



IGME

1.040

18-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ZAFARRAYA

Segunda serie - Primera edición

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



21040

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ZAFARRAYA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La Hoja de Zafarraya ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

La Memoria ha sido efectuada por J. J. Elorza, V. García-Dueñas, J. Matas y L. Martín.

Los trabajos de campo corresponden, en la mitad oriental, a J. J. Elorza y V. García-Dueñas, con la utilización de datos de J. M. González-Donoso para los materiales de la terminación sudoccidental de la Depresión de Granada; la mitad occidental, a J. Matas, L. Martín y J. Gómez-Prieto.

Los estudios de petrografía se han llevado a cabo por diferentes personas: las rocas metamórficas han sido estudiadas por A. Argüelles, J. J. Elorza, V. García-Dueñas y A. de las Heras, y las sedimentarias, por M. C. Fernández-Luanco. Micropaleontología: C. Martínez, F. Martínez-Fresneda y J. M. González-Donoso.

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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 7.947 - 1979

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

INTRODUCCION

La Hoja de Zafarraya (1040) permite abordar el estudio de algunas grandes unidades de las zonas internas de las Cordilleras Béticas, así como el contacto entre estas unidades y otras de posición actual más externa, aunque la paleogeográfica sea en muchos casos problemática.

Como unidad más septentrional de las representadas, cabe citar la Unidad de Sierra Gorda, perteneciente indudablemente al Subbético Interno (en el sentido de GARCIA-DUEÑAS, 1967). Inmediatamente al sur aparecen algunas otras unidades cuyas sucesiones estratigráficas muestran afinidad con las Subbéticas inmediatas (las más meridionales), pero cuya posición tectónica las hace netamente diferenciables; más al sur aún se sitúan los heterogéneos materiales del Complejo de Colmenar-Periana, cuya procedencia es ampliamente discutida hoy.

Entre las unidades y complejos béticos propiamente dichos se pueden destacar varios mantos alpujárrides y una esporádica representación de Maláguides, que normalmente forman parte de klippen de extensión variable y más o menos diseminados en las proximidades del contacto entre las zonas internas y los dominios ocupados por el Complejo Colmenar-Periana.

Muchas de estas unidades eran ya conocidas antes del inicio de nuestros trabajos. Entre las publicaciones y trabajos de más alcance, referentes a la región comprendida en esta Hoja, caben citar los de VERA (1969), que estableció las características de las unidades subbéticas más internas, y de MATHIS (1974), dedicada a estudiar el Complejo de Colmenar-Periana y las Unidades que con él se relacionan.

Con respecto a Alpujárrides y Maláguides, son los trabajos de COPPONEX (1959) y BOULIN (1970) los que han trazado los rasgos geológicos generales en una extensa región, que comprende la que hemos estudiado y se extiende mucho más hacia el este; COPPONEX viene a seguir manteniendo los presupuestos generales expresados por BLUMENTHAL (1935), mientras que BOULIN plantea nuevas hipótesis, aunque muchas de sus conclusiones parecen difícilmente sostenibles a la vista de los datos de campo recogidos por nosotros.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

En la Hoja de Zafarraya afloran materiales con edades comprendidas entre el Paleozoico, probablemente en parte pre-Silúrico, y el Terciario; naturalmente, existen formaciones cuaternarias discordantes, cuya importancia relativa es mucho menor.

Los materiales alpujárrides se encuentran metamorfizados en mayor o menor grado, de manera que, aun los que en principio pudieran suponerse de edad triásica, han sufrido un metamorfismo importante y no dejan ver ninguna de las peculiaridades texturales relativas a su carácter original de materiales sedimentarios. Las formaciones de posición geométrica más baja en los Alpujárrides han sufrido un metamorfismo muy intenso, que se nos muestra por la aparición de gneisses migmatíticos y migmatitas.

En esta última, la causa de que no se lleguen a deslindar en los capítulos de estratigrafía y petrografía, habitualmente independientes, los caracteres de las formaciones alpujárrides. Algunos de estos caracteres guardan relación con la sucesión estratigráfica original, y otros, la mayor parte de ellos, con los procesos de metamorfismo y deformación que han sufrido posteriormente. Otro tanto puede decirse de los más antiguos de los materiales asimilados a los Maláguides, los términos de los cuales atribuibles al Silúrico presentan ya un metamorfismo perceptible, con neoformación de micas y andalucita.

Es un hecho generalizado para las unidades béticas la aparición de varias esquistosidades (nos referimos a los términos metamórficos). La intensa deformación interna que se relaciona con este tipo de estructuras nos obliga a presentar como aproximados los datos referentes a potencias, correlación entre diferentes términos de diferentes unidades, etc.; todas las cifras relativas a espesores, así como las potencias que figuran en las columnas que acompañan al mapa geológico, son siempre aproximadas y únicamente referibles a un sector en particular; las intensas cizallas, las frecuentes laminaciones y el variable desarrollo de las sucesiones metamór-

ficas hace imposible el presentar unos datos con validez general para toda el área estudiada.

En lo referente a unidades, sean o no de procedencia interna, constituidas por materiales sedimentarios, no transformados, se ha seguido una exposición más convencional para la descripción estratigráfica.

La complicada disposición geométrica de las distintas unidades presentes nos ha movido a preceder la descripción de las sucesiones de una reseña de las unidades tectónicas y mantos que aparecen en el área de Zafarraya. Esta introducción a la estructura se precisa para entender la distribución espacial de las sucesiones y facilita la comprensión de muchos aspectos estratigráficos o petrográficos.

1.1 TERMINOLOGIA DE LAS GRANDES UNIDADES Y MANTOS DE CORRIMIENTO

Nuestras conclusiones, muchas veces diferentes de las que los autores que nos han precedido en el estudio del área, nos han aconsejado aceptar una nueva terminología para la designación de las distintas unidades tectónicas diferenciadas. Sin entrar aquí a discutir las razones que han determinado esta modificación terminológica, nos limitaremos a enumerar las distintas unidades distinguidas, esbozando brevemente algunos de sus caracteres distintivos.

Como más externa se sitúa la Unidad de Sierra Gorda, perteneciente (GARCIA-DUENAS, 1967, 1969) al dominio paleogeográfico llamado Subbético Interno y caracterizada por una sucesión carbonatada que abarca el Jurásico, seguida de un Cretácico de naturaleza margosa.

Aunque con ciertas similitudes, pero sin relaciones paleogeográficas bien establecidas, se diferencian las Unidades de Zafarraya y Zalia, aparentemente afines entre sí; están constituidas por una sucesión de dolomías, atribuidas en parte al Trías, calizas y calizas con sílex del Lías y Dogger, un Malm Superior margoso y una sucesión superior con términos desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno; la Unidad de Zafarraya podría considerarse como tectónicamente superpuesta a la de Sierra Gorda y representa, junto con la Unidad de Zalia, una parte del autóctono relativo del Complejo de Colmenar-Periana.

El Complejo de Colmenar-Periana está constituido fundamentalmente por términos terciarios en su mayoría del Oligoceno-Mioceno Inferior; entre estos materiales y en posición difícil de establecer casi siempre, existen enclaves de materiales liásicos, cretácicos y paleógenos. Todo este conjunto se apoya sobre materiales del Mioceno Inferior, que al S. constituyen la llamada formación de la Viñuela; por el N., una formación comparable a la de la Viñuela, la formación de Santana, se encuentra en contacto anormal con el Complejo de Colmenar-Periana. La formación de la Viñuela es

discordante sobre Maláguides y Alpujárrides; la formación de Santana es transgresiva sobre la Unidad de Zafarraya.

Respecto a los Maláguides, y teniendo en cuenta su relativamente escasa representación, no se diferencian distintas unidades, de forma que a efectos de su descripción estratigráfica se reunirán en un epígrafe los datos recogidos de los distintos klippen existentes.

Es también complejo el problema de correlación entre las Unidades Alpujárrides y la comparación de estas unidades entre sí y con las características de los mantos, ya diferenciados más al E.

No es posible sustentar con los datos que hemos recogido la distribución de unidades que propone BOULIN. De acuerdo con los criterios utilizados para diferenciar formaciones en las sucesiones metamórficas de cada manto (GARCIA-DUEÑAS, in lit.) y con el análisis de los contactos tectónicos y de las posiciones geométricas de cada unidad, hemos concluido que en la región están presentes elementos asimilables a los mantos de Los Guájares, Salobreña (?) y La Herradura (ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, 1976; AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975; ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

Un resumen ordenado de las Unidades Alpujárrides del área de Zafarraya, con expresión de su orden de superposición y las formaciones de sus secuencias, se encuentra en el Cuadro I, basado en correlaciones con áreas conocidas más al E. por uno de nosotros (V. G.-D.).

Pueden asociarse al Manto de Los Guájares, hasta ahora el más alto del Conjunto Alpujárride, las Unidades del Charcón y de Sayalonga; la última ha sido definida más al S., en el área de Vélez-Málaga, admitiéndose su posible individualidad como manto de corrimiento (Manto de Sayalonga, de ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa). En la leyenda del mapa geológico de Zafarraya, la Un. de Sayalonga se recoge como «Un. de Salares», con el fin de referirla a una localidad dentro de la Hoja, pero indiscutiblemente las dos son una misma cosa; la Un. del Charcón únicamente aflora muy al N., en el triángulo Alhama de Granada, Játar, La Alcaicería, cortijada ésta próxima a la carretera C-340, en su recorrido entre Alhama y Ventas de Zafarraya.

La Un. de Sayalonga (Salares), bastante completa en el límite S. del área, se conserva en la vertiente occidental de la Sierra Tejeda, por Alcaucín, y adquiere mejor desarrollo al NO. del vértice Maroma (1.065 m), en las inmediaciones del Cjo. de Alcántara y del Cjo. de las Fuentes.

Por debajo, respectivamente, de las Un. del Charcón y de Sayalonga, se sitúan la Un. de Venta de Palma y la Un. de Canillas de Albaida, ambas equivalentes en posición al Manto de Salobreña, pero diferentes de él por la constitución de sus secuencias y metamorfismo. La correspondencia o parentesco entre las dos unidades hermanadas será precisada; la Un. de Canillas se refiere a una estrecha franja escamada de gneisses y mármol-

CUADRO I.—Secuencias y correlación de las Unidades Alpujarrides de Zafarraya (1040)

<i>Unidad</i>	<i>Términos de la secuencia</i>	<i>Formación</i>	<i>Manto</i>	<i>Equivalentes</i>
KLIPES DE LOS CAPITOS Y CARCAMO	(ξ_{eG}^1) Esquistos de Benamocarra		MA??	UN. DE BENAMOCARRA (Vélez-Málaga, 1054)
UN. DEL CHARCÓN (1) Y DE SAYALONGA (2)	(Δ_b^4) Mármoles del Monedero (1) y de Salares (2) (ξ_b) Esquistos de Marcos (1) y de Guzmán (2) (ξ_{Ve}^n) Esquistos de Calaceite*(2) (ξ_{ys}^n) Esquistos de Cubero (1) y de Guanos*(2)	Fm. Carbonatada Fm. Otívar Fm. Benthomiz	MG	UN. DE GUINDALERA (Motril, 1055)
UN. DE VENTA DE PALMA	(Δ_x^4) Mármoles de los Rodaderos (ξ_{cb}) Esquistos de Aguilaguerra (ξ_{ek}^g) Esquistos de Angel (ξ_s^g) Sucesión de Quintana	Fm. Carbonatada Fm. Otívar Fm. Otívar + Fm. Jate?	MS??	
UN. de CANILLAS DE ALBAIDA	(ζ_g) Gneiss de Canillas (Δ_M) Mármoles de Cuevas (Interc.)		MS??	UN. DE VENTA PALMA (parte basal)
UN. DE LAS ALBERQUILLAS	(Δ_b^4) Mármoles de Cruz del Pinto*	Fm. Carbonatada	MH??	
UN. DE LA TEJEDA Y ESCAMA DE CALIXTO	(Δ_{xb}^4) Mármoles de Malas Camas (ξ_{zb}) Esquistos de Venta López (ξ_{kh}^v , ζA) Esquistos de Cuasquadra. Anfibolitas (ξ_{sh}^v) Esquistos de Pto. Cómpea	Fm. Carbonatada Fm. Otívar Fm. Jate Fm. Jate?	MH??	UN. DEL JATE (Motril, 1055)
UN. DEL JATE	(Δ_x^4 , ζ^4) Mármoles con intercalaciones del Daire	Fm. Carbonatada	MH	

* Nombre del tramo en localidad fuera de la Hoja

Nota.— Para el nombre de los mantos véase el texto.

les, que va desde Cómpea hasta Canillas de Aceituno, con materiales comparables a los más bajos de la Un. de Venta Palma.

Más bajas que la Un. de Canillas y con relaciones estructurales complejas, se han diferenciado la Un. de las Alberquillas (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975) y la Escama de Calixto (ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa). Ahora bien, la Escama de Calixto puede considerarse como una laminación tectónica a lo largo de la cual podrían llegar a «suturarse», por

el S., las dos unidades más bajas de este área, Un. de la Tejeda y Un. del Jate (representada por los mármoles del Daire).

La Un. de la Tejeda ocupa una gran extensión en el centro de la Hoja y está superpuesta a la Un. del Jate, la cual sirvió de base para definir el manto de la Herradura, más al E. La semejanza entre ambas unidades es total y parecen tener conexión a través de la Escama de Calixto; por ello se han considerado como representativas de un mismo manto con importantes repeticiones internas.

En la esquina SE. de la Hoja, sobre la Loma del Chaparral, al sur del Cerro de los Machos (cota 1587), existen unos mármoles sobre unos esquistos con metamorfismo de grado bajo, superpuestos a los mármoles del Daire. Los esquistos podrían ser una intercalación más de la Fm. Carbonatada del Daire, pero podrían también estar superpuestos anormalmente a ella, tratándose de un klippe correlacionable, por su posición, con la Un. de la Tejeda.

Con esto se ha pasado revista a las unidades alpujárrides presentes, salvo el comentario especial que merece la Un. de Benamocarra. Es ésta una unidad mejor representada en la Hoja de Vélez-Málaga y constituida por micasquistos y cuarzoesquistos oscuros con andalucita, granate y estauroлита, en sus niveles más metamorfizados. BOULIN (1970) admite su carácter basal de los Maláguides, pero aclarando que no son definitivos los criterios en apoyo de esa hipótesis. En la leyenda de nuestro mapa geológico se ha puesto independientemente de Maláguides y Alpujárrides, aunque por sus características nos parece asimilable a estos últimos; se ha colocado anormalmente por encima de la Un. de Sayalonga y no se ha encontrado al N. de la vertiente occidental de la Sierra Tejeda.

En suma, y también como síntesis de los Mantos Alpujárrides (MA), podremos decir que existen, de arriba a abajo, las siguientes unidades (Cuadro I):

- Un. de Benamocarra, cuya atribución alpujárride no es definitiva.
- Manto de Los Guájares (MG): Un. de Sayalonga (Salares) y Un. del Charcón; la atribución de las dos unidades a ese manto, definido en el área de Motril, es verosímil, pero cuestionable.
- Manto de Salobreña (MS): Hipotéticamente representado por la Un. de Canillas y la Un. de Venta de Palma.
- Manto de la Herradura (MH): Con unidades intermedias o de transición al Manto de Salobreña (Un. de las Alberquillas) y otras específicas como la Un. de la Tejeda y la Un. del Jate (sólo su Fm. Carbonatada en los mármoles del Daire), superpuestas la primera en la segunda.

1.2 SUCESION DE LA UNIDAD DE SIERRA GORDA (J.M. y L.M.)

La Unidad fue definida por LINARES y VERA (1966), quienes aportaron precisiones valiosas sobre la secuencia estratigráfica que la caracteriza (serie tipo de Venta Quesada en la Cra. de Loja a Alhama). Desde el punto de vista paleogeográfico se considera perteneciente al Dominio Subbético Interno (GARCIA-DUEÑAS, 1967) y el equivalente en la transversal de Loja a la sucesión estratigráfica de la Unidad de Sierra Harana (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976).

Está poco representada en la Hoja y la ocultan los materiales cuaternarios que recubren el impropriamente llamado «polje» de Zafarraya. Se caracteriza por una sucesión que va desde el Lías Inferior al Cretácico Superior.

El Jurásico es de naturaleza calcárea, con una potente serie liásica (Lías Inferior), constituida por calizas blancas, mientras que el Dogger y Malm alcanzan una potencia muy reducida (del orden de la veintena de metros) de calizas con sílex, nodulosas y calcarenitas.

El Cretácico Inferior es calizo-margoso y margoso, y el Superior, margo-calizo.

Dentro del ámbito de la Hoja, la única sucesión representada se localiza en las proximidades del Almendral, donde se han distinguido cartográficamente los tramos siguientes:

1.2.1 LIAS INFERIOR (J₁SG)

Es el término mejor representado y aunque no se observa la base del mismo, su potencia no es inferior a 300 metros. Está constituido exclusivamente por calizas blancas, en donde se distinguen intraesparitas, oosparitas, oosparuditas, con algunos niveles de micritas parcialmente recristalizadas. Son también abundantes los niveles de calizas brechoideas en bancos de 0,5 a 1 m.

No se han encontrado argumentos macropaleontológicos para su datación, pero por su posición estratigráfica, criterios regionales y las microfácies, en las que se han determinado: Radiolarios, Ostrácodos, Ataxophragmiidos, Valvulinidos, Crinoideos y *Thaumatoporella parvovesiculifera*, le atribuimos una edad Liásica, con probabilidad Lías Inferior.

1.2.2 LIAS INFERIOR-DOMERIENSE (J₁₋₁₃⁰⁻³)

La serie liásica continúa con un tramo de 20 metros de potencia, constituido por calizas blancas con nódulos de sílex y microfácies de biomicritas recristalizadas con: Equinodermos, Protoconchas?, Lamelibranquios, Ostrácodos, Ataxophragmiidos y Nodosarias. Al techo se localiza un nivel

de 0,5 a 1 metro de potencia de caliza órgano-detritica de color crema con: restos de Ammonites, Equinodermos, Valvulinidos, Ostrácodos, Lentifulina, Espículas, Lingulina y *Vidalina martana*, que permiten datar este nivel como *Domeriense*, y el tramo como *Lías Inferior-Domeriense*. VERA (1969) señala que en la Unidad de Sierra Gorda no está representado el Lías Superior y muy probablemente tampoco el Lías Medio, admitiendo una laguna estratigráfica. Con la datación indicada anteriormente, se pone de manifiesto al menos la presencia del Lías Medio (parte superior), no estando representado el Lías Superior.

1.2.3 DOGGER-MALM (J₂₋₃SG)

Continúa la sucesión con 5 m. de calizas esparíticas con nódulos de sílex y 10 metros de calizas micríticas blancas en alternancia con niveles de calizas con sílex y algunos niveles margosos. No se ha encontrado microfauna determinativa en estos niveles, que presentan microfacies con Equinodermos, Filamentos, Lagénidos y Valvulinidos, que podrían atribuirse a un probable Dogger.

Este tramo está coronado por un paquete de calizas nodulosas de color rosáceo con abundante microfauna, entre la que se ha determinado: *Holcophyloceras* cf. *mediterraneum* HENNU, *Sowerbyceras tortisulcatum* D'ORB., *Cardioceras vertebrales* SOWB., *Perisphinctes* cf. *chloolithiens* GUM., *Perisphinctes* cf. *huingensis* FAVRE, *Dichotomoceras dichotomus* BUCH, *Idoceras* sp. (cf. *schroederi*, WEG.), *Lytoceras* sp., *Lamellaptychus* cf. *inflexicosta* TRANTH, *Lamellaptychus* sp. (cf. *L. rectecostatus* PETERS), *Cylindrotenthis puzosi* D'ORB., que nos marcan el *Oxfordiense Superior*.

Según LINARES y VERA (1966), en el corte tipo de Venta Quesada, el *Oxfordiense Superior* descansa en discordancia angular sobre el Dogger. En otros cortes de esta Unidad la discordancia está representada por una laguna estratigráfica, llegando a faltar incluso el Dogger. En la sucesión estudiada en esta Hoja, estaríamos en un caso equivalente a esta última posibilidad, ya que no se ha observado ninguna discordancia angular. Al no haberse datado con exactitud el Dogger, no podemos saber la amplitud de la laguna estratigráfica, pues desconocemos si en este tramo descrito está representado todo o parte del Dogger.

La sucesión caliza termina con unos 3 m. de calizas microcristalinas y calcarenitas con restos de Equinodermos y Ammodiscus, cuya edad precisa no se ha determinado. Pueden representar parte del Malm e incluso términos de transición del Cretácico Inferior.

1.2.4 CRETACICO INFERIOR (NEOCOMIENSE) (C₁₁₋₁₃^m)

Continúa la sucesión con un conjunto de margas y margocalizas de blancas a verdosas, con nódulos de sílex y restos piritosos. Hacia la base

se han determinado: *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, Globochaete, etcétera; estos primeros bancos con Tintínidos podrían representar el inicio del Cretácico Inferior.

1.2.5 CRETACICO SUPERIOR (C₂)

No se ha determinado paleontológicamente el Cretácico Medio, ignorándose por tanto si falta o bien se encuentra englobado en el tramo descrito anteriormente, ya que, según VERA (1969), presenta unas facies muy similares al Cretácico Inferior.

Encima de las margas y margocalizas del tramo ya descrito, se sitúa un conjunto de margas y margocalizas de color rojo salmón, con facies de las denominadas «capas rojas de rosalinas». La potencia observable es del orden de los 50 metros, pero según datos de sondeos (realizados por el Ministerio de Obras Públicas), se han cortado 111 metros, cuyos testigos extraídos corresponden en su totalidad a estas capas rojas con fauna de Globotruncanas y Globigerinas, que permiten datarlas como Cretáceo Superior (posible Senoniense).

1.2.6 RESUMEN ESTRATIGRAFICO

a) Serie jurásica? eminentemente caliza y Cretáceo de margas y margocalizas.

b) Posible laguna estratigráfica, que afectaría al Lías Superior y parte del Dogger.

c) Oxfordense discordante y transgresivo (no observado dentro de la sucesión estudiada en la Hoja, pero puesto de manifiesto por VERA, 1969).

d) Sedimentación jurásica de mar somero, pero con aguas agitadas y lejanas de costa.

e) Mayor subsidencia de la cuenca durante la sedimentación cretácica.

1.3 SUCESIONES DE LAS UNIDADES DE ZAFARRAYA Y ZALIA (J.M. y L.M.)

1.3.1 UNIDAD DE ZAFARRAYA

Esta unidad fue definida por VERA (1969), localizándola al sur de Sierra Gorda. Dentro de la Hoja se encuentra representada por la Sierra de Alhama y demás relieves que constituyen el límite Sur y Oeste del Cuaternario de Zafarraya.

Han sido diversos autores los que se han referido en sus estudios a esta Unidad, dando distintas hipótesis sobre su posición. Para FALLOT (1927) esta unidad estaría flotando sobre el «Complejo de Colmenar-Periana»; BLUMENTHAL (1931) incluye la unidad en la «Zona penibética interna». Más

recientemente, MATHIS (1974) la considera como Unidad superpuesta a lo que él llama «Flysch de Colmenar-Periana».

En la Hoja de Zafarraya la Unidad está constituida por una potente sucesión, fundamentalmente carbonatada, que incluye términos que van desde un posible Trías hasta el Paleógeno-Neógeno. La intensa tectonización unida a la ausencia de buenos afloramientos, imposibilita obtener una columna continua, habiendo tenido que construirla estudiando diversos afloramientos, a veces bastante distantes entre sí.

En cartografía se han distinguido los tramos siguientes:

1.3.1.1 Trías-Lías Inferior (T₀₃-J₁)

Constituida por un tramo de dolomías y calizas dolomitizadas, con una potencia del orden de los 400-500 metros aproximadamente. En la base de este conjunto se reconoce un paquete de unos 20 metros de dolomías y margo-calizas, en los que se han encontrado restos de Braquiópodos que no han podido clasificarse. MATHIS (1974) también describe este afloramiento comentando que podría existir cierta afinidad entre estos braquiópodos y los clasificados por BUSNARDO et al. (1969), en facies semejantes, en las proximidades de Alhama de Granada. De ser así, señalarían una edad de Trías Medio a Superior para este tramo.

El resto de la sucesión está formado por doloesparitas masivas de color gris, brechoides en algunos puntos y calizas dolomitizadas, entre las que se determinan restos de Lamelibranquios, Radiolarios y Espículas. Por su posición estratigráfica y criterios regionales, se le atribuye una edad Triásico Superior-Lías Inferior.

1.3.1.2 Jurásico indiferenciado (JZ)

En la parte oriental de esta Unidad afloran concordantes sobre las dolomías unas margocalizas y calizas con sílex, en las que no se ha encontrado fauna. La potencia es siempre reducida y la microfacies, así como su litología, permite atribuir las al Jurásico, sin poder precisar más.

1.3.1.3 Términos Liásicos

Sobre las dolomías y calizas dolomíticas descansa un conjunto de calizas blancas pisolíticas y oolíticas, con una potencia del orden de los 150 metros. Presentan microfacies de intraesparitas, oosparitas con Valvulínidos, Ophtalmiidos, Espículas, *Thaumatoporella parvovesiculífera*, Lamelibranquios, Ostrácodos, Radiolarios, Gasterópodos, Cayeuxia, Textuláridos, Dentalium, etc. Son atribuibles al Lías Inferior, J₁^c.

Por encima y correspondiendo al Lías Medio, se sitúan unos 60 metros

de calizas con sílex en bancos y nódulos, de color grisáceo, con textura muy compacta (microsparitas). En la zona del Morrón de la Cuna (X=561, Y=261) se presentan en bancos bien estratificados, con aspecto tableado; en el resto de los afloramientos existentes predominan las calizas en bancos potentes con grandes nódulos de sílex. Debido a la mayor resistencia a la erosión del sílex, presentan una morfología típica, en la que resaltan estos nódulos sin erosionar.

En el estudio de las microfacies se ha encontrado: Equinodermos, Espículas, Lenticulina, Lingulina y *Vidalina martana*, que nos dataría un Lías Medio (posible Domeriense): J_{1x}.

La serie liásica termina con un Toarcense (J₁₄), localizado en un pequeño afloramiento en las proximidades del cortijo de Las Puertas (X=559, Y=261). Formado por seis metros de margocalizas y margas de gris verdosas y calizas con espículas (micritas con fósiles).

1.3.1.4 Dogger (J₂)

Está bien representado en las proximidades de Marchamona (X=566, Y=262), con una serie de calizas y margocalizas de potencia aproximada de 100 metros. MATHIS (1974) estudia este mismo afloramiento, dando un corte muy detallado en donde distingue varios niveles de calizas, calcarenitas, margas, margocalizas y calizas con sílex. No se ha encontrado macrofauna.

En el estudio de la microfacies se encuentran biomicritas recristalizadas, intraesparitas y oosparitas con filamentos, Radiolarios, Espículas, Ostrácodos y Globochaete, que se atribuyen al Dogger.

1.3.1.5 Malm (Tritónico) (J₃₃)

Está representado por una serie de pequeños afloramientos en el borde sur de la Sierra de Alhama, casi siempre limitados por contactos mecánicos. De estos afloramientos, los más representativos se encuentran en las proximidades de Marchamona (X=566, Y=262) y en el borde del Cerro Camello (X=565, Y=262). En el primero de ellos está formado por un paquete de 1,5 a 2 metros de margas y margocalizas nodulosas muy esquitosas con abundantes *Aptychus*, del grupo *Angulaptychus*, y numerosos dientes de peces, Belemnites, etc. En lámina delgada corresponden a biomicritas recristalizadas con Radiolarios, Espículas, Saccocoma, Ostrácodos y Calpionellas.

En este mismo afloramiento MATHIS (1974) encuentra una macrofauna que, estudiada por ENAY, da *Sowerbyceras* sp, *Haploceras*, *Aspidoceras*, *Perisphinctes*, etc., que determinan un Tithónico Inferior.

El segundo de los afloramientos antes mencionados está representado por margas y margocalizas blancas con restos piritosos. Se ha determinado

una microfauna constituida por Radiolarios, Frondicularia, *Calpionella alpina*, *Globochaete alpina*, que nos marcan el *Tithónico Superior*.

1.3.1.6 Términos Cretácicos y Eocenos

El Cretácico Inferior (C_{11-13}^x) contiene margas y margocalizas blancas con abundantes restos piritosos y una abundante fauna de radiolarios, *Nannoconus*, espículas y *Aptychus*. Es semejante al Neocomiense típico de las series subbéticas internas. La potencia estimada es de 20 metros.

El Cretácico Superior-Eoceno ($C_2-T_2^{Ab}$): Sobre el tramo anteriormente descrito, se encuentran unas margas y margocalizas esquistosas de color rojo salmón y a veces verdosas, en facies de las denominadas «capas rojas de rosalinas», con una abundante microfauna, que permite datar desde el Cretácico Superior (con *Globotruncana contusa* y *G. stuarti*) hasta el Luteciense con: *Globorotalia crassata crassata*, *G. crassata densa*, *G. cf. aragonensis*.

Se encuentran otros afloramientos constituidos igualmente por margas y margocalizas rojas esquistosas, que aparecen en contacto mecánico con las dolomías y calizas del Lías Inferior-Medio. Esto también se ha comprobado por el estudio de sondeos, realizados por el Ministerio de Obras Públicas, en la Depresión de Zafarraya. Presentan una microfauna abundantísima con: *Globorotalia ex. gr. crassata*, *G. aff. velascoensis*, *G. truncorotalia*, *Globigerina soldadoensis angulosa* y otras faunas resedimentadas del Cretácico Superior. Con esta microfauna datamos un *Cuisiense*. En otros puntos encontramos *Globorotalia crassata* y *Truncorotaloides* datándoles como *Luteciense*.

Aunque este Eoceno presenta iguales características que el descrito dentro de la Unidad de Zafarraya, y por tanto no se ha diferenciado en cartografía, cabe la posibilidad de que fuese perteneciente a otra unidad, lo que explicaría su posición, siempre en contacto mecánico sobre diferentes términos de la Unidad de Zafarraya.

1.3.1.7 Resumen estratigráfico de la Unidad de Zafarraya

- a) Serie Jurásica, también fundamentalmente calcárea.
- b) Dogger-Malm bien representado y con mucha mayor potencia que en la Unidad anterior.
- c) Mayor subsidencia de la cuenca durante la sedimentación del Cretáceo.

1.3.2 UNIDAD DEL ZALIA

Como hemos dicho anteriormente, el parentesco de esta Unidad con la

de Zafarraya es muy dudoso. Nos limitaremos a describir los términos distinguidos en cartografía.

LIAS (J₂)

Conjunto de calizas crema (micritas, biomicritas parcialmente recristalizadas) que forman un pliegue en «cofre» muy espectacular. A veces hay sílex que se presenta en lechos irregularmente estratificados, o bien en nódulos blanquecinos, beige y negros.

No se ha encontrado macrofauna, dando una lámina transparente: Lamelibranquios, Thaumathoporellas, Cayeuxias, Palaeoclasycladas...

Sin continuidad con este tramo, debido a contacto mecánico, tenemos calizas (biomicritas) tableadas con lechos de sílex (J_{1t}) con una microfauna constituida por restos de Lamelibranquios, Equinodermos, *Vidalina martana*, Nodosaria, Radiolarios, Espículas, Ataxophragmiidos, Lingulina, que nos hacen atribuirle al Lías Medio-Superior.

DOGGER-MALM (J₂₋₃)

Encima y en concordancia con las calizas anteriores, se tiene un tramo (15 m.) de calizas (micritas y biomicritas) bien estratificadas, con sílex, en las que se encuentran Espículas, Radiolarios y globochaetes, que atribuímos sin más precisiones al Dogger-Malm. En estos niveles MATHIS (1974) encuentra Calpionellas, atribuyéndolos al Tithónico.

CRETACICO INFERIOR (C₁₁₋₁₃)

Margas y margocalizas blanquecinas-verdosas, algo esquistasas y con restos piritosos. No se ha encontrado macrofauna. En lámina transparente presentan microfacies de biomicritas recristalizadas con Radiolarios, Espículas y Lamelibranquios. La potencia estimada es de 30 metros. Se atribuyen al Cretácico Inferior, por criterios regionales y posición estratigráfica.

EOCENO (T₂^A)

Bajo los depósitos cuaternarios, pero al parecer ligados a la misma sucesión, se encuentran calizas brechoides con abundante microfauna entre la que se determinan restos de Equinodermos, Briozoos, Melobesias, Lamelibranquios, Globigerínidos, Sphaerogupsina, Rotálidos y Nummulites, que pueden atribuirse a una facies del Eoceno.

1.3.2.1 Resumen estratigráfico

El término más moderno datado es el Eoceno, existiendo series que van desde el Lías al Cretácico Inferior.

La proximidad del Permo-Triás de facies maláguide, sin que se vea claramente la relación existente con él, permitiría suponer que esta unidad forma parte de la cobertera maláguide, pero no se descarta que sean «klippes sedimentarios» dentro del Complejo de Colmenar-Periana, ni siquiera puede excluirse el que represente una unidad más interna que la de Zafarraya, con el carácter de autóctono relativo del Complejo de Colmenar-Periana. De aquí la dificultad que presenta esta unidad para atribuirle a un determinado ámbito paleogeográfico.

1.4 COMPLEJO DE COLMENAR-PERIANA (J.M. y L.M.)

Con esta denominación se ha venido considerando por diversos autores al conjunto de unidades, tanto de procedencia bética como subbética, que se localizan entre el N. de la Zona Bética s. str. y al S. de las unidades subbéticas más meridionales.

En la zona representada dentro de esta Hoja no existen buenos cortes, debido al escaso relieve, abundante cultivo, la gran tectonización de los términos, así como los numerosos deslizamientos, tanto antiguos como actuales. Como consecuencia, es prácticamente imposible reconstruir las características de la cuenca sedimentaria, así como las relaciones estructurales de las diferentes formaciones distinguidas en cartografía. Por tanto, nos limitaremos a describir la estratigrafía de estas formaciones sin precisar su posición.

Este Complejo sería equivalente a la Unidad denominada «Zona de Colmenar» por BLUMENTHAL (1927), compuesta por materiales de edad Eoceno y Oligoceno que engloban «klippes» areniscosos del tipo de areniscas del Aljibe.

VERA (1969) también se refiere a esta zona, limitándose, dada su complejidad, a describir algunos cortes que considera más representativos, sin llegar a independizar las distintas unidades.

PEYRE (1974) trabaja más al O., en donde las unidades están mejor representadas, llegando a distinguir un conjunto de unidades con características estratigráficas y tectónicas definidas.

MATHIS (1974), siguiendo los criterios de PEYRE, estudia la zona comprendida dentro de esta Hoja, en donde elabora una cartografía detallada, así como buenas precisiones estratigráficas. Nosotros hemos utilizado en gran parte sus datos.

En cartografía se han separado las siguientes formaciones:

- a) Formación de arcillas rojizas.
- b) Formación de arcillas marrones con intercalaciones arenosas.
- c) Klippes englobados en estas formaciones.

1.4.1 FORMACION DE ARCILLAS ROJIZAS (T₃₋₁₂^{A-BA})

Ocupa una amplia extensión dentro del Complejo Colmenar-Periana, con importantes afloramientos en las proximidades del Puente Don Manuel, curso del río Guaro y Cerro López, y de menor importancia en el borde sur de la Sierra de Alhama y cortijada del Espino y Alcaucín.

Está formada por arcillas y margas de colores abigarrados, con predominio del rojo vinoso y otros, como el verde, violáceo, etc. A veces presentan aspecto esquistoso.

Con frecuencia se observa yeso fibroso, distribuido irregularmente.

La ausencia de niveles competentes (caliza, arenisca, etc.) dificulta el conocimiento de su estructura, así como la estimación de la potencia.

Las muestras estudiadas son pobres en microfauna, existiendo una mezcla en faunas propias del Cretácico Superior, Eoceno y Oligoceno-Mioceno Inferior. Se han determinado entre bentónicos y planctónicos: *Stilostomella*, *Gyroidina*, *Planulina* sp., *Cibicides* sp., *Globigerinita*, *Globoquadrina*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., que nos hacen suponer edades comprendidas entre el Oligoceno-Mioceno Inferior (Burdigaliense Inferior, según MATHIS, 1974).

Englobados dentro de esta formación existen series flyschoides, así como facies de «capas rojas» del Cretáceo Superior-Paleoceno, cuya distinción cartográfica es imposible.

Dentro de estos materiales se encuentra el corte estratigráfico, cuyo desmuestre ha permitido datar una serie Cretácico Superior-Eoceno.

Dicho corte se ha realizado siguiendo la carretera Loja-Torre del Mar, entre los puntos kilométricos 62 y 63 (X=559, Y=255,5).

Desde la base al techo se distinguen en una serie de tipo flyschoides:

- 0,5 m. de margas verdes con yeso. Escasos restos fósiles constituidos por *Globigerinas*, *Oxyclammina*, *Eponides* y *Stilostomella*.
- 3,5 m. de alternancias de margas rojas con calizas arenosas en bancos de 10-20 cm. y de 30-50 cm. para los niveles margosos. Las calizas en lámina transparente corresponden a micritas limoso-arenosas, con cuarzo (30 por 100), feldespatos (3 por 100), óxidos de hierro y fósiles, entre los que se determinan: *Globotruncana* (grupo *Linneiana*), *Heterohelix globulosa*, *Anomulínidos*, que nos marcan una edad *Senoniense*.
- 2 m. de margas verdes con intercalaciones de areniscas de cemento calcáreo. Estas areniscas están formadas por cuarzo (15 por 100), feldespatos (3 por 100) y neto predominio (40 por 100) de fragmentos de rocas carbonatadas. Corresponden al grupo de las *calclititas* (Folk). Se determinan: *Valvulínidos*, *Anomulínidos*, *Globigerina*, *Globorotalia*, que nos marcan una edad paleocena.

- 2 m. de margas verdes y rojas con niveles decimétricos de areniscas con cemento carbonatado con semejante composición mineralógica a las del tramo anterior. Numerosas estructuras sedimentarias primarias. La presencia de *Globorotalia angulata* permite datarlo como Paleoceno Superior, posible Thanetiense.
- 2,5 m. de margas amarillas con fragmentos calcáreos de tamaño arena. Abundantes óxidos de hierro. Restos fósiles muy escasos y mal conservados, entre los que se encuentran: Globigerinas, Espículas.
- 3 m. de margas verdes con intercalaciones de areniscas de cemento carbonatado, en las que los fragmentos de rocas carbonatadas aumenta su porcentaje en relación a los tramos anteriores. Microfauna muy mal conservada con restos de: Ataxophragmiidos, Haplophragmoides, Bathysiphon, Globigerinas, Globorotalias.

El resto de los afloramientos tienen menor entidad, estando formados por margas y margocalizas rojizas con pasadas verdosas e intercalaciones calcáreas y areniscosas. En algunos se ha encontrado abundante microfauna, como el localizado al N. de la Cortijada del Espino (X=561, Y=261), en donde se determinan: *Bolivinopsis clotha*, *Globigerina* sp., *Stilostomella*, *Bolivina*, Epónides, *Bulleina bulloides*, *Rotalia rimosa*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia crassata*, *G. crassata densa*, Unigerina, que nos datan el Luteiciense.

Otro afloramiento se localiza en el Km. 55 de la Carretera de la Viñuela a Periana (X=552,5, Y=255,5). Está formado por un conjunto de margas verdes (16 m.) con niveles decimétricos intercalados de calizas (biosparitas) y areniscas calcáreas de cemento carbonatado con estratificación cruzada. Hacia el techo se distinguen siete metros de margas rojas con intercalaciones de biosparitas y algunos niveles de microbrechas con estructuras sedimentarias.

La microfauna es escasa, determinándose: *Glomospira*, *Cyclamina*, *Haplophragmoides*, *Globorotalia*, etc. Le asignamos una edad Eoceno Inferior, de acuerdo también con MATHIS (1974).

1.4.2 FORMACION DE ARCILLAS MARRONES CON INTERCALACIONES ARENOSAS (T₁₁₋₁₂^{Ba-Ba})

Es la más ampliamente representada en la Hoja, aunque su potencia es más reducida que la anterior. Constituida por arcillas marrones con algunos niveles rojizo-pardos. Existen numerosas intercalaciones arenosas en bancos decimétricos con tamaño de grano que oscila entre medio a grueso, pues mineralógicamente están formados por abundantes granos de cuarzo, por lo

general bien redondeados y clasificados, con extinción ondulante. Abunda el cemento ferruginoso y granos de glauconita (1).

En algunos puntos, y al parecer en las partes estratigráficas más bajas de la formación, se encuentran niveles de 3-4 m. bien redondeados y recubiertos por una pátina ferruginosa.

Además de los bancos areniscosos intercalados descritos anteriormente, encontramos otros más groseros parecidos a las denominadas areniscas del Aljibe, en forma de lentejones o «klippes sedimentarios». Algunos llegan a alcanzar una considerable extensión y potencia como para poder ser representados en cartografía; así, el que localiza en las proximidades de la estación de Periana (T₁₁₋₁₂^{Ba-Ba} S), con una potencia del orden de los 10 metros, y constituido por una sucesión de niveles de areniscas en bancos que oscilan entre 10 a 50 cm., en alternancia con niveles más reducidos de arcillas marrones. Mineralógicamente, estas areniscas presentan características semejantes a los niveles de areniscas intercalados ya descritos.

Esta formación suele ser azoica; sólo en algunas muestras se han encontrado escaso contenido en microfauna, determinándose: *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., y dientes de peces, lo que nos hace suponer una edad Mioceno Inferior, coincidiendo con MATHIS (1974), que la atribuye al Burdigaliense Inferior.

Los «klippes» de areniscas (tipo Aljibe) son completamente azoicas, lo que no permite datarlos.

1.4.3 «KLIPPES» ENGLOBADOS EN ESTAS FORMACIONES

En este apartado incluimos una serie de masas aisladas de diferente amplitud y edad que se encuentran englobadas dentro del conjunto arcilloso anteriormente descrito. Algunos de estos afloramientos se han distinguido en cartografía por su naturaleza litológica y extensión.

Por otra parte, existen otros afloramientos con edad comprendida entre el Cretáceo y Oligoceno, para los que no excluimos la posibilidad de que fuesen parte integrante de las formaciones arcillosas, aunque por su microfauna son diferenciables, sus características litológicas los hacen inseparables en el campo.

Los «klippes» distinguidos en cartografía representan materiales pertenecientes al Jurásico-Cretácico Inferior, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

(1) Estos niveles areniscosos presentan abundantes estructuras sedimentarias primarias, tales como: «flute-casts», «slumping», «estratificación cruzada», etc.

JURASICO (J_1^c -P)

Se localizan varios afloramientos, uno en las proximidades del Espino (X=562, Y=260), otro cortado por la carretera de Loja-Torre del Mar, entre los puntos kilométricos 54 y 55, y otro al SE. de Marchamona.

Están constituidos por dolomías, calizas blancas y calizas con sílex, a veces con oolitos. No se encuentra fauna, pero por sus características litológicas parece corresponder a un Jurásico, probablemente Lías.

CRETACICO INFERIOR (C_1)

Representado por dos pequeños afloramientos al NE. del Cerro Quintera (X=559,5, Y=260,5). Litológicamente constituido por margas y margocalizas esquistosas de color blanquecino. Presentan facies similares al Neocomiense, característico del ámbito subbético, encontrándose *Nannoconus* y radiolarios.

TERCIARIO INDIFERENCIADO (T)

Al Sur de la Sierra de Alhama (X=564, Y=261) existe un afloramiento de características peculiares, constituido por una serie flyschoides, formado por unas margas esquistosas en alternancia con conglomerados y microbrechas. La fauna es escasísima y sólo en algunas muestras la presencia de *Globigerínidos* nos hace asignarle una edad de Terciario indiferenciado.

PALEOCENO-EOCENO (T_{1-2}^{A-A})

Numerosos afloramientos, de extensión muy reducida, distribuidos por todas las formaciones arcillosas. Constituidos por calizas esparíticas con intraclastos y cuarzo (tamaño limo) y con gran cantidad de restos fósiles (*Microcodium*). Muestran estructuras sedimentarias primarias.

OLIGOCENO (T_3^A)

Al norte del Cerrillo Matanzas (X=556,5, Y=258) existen tres pequeños afloramientos constituidos por calizas micríticas de color pardo con abundante microfauna, determinándose *Globigerinas*, *Operculina*, *Miliólidos*, *Valulínidos*, *Melobesias*, *Briozoos*, que se atribuyen al Oligoceno.

1.4.4 CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS

El denominado «Complejo Colmenar-Periana» constituye un conjunto de formaciones, que se han reunido en tres grupos:

- a) Formación de arcillas rojas.

- b) Formación de arcillas marrones con intercalaciones arenosas.
- c) «Klippes» englobados en estas formaciones.

En este último apartado distinguimos aquellos que por su naturaleza litológica pueden separarse en cartografía de otros que corresponden a afloramientos del Cretáceo-Eoceno Inferior en series tipo flyschoides, cuyos límites con la matriz arcillosa que los engloba no es neto, y pueden incluso formar parte de esta matriz.

El Complejo Colmenar-Periana se superpone tectónicamente a las Zonas Internas de las Béticas y a sus series transgresivas (Formación de la Viñuela), estando a su vez bajo las series subbéticas y terciarias de Santana, mediante fallas inversas de vergencia sur.

Dentro de las «Formaciones arcillosas» existe una gran mezcla de microfauna, pudiendo afirmarse que la edad de las mismas es Mioceno Inferior (según MATHIS, 1974, post-Burdigaliense).

Los bloques englobados («klippes sedimentarios») varían en tamaño, desde algunos metros hasta un par de kilómetros.

Estas formaciones son resultado de fenómenos de resedimentación, unido a deslizamientos gravitatorios de bloques de origen diverso.

1.5 FORMACIONES DE LA VIÑUELA Y SANTANA (J.M. y L.M.)

1.5.1 FORMACION DE LA VIÑUELA

Esta ha sido objeto de estudio desde que BLUMENTHAL (1931) describe en los alrededores de Riogordo una brecha de cantos metamórficos, que reposa sobre el Paleozoico, sin definirse si se trata de una superficie de transgresión o una banda tectónica.

VERA (1966) la describe como un afloramiento de características peculiares y diferentes del resto del Terciario en la zona estudiada. Hace una somera descripción litológica y expone la imposibilidad de datación con las muestras estudiadas. BOULIN (1970) cartografía en su Tesis la brecha de la Viñuela, superpuesta a la cobertera que desde el Permotriás al Eoceno recubre el Paleozoico Maláguide, así como otras unidades de las zonas internas.

BOULIN et al. (1973) publican una nota en la que se exponen las principales características de esta formación, precisando su edad (Mioceno Inferior) y su posición estructural, ocultando el contacto Alpujarride-Maláguide y hundiéndose bajo el Complejo Colmenar-Periana por contacto tectónico; también señalan la presencia de silexitas y tobas ácidas.

Por último, MATHIS (1974) hace un estudio estratigráfico de esta formación.

1.5.1.1 Descripción

La Formación de la Viñuela se encuentra al N. de Vélez-Málaga, entre las zonas internas de las Cordilleras Béticas y las formaciones flyschoides del Complejo Colmenar-Periana. En los diversos cortes se observa sucesivamente una brecha de base, que pasa paulatinamente a una serie de margas y margocalizas. Hacia la base de este último tramo se observan unos paquetes de tobas volcánicas y calizas.

Lateralmente, hacia el N. y NE., se intercalan masas importantes de sílexitas. Se han separado en cartografía dos tramos de carácter litológico diferentes.

a) Niveles brechoides (T_{11}^{Ba} br)

Es una brecha consolidada, masiva, de coloración gris rojiza a negra. El tamaño de sus elementos varía del centímetro al medio metro, no están clasificados y presentan contornos angulosos. Proviene generalmente del Paleozoico maláguide, aunque existen otros de naturaleza ígnea y algunos cantos que proceden de unidades alpujárrides. Hacia el techo, aparecen intercalaciones margosas que separan lechos brechoides y en éstos disminuyen el tamaño de sus elementos constituyentes. Así se pasa progresivamente a los niveles margosos del tramo superior.

La potencia de la brecha es muy variable, en los alrededores de la Viñuela y hacia los Romanes puede alcanzar varias decenas de metros; sin embargo, entre la Viñuela y Alcaucín y más al O. de los Romanes, la brecha disminuye su potencia hasta hacer imposible su cartografía a esta escala. Hemos dicho que reposa sobre los diversos términos de las distintas unidades Maláguides y Alpujárrides, cuyo contacto fosiliza. Es, pues, discordante y transgresiva sobre las diferentes unidades béticas, cuya superposición había sido realizada anteriormente.

b) Niveles margosos (T_{11-12}^{Ba-Ba} c)

La brecha pasa paulatinamente a estos niveles de margas y margocalizas de color gris-verdoso muy blanquecino; tiene algunos lechos cuarzosos y son ricos en microfauna planctónica y algunas formas bentónicas.

En el techo de estos niveles se encuentra casi siempre una microbrecha de elementos finos que no pasan de los 2 mm. y que está formada por fragmentos cuarzosos y esquistosos, grandes biotitas y micas blancas.

El corte tipo se observa a lo largo de la carretera Loja-Torre del Mar, en los Km. 65 a 67. La serie no tiene variaciones litoestratigráficas importantes, pero hay que señalar que hacia el NE., en el Cortijo de el Granobar,

sobre la brecha de base se encuentra unos 3 metros de una roca gris-marrón, en pequeños bancos decimétricos, bien estratificada; el conjunto presenta ondulaciones y pliegues decimétricos, y se trata de rocas arcilloso-detriticas llamadas silixitas. Estas silixitas, hacia Alcaucín, pueden alcanzar varias decenas de metros de potencia. Al sur de Alcaucín, la base de la serie se deposita sobre el Permotriás, el Mesozoico y Eoceno maláguides, de naturaleza calcárea, y está constituida por cinco metros de conglomerado calcáreo masivo.

Hay que destacar la presencia abundante de glauconita, lo que contribuye a reafirmar su naturaleza marina.

La edad, según las muestras, oscila desde Oligoceno-terminal-Aquitaniense hasta un Burdigaliense Superior hacia el techo, encontrándose: *Globigerinoides sp.*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia scitula*.

1.5.1.2 Resumen

La Formación de la Viñuela es transgresiva, de edad Aquitaniense-Burdigaliense, y reposa en discordancia sobre los Alpujárrides y el Bético de Málaga. Sobre ella, tectónicamente, están los materiales del complejo Colmenar-Periana. Por último, presenta analogías con otras formaciones transgresivas, como la de Santana y «Las Millanas», ésta fuera de la zona de estudio, que confirman la edad de depósito de estas series.

Desde el punto de vista estructural, aporta un dato muy importante: los cabalgamientos de las unidades béticas están terminados entre el Oligoceno terminal y el Burdigaliense.

1.5.2 FORMACION DE SANTANA

MATHIS (1974) da este nombre a un conjunto de conglomerados y una serie calizo-detritica, que aflora al sur del Boquete de Ventas de Zafarraya, así como en otros puntos fuera de esta Hoja, en los que se encuentra bien representada. Describiremos aquí estos afloramientos manteniendo los criterios de este autor.

En cartografía se han distinguido dos tramos: un conglomerado con pasadas arcillosas y un tramo margoso-areniscoso con niveles calcáreos intercalados.

1.5.2.1 Conglomerados (T₁₁^{Pa} cg)

La base de la sucesión está formada por una potente serie de conglomerados poligénicos con cemento calcáreo (aproximadamente 150 metros), con algunas intercalaciones de bancos brechoides y niveles de margocalizas

de poca potencia. A veces están mal estratificados, apareciendo casi siempre estratificación gradada.

Los cantos y bloques presentan gran heterometría, variando entre el centímetro al metro, y están constituidos por fragmentos de calizas jurásicas, dolomías, areniscas, calizas de *Microcodium*, así como abundantes nódulos de sílex. En la base de este tramo existe una brecha poligénica de difícil observación, debido a la fuerte tectonización.

1.5.2.2 Tramo margoso-areniscoso (T₁₁₋₁₂^{Ba-Ba} m)

Situado concordantemente sobre el tramo conglomerático, está formado por una serie de aproximadamente 80 metros de potencia. Los primeros 30 metros corresponden a un conjunto de margas y calizas en bancos alternantes de poca potencia. Los bancos calcáreos van acompañados de niveles brechíticos arenosos. Las calizas en lámina transparente corresponden a micritas y biomicritas con cuarzo, glauconita y óxidos de hierro y las areniscas son cuarzoarenitas con cuarzo (67 por 100), feldespato K (3 por 100), turmalina, rutilo y abundante matriz arcillosa. Los niveles calco-areniscosos tienen abundantes estructuras sedimentarias, como estratificación gradada, estratificación cruzada y diversas marcas de corriente.

El resto de la serie (aproximadamente 50 metros) es un conjunto arcilloso-detritico, en el que las areniscas presentan idénticas características a las anteriores. Desaparecen o escasean los niveles calcáreos del tramo anterior; existen algunos niveles de tobas y sílexitas.

La microfauna es abundante, determinándose: Briozoos, Melobesias, Globigerinoides, *Amphistegina* sp., *Amphistegina lessonii*, Miogypsina, etc., que nos datarían un Mioceno Inferior. MATHIS (1974) asigna una edad Aquitaniense-Burdigaliense para todo el conjunto, ya que los tramos inferiores presentan problemas de datación, por la escasa microfauna y la mezcla con microfaunas resedimentadas.

1.5.2.3 Resumen

Esta formación presenta gran analogía con la de la Viñuela, ya que en principio las dos se forman en mares someros, con grandes aportes de materiales groseros, si bien de origen paleogeográfico distinto. La evolución de ambas sucesiones es muy similar; comienzan con unas brechas poligénicas en la base, siguen con unos conjuntos arcillosos-calcáreos con intercalaciones de pequeños niveles de microbrechas, existiendo, también en ambas, tobas y sílexitas.

La edad de ambas formaciones también es semejante: Aquitaniense-Burdigaliense Inferior.

MATHIS (1974) concluye afirmando que son formaciones contemporá-

neas transgresivas sobre las zonas internas (F. VIÑUELA) y sobre las zonas externas (F. SANTANA).

1.6 SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL COMPLEJO MALAGUIDE

Por la naturaleza de los afloramientos no puede hablarse con propiedad de una sucesión o una columna estratigráfica tipo para el Maláguide. El mapa geológico deja ver afloramientos dispersos, en los cuales están representados términos variables según la localidad y de cuya observación se puede intentar recomponer una sucesión aproximada.

El Paleozoico consta de varios términos, el más bajo de los cuales corresponde a un centenar de metros de filitas y esquistos satinados con colores azulados, grises o rojos, que se representan en el mapa como «S».

Estos niveles, sobre todo hacia su parte basal, muestran huellas de haber sufrido un metamorfismo apreciable, a consecuencia del cual hay neoformación de biotita y andalucita postcinemática. Por su aspecto de campo pueden confundirse fácilmente con algunos esquistos biotíticos de unidades alpujárrides y, de hecho, en algunos casos la atribución a la base del Maláguide o a la parte alta de un Manto Alpujárride es muy problemática; concretamente al NE. de la Viñuela, siguiendo el Barranco de Cárcamo, aparece un «klippe» cartografiado como Silúrico que pudiera representar esquistos biotíticos del Triás Inferior o Paleozoico terminal de la Unidad de Salares. Ni en este ni en ningún otro caso se han encontrado criterios para la datación y es únicamente por la posición y por comparación con descripciones de otros sectores, que se admite la edad Silúrica para estos materiales.

Por encima de estos esquistos de grano fino satinados se encuentra una sucesión que comienza a mostrar caracteres de flysch y entre la cual se intercalan calizas estratificadas en bancos finos, de colores oscuros o pardos. Por comparación con otros sectores se puede admitir que el inicio de las hiladas carbonatadas se sitúa hacia un Silúrico terminal o un Devónico basal.

Durante el Devónico se prosigue la sedimentación con carácter de flysch, con términos detríticos de naturaleza grauwáckica y algunas veces conglomerados; son frecuentes los niveles de lilitas y pizarras. Toda la sucesión muestra una coloración verde o pardo oscura. Tampoco, en el área aquí estudiada, se han encontrado restos fósiles para efectuar la datación, aunque entre los niveles más altos de esta serie con ritmitas se encuentran restos muy mal conservados de plantas. Con las reservas debidas, se atribuyen estos materiales al Devónico y Carbonífero y se representa todo el conjunto como «D-H».

La sucesión paleozoica de estos maláguides es, pues, incompleta, y ciertos términos muy característicos, tales como los «conglomerados de

Marbella» y las calizas que en otros sectores coronan el Carbonífero, no han sido observados.

Por encima de los términos mencionados se sitúa una formación atribuida al Permo-Trías y con una litología inconfundible. Consta de conglomerados de matriz areniscosa, areniscas y pelitas de coloraciones rojas muy intensas. Los afloramientos existentes son todos de dimensiones muy reducidas, por lo que no es posible establecer una columna con la distribución vertical de cada uno de los términos descritos. El Permo-Trías maláguide es discordante sobre el Paleozoico, si bien no se observan discordancias angulares.

En cuanto a las potencias de los materiales maláguides descritos, se puede estimar que el Silúrico oscila en el orden del centenar de metros, el Devónico-Carbonífero tiene un espesor del orden de varias decenas de metros, y el Permo-Trías, cuando se reconoce, del orden de la decena de metros.

Para completar la descripción estratigráfica del Maláguide sólo nos resta mencionar dos enclaves, situados al SE. de Alcaucín, uno de ellos de calizas jurásicas oolíticas, mal estratificadas, en donde se han encontrado *Textularidos*, *Haucania cf. amidjis* y posible *Vidalina martana*, lo que nos señala un Jurásico, posible Lías (J), y otro de calizas brechoides (T_{2-2}^{Aa-Ab}), que son biomicritas recristalizadas con microfacies de *Alveolina fusiformis*, *Rotalia*, *Discocyclinas*, *Nummulites* y *Melobesias*, que nos permite datarlas como Eoceno.

En ambos casos el contacto basal puede ser o no tectónico; en cartografía se han supuesto como despegadas del sustrato.

1.7 FORMACIONES DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES (J.J.E. y V. G-D.)

En el Cuadro I se detallan todos los términos distinguidos en cartografía que componen las secuencias respectivas de cada unidad alpujárride, con indicación de la formación a que pertenecen.

Las formaciones se han definido (GARCIA-DUEÑAS, in lit.) conforme a comparaciones regionales y tomando en cuenta los caracteres litológicos de las secuencias.

Cada formación (excepto la Carbonatada) corresponde, dentro de una determinada unidad, a uno o varios tramos de esquistos, representados por los símbolos que figuran en la leyenda del mapa geológico.

De esta correlación entre formaciones y tramos puede obtenerse una idea sobre la posición en la columna estratigráfica de un paquete concreto de esquistos y una primera valoración del grado de metamorfismo de una formación en según qué unidad, puesto que los tramos se han distinguido y cartografiado por los minerales índice de metamorfismo. Hemos utilizado la distribución espacial de biotita, estauroilita, cianita, sillimanita y feldes-

pato-K (en parte) para diferenciar las zonas minerales de la sucesión metamórfica de cada unidad estructural.

La información sobre el metamorfismo de las unidades de este área, proporcionada por el propio mapa geológico y la somera descripción de los tramos que sigue, se puede completar con la consulta de la Hoja de Vélez-Málaga (1054). Dentro de ella se extienden prácticamente las mismas unidades alpujárrides, sin variar apenas las sucesiones metamórficas, y por eso hemos creído innecesario reiterar aquí idénticas conclusiones.

1.7.1 SUCESIONES DE LAS UNIDADES DE SALARES Y DE CHARCON

Ya se ha indicado que el término de «unidad de Salares» se utiliza como nombre local en la Hoja de Zafarraya para designar a la Unidad de Sayalonga, extensamente representada más al S., y de la que los afloramientos meridionales de esta Hoja son prolongación.

Los caracteres, composición y metamorfismo de la secuencia de la Un. de Sayalonga son conocidos en el área de Vélez-Málaga (ELORZA y GARCIA-DUENAS, en prensa) y por ello aquí nos limitaremos a extractar sus características, con alguna mención específica en el área de Zafarraya.

La Un. del Charcón está recubierta en su mayor parte por materiales neógenos y cuaternarios discordantes, pero sus afloramientos más occidentales se sitúan en las proximidades de los más septentrionales de la Un. de Sayalonga, localizados a lo largo de la vertiente occidental de la Sierra Tejeda, al N. de Alcaucín.

La secuencia de la Un. del Charcón es semejante a la de Salares, aunque se encuentre reducida tectónicamente; faltan los términos esquistosos con estaurólita correspondientes a los esquistos de Calaceite (Cuadro I). Sin embargo, el carácter despegado de los tramos superiores del Charcón, los correspondientes a Pérmico ? y Trías, ya se manifiesta en buena parte de los afloramientos de la Un. de Sayalonga (Salares), y así se deduce de la disposición cartográfica de sus formaciones y tramos en los sectores de Canillas de Aceituno, Alcaucín y Cjo. de las Fuentes (al SE. de Ventas de Zafarraya).

La secuencia completa de la Un. de Sayalonga (Salares) comprende, de más reciente a más antiguo, las siguientes formaciones y tramos (Cuadro I):

- 1) *Fm. Carbonatada*: Mármoles de Salares, despegados de su sustrato en esa localidad tipo y al N. de Alcaucín.
- 2) *Fm. Otivar*: Esquistos de Guzmán, vértice de 778 m. al SE. de Salares; son micasquistos biotíticos de grano fino y colores claros, con granate y andalucita hacia su base, también despegados de los materiales infrayacentes en diferentes sectores (véanse sus con-

tactos basales en mapa geológico). Son equivalentes a los esquistos de Lagos del área de Vélez-Málaga.

- 3) *Fm. Benthomiz*: Abarca los esquistos de Calaceite (negros grafitosos con estaurólita y andalucita), los esquistos de Guanos (negros grafitosos con sillimanita y cianita) y paragneises y migmatitas, aparte algunas intercalaciones delgadas de mármoles. Todos estos términos toman sus nombres de localidades del área de Vélez-Málaga.

Para la Un. del Charcón se han distinguido, de más reciente a más antiguo: 1) mármoles del Monedero, equivalentes a los de Salares; 2) esquistos de Marcos, equivalentes a los de Guzmán; 3) esquistos de Cubero, con intercalaciones carbonatadas, gneises y migmatitas, equivalentes a los esquistos de Guanos (1). Ha sido laminado el equivalente a los esquistos de Calaceite.

Los esquistos de Guzmán (ξ_b) están formados por micasquistos y esquistos cuarzo-moscovíticos de tonalidades predominantemente claras y con un espesor máximo del orden de 250 m.; es habitual encontrarlos con potencias inferiores al centenar de metros. Además de cuarzo y mica blanca contienen siempre cantidades variables de clorita, albita, clinozoisita, menas y otros minerales accesorios; la biotita es más abundante hacia los términos basales, en donde aparece también cloritoide, andalucita esponjosa y ocasionalmente granate.

Los esquistos de Calaceite (${}_n\xi_{vc}$) están representados por hasta 300 m. de micasquistos negros grafitosos con abundantes paquetes de bancos de cuarzo-micasquistos y micacuarcitas de tonos también oscuros. Sus constituyentes mineralógicos más abundantes son cuarzo, mica blanca y biotita, con porcentajes adicionales de andalucita, plagioclasa, estaurólita, granate, menas, turmalinas, apatito, etc.

Los esquistos de Guanos (${}_n\xi_v$) corresponden a varios centenares de metros de micasquistos negros y cuarzo-micasquistos oscuros, compuestos de cuarzo, biotita, mica blanca, plagioclasa, andalucita, granate, estaurólita, cianita, sillimanita (fibrolita), menas, turmalina, clorita, etc. Localmente llegan a tener feldespato-K.

En los enclaves pertenecientes a la zona de sillimanita-feldespato-K se encuentran gneises y gneises migmatíticos; también existen intercalaciones poco continuas de mármoles.

Los paragneises y migmatitas de Guanos están muy bien representados entre la sucesión de los esquistos de Cubero (Un. del Charcón). Sus caracte-

(1) Los nombres están tomados, respectivamente, del Collado del Monedero (X=571; Y=263,5), Cortijo de la Fuente de Marcos (X=572,8; Y=264,6) y Huerta del Cubero (X=575,2; Y=263,3), esta última junto al río Alhama, que da un corte de la sucesión (coordenadas Lambert).

terres texturales y naturaleza son idénticos a los observados en afloramientos del área de Vélez-Málaga. No se han encontrado afloramientos comparables al Gneis de Torrox.

Para la exposición de las relaciones de crecimiento de las fases minerales y mejor comprensión de los procesos metamórficos sufridos por las sucesiones pelíticas de las unidades del Charcón y de Sayalonga es aconsejable consultar la Hoja de Vélez-Málaga (1054) (ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

1.7.2 SUCESIONES DE LAS UNIDADES DE VENTAS DE PALMA Y CANILLAS DE ALBAIDA

La correlación entre estas dos unidades ofrece serias dificultades, derivadas unas de su posición y otras de la naturaleza litológica. La Un. de Venta de Palma aflora en un sector no muy extenso situado al N. de las sierras de la Tejeda y de la Almirajara, al O. de Játar y al E. de la Alcaicería; sobre ella se apoya la Un. del Charcón, y ella, por su parte, se superpone a los mármoles de Malas Camas, de la Un. de la Tejeda. Como Un. de Canillas de Albaida se designa una estrecha escama, que se extiende desde Cómpea hasta Canillas de Aceituno, emplazada entre los términos metamórficos de la Tejeda y los esquistos de Guanos de la Un. de Sayalonga.

Diversos accidentes tectónicos de importancia han modificado los contactos ligados a las superficies mediante las cuales tuvo lugar la colocación de ambas unidades alóctonas. Por su causa, la continuidad de la Un. de Canillas de Albaida se ve seriamente comprometida en algunos cortes entre Salares y Canillas de Aceituno y la sucesión característica de la unidad se hace extremadamente incompleta. Para el caso de la Un. de Venta de Palma, un sistema de fallas inversas, produciendo repetidos cabalgamientos hacia el S., ha precedido a las grandes fracturas tardías y modificado la primitiva disposición de su secuencia metamórfica.

A lo largo de la vertiente occidental de la Sierra Tejeda, en un recorrido por los sectores de Canillas de Aceituno, Alcaucín, Cjo. de las Fuentes y Alcaicería, no llega a mostrarse que exista continuidad formal entre las unidades que nos ocupan (1); como veremos, es verosímil que la Un. de Canillas de Albaida esté constituida por materiales equivalentes a los más bajos de Venta de Palma (sucesión de Quintana).

(1) Nuevos reconocimientos efectuados por uno de nosotros (J. J. E.) en las proximidades del Complejo de las Fuentes, con posterioridad a la elaboración del mapa geológico, permiten presumir la presencia de términos de la Un. de Venta de Palma en dicho sector, precisamente estarían representados en la parte basal del afloramiento que en nuestro mapa geológico figura en su totalidad como esquistos con estauroilita y andalucita ($n_{\xi_{ve}}$) de la Un. de Solares.

1.7.2.1 Secuencia de la Unidad de Venta de Palma

Hecha la salvedad de la complicada reestructuración de los materiales de esta unidad, se precisa la selección de ciertos cortes para poder establecer una columna representativa; en conjunto, puede decirse que, al O. del meridiano de Venta de Palma, la seriación está mejor conservada, aunque los tramos representativos se encuentran también más al E. En este sector los contactos entre tramos se han trazado con carácter aproximativo y esquemático, prescindiendo de los detalles menos representativos y haciendo caso omiso de ciertas observaciones y datos que entrañaban una complejidad para la representación, sin aportar mayor interés.

A pesar de la intencionada simplificación cartográfica, subsisten afloramientos de materiales cuya posición debe ser aclarada; nos referimos, entre otros, a los enclaves figurados en el mapa como ξ_{cb} , situados entre mármoles en el corte del río Alhama, al N. de la Molineta ($X = 576$; $Y = 261,5$). En ambos enclaves han aparecido también esquistos grises con cianita que pueden interpretarse como una repetición de la Un. de Venta de Palma; los esquistos, colocados tectónicamente sobre los mármoles de los Rodaderos (Fm. Carbonatada), se habrían superpuesto a éstos mediante una superficie de corrimiento ahora visiblemente plegada y fallada.

La secuencia de Venta de Palma, establecida esencialmente con observaciones en los cortes del Arroyo de las Piedras (camino de la Alcaicería a Venta de Palma) y del Barranco de Agüillaguerra, consta de (cf. Cuadro I): 1) Mármoles de los Rodaderos; 2) Esquistos de Agüillaguerra, de grano fino con biotita, clorita, andalucita; 3) Esquistos de Angel, de colores grises, con estaurólita y cianita (abundante); 4) sucesión de Quintana, compuesta de esquistos más o menos oscuros con sillimanita y cianita, mármoles (intercalaciones) y gneises con feldespatos-K (migmatitas).

Δ_x^4 Mármoles de los Rodaderos

Toman su nombre del vértice 1.203 m. Tienen pocas impurezas y se hallan intensamente replegados; el espesor supera los 400 m. en muchos cortes.

Además de carbonatos, contienen cantidades poco significativas de mica blanca, biotita, cuarzo, menas opacas, tremolita.

Por su posición y desarrollo pueden considerarse pertenecientes a la Fm. Carbonatada, ya que, como se ha dicho, los esquistos grises que aparentemente se les superponen al N. de la Molineta son más metamórficos y pueden considerarse corridos. Frecuentemente el contacto basal de estos mármoles no parece normal, pudiendo considerárseles parcialmente despegados.

ξ_{cb} *Esquistos de Agüillaguerra*

Están bien representados en los alrededores del Cjo. de Agüillaguerra, cerca del barranco del mismo nombre. El espesor, variable, llega a sobrepasar los 200 m.

Son de colores grises acerados claros y su tamaño de grano se hace más fino a medida que se asciende en el tramo. Ciertos niveles son predominantemente micáceos y otros más cuarzosos; su estructura esquistosa suele ser fina y regular. Como componentes minerales se encuentran cuarzo, mica blanca, clorita, epidota, biotita, andalucita, plagioclasa, menas, etc. Excepto la andalucita, postcinemática de S_2 , los restantes componentes han cristalizado durante F_1 , F_2 , y más tarde algunos de ellos, igual que ocurre con los esquistos de Venta López (véase fig. 1, epígrafe 1.7.3).

Localmente se observan delgadas intercalaciones de colores verdes acuosos y de composición calcosilicatada (epidotitas y niveles ricos en anfíbol).

ξ_{ck} *Esquistos de Angel*

El cortijo de donde toman el nombre está enclavado junto a un lentejón carbonatado, cortado por el Arroyo de las Piedras. La posición de esa intercalación carbonatada facilita la diferenciación respecto a los esquistos de Agüillaguerra; en efecto, una muestra recogida inmediatamente por encima del lentejón de mármoles carece de estaurolita y cianita, ambas presentes en los esquistos situados por debajo. Sin embargo, la litología y tamaño de grano de los términos superiores de los esquistos de Angel son idénticos a los de Agüillaguerra, de manera que, a falta de los mármoles intercalados en el corte referido, la distinción entre unos y otros es imposible sin el auxilio de láminas delgadas.

Mineralógicamente los esquistos de Angel contienen cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, cianita, estaurolita, granate, andalucita, etc. El granate y la andalucita son muy escasos; la estaurolita está mejor representada, pero contrasta su poca abundancia con la frecuencia y contenido en cianita. La cianita existe desde el mismo techo del tramo y su aparición no va precedida de niveles en los que exista ya estaurolita.

La mayor parte de las cristalizaciones concuerdan con las expresadas en la figura 2 (esquistos de Cuascuadra, epígrafe 1.7.3), aunque cianita y estaurolita han crecido preferentemente en el período postcinemático de F_2 .

También entre los esquistos de Angel aparecen finas intercalaciones calcosilicatadas.

Es muy probable que la parte superior del tramo de Angel contenga términos de la Fm. Otívar, pero también es presumible su correspondencia

con parte de la Fm. Jate, a pesar del carácter menos cuarzoso y la menor abundancia de anfibolitas en los esquistos de Angel. La potencia del tramo esquistoso de Angel es de varios centenares de metros, si bien una valoración exacta es aventurada a partir de los datos cartográficos.

g_{5s}, ψ Sucesión de Quintana

Esta sucesión, con un espesor superior a los 500 m., que puede ser mucho más grande a causa de repeticiones estructurales, aflora con buena exposición entre la Venta de Palma y el cortijo de Quintana, de donde toma el nombre. La componen esquistos grises y azulados más o menos oscuros y muy metamórficos, gneises granulares o bandeados con feldespato-K y migmatitas (ψ), y mármoles (Δ^3) en intercalaciones, algunas de ellas bastante desarrolladas.

La parte alta de la sucesión de Quintana, antes de que se alcancen las primeras intercalaciones de mármoles, está formada por micasquistos y cuarzo-micasquistos pardos con un metamorfismo intenso que se manifiesta por la cristalización, en una primera fase, de cuarzo, mica blanca, biotita, granate estauroлита, plagioclasa, cianita y andalucita (sin- y/o post-cinemáticos, de modo parecido al indicado en la fig. 3); a continuación, durante una segunda fase, en la cual el gradiente térmico se incrementa, se forman o crecen plagioclasas, sillimanita y andalucita, la última prolongando su crecimiento hasta después de esta fase metamórfica, aunque menos que cuarzo, mica blanca y biotita. La sillimanita existe desde el techo mismo de la sucesión de Quintana, coincidiendo su aparición muy aproximadamente con la transición de los esquistos grises de Angel a los más oscuros de Quintana.

En estas condiciones se llega hasta las más altas franjas de mármoles intercalados y junto a ellos aparecen gneises con feldespato-K, que dan paso a gneises con movilizados leucocráticos, muchas veces con ojos de feldespato-K; los fenoblastos incluyen «gotas» de cuarzo y son habituales los intercrecimientos mirmekíticos. Niveles de gneises y migmatitas coexisten con los de micasquistos pardos oscuros o acerados, con sillimanita y feldespato-K, y otros de cuarzomicasquistos o delgados bancos de mica-cuarzitas algo feldespáticas. Con estos caracteres la sucesión se prosigue hasta su base.

La semejanza entre los gneises de Venta de Palma y Quintana y los de Canillas, que se tratan a continuación, es grande. Coinciden también, en la Un. de Canillas, los mármoles y los micasquistos pardos con sillimanita y feldespato-K, razones por las cuales se admite la equivalencia entre las sucesiones de Quintana y de Canillas y se sugiere la posible continuidad tectónica de las unidades de Venta de Palma y Canillas de Albaida.

1.7.2.2 Términos de la Unidad de Canillas de Albaida

Desde Canillas de Albaida hasta el vértice Cuevas (800 m.), situado dos kilómetros al NO., se encuentran los mejores cortes de la sucesión característica de la Unidad, cuya extremidad oriental se prolonga hasta la Hoja de Vélez-Málaga.

En cualquiera de esos cortes se aprecia la repetida alternancia de mármoles con micasquistos y gneises. Para facilitar la referencia a una u otra clase de alternancias se han llamado Mármoles de Cuevas (ΔM) a las carbonatadas, y Gneis de Canillas (ζ_g) a las esquistosas y gneísticas; al conjunto, sucesión de Canillas.

Los dos términos de la sucesión de Canillas están representados en el mapa, pero la comentada distribución de las litologías hace imposible, a la escala manejada, un trazado fiel de las mismas. Nuestra cartografía de estos términos es de obligado esquematismo, pero intenta plasmar groseramente la presencia relativa de los distintos materiales.

Una sucesión de mármoles, esquistos y gneises como la de Canillas no se encuentra en ninguna de las unidades alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Solamente la parte basal de la Un. de Venta de Palma (sucesión de Quintana) se le asemeja en buena medida y, sin embargo, ciertos rasgos de afloramiento y el modo de sucesión no son idénticos, pese al parecido litológico y petrográfico. Pudiera pensarse que la sucesión de Canillas es el resultado de múltiples imbricaciones tectónicas, pero algunos afloramientos nos parecen muy significativos en apoyo de una alternancia litológica original, con lo que la repetición tectónica no quedaría avalada para todas las alternancias.

Los mármoles de Cuevas están formados en su práctica totalidad por carbonatos, interviniendo en su composición pequeñas cantidades de mica blanca, biotita, plagioclasa, cuarzo, tremolita, escapolita, grafito y menas metálicas.

Los llamados gneis de Canillas constan en realidad de micasquistos pardos con fenoblastos y grandes placas de moscovita, en transición a gneises granulares finos. Dentro de la mayor parte de las alternancias se encuentran gneises finamente bandeados o con microrrepliegues; los diferenciados leucocráticos no sobrepasan el centímetro de espesor por lo común y son habituales también los diferenciados con estructura gneística. Ya sea en relación con diferenciados o bien aislados entre micasquistos más o menos gneisosos, existen megablastos de feldespato-K y turmalina. Algunos ejemplos de ojos (augen) de varios centímetros son clara y secamente limitados por la esquistosidad más visible, que los envuelve; en ciertos casos los ojos son equidimensionales o muestran su mayor dimensión según una dirección contenida en dicha esquistosidad, y en otros la máxima

longitud del megablasto es transversa u oblicua a las superficies-S dominantes y parecen apreciarse efectos de rotación limitada para adaptarse al aplastamiento general. Existen también «pseudo-ojos», compuestos por cuarzo y plagioclasas.

Los diferenciados leucócratas de gneises bandeados tienen una composición cuarzo-feldespática con algunos fenoblastos de turmalina. Se disponen paralelamente a la esquistosidad, como cosa más frecuente, siendo su trazado regular o dando lugar a estructuras «pinch-and-swell» de tamaños reducidos.

Sobre la naturaleza del gneis de Canillas y su convergencia o no con el gneis de Torrox hemos tratado en otra ocasión (ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa), expresándose nuestro parecer de que sean el resultado de un proceso comparable de evolución metamórfica.

Los micasquistos pardos con fenoblastos de Canillas contienen sobre todo cuarzo, mica blanca y biotita. Son característicos los grandes blastos de mica blanca, algunos conservados con carácter residual y otros crecidos en etapas tardías; la biotita ha crecido a lo largo de un período muy dilatado, que abarca a todas las fases de la evolución metamórfica, lo mismo que el cuarzo. El granate forma parte de fenoblastos deformados y corroídos, rodeado de la esquistosidad más manifiesta, o sobreimpuestos a ella. Algunos megablastos de plagioclasa tienen sus planos de macla deformados o se agrupan en lenticulas (amígdalas) más o menos granoblásticas, limitadas por la esquistosidad; también ha crecido más tarde. Se conservan fenoblastos corroídos de estauroлита residual, no muy frecuentes, junto a otros limpios subidiomorfos posteriores a la esquistosidad principal.

La cianita, sincinemática o postcinemática respecto a la esquistosidad principal, suele estar alterada y blindada por mica. Finalmente la sillimanita es abundante y por lo general asociada a la biotita, dispuesta en haces continuos adaptados a la esquistosidad principal; los haces de fibrolita están microplegados. Si hay o no sillimanita anterior a la esquistosidad principal es difícil de dilucidar, pero no puede descartarse la primera posibilidad completamente.

Minerales tales como cianita, estauroлита y sillimanita son más raros de encontrar en los paragneises granulares o en los finamente bandeados; muchas de las muestras recogidas carecen de ellos. Los restantes constituyentes minerales aparecen con las mismas relaciones texturales resumidas más arriba.

Los grandes megablastos de feldespato-K se hallan con inclusiones y planos de maclas arqueados y pueden aparecer como invadidos por intercrecimientos mirmekíticos, cuyos frentes aparentan una progresiva penetración hacia el interior del cristal. Fenoblastos de feldespato-K de menor tamaño y muy posiblemente de otra generación se asocian en el interior de

diferenciados leucocráticos, dando texturas más o menos granoblásticas; sus bordes mirmekíticos, cuando los tienen, se desarrollan más débilmente.

La edad de los materiales de la sucesión de Canillas es desconocida y no se han incluido, ni siquiera de forma provisional, en ninguna de las formaciones alpujárrides. Si su correlación con la sucesión de Quintana (Un. de Venta de Palma) quedara verificada, podrían representar la parte más baja de la Fm. Jate o la parte superior de una formación más baja. Por otra parte, no creemos sostenible para la totalidad de las intercalaciones de mármoles de Cuevas un origen tectónico, aunque tal causa pueda ser aducida razonablemente en ciertos casos; cuando se dan repeticiones, difíciles de determinar, han debido afectar a una sucesión originalmente rica en alternancias, pero tampoco hemos podido discernir en qué casos las hipotéticas repeticiones tectónicas reflejarían una escamación o serían consecuencia de mesopliegues recumbentes (?).

Los resultados de catorce análisis químicos (ELORZA, inédito) reflejan la semejanza composicional entre el gneis de Canillas y el gneis de Torrox y apuntan un origen paraderivado (cf. ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

Datos obtenidos a partir de los análisis de roca total llevados a diagramas *c-mg* dan puntos agrupados en el dominio de las composiciones pelíticas. También en el diagrama $(al-alk)-c$ los puntos representativos salen fuera del dominio de las rocas ígneas y dentro del dominio de las pelitas y grauwackas; en un diagrama $\{(al+fm)-(c+alk)\}$ frente a *si*, sólo dos resultados son próximos a orto-gneises y se sitúan en la periferia del campo de las rocas ígneas.

1.7.3 SUCESIONES DE LA ESCAMA DE CALIXTO Y DE LAS UNIDADES DE LA TEJEDA Y LAS ALBERQUILLAS

La Unida de la Tejada y la Escama de Calixto se encuentran superpuestas a la Fm. Carbonatada (mármoles del Daire) de la Un. del Jate; por encima de la Escama se sitúa aún la Un. de las Alberquillas, representada en el área de Zafarraya por los mármoles de la Cruz del Pinto (Fm. Carbonatada).

Como se verá, al describir las secuencias de cada una de estas unidades tectónicas, la semejanza entre las correspondientes a la Un. de la Tejada, del Jate y de la Escama está fuera de duda, razón por la cual, y no obstante las relaciones tectónicas se suponen pertenecientes al Manto de la Herradura. Algo diferente es el caso de la Un. de las Alberquillas, con una secuencia completa que puede ser observada más al SE. (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975), de carácter intermedio entre las típicas de los Mantos de la Herradura y Salobrefña; su posición más alta en el conjunto

de unidades empiladas corrobora también el carácter intermedio que se le puede asignar.

La Escama de Calixto se compone de unos pocos afloramientos de extensión reducida y con trazado aproximado ONO.-ESE., comprendidos tectónicamente entre los mármoles del Daire y los de Cruz del Pinto; el espesor máximo es de algunos cientos de metros a lo sumo. El conjunto de afloramientos lenticulares discontinuos que se asimilan en la escama se prolonga a lo largo de unos 20 Km., jalonando el contacto entre las Un. del Jate y de las Alberquillas. Por el O., 1,5 Km. al N. de Canillas de Albaida, los esquistos de Calixto contactan con los de la Un. de la Tejada, precisamente en el sector en donde la Un. de las Alberquillas se acuña definitivamente.

De hecho, los micasquistos y cuarzo-micasquistos de la sucesión de Calixto parecen representar, laminados, la prolongación hacia el E. de los tramos de la sucesión de la Tejada. Según se indica en cartografía, se han reconocido esquistos micáceos con granate, estaurolita y cianita ($v\xi_{kh}$), esquistos conteniendo además fibrolita ($v\xi_{sb}$) y esquistos de grano fino con biotita, clorita y epidota (z_b); la composición mineralógica, la litología y las relaciones texturales son idénticas a las de los correspondientes tramos de la sucesión pelítico-cuarzosa de la Tejada.

Detalles adicionales relativos a la sucesión de Calixto se tienen a partir de ELORZA y GARCIA-DUEÑAS (en prensa). Para los mármoles de Cruz del Pinto (Un. de las Alberquillas), fundamentalmente dolomíticos, con micas, grafito, cuarzo y silicatos cálcicos (tremolita, escapolita) nos remitimos igualmente a otros trabajos (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975; ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

La secuencia de la Tejada, establecida fundamentalmente a partir de los datos de la mitad oriental de la Hoja de Zafarraya, comprende términos de la Fm. Carbonatada, Fm. Otivar y Fm. Jate, distribuidos por tramos tal como se indica en el Cuadro I. La descripción resumida de cada uno de los tramos que sigue será ampliada (GARCIA-DUEÑAS y ELORZA, en preparación).

De abajo a arriba, la sucesión característica de la Tejada presenta:

- 1) Esquistos verdes oscuros con cianita y sillimanita, algo grafitosos (esquistos de Puerto Cómpea).
- 2) Esquistos azules y verdes con estaurolita y cianita y anfibolitas (esquistos de Cuasquadra).
- 3) Esquistos con biotita, clorita y epidota de colores muy claros (esquistos de Venta López).
- 4) Mármoles con biotita y tremolita, con intercalaciones de calcoesquistos y micaesquistos (mármoles de Malas Camas).

Los esquistos de Venta López quedan comprendidos en la zona de biotita-cloritoide, zona que abarca a una buena parte por lo menos de los már-

moles de Malas Camas. La zona de estaurólita está mal representada, probablemente no sólo por razones tectónicas; se sitúa en poco más de alguna decena de metros de micasquistos, localizados en la base de los esquistos de Venta López, esquistos aparentemente despegados de los tramos inferiores y laminados por los mármoles, a su vez despegados también. Los esquistos de Cuascuadra y sus abundantes intercalaciones anfibolíticas quedan dentro de la zona de estaurólita-cianita, mientras que los esquistos, más bajos, de Puerto Cómpeta, más oscuros y grafitosos, contienen fibrolita (zona de sillimanita-moscovita).

La zonación metamórfica de la secuencia de la Tejada es comparable, por tanto, a la de otras unidades alpujarrides y marca con nitidez un metamorfismo progresivamente decreciente hacia los tramos más altos, que se ven coronados por mármoles de la Fm. Carbonatada. Parece lógico pensar que los mármoles de Malas Camas sean triásicos aun sin el apoyo de datos paleontológicos. La edad paleozoica antigua para el conjunto de mármoles y esquistos de la Tejada, preconizada por BOULIN (1970), resulta muy improbable; asimismo, es imposible sostener que todos estos materiales representen un cambio lateral del «conjunto inferior de la serie del Veas» del geólogo francés.

⁴ Δ_{xb} *Mármoles de Malas Camas*

Constituyen una imponente masa carbonatada de más de 1.500 m. de espesor, superpuestos mediante un contacto mecanizado a varios tramos de la sucesión metapelítica de la Sierra Tejada (cf. en especial lo referente a esquistos de Venta López).

El contacto, casi siempre neto y sin transición litológica, es de geometría variable. Por el E., al SO. de Venta López, es relativamente tendido, mientras que hacia el O. se verticaliza o se inclina al S. a causa de una inversión general. A lo largo del gran flanco inverso, los esquistos de Cuascuadra se apoyan sobre los mármoles con buzamientos entre 70°-30° al S.

Los mármoles de Malas Camas (nombre del vértice 1972 m.) son esencialmente dolomíticos y apenas poseen otros minerales que los carbonatos, micas, cuarzo, menas, tremolita, etc.

En el mapa se han señalado varias de sus numerosas intercalaciones calcoesquistosas y micasquistosas (ξ^4). En algunos lugares se observa la transición lateral de mármoles azulados, de aspectos sacaroideo a franjas de calcoesquistos y esquistos micáceos de tonos grises oscuros; la franja deja ver la alternancia de niveles carbonatados y pelíticos, estos últimos compuestos de cuarzo, mica blanca, biotita roja, plagioclasa, clinzoisita, plagioclasa, andalucita esponjosa (ocasional), menas, turmalina, apatito, etc.

Unos 3 Km. al NO. de Sedella, en la falda S. del Cerro del Fuerte, ha sido encontrada cianita en un reducido afloramiento de esquistos grises, se-

mejantes a los de Cuacuadra. Aunque en el mapa están representados con el mismo símbolo que las intercalaciones, parece más probable que no lo sean y se hallen superpuestos tectónicamente a los mármoles.

BOULIN (1970) señala la existencia de sillimanita en las intercalaciones, por lo que interpreta los mármoles como de posición basal en la sucesión y representando un cambio de facies de su «conjunto inferior de la serie del Veas». Nuestros datos hacen imposible esta correlación. La estructura y el grado de metamorfismo de los mármoles de Malas Camas y sus intercalaciones nos conducen a admitir que ocupan una posición alta en la secuencia de la Un. de la Tejada. En ella, deben representar a la Fm. Carbonatada triásica de los Alpujárrides, metamorfozada hasta la cristalización simultánea de mica blanca y biotita y con aparición de andalucita en los términos basales.

Es de resaltar la intensidad de plegamiento en los mármoles de Malas Camas. A falta de profundizar en su estudio, parecen existir pliegues de buena envergadura que podríamos considerar como intrafoliares; conducen a la paralelización (en meso-dominios) de sus flancos y superficies axiales y en muchos casos se registra su comportamiento fluidal. Estos pliegues han sido plegados posteriormente por otros a los que se asocia una esquistosidad de plano axial muy oblicua a las superficies-S previas.

Todos estos pliegues son anteriores a la inversión del contacto entre mármoles y sucesión metapelítica y no compartimos la creencia de que muestren una evidente vergencia al S. (cf. BOULIN, *op. cit.*).

ξ_{2b} Esquistos de Venta López

Afloran con reducida extensión en los alrededores de Venta López, camino de Cómpea a Játar. El espesor conservado es muy reducido, en parte, sin duda, por laminaciones tectónicas, como ya se ha dicho.

Dentro del afloramiento se han englobado esquistos de diferente naturaleza y apariencia. En la parte basal se sitúan unos micasquistos más oscuros, de tonalidades grises azuladas, que recuerdan a los de Cuacuadra; contienen granate y estaurólita, pero no cianita. Entre ellos y los mármoles aparecen micasquistos fundamentalmente moscovíticos y con biotita, de colores ocres muy claros y blanquecinos y amarillentos. Unos y otros micasquistos no se han separado en cartografía por la poca superficie del afloramiento, que además es discontinuo.

Al O. de Venta López y hasta Canillas de Aceituno los mármoles de la Fm. Carbonatada de la Tejada contactan con los esquistos de Cuacuadra (zona de estaurólita-cianita) y únicamente en el sector que nos ocupa se han conservado testigos de micasquistos con biotita o con biotita-granate-estaurólita, por debajo de los mármoles de Malas Camas (zonas de biotita-cloritoide y estaurólita, respectivamente).

	F_1		F_2		F_3	
	<i>Sinc-S₁</i>	<i>Post-S₁</i>	<i>Sinc-S₂</i>	<i>Post-S₂</i>	<i>Sinc-S₃</i>	<i>Post-S₃</i>
Cuarzo	—	—	—	—	—	—
Mica blanca	—	—	—	—	—	—
Clorita	—	—	—	—	—	—
Clinozoisita			—	—		
Biotita			—	—	—	
Cloritoide			—	—		
Plagioclasa		—	—	—		

Fig. 1.—Cristalización de minerales en la zona de biotita-cloritoide de los esquistos de Venta López.

El contacto que envuelve a los esquistos de Venta López se ha señalado en el mapa como contacto normal a fin de sugerir que están representadas todas las zonas metamórficas, como es cierto, en la Un. de la Tejada. En realidad, los límites han de ser mecánicos (despegue y laminación) y el poco espesor de materiales conservado es la expresión de una notable reducción tectónica.

Tanto los micasquistos claros con biotita como los grises azulados con granate-estaurolita de Venta López son incluidos en la Fm. Otívar, si bien los últimos pueden plantear algunas dudas.

Los micasquistos grises con granate-estaurolita se componen de cuarzo, mica blanca, biotita, cloritoide, granate, estaurolita, clorita, epidota, plagioclasa, etc. En las pocas muestras recogidas se ha observado que plagioclasa, granate y estaurolita han crecido preferentemente durante el período intercinemático post-S₁; cuarzo, mica blanca y biotita muestran crecimientos sincinemáticos con todas las deformaciones detectables al microscopio; biotita, cloritoide, mica blanca, epidota y la mayor parte de las plagioclasas son postcinemáticas de S₂.

Los micasquistos claros con biotita contienen cuarzo, mica blanca (muy abundante), epidota, clorita, biotita, plagioclasa, cloritoide, etc., cuyos crecimientos deducidos de un muestreo limitado se han señalado en la figura 1.

√ξ_{kh} Esquistos de Cuascuadra

Predominan los cuarzo-micasquistos con estaurolita y cianita, siendo muy frecuentes las intercalaciones de naturaleza anfibolítica (ξA), en bancos que no superan de media los 50 cm. Tal como se observan en el

extenso afloramiento de la vertiente meridional de las Sierras de la Tejada y Almijara (Loma de Cuascuadra, vértice de 1.570 m.), su espesor es difícil de establecer, ya que en el corte en donde tiene mayor desarrollo han aparecido en el centro esquistos con sillimanita.

Además de las anfibolitas, constituidas casi absolutamente por hornblenda y plagioclasa, existen delgados niveles (milimétricos a centimétricos) calcosilicatados compuestos de cuarzo, anfíbol verde y epidotas, como minerales fundamentales y en proporción variable.

Respecto al origen de las anfibolitas (ΞA), conviene hacer algunas precisiones; se ha efectuado hasta ahora un corto número de análisis químicos (J. J. ELORZA, datos inéditos), cuyos resultados merecen ser consignados aunque puedan considerarse provisionales en virtud del limitado muestreo. Los datos de los tres análisis disponibles, representados sobre diagramas *c-mg*, *c(al-alk)* y *100 mg-c(al-alk)*, conducen a admitir su carácter ortoderivado; índices como el K/Rb respecto al porcentaje de K arrojan valores semejantes al de otras ortoanfibolitas.

No se dispone de datos químicos sobre los niveles calcosilicatados oliváceos oscuros y compactos que coexisten con las anfibolitas en el tramo esquistoso de Cuascuadra. Por su composición mineralógica difieren de las anfibolitas, a las que espacialmente se asocian en ocasiones; en otros casos, niveles verdes, finamente laminados, de alto contenido en epidota, alternan con otros cuarcíticos y anfibólicos, independientemente de la proximidad o no de anfibolitas. Es posible que los primeros niveles calcosilicatados mencionados, compuestos de cuarzo, plagioclasa, anfíbol, epidota, biotita y menas, procedan de mezclas con diferente contenido en material de procedencia ígnea y sedimentaria; para los segundos no podemos adelantar ninguna opinión.

	F_1		F_2		F_3	
	<i>Sinc-S₁</i>	<i>Post-S₁</i>	<i>Sinc-S₂</i>	<i>Post-S₂</i>	<i>Sinc-S₃</i>	<i>Post-S₃</i>
Cuarzo	—	—	—	—	—	—
Nica blanca	—	—	—	—	—	—
Biotita	—	—	—	—	—	—
Plagioclasa	—	—	—	—	—	—
Andalucita				—	—	
Granate	—	—		—		
Estaurolita		—		—		
Cianita		—	—	—		

Fig. 2.—Cristalización de minerales en los esquistos de Cuascuadra (zona de estaurolita-cianita).

Ciñéndonos en particular a los esquistos de Cuascuadra, diremos que constituyen un potente paquete de espesor superior a los mil metros (quizá mucho mayor) en el que se reconocen alternativamente bancos más o menos cuarzosos y cuarzo-micasquistos. Las coloraciones son grises oscuras, verdosas y azules.

Los minerales principales o más característicos son: cuarzo, mica blanca, biotita (siempre en menor proporción), menas opacas, anfíbol, turmalina, etcétera, y excepcionalmente cordierita, detectada en alguna muestra de la parte basal.

Aunque omitiremos el detalle de las relaciones texturales entre los minerales, la figura 2 establece la correlación entre las fases de cristalización de los componentes más significativos y las etapas de deformación.

La plagioclasa puede ser poikiloblástica y anterior a la esquistosidad más visible, pero es común observar estados de crecimiento que se prolongan con interrupciones limitadas hasta F_3 ; también el granate ha crecido durante un largo período, siendo más abundantes los blastos sin o post- S_1 , anteriores a S_2 , incluidos o no en fenoblastos de otros minerales (plagioclasa). Tanto estaurolita como cianita, presentes de abajo a arriba en todo el tramo, muestran con preferencia crecimientos intercinemáticos anteriores o posteriores a S_2 , si bien en la estaurolita se detectan crecimientos simultáneos al «flattening» a favor de S_2 ; la cianita se encuentra plegada durante F_3 , apareciendo parcialmente alterada y blindada en mica blanca. En fin, la andalucita es muy poco frecuente y sólo ha sido hallada en muestras de los afloramientos más orientales de los esquistos de Cuascuadra, en los cuales las tonalidades son más oscuras y pardas y los micasquisto más grafitosos.

v_{sh} Esquistos de Puerto Cómpeta

Están constituidos por un paquete, poco potente en sus afloramientos actuales, de micasquistos verdes oscuros y cuarzo-micasquistos en bancadas alternantes, compuestos esencialmente de cuarzo, mica blanca y biotita y con fenoblastos de andalucita, plagioclasa, estaurolita y cianita; contienen fibrolita como mineral característico y cantidades variables de granate, clorita, grafito, apatito, menas, etc.

La figura 3 muestra esquemáticamente el orden de cristalización de las fases minerales más representativas, relacionándolo con las etapas de deformación contemporáneas del metamorfismo.

Desde el Puerto Cómpeta, de donde toma el nombre el tramo, hacia el O., la distancia en potencia entre estos esquistos y el contacto basal de los mármoles es variable. Cerca de Canillas de Aceituno, poco más de un centenar de metros de esquistos de Cuascuadra se interponen entre el

	F_1		F_2		F_3	
	S_{1a}	S_{1p}	S_{2a}	S_{2p}	S_{3a}	S_{3p}
Cuarzo	—————					
Mica blanca	———	———	———	———	———	———
Biotita	———	———	———	———	———	———
Plagioclásas	———		———	———		———
Granate	———			———		———
Estaurolita		———	———	———		———
Cianita		———	———	———		———
Sillimanita			———	———		———

Fig. 3.—Cristalización de minerales en los esquistos de Puerto Cómpeta (zona de sillimanita-moscovita).

tramo de Puerto Cómpeta y los mármoles de Malas Camas; la sucesión se encuentra invertida y buzando fuertemente hacia el Sur.

Por otra parte, en un corte transversal de la sucesión efectuado entre Salares y el vértice Malas Camas (1.972 m.), hacia la mitad del recorrido, se ha encontrado una sola muestra con sillimanita (fibrolita) dentro de los esquistos de Cuascuadra; desconocemos el trazado en profundidad de la zona de sillimanita y no podemos asegurar si la referencia mencionada es o no motivada por plegamiento posterior al metamorfismo.

1.7.4 LA FORMACION CARBONATADA EN LA UNIDAD DEL JATE

Esta unidad, muy desarrollada hacia el SE., está presente en la Hoja de Zafarraya sólo por su formación más alta y aún de ella no llegan a aflorar los niveles inferiores.

En la localidad conocida como Lomas del Daire afloran los mármoles esencialmente dolomíticos, con intercalaciones, que hemos llamado en el Cuadro I mármoles del Daire; la potencia visible del conjunto es de varios centenares de metros.

Los mármoles (Δ_x), siempre muy puros, contienen cantidades pequeñas de cuarzo, mica blanca y tremolita; la recrystalización de los carbonatos es intensa y no deja ver con nitidez estructuras o superficies-S fácilmente correlacionables con las existentes en los tramos metapelíticos de ésta u otras unidades.

Las intercalaciones esquistosas ξC , micasquistos y calcosquistos, se nos

muestran con bajo grado de metamorfismo, habiendo crecido minerales como cuarzo, mica blanca, clorita y biotita, entre los más representativos; en algunas intercalaciones se han recogido muestras con cloritoide y granate.

Como hemos mencionado en el epígrafe 1.1, merece un comentario el afloramiento de mármoles y esquistos situado al S. del Cerro de los Machos (1.587 m.), en el rincón SE. de la Hoja. Dichos materiales se conservan en el núcleo de un sinclinal de dirección E.-O., superpuestos a los mármoles del Daire; los esquistos, con intercalaciones calcoesquistosas, contienen cloritoide y biotita, y los mármoles superpuestos son semejantes a los del Daire.

Se nos ofrece como posibilidad inmediata la de considerar a los esquistos con cloritoide y biotita como una intercalación más entre los mármoles del Daire. Sin embargo, es posible que los esquistos y sus mármoles fueran un «klippe» de una unidad superpuesta a la Unidad del Jate; dentro de esta hipótesis, los micasquistos en cuestión podrían corresponderse a los esquistos de Venta López y los mármoles a los de Malas Camas, si es que el «klippe» quedaba relacionado con la Unidad de la Tejeda, o con sus términos superiores despegados (véase epígrafe 1.7.3).

1.7.5 UNIDAD DE BENAMOCARRA

Recibe su nombre de los extensos afloramientos de esquistos oscuros con estaurolita y granate existentes al S. de la Hoja de Zafarraya, al O. de Vélez-Málaga.

Aquí está mal representada y únicamente se han reconocido los esquistos en dos «klippes» de reducidas dimensiones situados, uno en los alrededores del Km. 5 de la carretera de Canillas de Aceituno, y el otro, algo más al N., a lo largo del cauce del río Bermuza.

Los esquistos presentan una mesostasis fundamentalmente micácea y cuarzoza, sobre la que se imponen cristales frecuentemente idiomorfos de estaurolita y andalucita. El cloritoide, que aparece muchas veces, parece mostrar un crecimiento mimético con la esquistosidad y los granates se presentan muchas veces con hábito idiomorfo y anteriores al aplastamiento («flattening») perpendicular a la esquistosidad dominante.

Como ya se ha indicado anteriormente, los micasquistos oscuros con estaurolita, granate y andalucita (ξ_{cc}) de la Unidad de Benamocarra pueden representar un Alpujárride.

Sin embargo, algunos autores (BOULIN, 1970) han admitido, entre otras, la posibilidad de que representen un zócalo metamórfico maláguide.

Tal hipótesis ha sido considerada especialmente para los afloramientos de la región al O. de Vélez-Málaga, en la que nuestra Unidad de Benamocarra aparece siempre por debajo de términos silúricos, menos metamórfi-

cos, que son la base del Complejo Maláguide en los Montes de Málaga.

Creemos que puede sostenerse como válida la atribución de esta Unidad a los Alpujárrides e incluso su menor grado de metamorfismo sería un indicio de la proximidad a una región paleogeográfica en la que el metamorfismo que ha afectado a los Alpujárrides se muestra menos intenso.

1.8 ROCAS IGNEAS

En varias formaciones alpujárrides, en la Unidad de Benamocarra y en la base del Silúrico-Maláguide, aparecen unos diques de diabasas anfibólicas (Fe) muy alteradas, que cortan la esquistosidad principal. Están formadas por plagioclasa y anfíbol como minerales fundamentales. La plagioclasa desarrolla cristales divergentes, zonados y maclados, parcialmente alterados a mica blanca, sobre todo en el núcleo. El ferromagnesiano se presenta en xenoplasas de hornblenda parda, en tránsito a las variedades de actinolita-tremolita de color verde e incolora.

Los componentes accesorios comunes son cuarzo, feldespato potásico, apatito, esfena, clorita y carbonato.

1.9 TERMINOS MIOCENOS DE LA DEPRESION DE GRANADA Y CUATERNARIO

Todos los materiales que se describen ahora son netamente discordantes y, desde el punto de vista tectónico, únicamente se hallan afectados por fallas de distensión. La descripción está tomada de J. M. GONZALEZ-DONOSO (1967, 1968, 1970).

1.9.1 CALCARENITAS BIOCLASTICAS, ARENAS Y CONGLOMERADOS ($T_{12-12}^{ab^2-bc^1}$)

Estos términos únicamente están presentes en las proximidades de Alhama de Granada, aflorando en el fondo del Valle del río Alhama. Su potencia nunca excede de 35-40 m., si bien lo habitual es los 20 m. de espesor.

La microfauna que proporcionan no precisa la datación exacta y es por su posición y por consideraciones regionales que se les asigna una edad Serravaliense-Tortonense Inferior. Pueden haberse depositado en una zona costera, ya que entre los restos fosilíferos se recogen algunos briozooarios y algas coralináceas.

En general, el ambiente de sedimentación es fluvial en sentido amplio o bien marino con fuertes influencias fluviales; por estas razones, la edad resulta imprecisa.

Estos materiales son discordantes sobre distintas formaciones alpujárrides pertenecientes al Manto de Los Guájares.

1.9.2 CALCARENITAS BIOCLÁSTICAS Y ARENISCAS

(FACIES MOLÁSICA) ($T_{11-11}^{Bb^2-Bc^3}$)

Estos materiales afloran con el mismo carácter y la misma litología en toda la depresión de Granada. Su potencia es variable y por término medio viene a mantenerse en unos 20-30 m.

Su composición litológica varía en detalle. Esencialmente está constituida por calizas bioclásticas o calizas organógenas, arenas y areniscas no muy bien cementadas.

Tanto la microfauna como la microflora son abundantes en lámina delgada, pero poco significativas para establecer una edad exacta. Aparecen algas coralináceas, briozooarios, equinodermos, lamelibranquios, foraminíferos bentónicos, algunos plactónicos, etc. Los niveles aptos para ser levigados, no muy frecuentes, suministran microorganismos parecidos a los indicados y, a veces, contienen una baja proporción de plactónicos. La existencia de *Globigerina bulloides* D'ORB., nos indica una edad Tortoniense y hasta algo más reciente, pero si a esto añadimos la aparición de formas primitivas de *Turborotalia quinqueloba* (NATLAND) y tenemos en cuenta la edad del tramo superior, concluiremos que su edad más probable es Tortoniense Medio-Superior.

Son discordantes sobre las calcarenitas bioclásticas y arenas que aparecen en el Valle del río Alhama y pueden llegar a superponerse directamente sobre otras unidades. En cualquier caso se trata de términos netamente discordantes.

1.9.3 LIMOS Y ARENAS AZULES Y AMARILLOS ($T_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Reposan concordantemente sobre las calcarenitas bioclásticas y sólo excepcionalmente parecen reposar sobre términos más antiguos.

Están constituidos fundamentalmente por arenas y limos grises y amarillentos, entre los cuales son raras las intercalaciones arenosas y conglomeráticas; otras intercalaciones, de naturaleza caliza o margocaliza, sólo aparecen hacia la parte superior, que es francamente continental.

En términos generales, la parte inferior de este paquete es marina y la parte superior continental, aunque este carácter, referido a las series de borde de la depresión de Granada, debe ser matizado según los sectores que se describan.

La potencia estimada para los limos y arenas azules y amarillos es variable y llega hasta los 200 m. En cuanto a la edad, diremos que los términos marinos presentan una microfauna escasa de Foraminíferos plactónicos, mientras que los bentónicos son más abundantes, pero no significativos. Se han reconocido, entre otras, *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globo-*

rotalia gr. *scitula acostaensis* BLOW, *Turborotalia quinqueloba* (NATLAND), etcétera.

Con estos restos fósiles y la segura correlación de estos materiales con otros mejor datados de la Depresión de Granada se puede concluir que su edad comprende desde el Tortoniense Superior hasta el Messiniense.

Al sur de Alhama existen unos conglomerados sueltos, areniscas y limos de facies continentales, que suponen un cambio lateral de los términos basales del tramo de limos y arenas azules y amarillos; se conocen como conglomerado de Alhama y figuran en la leyenda del mapa con la sigla T_{12}^{Bc} cg.

1.9.4 CALIZAS, LIMOS Y MARGAS LACUSTRES ($T_{12-21}^{Bc-B^1}$)

Suponen una formación de potencia variable, nunca superior a algunas decenas de metros, en la que se distinguen unas margas limosas blancas con intercalaciones más calcáreas, coronada por calizas de grano fino, oqueosas y poco compactas. Como restos fósiles presentan algunas conchas de organismos de agua dulce, poco determinativas para fijar su datación.

Se les asigna la edad de Messiniense Superior a Plioceno Inferior, con reservas.

1.9.5 CONGLOMERADOS Y MARGAS ROSADAS ($T_{21}^{B^2}$ -Q)

Esta formación de conglomerados, con arcilla y algunos niveles de arenas, llega a apoyarse discordantemente sobre distintos términos miocénicos o sobre materiales alpujárrides.

Una sucesión que puede servir de ejemplo es la correspondiente a los alrededores de Fornes, en donde se observa un paquete inferior con arenas, limos y arcillas rojizas, entre la que se intercalan hiladas de conglomerados con cantos de mármoles alpujárrides, coronada por un paquete en el que alternan arenas y conglomerados con cantos de 3 a 5 cm. de media y algunos del orden del decímetro. La potencia total puede superar los 100 m.

No se han encontrado restos orgánicos que permitan la datación y es únicamente por su posición que se les asigna una edad Plioceno-Cuaternario.

1.10.6 FORMACIONES CUATERNARIAS

Referiremos en primer lugar la formación de la Mesa de Zalia (Q₂) (VERA, 1969; MATHIS, 1974) que aparece al O. del Km. 56 de la carretera de Alhama a Torre del Mar (340). Es una formación potente, con más de 200 m. de espesor, que comienza por más de 100 m. de brechas poligénicas con cantos angulosos calizos y otros metamórficos que se nos muestran entre un cemento rojizo; siguen 50 m. de conglomerados con cantos calizos

decimétricos bien rodados, discordantes sobre las brechas precedentes; por fin, un paquete de travertinos de más de 50 m. Aunque reposan sobre materiales del Mioceno inferior o más antiguos, deben ser de edad mucho más recientes. En opinión de VERA, la formación es cuaternaria y en la de MATHIS, los términos inferiores podrían ser hasta pliocenos, mientras que el travertino terminal sería cuaternario.

Con el símbolo Q_a se recoge las arcillas rojas que tapizan el fondo de la depresión sobre la que se asienta una parte de la población de Zafarraya y la de Venta de Zafarraya. Hacia el E. los materiales se hacen más heterogéneos y se entremezclan con otros de pie de ladera, que no se hallan diferenciados en el mapa.

Las formaciones aluviales quedan agrupadas bajo el símbolo Q_{Al} y en general están mal desarrolladas. En algunos casos muestran su disposición en terrazas. En todos los casos se trata de materiales sueltos o mal cementados, no bien rodados y heterométricos.

Con el símbolo Q_{tr} se designan formaciones travertínicas, muy localizadas y de pequeño desarrollo; se hallan representadas, por ejemplo, en las proximidades de Venta López y del Cortijo del Alcázar, etc.

Se han diferenciado también formaciones de conos de deyección y derrubios (Q_{cd}) y algunas formaciones de derrubios y brechas comentadas de pie de ladera (Q_L).

2 TECTONICA

Para simplificar la descripción de los principales caracteres estructurales, relativos a las distintas unidades representadas en la Hoja de Zafarraya, se incluyen en epígrafes independientes los correspondientes a cada uno de los principales conjuntos. En general, las estructuras predominantes son de corrimiento y prácticamente las relaciones entre las distintas unidades pueden establecerse siempre en términos relativos a superposiciones anormales de unas sobre otras. Independientemente de este rasgo general, sería preciso hacer ciertas aclaraciones sobre algunas de las estructuras específicas de los conjuntos o unidades corridas.

Hasta ahora se han descrito un número de unidades a las cuales se les ha concedido una singularidad estratigráfica o petrográfica. Pues bien, la diferenciación de las unidades conocidas se ha efectuado teniendo en cuenta, además, caracteres relativos a su posición (epígrafe 1.1); de esta manera las mismas unidades ya descritas tienen validez para el análisis de la estructura (1).

(1) La descripción de las estructuras será muy somera ya que consideramos, en muchos casos, el mapa geológico suficientemente explícito.

2.1 RASGOS TECTONICOS DEL COMPLEJO DE COLMENAR-PERIANA, UNIDADES DE ZAFARRAYA Y ZALIA Y DE LA UNIDAD DE SIERRA GORDA

Quizá el problema más arduo al emprender el estudio tectónico de este conjunto de unidades, sea el establecer su posición tectónica relativa, ya que la resolución de este problema lleva implícito el establecer de alguna manera las primitivas relaciones paleogeográficas.

Ciertamente persisten muchos interrogantes sobre estas cuestiones y por ello nos limitaremos a aventurar una hipótesis en principio aceptable, sin la pretensión de dejar zanjada la cuestión.

La Unidad de Sierra Gorda, como se ha indicado, guarda estrecha relación con la de Sierra de Harana. La relación es tanto estratigráfica como paleogeográfica y se puede presumir que tectónica. Desde hace años ha sido enunciada la hipótesis de aloctonía de la Sierra Harana, como unidad perteneciente al Subbético Interno (GARCIA-DUEÑAS, 1968). Trabajos posteriores parecen confirmar esta posibilidad y en consecuencia podría pensarse que la Unidad de Sierra Gorda, como parte del Subbético Interno, se encuentra corrida hacia el N., habiendo invadido las áreas más meridionales del llamado Dominio Subbético Medio meridional.

Desde luego que esta hipótesis sólo puede sostenerse con argumentos de índole regional y en el área de Zafarraya no se han encontrado nuevos argumentos en pro de esta hipótesis.

En principio puede admitirse que, a pesar de su posible carácter alóctono, la Unidad de Sierra Gorda es el elemento tectónicamente más bajo del conjunto de unidades que ahora analizamos.

Las relaciones geométricas entre la Unidad de Zafarraya y la Unidad de Sierra Gorda son asimismo problemáticas. Es cierto que el contacto actual que separa a esas dos unidades, contacto fosilizado en gran parte por los materiales cuaternarios de la Depresión de Zafarraya, es un contacto de falla. Pero el hallazgo y localización de este contacto tectónico e incluso la precisión sobre el régimen de funcionamiento de la falla, no llega a resolver el problema de la superposición o no de la Unidad de Zafarraya a la de Sierra Gorda. En aquellos sectores en que se puede observar el contacto destaca la proximidad entre los términos dolomíticos basales de la Unidad de Zafarraya y las calizas blancas liásicas de la Unidad de Sierra Gorda; si la Unidad de Zafarraya ocupa el bloque hundido de la falla, podría argumentarse que, efectivamente, existe regionalmente la superposición indicada.

Desde el punto de vista estratigráfico y paleogeográfico, parece indudable que la Unidad de Zafarraya sea más interna que la de Sierra Gorda. La diferencia entre las facies de sus respectivas series hace pensar en

que las dos unidades se hallan aproximadas actualmente, es decir, que parece probable que haya habido una disminución, cuyo valor no pueda estimarse, de la distancia «paleogeográfica» que existió entre estas dos unidades.

Para MATHIS, la Unidad de Zafarraya es una unidad flotante por encima de términos terciarios que afloran en el borde S. de la Depresión de Zafarraya («poljé de Zafarraya»). Pero estos términos, que se prolongan hasta Ventas de Zafarraya y, por un estrecho corredor, inmediatamente al E. del boquete de Zafarraya, pudieran ser superiores a la sucesión mesozoica de la Unidad de Zafarraya; incluso pueden formar parte de la misma unidad.

A su vez, la Unidad de Zafarraya y el Mioceno Inferior de la Formación Santana están limitados al S. por fallas inversas que los superponen al Complejo de Colmenar-Periana. Según la interpretación que se muestra en uno de los cortes que acompañan al mapa, el carácter del contacto que comentamos parece ser el de una falla inversa cuya superficie buza al N. y asociable al sistema de fallas inversas de vergencia S («retro-cabalgamientos») tan frecuentes en muchas regiones de las Cordilleras Béticas. Si la interpretación es cierta, la falla inversa vendría a alterar la disposición original de las unidades, de manera que la Unidad de Zafarraya se encontraría primitivamente por debajo del Complejo de Colmenar-Periana. Hasta ahora nos resulta problemático relacionar la sucesión estratigráfica de la Unidad de Zafarraya con la de otras unidades, por ejemplo, las situadas al E. del meridiano de Granada. Es posible que guarde ciertas relaciones con las unidades consideradas, como de la «Dorsal bética», o bien con las de la Zona de escamas de Despeñaperros-Cañamaya (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRRO-VILA, 1976), al S. de Sierra Harana. Desde luego, estratigráficamente, las series no son exactamente comparables, aunque resulta muy parecida la disposición estructural; en efecto, la serie de la Unidad de Zafarraya se dispone en una forma anticlinal, irregular y compleja, cuyo flanco S. está claramente invertido en las proximidades del contacto tectónico que limita por el S. a la unidad.

La Unidad de Zalia es ciertamente muy difícil de relacionar con las vecinas. Aparece por debajo del Complejo de Colmenar-Periana y es esta posición la que hace factible el que se la pueda emparentar con la Unidad de Zafarraya; las respectivas sucesiones estratigráficas no son idénticas y la sucesión de Zalia parece más incompleta que la de Zafarraya. Por añadidura se le asocian términos areniscosos y pelíticos rojos que pueden ser considerados como permo-triásicos parecidos a los del Maláguide. La relación entre estos términos permo-triásicos y la unidad de Zalia propiamente dicha, es muy confusa y los contactos están recubiertos por el Cuaternario de la Mesa de Zalia.

Cabe la posibilidad de que la Unidad de Zalia forme parte, como un «klippe» desenraizado, del heterogéneo Complejo de Colmenar-Periana.

Sobre la posición del Complejo de Colmenar-Periana hay poco que añadir después de lo ya establecido. Admitimos como muy verosímil la posibilidad de que se encuentre como el más alto de los conjuntos corridos, superpuesto generalmente a la supuesta prolongación hacia el S. de la Unidad de Zafarraya.

El límite S. del Complejo viene marcado por el contacto con la formación de la Viñuela, cuyos elementos más altos del Burdigaliense se ven cabalgados por las arcillas marrones con intercalaciones arenosas (Mioceno Inferior) de Colmenar-Periana.

Como la formación de la Viñuela es discordante sobre el edificio bético (Alpujárrides y Maláguides), es claro que el Complejo de Colmenar-Periana se halla superpuesto por su límite sur al conjunto bético.

De esta manera, y descontados los efectos de las fallas inversas más tardías, podríamos establecer el siguiente orden de superposición: la Unidad tectónicamente más baja es la de Sierra Gorda; a ella se superponen la de Zafarraya y quizá la de Zalia. La prolongación meridional de esta «pila» de unidades puede verosímelmente estar cabalgada al S. por el conjunto bético. Sobre esta disposición estructural existen las series detríticas discordantes del Mioceno Inferior de la Viñuela y quizá de Santana. Finalmente, sobre esos términos puede haberse corrido el Complejo de Colmenar-Periana.

Al apuntar esta disposición no deseamos tomar partido definitivo por la procedencia «ultra-bética» del Complejo de Colmenar-Periana. Únicamente se pretende esbozar un posible orden de superposición que nos resulta comparable y compatible con el observado al E. de Granada, en la región comprendida entre Sierra Harana y Sierra Nevada.

2.2 ESTRUCTURA DE LOS ALPUJARRIDES

Los criterios utilizados para diferenciar las grandes unidades y mantos han sido fundamentalmente la superposición de materiales de edad más antigua a otros más modernos y la superposición de términos más metamórficos a otros que lo son menos; en general, cualquier discontinuidad en el trazado de las isogradas, que se haya originado por movimientos a lo largo de superficies tendidas, puede ser utilizado como criterio para diferenciar un manto.

Los nombres y posición relativa de las unidades alóctonas alpujárrides han sido reseñados en el epígrafe 1.1; muchos comentarios sobre los contactos y disposición de cada unidad se han simultaneado con la descripción de las sucesiones. No insistiremos más sobre esos aspectos.

2.2.1 PRINCIPALES ETAPAS TECTONICAS EN LOS MANTOS ALPUJARRIDES

Una cuestión muy debatida se cifra en el establecimiento de posibles deformaciones prealpinas. En concreto, varios autores han señalado la existencia de una discordancia ultrapaleozoica, por debajo de la cual se situarían materiales paleozoicos ante-devónicos (ALDAYA, 1969; BOULIN, 1970; EGELER y SIMON, 1969); la discordancia se manifestaría por un salto en el metamorfismo y por un cambio en la estructura, jalonado por la superficie de discordancia.

En principio, parece razonable esperar que alguna orogenia prealpina haya afectado a una parte al menos de los materiales paleozoicos alpujarrides. No obstante, los argumentos aportados a favor de la existencia de deformaciones intrapaleozoicas en los Alpujarrides no han resultado hasta ahora convincentes, ni constituyen pruebas terminantes.

El área de Zafarraya resulta poco indicada para detectar posibles discontinuidades en la zonación metamórfica, ya que el metamorfismo sufrido por las sucesiones ha sido intenso, de manera que materiales atribuibles a un paleozoico bastante alto llegan a tener minerales como la cianita o la sillimanita. En condiciones tan rigurosas, no hemos detectado reliquias de asociaciones minerales más viejas que las alpinas y la zonación metamórfica refleja el efecto de un metamorfismo progresivo, dando origen a una serie de facies de presiones intermedias, que evoluciona hasta series de facies de más alto gradiente térmico (bajas presiones); las series de facies han quedado plasmadas en sucesiones con términos triásicos en su cumbre y por ello se considera al metamorfismo alpino. No hemos encontrado vestigios de posible metamorfismo más antiguo (ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

A continuación resumiremos las características y efectos de las principales etapas de deformación alpinas; para precisar la neocrystalización, relacionada con algunas de ellas, es conveniente consultar las figuras 1 y 2.

Primera fase de deformación D_1 .—A ella corresponde la más antigua esquistosidad observada S_1 , que se observa preferentemente en el interior de fenoblastos precinemáticos de la segunda fase; existen algunas otras reliquias de S_1 .

Por las observaciones efectuadas puede deducirse que S_1 es una superficie penetrativa, dando lugar a orientación y preferente de muchos minerales. Por sus características puede considerarse una esquistosidad de flujo.

No han sido medidos, ni observados con certidumbre, pliegues de esta fase; aunque es muy probable que existieran, deben quedar enmascarados

por los efectos del metamorfismo y deformaciones posteriores de una forma general.

La conservación de S_1 es mejor hacia los niveles más altos de las sucesiones que hacia los inferiores, en donde puede llegar a estar totalmente obliterada.

Segunda fase de deformación D_2 .—Los pliegues P_2 de esta fase son relativamente abundantes, en especial los micropliegues trazados sobre cuarzo-micasquistos. En los horizontes más micáceos, las pequeñas charnelas son difíciles de reconocer, transpuestas por la esquistosidad S_2 , y los flancos muestran signos de fuerte aplastamiento; en los niveles más cuarzosos los pliegues son menos agudos y anisopacos.

Los ejes de P_2 tienen direcciones próximas a ONO-ESE., y, por el intenso aplastamiento, los planos axiales (tendidos) son subparalelos a los flancos. Las venas anteriores a D_2 suelen encontrarse formando parte de charnelas desenraizadas de P_2 .

La esquistosidad S_2 puede encontrarse como una superficie penetrativa, que borra las estructuras de plegamiento y se hace paralela a la aparente estratificación, o bien como una esquistosidad de plano axial según la cual han cristalizado numerosas especies minerales; las superficies S_2 son las más perceptibles a la escala de la muestra, y S_2 es también la esquistosidad principal más notable en observación microscópica.

La intersección de S_2 con superficies previas origina una lineación muy penetrativa, paralela al eje de P_2 . La transposición según S_2 es muy general.

Los diferenciados leucocráticos de los tramos gneísicos se adaptan preferentemente al trazado de S_2 , al menos esa es la apariencia. En los gneises parcialmente movilizados, los diferenciados pueden estar microplegados, sin que se haya podido decidir si tales micropliegues son de otra fase de deformación. Como en estos niveles las reliquias de S_1 son infrecuentes o poco significativas, se hace difícil discernir los efectos de las fases de deformación que los afectan.

Las estructuras de la fase D_2 se reconocen igualmente en términos triásicos de la Fm. Carbonatada, en donde existen P_2 de flujo abundante.

Tercera fase de deformación D_3 .—Los pliegues P_3 son de tamaños reducidos y mucho menos apretados que los P_2 ; los planos axiales buzan entre 20° y 60° , siendo valores en torno a 35° los más comunes. Las direcciones axiales son aproximadamente N-S.

Hacia los tramos altos de las secuencias metapelíticas, los P_3 pueden llegar a ser pliegues angulares decimétricos o centimétricos, con superficie axial fuertemente inclinada, pero en los profundos llevan asociada una esquistosidad de crenulación S_3 , que distorsiona progresivamente a S_2 . A favor de S_3 se reorientan y cristalizan minerales, más intensamente cuanto más profundo es el dominio.

Los pliegues P_3 provienen de la deformación simultánea, por aplastamiento, en los niveles incompetentes (los originalmente más pelíticos y ahora más micáceos), y por deslizamiento flexural, en los más groseramente detriticos (los más caurzosos). En estos casos de alternancias, la S_3 de crenulación se desarrolla en los hechos incompetentes y es menos penetrativa en los competentes.

En los paquetes de mármoles se han detectado pliegues posteriores a D_2 en los que superficies-S asociadas transponen los niveles de referencia.

Fases de deformación D_4 y D_5 .—Corresponden a sistemas de micropliegues de direcciones NE-SO. y E-O., junto a otros de parecida geometría con direcciones desviadas de esas.

No sabemos el orden en que se suceden y tampoco es seguro que antecedan a las deformaciones que incluimos en D_6 . Los P_4 son angulares en los tramos esquistosos o filitos altos, pero se han encontrado pliegues NE-SO. cilíndricos, con la misma dirección axial y con una esquistosidad de fractura espaciada, en otros casos.

Los P_5 suelen ser monoclinicos y por sus reducidas dimensiones no hemos llegado a saber si pliegan o no a las superficies de corrimientos de mantos.

Sexta fase de deformación D_6 .—Es la fase responsable de la traslación de las unidades tectónicas que hemos diferenciado, acaecida con posterioridad al cese de los procesos metamórficos. No obstante la consideración como tal de esta fase de deformación, creemos que la cinemática de la traslación de los mantos permite distinguir varias etapas, algunas de ellas bien delimitadas.

A escala regional es indudable que existen al menos dos etapas de grandes cizallas, de manera que la segunda de ellas modifica a un conjunto de unidades ya empiladas también por cizallas. Ambas cizallas han sido consideradas como subfases de D_6 y designadas con los símbolos C_{6a} y C_{6b} , referidos respectivamente a las cizallas más antiguas y más recientes de las señaladas (ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

El intervalo de tiempo entre C_{6a} y C_{6b} es indeterminado, aunque podría ser grande. Tampoco se excluye que entre ambas subfases de megacizallas se intercale otra con formación de pliegues vergentes (los P_5 , quizá?).

También se han citado pliegues anteriores a C_{6a} , los P_{6a} ; se trata de pliegues importantes que verosíblemente han sido cortados por las cizallas C_{6a} y en alguno de los cuales se manifiesta la vergencia. Pueden ser inmediatamente anteriores y hasta asociados a la subfase C_{6a} .

Una estructura P_{6a} sería la responsable de la inversión de todos los tramos de la Unidad de la Tejada entre Canillas de Aceituno y la Loma

de Cuascaudra; tal inversión (cf. mapa geológico) parece cortada por la superficie de corrimiento (C_{6a}) de la Unidad de Sayalonga, aunque ciertos contactos próximos a Canillas de Aceituno estén modificados por accidentes posteriores. En la misma estructura aparece invertido el contacto mecánico entre mármoles de Malas Camas y esquistos de Cuascaudra, contacto resultante de una traslación diferencial tal vez importante, que quedaría incorporada a una etapa de cizallas más antigua que las señaladas (GARCIA-DUEÑAS y ELORZA, en preparación). El relacionar estos despegues a la estructura de superposición de la Unidad de la Tejeda sobre la del Jate y a la configuración estructural de la Escama de Calixto, constituye una cuestión de interpretación difícil, en la que hay que hacer intervenir varias etapas de cizalla y posibles pliegues cizallados, previos a los momentos de predominio de la deformación por cizalla.

A pesar de haber sido deformadas posteriormente, las superficies de corrimiento muestran todavía su trazado general tendido, deducido de los ángulos generalmente bajos que las superficies forman con S_2 . En la única unidad amplia y prolongadamente expuesta de N. a S., la Unidad de Sayalonga más su continuación en la Unidad del Charcón, se nota un mayor espesor en el S. que en el N., es decir, que la distancia entre las dos superficies de cizalla que la limitan, por abajo y por arriba, es mayor al S. que al N.; el menor espesor de la unidad se registra en la vertiente occidental de la Sierra Tejeda, cerca de Alcaucín, o sea, en un sector intermedio entre los afloramientos septentrionales y meridionales. La superficie de corrimiento de la Unidad de Sayalonga-Charcón está plegada en un vasto anticlinal general, en cuyo núcleo aparecen, con sus propias estructuras internas, las unidades de Venta de Palma, Canillas de Albaida y la Tejeda; todavía debajo de ésta se halla la Unidad del Jate, hacia el E.

Dispositivos anticlinales como el señalado, cuyas zonas de charnela coinciden con el adelgazamiento de algunos mantos, son corrientes en los Alpujárrides de las Cordilleras Béticas centrales.

Otras etapas alpinas de compresión.—Agrupan un conjunto de estructuras posteriores a las estructuras de corrimiento mayores observables. Se extienden desde el Aquitaniense Inferior hasta el Mioceno Medio, es decir, desde la finalización de las cizallas C_{6b} hasta la sedimentación de los materiales discordantes de la Depresión de Granada.

En este intervalo de tiempo queda incluida la colocación, seguramente gravitacional, del Complejo Colmenar-Periana, superpuesto a la Formación de la Viñuela.

Las últimas estructuras alpinas de compresión son pliegues, fallas inversas (sobre todo vergentes al S.) y grandes arqueamientos generales, como los citados más arriba, que afectan a conjuntos de unidades corridas.

Entre las fallas inversas de buzamiento fuerte pueden mencionarse las

cartografiadas en el sector de Venta de Palma o en los alrededores de Ventas de Zafarraya, que poseen direcciones E.-O. o bien ONO.-ENE. En general, todas estas etapas afectan a todo el edificio de mantos y no sólo a los Alpujárrides; serán vueltas a señalar en el epígrafe 2.4.

La etapa de arqueamiento final parece evolucionar en sus postrimerías a deformaciones originadas por movimientos verticales, dando paso sin solución de continuidad sensible a las distensiones neógenas.

2.2.2 VERGENCIA Y EDAD DE COLOCACION DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES

La discusión de las hipótesis publicadas sobre vergencia de las traslaciones alpujárrides mayores excede de los límites de esta Memoria.

Dentro de un abanico de direcciones, aproximadamente comprendidas entre N.-S. y NO.-SO., hay autores que se inclinan por las vergencias al N. y otros por las vergencias al S.

Es seguro que en la subfase C_{6b} se han producido grandes cabalgamientos hacia el N. o hacia el NNO., pero las traslaciones visibles en la Hoja de Zafarraya no parecen corresponder, en su mayor parte, a estas estructuras.

Para las cizallas C_{6a} pueden hacerse diversas conjeturas. Si los pliegues P_{6a} están genéticamente asociados a los empujes que las producen y si definitivamente la inversión meridional de la Unidad de la Tejada se debe a los pliegues indicados, la vergencia N. de las cizallas C_{6a} quedaría demostrada. Lo cierto es que son pocas las estructuras P_{6a} encontradas y que de ellas no pueden sacarse conclusiones completamente definitivas.

Tocante a la edad de las traslaciones alpujárrides (nos referimos a las posteriores al metamorfismo), son pocos los datos orientativos.

Se sabe que las cizallas C_{6b} consiguen cabalgamientos sobre términos de edad próxima a la transición Oligoceno-Mioceno, como máximo, y por otra parte las estructuras de corrimiento de las unidades béticas son fosilizadas por la formación de la Viñuela (Burdigaliense o algo más antiguo). Queda, por tanto, asegurado que las traslaciones C_{6b} estaban terminadas dentro del Aquitaniense, posiblemente en su mitad inferior.

El momento de las cizallas C_{6a} queda poco definido, aunque pueden aceptarse edades desde el Eoceno Superior hasta el Oligoceno terminal, como verosímiles.

2.3 KLIPPE MALAGUIDES Y DE LA UNIDAD DE BENAMOCARRA

Poco hay que decir sobre estos «klippes», que se presentan dispersos y sin que puedan interrelacionarse más que por su posición y por sus caracteres estratigráficos o petrográficos.

Los «klippes» de la Unidad de Benamocarra se apoyan directamente sobre unidades pertenecientes al Manto de los Guájares, como es la Unidad de Sayalonga (Salares).

Los «klippes» maláguides descansan unas veces sobre términos de la Unidad de Sayalonga (Salares); otras, sobre términos de la Unidad del Charcón, y otras, sobre la Unidad de Benamocarra. Representan el elemento más alto de la Zona Bética, aunque su superficie de corrimiento es oblicua con respecto a algunas formaciones y unidades inferiores.

Es sabido, según la hipótesis de DURAND-DELGA, que admite traslaciones relativas generalizadas hacia el S., que los Maláguides debieron estar paleogeográficamente situados entre los Alpujarrides y un complejo de unidades, entre las cuales se encuentran las de Colmenar-Periana, que darían paso hasta las unidades subbéticas más altas. Pero esta hipótesis no es compartida por muchos autores.

2.4 ETAPAS DE DEFORMACION POSTERIORES AL EMPILAMIENTO DE LOS MANTOS, FALLAS

Las superficies de corrimiento se han deformado en etapas de deformación relativamente tardías. Estas deformaciones son de varios tipos, con orden cronológico no claramente establecido, como ya se ha adelantado en 2.2.1.

Por una parte, se han formado pliegues, algunos de gran tamaño y radio, como el gran antiforme de la Sierra Tejeda, responsable del trazado que se aprecia en los contactos entre distintos mantos superpuestos. Su dirección general aproximada es E.-O., y su geometría es en muchos casos poco apreciable, como resultado de ser una estructura sobreimpuesta a una dilatada sucesión de etapas de deformación.

Pliegues de este sistema son algunos otros de menor tamaño, como el que se ha trazado en la Unidad del Jate o el sinclinal que conserva en su núcleo el posible «klippe» de los Machos.

Es posible que el trazado E.-O. de la zona ocupada por el Complejo Colmenar-Periana se haya acentuado por efecto de un sinforme suave de esa dirección.

Es muy clara la acción de una fase de compresión que origina fallas inversas, entre las que predominan las de vergencia S. La acción y descripción de algunas de ellas se ha tratado someramente al referirnos a los rasgos estructurales de la Unidad de Zafarraya y después. Algunas semejantes y probablemente del mismo sistema, se encuentran afectando también a unidades alpujarrides. Son visibles en cartografía, al N. y NE. de Venta de Palma.

Con posterioridad a estas estructuras de compresión se han desarrollado fallas normales, cuyas direcciones se aprecian bien en el mapa

geológico. Son muy importantes los de dirección NO-SE., hasta tal punto que imprimen algunas de las directrices más sobresalientes del mapa (por ejemplo, gran parte del borde de la Depresión de Granada).

Es particularmente llamativo el conjunto de fallas de dirección casi E-O., que delimitan la prolongación hacia el O. de la Unidad de Canillas de Albaida. Es éste un sistema de fallas un tanto enigmático en su comportamiento; el bloque S. debe estar hundido respecto al N., pero además pueden tener un componente de salto de dirección. En cualquier caso, y teniendo en cuenta las relaciones geométricas de la Unidad de Canillas de Albaida con la Escama de Calixto y Unidad del Jate, el contacto referido puede encontrarse complicado con el juego previo de cizallas tendidas, posteriores a las que han intervenido en el empilamiento de los mantos. Estas cizallas tangenciales «post-pila» (C_{6b}) podrían cortar diversas estructuras precedentes, dando origen a contactos de difícil interpretación; sin embargo, no puede comprobarse, por ahora, su papel.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Distinguiremos en primer lugar los conjuntos que tradicionalmente se consideran como pertenecientes a las zonas internas, Maláguides y Alpujárrides. Después haremos mención de algunos de los rasgos más destacables del conjunto de unidades pertenecientes al complejo de Colmenar-Periana y de las unidades de Zafarraya, Zalia y Sierra Gorda.

Las unidades maláguides, mal representadas, se caracterizan por poseer niveles basales en los que, por comparación con los Alpujárrides, se podrían admitir el desarrollo de un metamorfismo de edad alpina; por encima del Silúrico, las series no muestran prácticamente huellas de tal metamorfismo, por lo que se pueden reconocer los caracteres de una sedimentación con carácter flysch, durante al menos parte del Devónico y Carbonífero; existen intercalaciones de calizas oscuras, que representan un tipo de sedimentación química intercalada entre los niveles que podríamos calificar de ritmitas.

Después del Carbonífero debió sobrevenir una época con erosión muchas veces intensa, responsable de que los términos permo-triásicos rojos se apoyen sobre un sustrato de edad variable; la magnitud de los afloramientos existentes es pequeña y no pueden aportarse datos sobre si esa discordancia es o no angular. A partir del Permo-Trías, la sedimentación jurásica está representada aquí por términos carbonatados, posiblemente del Jurásico Inferior; existen además algunos afloramientos terciarios, cuyos contactos imposibilitan establecer las relaciones estratigráficas con las series subyacentes. Es muy probable que la sedimentación post-triásica en

los Maláguides haya sido marcadamente discontinua, pero este hecho es más una consecuencia regional que de las observaciones directas en el área estudiada.

Para los diferentes Mantos Alpujárrides se admite que un Triás Superior carbonatado es el episodio sedimentario más reciente reconocido. Las series pelíticas cuarcíticas más antiguas están muy metamorfizadas.

No hemos hallado indicios de una posible discordancia (salto de metamorfismo) que permita hablar de una orogénesis herciniana o más antigua; no parece propio, a nuestro juicio, el hablar de series polimetamórficas, aunque ciertamente existe un metamorfismo polifásico. Sin embargo, es posible que algunos de los materiales reconocidos hubieran sufrido los efectos de un ciclo orogénico más antiguo que el alpino, pero, al parecer, las huellas de esos procesos diastróficos pueden haber sido borradas.

No se sabe hasta qué momento se ha prolongado la sedimentación carbonatada que atribuimos al Triásico, pero no hay evidencias de que se haya proseguido mucho más allá del Triás Superior. Realmente el grado de metamorfismo de los alpujárrides es tan alto en este área que ni siquiera se puede afirmar con toda garantía que los potentes paquetes de mármoles sean de edad triásica. En particular, ciertos autores han supuesto que podría tratarse de mármoles mucho más antiguos (BOULIN, 1970); la opinión no es compartida aquí.

Como aun los más modernos materiales alpujárrides se muestran intensamente metamorfizados, puede admitirse que las fases de metamorfismo distinguidas están ligadas a la orogenia alpina. Sin embargo, es muy grande el lapso de tiempo en el que pueden haber tenido lugar el metamorfismo, las deformaciones (en su mayor parte) e incluso el empilamiento de unos Alpujárrides sobre otros. Desde luego, estos acontecimientos son necesariamente posteriores al Triásico y anteriores al Mioceno Inferior.

La ausencia de términos post-triásicos en los Alpujárrides ha dado ocasión a que sean publicadas dos hipótesis que dan cuenta de este hecho; ciertos autores piensan que el dominio alpujárride pudo quedar emergido después de la sedimentación de las series carbonatadas, mientras que otros entienden que el empilamiento de los mantos pudo ser intramesozoico y es esta la razón de que falten las series jurásicas más recientes.

No ha aparecido ningún metamorfismo que haya afectado el empilamiento actual de los mantos a consecuencia de él, y es muy posible que las grandes cizallas ligadas a las traslaciones se hayan desarrollado en más de dos fases.

Finalmente, las unidades maláguides se han superpuesto al más alto de los mantos alpujárrides (Manto de los Guájares), y nunca se nos muestran intercaladas entre dos mantos alpujárrides.

Constituido de esta manera el edificio bético, sobrevienen algunas de-

formaciones y una etapa de erosión importante anterior al Burdigaliense. Por su causa la formación de Viñuela es netamente discordante sobre las unidades béticas y está nutrida por cantos y bloques procedentes de ellas.

El Complejo de Colmenar-Periana representa un conjunto de materiales de los que no se puede precisar una sucesión estratigráfica determinada; está constituido por una «pulpa» de sedimentos terciarios entre los que se incluyen variados «klippes». Esta disposición puede ser consecuencia de una sedimentación muy discontinua en el área paleogeográfica, en que se depositaron, y del concurso de fenómenos olistostrómicos, pero además debe ser motivada por los propios mecanismos de traslación de estas unidades alóctonas.

El Complejo, en su totalidad, se halla anormalmente superpuesto a la formación de la Viñuela, por lo que su edad de traslación post-Burdigaliense o, al menos, de una parte del Burdigaliense, queda probada. Un problema más arduo es el de establecer la posición original del dominio paleogeográfico al que correspondan esas unidades. Ciertos autores suponen un origen «ultra», mientras que otros le asignan una posición «citra», en una zona intermedia entre las zonas internas y las externas.

Incógnitas semejantes persisten sobre unidades tales como la de Zafarraya o Zalia. La Unidad de Zalia es difícilmente analizable por su posición, ya discutida. Podría representar desde un «klippe», englobado por el Complejo Colmenar-Periana, hasta su sustrato, autóctono relativo. En este caso puede pensarse en que la Unidad representa a ciertos elementos incluidos en lo que varios autores franceses han llamado Dorsal bética.

La Unidad de Zafarraya se nos muestra actualmente como cabalgante sobre elementos pertenecientes al Complejo de Colmenar-Periana. Sin embargo, esta disposición estructural podría ser consecuencia del juego de fallas inversas de vergencia S., no representando la disposición geométrica primitiva. Por su posición y por consideraciones relativas a su estratigrafía se estima que puede representar un Subbético más interno que el de la Unidad de Sierra Gorda, o bien el testigo más septentrional en la transversal de Zafarraya de unidades afines a las de la Dorsal. Por consideraciones cartográficas, puede proponerse la hipótesis de que la Unidad de Zafarraya esté corrida por encima de la Unidad de Sierra Gorda.

La Unidad de Sierra Gorda pertenece al Subbético Interno, con el significado de un extenso umbral que limitaba paleogeográficamente por el S. el dominio sedimentario llamado Subbético Medio, caracterizado, este último, por subsidencias más acentuadas durante el Límas Medio-Superior o el Dogger o Malm. La primitiva cuenca subbética ha resultado también acortada por ciertas traslaciones y movimientos tangenciales. Es así como se ha publicado la hipótesis de que ciertas unidades del Subbético Interno se habrían corrido sobre el Subbético Medio Meridional. Como quiera que en esta región no está representado el Subbético Medio, no puede cono-

cerse la posición exacta de la Unidad de Sierra Gorda, pero es más que probable que se encuentre desplazada hacia el N. con respecto a su posición paleogeográfica.

Las diferentes traslaciones sufridas por el grupo de unidades convencionalmente consideradas como externas han debido terminar durante el Mioceno Inferior. Durante el Aquitaniense Inferior se han localizado en otras transversales importantes movimientos de traslación, gracias a los cuales conjuntos ya estructurados de unidades béticas se han superpuesto a zonas más externas. En este área no se conservan caracteres cartográficos relacionados de forma inmediata con este tipo de grandes accidentes; sin embargo, es de destacar el trazado tan particular que ofrece el frente cartográfico de la zona bética en esta Hoja. Quizá se localice en esta transversal alguna gran cizalla post-oligocena, pero si existe, debe estar fosilizada tectónicamente por la superposición anormal de unidades tales como el Complejo de Colmenar-Periana, y, tal vez, estratigráficamente por la formación de la Viñuela.

Con posterioridad a parte del Burdigaliense y con anterioridad al Serravaliense, ciertas compresiones han producido fallas inversas de vergencia S., que afectan a cualquiera de las unidades presentes.

Más tarde, en el Mioceno Superior se instala un régimen de sedimentación, al principio groseramente detrítica y progresivamente más fina, con términos marinos y continentales. Los bordes de cuenca de este Mioceno Superior transgresivo deberían estar prefigurados por las estructuras precedentes y por el comienzo del funcionamiento de estructuras de distensión.

El juego de diversos sistemas de fallas normales se ha prolongado hasta nuestros días; algunas de ellas están fosilizadas por depósitos cuaternarios, pero para otras estos mismos sedimentos son depósitos correlativos. Una parte de las fallas han tenido una componente de salto según su dirección, aunque no se descarta la probabilidad de que ciertas fallas con componentes en dirección sean más antiguas; la mayoría han de ser posteriores a las etapas de compresión propiamente alpinas.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

En la presente Hoja no existen minas ni canteras de especial mención.

Aunque no se conocen vestigios de mineralizaciones en el área estudiada, en las formaciones carbonatadas de los Alpujárrides son frecuentes los yacimientos de cierto interés.

Así, en unidades alpujárrides que afloran al E. en esta zona (mármoles

de los mantos de Salobreña y La Herradura) se encuentran mineralizaciones de plomo y cobre.

En cuanto a las canteras, en algunas localidades en donde los mármoles están muy fracturados, se aprovechan para la extracción de gravas. Lo mismo ocurre, en la carretera Loja-Torre del Mar, en las dolomías inferiores de la sucesión de Zafarraya.

El departamento de rocas industriales de ENADIMSA ha efectuado un reconocimiento en Los Rodaderos (mármoles del Manto de los Guájares) concluyendo que los mármoles son de buena calidad, aunque están muy fracturados; en consecuencia, la explotación no es posible en la actualidad, pero puede ser rentable en el futuro.

4.2 HIDROGEOLOGIA

En la zona estudiada se pueden distinguir varios acuíferos de características muy diferentes, dada la diversidad de materiales que se encuentran en esta región; aunque existen posibilidades de explotación racional de algunos, en la actualidad no la hay, si bien en la depresión de Zafarraya se han efectuado numerosos sondeos con este fin.

Un importante acuífero lo constituyen los mármoles de S. Tejada. En estos predomina la erosión lineal, con barrancos profundos y vertientes abruptas; la circulación de las aguas se produce por intensa fracturación.

En esta zona la pluviometría, así como las heladas y las nieves, es superior al resto de la Hoja, debido a su altitud. El sustrato de este acuífero lo pueden constituir los micasquistos y cuarcitas de la base de los mármoles y unidades inferiores.

En las áreas en que la estructura es favorable hay manantiales de cierta importancia; hay algunos entre los mármoles, como la Fuente de Nicar. La mayoría se sitúan próximos al contacto tectónico de los mármoles con los micasquistos de las unidades superpuestas o con las arcillas cuaternarias del Neógeno de la Depresión de Granada; así sucede con los manantiales de Játar, cabecera del río Alhama, etc., por la vertiente N., y de Alcaucín, Fuente de la Fajara, Canillas de Aceituno, etc., por la parte S. Estos manantiales se mantienen en verano y algunos de gran caudal se sitúan a diferente cota, pero todos son de características semejantes.

Un acuífero de gran entidad hidrogeológica es el formado por las series calcáreas jurásicas, principalmente la de Sierra Gorda; ésta ocupa un área ovalada de unos 300 kilómetros cuadrados, de los cuales sólo tenemos representados una parte; está rodeado y sellado por materiales de baja permeabilidad. El sustrato impermeable deben constituirlo las arcillas triásicas (Keuper), a profundidad desconocida y su drenaje natural se efectúa por varios manantiales situados en la vertiente N. del macizo. Las formas kársticas son abundantes, si bien la circulación subterránea se efectúa

por direcciones preferenciales, que coinciden con sistemas de fracturas; esto, así como la velocidad (150-200 m/día hacia el S.), se ha establecido mediante trazadores.

En este acuífero, así como en el de Sierra Tejeda, se encuentra la divisoria de aguas superficiales y subterráneas (Cuencas atlántica y mediterránea), si bien no coinciden; la última tiene desplazamientos estacionales, según las aportaciones pluviométricas.

El acuífero más conocido y explotado es el acuífero superficial formado por los materiales aluviales del llamado «poljé de Zafarraya», a favor de niveles arenosos interestratificados. Existen en él más de 350 pozos ordinarios de varios metros de profundidad y gran diámetro. Se extraen caudales del orden de 10 l/s., con agotamiento a los 40 minutos de bombeo. La circulación subterránea se efectúa en sentido oeste, la misma que para las aguas superficiales.

La alimentación proviene de los aportes pluviométricos, surgencias de las calizas y mármoles alpujárrides, y aportaciones alóctonas, como el Arroyo de la Madre, que recorre longitudinalmente la depresión, hasta desaparecer por un grupo de sumideros situados en su extremo occidental; estos sumideros en circunstancias normales son suficientes para evacuar el agua excedente, pero a veces puede ser parcialmente inundado. El drenaje se efectúa por el sustrato permeable.

Las aguas de este acuífero son químicamente potables, pero bacteriológicamente inadecuadas, dado su carácter superficial.

Otras formaciones de interés hidrogeológico son las constituidas por materiales detríticos groseros del Mioceno y Plioceno de la Depresión de Granada, si bien su desarrollo total se da en áreas al N. de la Hoja. Sobre éstas se halla situado el embalse de los Bermejales.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1969).—«Los Mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada». *Acta Geol. Hisp.*, 5, pp. 126-130.
- (1970).—«La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 159-181.
- ALDAYA, F. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1976).—«Les séquences lithologiques des nappes alpujarrides au Sur et Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 635-639.
- AVIDAD, J. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1975).—«Hoja de Motril (1055)». *Mapa Geol. de España*, 1:50.000 (2.ª serie), IGME.
- BUSNARDO, R.; MOUTERDE, R. y LINARES, A. (1966).—«Découverte de l'Hettangien dans le coupe de Alhama de Granada (Andalousie)». *C. R. Ac. Sc.*, 263, pp. 1036-1039.

- BUSNARDO, R.; LINARES, A. y MOUTERDE, R. (1969).—«Trias fossilifère à faciès pélagique près de Alhama de Granada (Andalousie)». *C. R. Ac. Sc.*, 268, pp. 1364-1367.
- BLUMENTHAL, M. (1931).—«Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitrophes (Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France*, 5, pp. 23-94.
- (1927).—«Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien». *Ecl. Geol. Helv.*, 20, pp. 487-532.
- (1935).—«Reliefüberschiebungen in der westlichen Bestischen Cordilleren». *Geol. Médit. Occid.*, 4, núm. 8, parte II, pp. 3-28.
- BOULIN, J. (1970).—«Les zones internes des Cordillères Bétiques de Malaga à Motril (Espagne méridionale)». *Ann. Hébert et Haug*, Paris, 10, pp. 1-237.
- BOULIN, J.; BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DURAN-DELGA, M.; MAGNE, J.; MATHIS, V.; PEYRE, Y.; RIVURE, M., y VERA, J. (1973).—«Age miocene inférieur de la formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (province de Malaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 276, pp. 1245-1248.
- COPPONEX, J. P. (1959).—«Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales». *Bol. Inst. Géol. y Min. España*, 70, pp. 79-208.
- EGERER, C. G. y SIMON, D. G. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Afd. Natuurkd., 25, núm. 3, pp. 1-90.
- ELORZA, J. J. y GARCIA-DUEÑAS, V. (en prensa).—«Hoja de Vélez-Málaga (1054)». *Mapa Geológico de España*, 1:50.000 (2.ª serie), IGME.
- FALLOT, P. (1927).—«Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra (Andalousie)». *C. R. Ac. Sc.*, 185, pp. 1287-1289.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967).—«La zona Subbética al N. de Granada». *Tesis Univ. de Granada*, pp. 1-534 (Inédito).
- (1968).—«Hipótesis sobre la posición tectónica de Sierra Arana». *Acta Geol. Hisp.*, 3, pp. 29-34.
- (1969).—«Les unités alloctones de la Zone Subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), 11, pp. 211-222.
- (in lit.).—«Formaciones y zonación metamórfica en los Mantos Alpujarrides: Secuencias litológicas y criterios de correlación (Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. Min.*, IGME.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y ELORZA, J. J. (en preparación).—«Significado y posición de la Unidad de la Tejada. A propósito de la individualidad tectónica de las Formaciones alpujarrides (Cordilleras Béticas, Andalucía)».
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Alpujarrides, Maláguides et autres unités alloctones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 641-648.

- GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». *Tesis, Univ. de Granada* (inédito).
- (1968).—«Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocenos de la Depresión de Granada». *Acta Geol. Hisp.*, 3, pp. 57-63.
- (1970).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 5-8.
- LINARES, A. y VERA, J. A. (1966).—«Precisiones estratigráficas sobre la unidad de Sierra Gorda (Cordilleras béticas)». *Estudios Geológicos*, 22, pp. 65-69.
- MATHIS, V. (1974).—«Etude Geologique de l'extrémité orientale de la zone de Colmenar (prov. de Malaga-Espagne)». *Tesis, 3.^{er} ciclo, Univ. de Besançon*, pp. 1-192 (inédito).
- PEYRE, Y. (1974).—«Géologie d'Antequera et sa région (Cordillères bétiques, Espagne)». *Tesis, París, Laboratoire de Geologie Méditerranéenne*.
- VERA, J. A. (1969).—«Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, 72, pp. 1-183.