una relativa abundancia de intercalaciones arcillosas, que limitan la facilidad de transmisión del agua para el conjunto de la formación.

Parece interesante resaltar, en contra de la impresión más generalizada, la escasa permeabilidad que caracteriza al conjunto de mármoles triturados del Manto de La Alaguara.

Formaciones neógenas y cuaternarias

Las series del Neógeno de las Depresiones de Guadix y Granada, en general, están prácticamente desprovistas de interés hidrogeológico, debido a la poca permeabilidad de sus materiales.

Solamente existen acuíferos de escasa importancia en los tramos de calcarenitas bioclásticas de facies molasa, y en la Formación de Pinos Genil. Esta última, además, se encuentra totalmente seccionada, en el ámbito de esta Hoja, por la red hidrográfica y por tanto, en condiciones muy desfavorables para la retención de una reserva apreciable de agua subterránea.

La Formación de Guadix es la que presenta mayor interés a nivel regional, si bien en este sector sólo incluye niveles acuíferos de relativa importancia, frecuentemente confinados entre los niveles menos detríticos de la formación. En las márgenes del río Fardes alimenta a algunos manantiales de cierta envergadura, que afloran en el contacto con los limos miocenos.

Los depósitos aluviales del río Fardes son explotados con éxito desde tiempo inmemorial por galerías de captación (cimbras) y pozos de escasa profundidad, gracias a la elevada permeabilidad de los aluviones y a la escasa profundidad del nivel freático.

6.2 CONDICIONES HIDROLOGICAS

Debido a la complejidad geológica del área y ante el problema de definir

los diferentes sistemas acuíferos, se ha adoptado un criterio de diferenciación amplio, considerando aquellos dominios espaciales individualizados en los que pueden existir uno o varios acuíferos, relacionados o no entre sí, pero que constituyen una unidad práctica para la investigación o explotación.

En este sentido, se ha distinguido:

Sistema acuífero de Sierra Harana; Sistema acuífero de las Escamas del Corredor de Cogollos-Darro (Zona de escamas de Despeñadero-Cañamaya y Maláguides); Sistema acuífero de las unidades alpujárrides; Sistema acuífero de la Formación de Guadix.

Nos limitaremos a resumir las características de los sistemas ubicados en rocas carbonatadas.

Sistema acuífero de Sierra Harana

En la Hoja de La Peza sólo existe una pequeña porción de este sistema, que corresponde a una unidad individualizada hidrogeológicamente e integrada por las calizas y dolomías de la sucesión estratigráfica de igual nombre.

Drena casi exclusivamente por un único manantial, en Deifontes (Hoja 1.009, Granada), a la cota de 700 m., con 1.000 l/s.

Aparte de esta surgencia, se conoce otro manantial de importancia, con 60 l/s., en el borde oriental del sistema (Fuente de Huélago).

Sistema acuífero de las escamas del Corredor de Cogollos-Darro

Incluye un conjunto de acuíferos extremadamente compartimentado. Los niveles permeables corresponden a las escamas de calizas y dolomías de las unidades de Cañamaya, del Despeñadero y del Complejo Maláguide, que funcionan como compartimentos hidráulicamente desconectados; su drenaje proporciona numerosos manantiales, a cotas muy diversas y diseminados por todo el área.

Sistema acuífero de las unidades alpujárrides

Corresponde a un conjunto heterogéneo de acuíferos, que integra a las formaciones superiores carbonatadas de los Mantos Alpujárrides y a las unidades subbéticas o afines, infrayacentes. Los diferentes acuíferos suelen estar conectados a través de contactos tectónicos.

La abundancia de estos accidentes tectónicos, la existencia de tramos impermeables intercalados y las diferencias de permeabilidad que presentan los diferentes tramos de las sucesiones carbonatadas, condicionan fenómenos de caídas bruscas de presión en el sentido de la circulación y la existencia, a nivel regional, de gradientes hidráulicos elevados.

En consecuencia, son frecuentes los manantiales, que suelen aflorar a

diversas cotas y con caudales medios variables; se desconoce la existencia de surgencias con caudales superiores a 200 l/s.

De esta forma, y en parte como consecuencia de la permeabilidad relativamente baja del conjunto, funciona una red de drenaje con cursos perennes a cotas superiores a 1.300 m. (río Fardes, arroyo del Tocón, etc.). Sin embargo, la cota más frecuente de drenaje de este sistema se sitúa entre 1.030 m. y 1.150 m.

Entre dichas cotas encontramos las surgencias más importantes, en su mayoría localizadas junto al contacto de los materiales neógenos. De este tipo son los manantiales de Alfácar y Güevejar, que afloran en la Hoja 1.009 (Granada), o los nacimientos del río Darro y de Beas, todos ellos en el flanco occidental del sistema; en la vertiente oriental, encontramos numerosas emergencias de origen similar, tales como la Fuente de la Gitana, Fuente Blanca y de la Encantada, entre 1.030 y 1.120 m. de cota.

7 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA F., y GARCIA DUEÑAS, V. (1976).—«Les séquences lithologiques des nappes alpujarrides au Sud et Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 635-639.
- AVIDAD, J. (1971).—«Estudio geológico del sector del Majalijar (Sierra Hara-na)». Tesis de Licenciatura, Univ. Bilbao (Inédito).
- BLUMENTHAL, M. (1927).—«Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central-und Südwest-Andalusien». *Ecl. Geol. Helv.*, 20, pp. 487-532.
- (1928).—«L'existence du Bétique de Malaga dans la région de Grenade». *C. R. Ac. Sc.*, 187, pp. 1059-1062.
- (1930).—«Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Río Guadalhorce». *Ecl. Geol. Helv.*, 23, pp. 41-293.
- BLUMENTHAL, M., y FALLOT, P. (1935).—«Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix». *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 17, pp. 5-74.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur tektonik der betischen Kordilleren». *Geol. Rundschau*, 17, pp. 332-336.
- COMAS, M. C. (1978).—«Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno Inferior». Tesis, Univ. Bilbao (Inédito).
- COMAS, M. C.; GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F., (en prensa).—«Moreda (992). Mapa Geológico de España, 1:50.000». (2.ª serie). *IGME*.
- DE ROEVER, W. P. (1972).—«Application of the facies principle on rocks metamorphosed in more than a metamorphic facies, with special reference

- to plurifacial metamorphism in south-eastern Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.* B-75, pp. 253-260.
- DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1976).—«Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres». *Tecniterrae*, 9, pp. 26-35.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPORST, J. (1973).—«Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 15, pp. 17-115.
- DURAND-DELGA, M. (1963).—«Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 534-535.
- (1968).—«Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques». *C. R. Ac. Sc.*, 266, pp. 190-193.
- DURAND-DELGA, M., y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), 3, pp. 181-187.
- DURAND-DELGA, M., y FOUCAULT, A. (1967).—«La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques au bord Sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 9, pp. 723-728.
- DURAND-DELGA, M., y MAGNE, J. (1961).—«Presence d'Oligocène supérieur sous le front des nappes alpujarrides au Nord-Est de Grenade (Andalousie)». *C. R. Ac. Sc.*, 252, pp. 559-561.
- EWERT, K., y NAVARRO-VILA, F. (1978).—«La correlación estratigráfica entre los Mantos de Lújar y del Zujerio definidos al S y al N de Sierra Nevada respectivamente (Alpujarrides, Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. Min.* (en prensa).
- FALLOT, P.; FAURE MURET, A., y FONTBOTE, J. M. (1967).—«Observations sur la formation de Guadix». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 78, pp. 1-48.
- FALLOT, P.; FAURE MURET, A.; FONTBOTE, J. M., y SOLE, L. (1960).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71, pp. 347-557.
- FOUCAULT, A., y PAQUET, J. (1970).—«La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, 271, pp. 16-19.
- (1971).—«Sur l'importance d'une tectogenèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères bétiques (Sud de la Sierra Arana, prov. de Grenade, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, 272, pp. 2756-2758.
- GARCIA-DUENAS, V. (1967a).—«Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética». *Not. y Com. IGME*, 101-102, pp. 73-100.
- (1967b).—«Geología de la Zona Subbética al N de Granada». Tesis, Univ. Granada (Inédito).
- (1968).—«Hipótesis sobre la posición tectónica de Sierra Arana». *Act. Geol. Hisp.*, 3, pp. 29-34.
- (1969a).—«Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la trans-

- versale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), 11, pp. 211-222.
- (1969b).—«Consideraciones sobre las series subbéticas que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética)». *Act. Geol. Hisp.*, 4, pp. 9-13.
- (1971).—«Iznalloz (991). Mapa Geológico de España, 1:50.000». (1.ª serie). *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1971).—«Granada (1.009). Mapa Geológico de España, 1:50.000». (1.ª serie). *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Alpujárrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 641-648.
- GARROTE, A. (1971).—«Estudio geológico del borde S de Sierra Arana (sector centro-oriental)». Tesis de Licenciatura, Univ. Bilbao (Inédito).
- GEEL, T. (1973).—«The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez-Rubio area (Southern Spain)». *GUA Papers of Geology Series*, 1, 5, pp. 1-179.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». Tesis, Univ. Granada (Inédito).
- (1968).—«Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada». *Act. Geol. Hisp.*, 3, pp. 57-63.
- (1970).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». *Cua. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 5-8.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M., y VERA, J. (1968).—«Sur la présence des terrains post-tectoniques anteburdigaliense au bord Sud-Ouest du Bassin de Gaudix (Cordillères Bétiques)». *C. R. Ac. Sc.*, 266, pp. 49-51.
- KOCKEL, F. (1959).—«Conodontos del Paleozoico de Málaga». *Not. y Com. IGME*, 53, pp. 149-164.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C., y OROZCO, M. (1970).—«Estudio estratigráfico del sector centro-oriental de Sierra Arana (Cordilleras Béticas)». *Act. Geol. Hisp.*, 5, pp. 4-7.
- LOPEZ-GIMENEZ, J. (1971).—«Estudio geológico del sector oriental de la Sierra Arana». Tesis de Licenciatura, Univ. Granada (Inédito).
- NAVARRO-VILA, V. (1970).—«Nuevas observaciones para la diferenciación de varias unidades alpujárrides al N de Sierra Nevada». *Cua. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 57-60.
- (1976).—«Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)». Tesis, Univ. Bilbao (Inédito, en curso de publicación por *IGME*).
- RAMON, R. (1971).—«Estudio geológico del sector del Tocón de Quéntar (Cordilleras Béticas, España)». Tesis de Licenciatura, Univ. Granada (Inédito).
- SEQUEIROS, L. (1974).—«Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética». Tesis, Univ. Granada, 65, pp. 1-275 (tomo primero).

- STAUB, R. (1926).—«Gedanken zur Tektonik Spaniens». *Vierteljahr. Naturf. Ges. Zürich*, 71, pp. 196-261.
- VAN BEMMELEN, R. W. (1927).—«Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in de provincie Granada». Tesis, Delft, pp. 1-176.
- VELILLA, N. (1976).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Aguas Blancas». Tesis de Licenciatura, Univ. Granada (Inédito).
- VERA, J. A. (1968).—«El Mioceno del borde SO de la Depresión de Guadix». *Act. Geol. Hisp.*, 3, pp. 124-127.
- (1970).—«Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza». *Bol. Geol. Min.*, 81, pp. 429-462.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA