



IGME

993

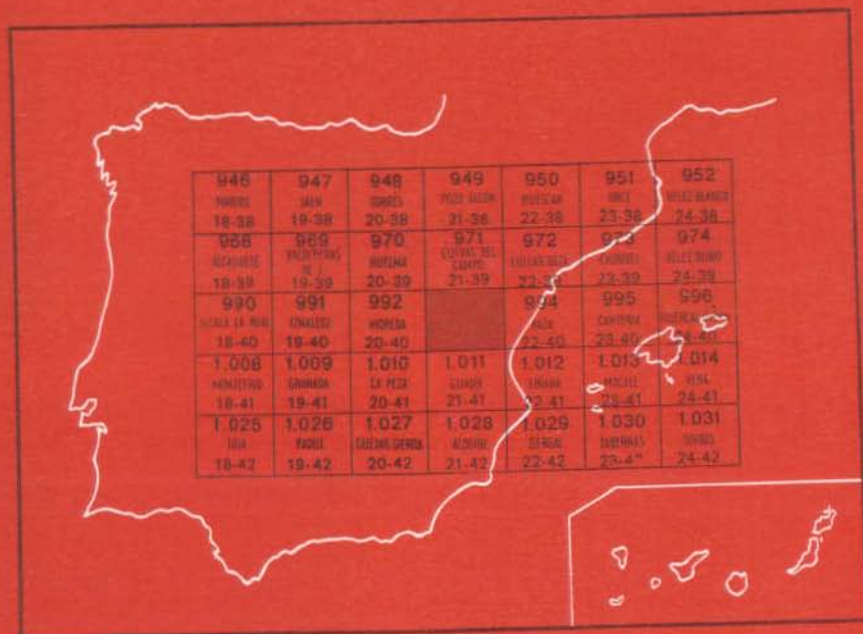
21-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BENALUA DE GUADIX

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BENALUA DE GUADIX

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la División de Geología del IGME, con la colaboración de la Universidad de Granada, durante el año 1973, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: M. C. Comas (Zona subbética); F. Delgado (Zona Bética), y J. A. Vera (Neógeno-Cuaternario).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 39201 - 1979

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

INTRODUCCION

La región incluida dentro de la Hoja de Benalina de Guadix (21-40) está enclavada dentro del ámbito de las Cordilleras Béticas. En ella están representados materiales de la Zona Bética y de la Zona Subbética. Entre ellos, cubriendo gran extensión, afloran materiales del Neógeno-Cuaternario, de relleno de la Depresión de Guadix-Baza (ver esquema regional al margen de la Hoja).

Los materiales de la Zona Bética corresponden a los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. El Complejo Nevado-Filábride aflora al sur de Gor en una ventana tectónica; por su parte, el Complejo Alpujárride aflora ampliamente en la Sierra de Baza y relieves adyacentes. Los datos geológicos más recientes sobre estos materiales de la Zona Bética son de F. DELGADO, que realiza un trabajo de investigación detallado de los mismos y que parcialmente han sido publicados (DELGADO, 1971; DELGADO, OVEJERO y JACQUIN, 1970).

Los materiales de la Zona Subbética afloran en el extremo noroeste de la Hoja, en el macizo del Mencal y alrededores. Estos materiales son objeto de estudio en los últimos años por M. C. COMAS y parcialmente han sido publicados (COMAS, GARCIA-DUEÑAS, GONZALEZ-DONOSO y RIVAS, 1970).

Sobre los materiales neógeno-cuaternarios, de relleno de la Depresión de Guadix-Baza, son diversos los trabajos recientes (FALLOT, FAURE-MURET y FONTBOTE, 1967; VERA, 1970a, 1970b), así como los datos que en la actualidad se tienen sobre precisiones cronoestratigráficas del Pleistoceno (BOTELLA, PORTA y VERA, in litt), que modifican sensiblemente la historia geológica de la región.

1 ESTRATIGRAFIA

La descripción estratigráfica de los diversos materiales representados en la Hoja se realizará de acuerdo con el siguiente esquema:

1. ZONA BETICA

- 1.1. Complejo Nevado-Filábride.
- 1.2. Complejo Alpujárride.

2. ZONA SUBBETICA

3. NEOGENO-CUATERNARIO

- 3.1. Materiales de relleno de la Depresión de Guadix.
- 3.2. Holoceno.

1.1 ZONA BETICA

Los materiales pertenecientes a esta Zona afloran en el borde E. y SE. de la Hoja y, en su mayor parte, corresponden al Trías de facies Alpina (tipo Alpujárride) y, una pequeña proporción, al Paleozoico.

Existen representados dos de los complejos integrantes de la Zona Bética: Complejo Nevado-Filábride y Complejo Alpujárride.

En el primero se pueden diferenciar dos formaciones superpuestas, separadas por una discordancia. Queda un grave interrogante en lo que se refiere al significado tectónico y/o estratigráfico de la formación superior de mármoles de este complejo.

En el segundo se distinguen cuatro unidades superpuestas tectónicamente, cada una de las cuales comprende una base detrítica y una formación carbonatada, más o menos desarrolladas según la unidad (DELGADO, 1971).

El desarrollo de este capítulo se hace siguiendo el siguiente orden, que coincide con el orden de superposición de las diferentes unidades:

1. COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

2. COMPLEJO ALPUJARRIDE

- 2.1. Unidad de Sta. Bárbara.
- 2.2. Unidad de Quintana.
- 2.3. Unidad de Los Blanquizaes.
- 2.4. Unidad de Hernán Valle.

Ha de destacarse, ante todo, que a pesar de la presencia de fósiles en ciertos tramos de algunas unidades (Sta. Bárbara y Quintana), la datación es problemática y se seguirán, en lo que se pueda, los datos de FALLOT, SOLE-SABARIS y LEMOINE (1954).

Es por ello que no se encabeza la descripción con denominaciones cro-noestratigráficas, sino atendiendo esencialmente a la litoestratigrafía y orden de superposición, quedando para discusión ulterior lo relativo a las posibles edades de los diferentes tramos distinguidos en cada unidad.

1.1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Los materiales pertenecientes a este complejo afloran, en esta Hoja, únicamente en el curso alto del valle del río Gor, a manera de ventana tectónica bajo los materiales alpujárrides. Este afloramiento se observa gracias al encajamiento de este río, cuyo trazado sigue, a grandes rasgos, la charnela de un antiforame. El núcleo de este antiforame lo constituyen los materiales del Complejo Nevado-Filábride, que ocupan una extensión del orden de 10-12 Km². En conjunto, este complejo está constituido por micasquistos y cuarcitas y algunos niveles de mármoles, en especial, en su parte superior.

Es justamente la parte superior la que presenta una mayor complejidad, hasta el punto que, en trabajos referidos a la Zona Bética, se ha denominado «Mischungzone».

En cartografía se han distinguido dos conjuntos litológicos: uno inferior, formado esencialmente por micasquistos y, otro superior, constituido por mármoles principalmente. Hasta el momento no se tiene ningún argumento, ni de campo ni petrológico, como para hacer una subdivisión en unidades tectónicas bien definidas (1). Sin embargo, dada la proximidad de otros afloramientos al sur, en los que se diferencian claramente, al menos, dos unidades superpuestas, cabe la posibilidad de que aquí también existan, aunque sólo un estudio petrológico muy detallado y de mayor volumen de muestras puede solucionar, por lo menos parcialmente, este problema.

Es por ello que la subdivisión la hacemos con criterios más puramente estratigráficos y de campo, tal como la existencia de una discordancia, al menos local, entre ambos conjuntos.

(1) Recientemente ha sido realizado por M. T. GOMEZ PUGNAIRE, un detallado estudio de los materiales nevado-filábrides de la ventana tectónica de Gor y sectores vecinos, que aporta nuevos datos e introduce sensibles cambios en la interpretación. Este trabajo será próximamente publicado.

1.1.1.1 Formación (o conjunto) inferior

Ocupa la mayor extensión en la ventana de Gor. Está constituido fundamentalmente por micasquistos y cuarcitas grises con grafito y biotita. Son abundantes los granates de pequeño tamaño y, a veces, los cloritoides.

No es posible dar una serie estratigráfica con cierto detalle de este conjunto, al igual que ocurre con la totalidad del complejo en este sector, ya que, aparte la complicación tectónica actual, hay que admitir la existencia de una transposición generalizada a favor de las superficies de esquistosidad. En efecto, en muchos casos, es claramente observable una transposición a favor de la superficie de esquistosidad principal (S_2) que, ciertamente, llega a obliterar la sucesión anterior. Por otra parte, no es descartable la posibilidad de que exista otra transposición a favor de una S_1 anterior, con lo que el punto de partida original es prácticamente imposible de dilucidar.

De todas formas sí se puede describir una sucesión, más o menos esquematizada, que responda, a grandes rasgos, con la sucesión litoestratigráfica de conjunto de la formación.

Los términos más bajos que se observan en esta formación, corresponden a unos micasquistos grafitosos con granates y biotita. Sobre ellos existe una alternancia de micasquistos grafitosos con cloritoide y granates, y micasquistos con granates, más abundantes estos últimos. Es remarcable la existencia de grafito a todo lo largo de esta sucesión, que da en general un tono oscuro a todo el conjunto.

En esta parte baja de la sucesión se encuentran muy a menudo términos cuarcíticos alternando con los micasquistos, pero menos abundantes que ellos. En general, las cuarcitas son también grafitosas, teniendo siempre tonos grises más o menos oscuros.

Hacia la parte superior de esta formación comienzan a ser notablemente más abundantes las cuarcitas, que entonces son de tonos claros y colores más o menos amarillentos. Entre ellas se siguen intercalando micasquistos grafitosos con granates y, a veces, micasquistos feldespáticos con cloritoide.

El cálculo de la potencia es siempre precario, pero de todas formas se puede estimar que el espesor no sobrepasa los 150 m. visibles. El muro no aflora en ningún punto.

Este conjunto es asimilable en principio, aunque con reservas, a la «Unidad de Sierra Nevada» de PUGA (1971).

1.1.1.2 Formación (o conjunto) superior

Sobre el anterior conjunto de micasquistos y cuarcitas, de tonos oscuros, descansa otro de tonos visiblemente más claros que muestra una se-

cuencia bastante compleja y variable de unos puntos a otros. Para la descripción es conveniente dividir los afloramientos en dos sectores; el sector occidental, con espesores reducidos, y el sector oriental, con potencias mayores.

1.1.1.2.1 *Sector occidental*

De muro a techo se observa:

Sobre los micasquistos grafitosos con granates de la Formación Inferior, reposa un conjunto constituido por una alternancia de micasquistos feldespáticos grises plateados, a veces muy cuarcíticos, con cuarcitas feldespáticas, blancas amarillentas.

Sobre estos niveles descansa un tramo de gneises de espesor desconocido, pero de todas formas no superior a 10 m. Entre las cuarcitas feldespáticas y los gneises se encuentran cuerpos metabásicos de relación muy dudosa con las rocas encajantes. Además, y sobre todo en la parte baja, existen algunos niveles de micasquistos muy micáceos, feldespáticos y con clorita muy abundante, que contienen, a veces, cloritoide.

Sobre este tramo, que es relativamente continuo en este sector, reposa un tramo carbonatado, de características especiales. En efecto, comienza el tramo por unos niveles, a veces muy delgados, de mármoles conglomeráticos y cipolínicos sobre los que descansa una alternancia de mármoles cipolínicos con micasquistos. A veces, los mármoles cipolínicos contienen granates. Hacia arriba continúa la serie con unos mármoles fajeados grises y blancos, y algunos mármoles dolomíticos.

En este sector, los mármoles no superan los 50 m. de espesor. Ha de hacerse hincapié en el hecho de que el contacto superior de estos mármoles es siempre tectónico, por lo que en muchos casos se adelgazan enormemente y pueden incluso llegar a faltar en algunos puntos.

1.1.1.2.2 *Sector oriental*

En este sector la situación es más compleja, existiendo términos de particular interés, especialmente al más inferior, que descansa sobre los micasquistos negros con granate en clara discordancia, cuyo significado se analizará más adelante.

Comienza la serie con unos mármoles conglomeráticos y cipolínicos discordantes sobre el resto, entre los que se observa una alternancia de niveles de mármoles dolomíticos amarillentos, cipolínicos marrones rojizos y algunos mármoles fajeados grises y blancos.

Algunos bancos presentan, en una de las superficies, una disposición radiada, más o menos discontinua, de cristales prismáticos de tremolita, que también aparecen en su seno. Los cristales prismáticos disponen su eje mayor paralelamente a la superficie de esquistosidad más potente, pero dentro de esta superficie aparecen desorientados.

Este paquete alternante de mármoles de diversos tipos muestra una estructura interna caótica, en la que se llegan a reconocer brechas, posiblemente intraformacionales, y pliegues, casi sin duda de *slumping*, que denotan una inestabilidad particular de la cuenca de depósito.

Este paquete, que llega a alcanzar de unos 60-70 m. por lo menos, desaparece en cuña, bastante bruscamente, hacia el oeste.

Sobre este tramo inferior reposa otro que es una alternancia de micasquistos y mármoles cipolínicos y/o calcoesquistos con abundantes granates de gran tamaño (casi 1 cm.) prácticamente idiomorfos. En los paquetes mármóreos muy micáceos es frecuente encontrar concentraciones nodulares de epidota y anfíbol verdoso.

Sobre este tramo descansa un nivel de micasquistos y cuarcitas grises plateados, algo verdosos, entre los que se intercalan algunos bancos de mármoles, también cipolínicos, pero menos impuros que los anteriores.

En la parte alta de este paquete se observa, a veces, un delgado nivel de gneises, sobre el que descansa un nuevo nivel de mármoles conglomeráticos, que llegan a englobar grandes cantos de cuarcitas. Hacia arriba los mármoles son cada vez menos impuros y aparecen mármoles fajeados grises y blancos. A veces, el aspecto es de calizas relativamente poco recristalizadas, llegando a conservarse bastante bien algunos niveles algo margosos con estructuras de bioturbación (*burrows*).

1.1.1.3 Significado estratigráfico del conjunto superior

Tomando como punto de partida la discordancia observable en el sector occidental entre ambos conjuntos, Inferior y Superior, se podría concluir que este último es la cobertera de un zócalo «sensu lato», constituido por el conjunto inferior. Es remarcable, en este sentido, el hecho de que los cantos englobados por los mármoles (generalmente cuarcitas y sericitoesquistos), presentan una esquistosidad bien desarrollada, cuya orientación dentro de los mármoles es caótica en muchos casos y no guarda relación alguna con la esquistosidad observable debajo o encima del tramo en cuestión.

Por otra parte, aunque esta discordancia no es observable en toda la extensión de la ventana, es innegable la existencia de una discontinuidad estratigráfica localizada a nivel de los mármoles conglomeráticos, que exis-

ten en la mayor parte de los afloramientos, aunque pueden ser obliterados parcialmente por efectos tectónicos.

Esto lleva aparejados serios problemas relativos a la edad del conjunto superior, así como a la de las fases de deformación y mineralogénicas que afectan a ambos conjuntos.

Por el momento, y con los datos de campo y petrológicos que se poseen, no es posible dar soluciones válidas a este problema, que para ser resuelto necesitará un amplio estudio petrológico muy detallado y un número de observaciones de campo, no sólo locales, sino a escala regional, dada la escasa extensión de estos materiales dentro de la Hoja.

1.1.1.4 Consideraciones estratigráficas sobre este complejo

Los micasquistos de la formación inferior provienen, probablemente, de metamorfismo de sedimentos limosoarcillosos con una cantidad apreciable de materia orgánica, como parece deducirse de la existencia de grafito, tan abundante a lo largo de toda la sucesión.

Las diferentes variedades de cuarcitas provienen, sin duda, del metamorfismo de niveles más arenosos dentro de la serie fundamentalmente pelítica.

De modo que al hacer un intento de reconstrucción de la columna estratigráfica original de esta formación inferior, encontramos que sería fundamentalmente una serie pelítica, que hacia la parte superior se hace cada vez más arenosa.

En la formación superior existe una mayor variedad de rocas, que hace más complejo el intento de reconstrucción; sin embargo, es destacable el hecho de que la serie presenta un desarrollo importante de mármoles, cosa que no se observa en la formación inferior. Estos mármoles provienen del metamorfismo de calizas y dolomías que recuerdan muy especialmente las de la formación carbonatada de los Alpujárrides suprayacentes (presencia de *burrows* en las calizas de «pistas», color, tipo de alternancias entre calizas y dolomías, etc.). Este es uno de los puntos que sugieren una probable edad triásica de estos mármoles. No obstante, no hay que olvidar la posibilidad de convergencia de facies en épocas diferentes.

Entre los mármoles puros y los mármoles conglomeráticos existe toda una gama casi continua de variedades. Este hecho hace pensar que la sedimentación de la cuenca fuese esencialmente carbonatada, con eventuales episodios de importante influencia detrítica (mármoles conglomeráticos y cipolínicos) y escasos episodios totalmente detríticos (intercalaciones de micasquistos).

La presencia de anfibolitas y gneises abogan por la existencia de un doble vulcanismo ácido y básico. En el caso de las anfibolitas, las observaciones petrológicas hacen pensar que son propiamente ortoanfibolitas provenientes del metamorfismo de una roca ígnea básica, probablemente volcánica o subvolcánica.

Los gneises se prestan a una mayor discusión, al menos en las muestras observadas, aunque estudios realizados por otros autores, fuera del área de la Hoja (PUGA, E. et al., 1966, y PUGA, E., 1970) sobre gneises de idéntica posición a la de los observados en este sector, revelan un origen volcánico para estas rocas.

Los micasquistos y cuarcitas de esta formación requieren un sedimento original similar al de los micasquistos de la formación inferior, aunque con una cantidad de materia orgánica sustancialmente menor, como lo indica la escasez de grafito en estas rocas, tan abundante en las inferiores.

Algunas variedades de estas rocas con un contenido muy alto en albíta (tal que algunas cuarcitas llegan a ser prácticamente albiticas), podrían provenir de una feldespaticización de rocas previas, ligada al vulcanismo o el hidrotermalismo subsecuente, tal como concluye PUGA (1971).

Es, por tanto, remarcable en esta formación una marcada inestabilidad de la cuenca que se traduce en la existencia de un vulcanismo y en la aparición de estructuras de *slumping* a nivel de los mármoles.

1.1.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Es el más ampliamente representado dentro de los materiales de la Zona Bética comprendida en esta Hoja. En el borde NO. de la Sierra de Baza queda recubierto en su totalidad por los materiales Neógeno-Cuaternarios de la Depresión de Guadix-Baza, lo que impide la observación de las relaciones existentes entre esta Zona y la Zona Subbética que aflora al NO., en el Mencal.

Dentro de este complejo, se distinguen en este sector cuatro unidades superpuestas tectónicamente y que muestran unas características estratigráficas que permiten diferenciarlas individualmente. No obstante, de modo excepcional, no bastan los criterios estratigráficos para distinguirlas y ha de acudir al criterio de la posición tectónica y relación con el resto de las unidades.

Las unidades distinguidas son, según su orden de colocación:

Unidad de Hernán Valle.

Unidad de Los Blanquizares.

Unidad de Quintana.

Unidad de Santa Bárbara.

La unidad de posición tectónica más elevada es la de Hernán Valle y la más baja la de Santa Bárbara, por la que se comienza el estudio.

1.1.2.1 **Unidad de Santa Bárbara**

Esta Unidad está bien representada en el sector central del área ocupada por los materiales de la Zona Bética. Está situada entre el Complejo Nevado-Filábride, abajo, y la Unidad de Quintana, encima. Comprende dos formaciones netamente separables, una inferior detrítica y otra superior carbonatada.

Si bien su formación inferior está constituida por filitas, que indica han sufrido un suave metamorfismo, la formación superior apenas presenta indicios de haber sido afectada, y únicamente se observa una ligera recristalización. No obstante, existen niveles ampliamente recristalizados repartidos a lo largo de la serie, pero estas excepciones han de atribuirse a fenómenos consecuentes y/o subsecuentes a una dolomitización secundaria más bien que a un metamorfismo propiamente dicho.

Dado su bajo grado de recristalización las condiciones de estudios estratigráficos son excepcionalmente buenas, si se comparan con las que presentan el resto de los Alpujárrides.

1.1.2.1.1 *Formación Detrítica (P-T_{A1}f) (Permo-Werfeniense?)*

En conjunto esta formación está constituida por una serie monótona de filitas, entre las que se intercalan algunos niveles más cuarcíticos que, a veces, llegan a ser conglomeráticos. Los colores predominantes son grises violáceos y verdosos, y el conjunto presenta una coloración gris azulada.

Los niveles cuarcíticos aparecen fundamentalmente en la mitad inferior, aunque el predominio es de filitas.

Hacia la parte baja las filitas muestran un tamaño de grano mayor, ya a simple vista, que hacia la parte alta, hecho que se confirma igualmente al microscopio. Al mismo tiempo en la parte baja se encuentran algunos niveles de conglomerados. Concretamente, uno de los afloramientos muestra un *graded bedding* claramente invertido, lo cual, a falta de otros criterios nos permite contar con la posibilidad de inversiones locales de la serie. Si se tiene en cuenta que la esquistosidad mantiene una dirección y un buzamiento casi constantes y que es paralela a la estratificación, al menos en ese punto, hemos de admitir un desarrollo relativamente importante de pliegues isoclinales con flancos invertidos.

El estudio petrológico de estas rocas muestra que el metamorfismo que han sufrido es de grado muy bajo, traduciéndose la mayor parte de las veces

en recristalización y reorientación de los cristales, más que en la neoforación de minerales.

El espesor máximo visible de esta formación, medido perpendicularmente a la esquistosidad es de unos 650-700 m., aunque en algunos puntos hay importantes reducciones de potencia de indudable causa tectónica.

Esta serie de cuarcitas y filitas proviene originalmente de una formación detrítica constituida por limos y arcillas con algunas intercalaciones de areniscas. Esporádicamente existirían niveles margosos, que serían más frecuentes en la parte alta de la serie.

No existen criterios paleontológicos para datar este tramo, pero por su posición estratigráfica, de acuerdo con la mayoría de los autores, se piensa en una edad Permo-Werfeniense, que incluso, en algunos casos, puede llegar a parte del Anisiense.

1.1.2.1.2 *Formación carbonatada (Triásico Medio-Superior)*

El tránsito entre la formación detrítica y la carbonatada no se observa bien en ningún punto del área de la Hoja, ya que los despegues entre ambas son, a veces, tan importantes que pueden ocurrir fenómenos de cepillamiento basal que hacen desaparecer los tramos más bajos de la formación carbonatada, existiendo con frecuencia a ese nivel brechas tectónicas y milonitas en las que se observan, a veces, rauhwasas (en el sentido de LEINE, 1968).

No obstante, en algunos puntos privilegiados, fuera de la Hoja, se llega a ver el tránsito entre ambas formaciones, constituido principalmente por margocalizas esquistosas amarillentas, verdosas y violáceas, pero, en general, con poca potencia, lo que demuestra que el cambio en la sedimentación a la escala de las formaciones es relativamente brusco y menos gradual de lo que comúnmente se piensa.

Todos los contactos observados entre los distintos tramos de la formación carbonatada son normales, salvo en puntos donde aparecen retocados por fallas o con un ligero despegue, en el caso de separar materiales de distinta competencia, por ejemplo, el contacto entre los tramos 7 y 8.

1.1.2.1.2.1 Tramo 1 (T_{A2-3a})

Comienza la formación en este área con un tramo constituido por una alternancia de calizas grises azuladas y dolomías negras, grises y beigeas. Esporádicamente aparecen unos niveles de arcillas negras y pardo-rojizas, especialmente en la base, que constituyen un nivel guía. También existen niveles de dolomías arcillosas amarillentas, casi siempre en la parte alta del tramo.

En conjunto este tramo suele estar ligeramente recristalizado, aunque al microscopio pueden verse aún restos de texturas que hacen pensar en depósitos de aguas someras.

La potencia en este tramo, como se desprende de lo expuesto en 1.1.2.1.2, es variable, pero se estima un espesor mínimo de 125 m. visibles, aunque además puede disminuir lateralmente por causas puramente estratigráficas.

1.1.2.1.2.2 Tramo 2 (T_{A2-3S})

Está constituido principalmente por lutitas y areniscas rojas y verdes esquistosas, que hacia la parte superior pasan a margocalizas esquistosas amarillentas, con multitud de pistas. Son las típicas «calizas vermiculadas».

En el sector oriental del afloramiento de esta Unidad, las pelitas rojas muestran un aspecto satinado que responde a una orientación preferencial de las micas en superficies de esquistosidad. Este aspecto se va perdiendo progresivamente hacia el NO., al tiempo que se intercalan algunos bancos dolomíticos beige y de margocalizas amarillentas de grano fino.

En conjunto el tramo muestra una potencia que varía de 10 a 40 m., aunque en ello deben influir los fenómenos de cepillamiento basal antes aludidos, que las hacen desaparecer en algunos puntos (N. de las Juntas).

1.1.2.1.2.3 Tramo 3 (T_{A2-3d})

Está formado por una potente masa de dolomías con estratificación apenas visible.

En un corte, del muro al techo, se distinguen varios subtramos:

En contacto con las margocalizas con pistas de pseudofucoides se ponen unas dolomías grises claras y oscuras con estratificación gruesa y restos de laminación. Hacia arriba pasan a ser compactas y de color beige.

Sobre ellas descansan unos niveles de dolomías grises claras con restos de franciscana muy mal conservada e irregular y estratificación muy gruesa. Hacia arriba pasan a colores cada vez más oscuros hasta negros, existiendo franciscana y niveles con oncolitos.

Encima reposan unas dolomías de tonos claros grises y beige y muy recristalizadas. En su techo comienzan a aparecer niveles de dolomías grises, negras de grano grueso a veces muy silicificadas, hasta el punto de que se pueden considerar como silexitas. A este mismo nivel comienzan a existir intercalaciones de calizas grises que son cada vez más frecuentes hacia el E.

En la parte más alta del tramo existen algunos filones capa de doleritas, a veces cuarcíferas.

El espesor total del tramo es variable, pudiéndose estimar una potencia de 400 a 600 m.

1.1.2.1.2.4 Tramo 4 (T_{A2-3C})

Está constituido principalmente por calizas grises, a veces algo margosas, entre las que se intercalan algunos niveles dolomíticos de dos tipos: unos beige muy recristalizados, con mineralización en galena, y otros grises de grano fino. El tránsito del tramo anterior a este es relativamente gradual, pasándose de uno a otro mediante una alternancia de calizas y dolomías de diferente espesor según el punto donde se corte.

Por ello la potencia del tramo 4 varía de 10 a 40 m.

1.1.2.1.2.5 Tramo 5 (T_{A2-3}^{cm})

Es un tramo constituido esencialmente por margocalizas y calizas margosas amarillentas y marrones con gran cantidad de fósiles. En su base destaca un nivel de calizas grises amarillentas con oolitos. La potencia varía de O. a E. de 10 a 20 m., conociéndose afloramientos de bastante mayor espesor al E., en la Hoja de Baza.

1.1.2.1.2.6 Tramo 6 (T_{A2-3}^{cx})

Del tramo anterior se pasa a éste a través de unos 10 m. de calizas algo margosas, tableadas, de estratificación irregular, que hacia arriba pasan a ser un potente tramo de calizas grises bien estratificadas. Es de destacar la existencia de algunos niveles de calizas con nódulos de sílex, especialmente en la base del tramo.

La potencia varía de 250 a 350 m.

1.1.2.1.2.7 Tramo 7 (T_{A2-3}^{dc})

Está constituido por una alternancia de calizas y dolomías que alcanzan un espesor de 200 a 250 m. Las calizas suelen ser de colores grises azules a veces algo margosas, siendo entonces amarillentas. Las dolomías son de color gris oscuro y grano fino, silicificadas en algunos puntos. Es frecuente observar indentaciones de calizas con dolomías, que se pierden lateralmente. A veces los tramos dolomíticos superiores comportan una mineralización muy pobre en galena.

La potencia del tramo es de 200 a 250 m.

1.1.2.1.2.8 Tramo 8 (T_{A2-3md})

En la base este tramo está formado por una alternancia de calizas dolomíticas grises y calizas grises azuladas, que lateralmente pasan, especialmente en el muro, a materiales comprendidos dentro del tramo anterior. Hacia arriba la serie se hace más margosa, apareciendo una alternancia de calizas margosas y margocalizas grises amarillentas con dolomías beige amarillentas de aspecto carniolar y dolomías negras, a veces brechoides.

El espesor de este tramo es difícil de calcular, debido a que está afectado por importantes pliegues vergentes al N., pero se puede estimar una potencia aproximada de 45 a 50 m.

1.1.2.1.2.9 Tramo 9 (T_{A2-3md}) - Nivel c

En realidad, más que un tramo se podría considerar como un nivel de calizas, más importante, dentro de un tramo T_{A2-3md} que estaría formado por los denominados tramos 8 y 10: De esta forma se ha considerado en la cartografía. No obstante, dada su clara individualización se ha preferido destacarlo.

Está constituido por calizas grises más o menos oscuras, con algunos bancos de calizas margosas. En su base aparecen irregularmente algunos bancos de dolomías grises oscuras. La estratificación es muy potente, y su espesor es de 35 a 40 m.

1.1.2.1.2.10 Tramo 10 (T_{A2-3md})

Como se ha dicho antes es de constitución muy similar al tramo 8. Está formado por una alternancia irregular de dolomías, margas, margocalizas y calizas en el que existe un predominio de las margas y margocalizas. Las dolomías son de diversos tipos y existen dolomías grises claras de grano fino, brechoides y, eventualmente, carniolas. La distribución, tanto en horizontal como en vertical, es totalmente caótica.

Existen, así mismo, algunos niveles dolomíticos mineralizados, aunque sólo en la base del tramo.

La potencia estimada cartográficamente es de 270 a 300 m.

1.1.2.1.2.11 Tramo 11 (T_{A2-3cd})

Este es el último tramo representado en esta serie. Está formado por una monótona sucesión de dolomías grises y calizas dolomíticas del mismo color. En la base aparecen unos metros de calizas dolomíticas y dolomías grises claras con gran cantidad de algas, aunque ello es más frecuente de encontrar hacia el E., cerca del límite de esta Hoja, en la Hoja de Baza.

La potencia mínima, teniendo en cuenta que no aflora el techo, es de 350 a 400 m.

1.1.2.2 Unidad de Quintana

En esta unidad se han levantado dos series correspondientes a dos sectores diferentes.

1.1.2.2.1 Sector oriental

En el sector oriental, constituido por las elevaciones de Tejoletas, Boleta y Quintana, se han distinguido, al igual que en el resto de las unidades, una formación detrítica inferior y una formación carbonatada que descansa sobre ella.

1.1.2.2.1.1 Formación detrítica (P-T_{A1}q) (Permo-Werfeniense?)

Está formada predominantemente por metapelitas muy poco o nada metamórficas de un característico color rojo vino (*lie de vin*), a veces verde, entre las que se intercalan algunos niveles de cuarcitas rojas, rosas y blancas. En la mayor parte de los puntos el predominio de las pelitas sobre las cuarcitas es neto, sin embargo en algunos, por ejemplo en el Bco. de la Fonfría, llegan a predominar las cuarcitas.

Se ha intentado establecer una serie en la que figurase la posición de las cuarcitas, pero se ha desistido de ello debido a las netas diferencias de unos puntos a otros, sin duda atribuibles a la tectónica.

1.1.2.2.1.2 Formación carbonatada (Triásico Medio-Superior)

1.1.2.2.1.2.1 Tramo 1 (T_{A2-3})

Comienza la serie con unas dolomías grises negras brechoides, a veces silicificadas, con estratificación visible en bancos del orden de los 5 m.

Hacia arriba las dolomías pasan a ser de colores grises claros y de grano relativamente fino, observándose abundantes restos de algas. La estratificación comienza a ser irregular y poco visible.

Continúa la serie con un tramo de transición en el que alternan dolomías grises con «*Flat pebble breccias*» y restos de algas, con dolomías grises de grano grueso y laminación tipo «*flasser*» y dolomías grises negras de grano grueso y aspecto pulverulento. Hacia arriba estas últimas se hacen predominantes sobre el resto, terminando con ellas el tramo.

La potencia de este tramo dolomítico es en conjunto de 250 a 300 m.

1.1.2.2.1.2.2 Tramo 2 (T_{A2-3}^{dm})

Es un tramo de potencia variable, aunque no supera en ningún caso los 100 m. En el Calar de Quintana está formado por una alternancia de dolomías brechoideas, carniolas, margas y pelitas. Las dolomías suelen ser de color beige y grano muy grueso o grises y de aspecto ruinoso. Las carniolas son propiamente brechas polimixtas en el sentido de LEINE (1968). Hacia el Sur este tramo adquiere importancia y en la vertiente S. del Calar de las Tejoletas llega a alcanzar una potencia de unos 80 m., siendo aquí una alternancia irregular de margas y margocalizas con dolomías beige de grano grueso.

Es remarcable el hecho de la variación de potencia de este tramo, que puede ser debida a causas tectónicas.

Estratigráficamente representa el paso de un tramo dolomítico a otro esencialmente calizo margoso. De ahí que el diferente comportamiento mecánico de ambos tramos se manifieste especialmente en la zona de contacto, que en ciertos puntos aparece despegada y con brechas tectónicas.

1.1.2.2.1.2.3 Tramo 3 (T_{A2-3m})

Este tramo está constituido por una monótona alternancia de margocalizas y calizas más o menos margosas, que destacan sobre el relieve. En general la estratificación es fina y el color gris amarillento.

La potencia del tramo, en lo que se ve, no es superior a 500 m. ni inferior a 400 m.

1.1.2.2.2 Sector occidental

En este sector la serie ha sido levantada en el Cerro de Gor, elevación que domina esta población.

La formación detrítica inferior sólo aflora en una extensión muy reducida en la zona N. del Cerro y ello por medio de una falla, por lo que no se pueden hacer observaciones acerca de sus características, que, por otra parte, deben coincidir con las del sector oriental.

1.1.2.2.2.1 Formación carbonatada (Triásico Medio-Superior)

La formación carbonatada comienza aquí también por unas dolomías grises, que en la base aparecen cataclásticas y de grano relativamente fino.

Hacia arriba pasan gradualmente a unas dolomías grises compactas de grano grueso y aspecto externo pulverulento.

Se pasa hacia arriba de una manera casi brusca a un potente tramo de

calizas grises más o menos margosas con intercalaciones de margas, que se hacen más abundantes conforme se sube en la serie.

Un hecho remarcable es la aparición de un nivel de calizas margosas beige amarillentas y grisáceas y margocalizas grises amarillentas con gran cantidad de fósiles, muy similares al tramo 5 (T_{A2-3}^{cn}) de la unidad de Santa Bárbara, lo que podría ser un elemento de juicio para la correlación de ambas unidades.

«Mientras que en el Cerro de Gor el tramo 2 (T_{A2-3}^{dm}) no existe o, si acaso, está muy poco desarrollado, hacia el S., en el sector del Barranco Hondo adquiere gran desarrollo. En este sector aparecen, además de los materiales descritos para este tramo en el sector oriental, algunos niveles de dolomías negras de grano grueso, a veces franciscanoides. La relación de esta serie del Barranco Hondo con la del Cerro de Gor es actualmente tectónica, de forma que la proximidad de una y otra, teniendo en cuenta las diferencias de facies, parece implicar un importante acercamiento de ambas, debido probablemente a desplazamientos tangenciales durante las etapas de corrimiento.»

1.1.2.3 Unidad de Los Blanquizares

Al igual que las anteriores se distinguen en ella dos formaciones, una inferior detrítica y otra superior carbonatada.

1.1.2.3.1 Formación inferior (P- T_{A1})

Está constituida por filitas y cuarcitas grises verdosas y/o rojas. Existen problemas (ya puestos de manifiesto anteriormente, F. DELGADO) en cuanto a la atribución de determinados afloramientos de filitas rojas a esta unidad, a pesar de que aparecen como base de la formación carbonatada.

1.1.2.3.2 Formación carbonatada ($T_{A2-3}\Delta$) (Triásico Medio-Superior)

La gran variabilidad de los afloramientos en cuanto a la litología de esta formación impide, por el momento, dar una serie más o menos detallada que responda al conjunto. Sólo cabe señalar que se trata de una alternancia de dolomías y calizas largamente recrystalizadas, a veces marmóreas. En la base el predominio es dolomítico y hacia arriba, aún predominando las dolomías, abundan más las calizas.

Existen, así mismo, niveles de calcoesquistos en los que se observan claramente la orientación de las micas.

Las dolomías aparecen frecuentemente como kakiritas, que son de colores grises claros, casi blancos, de ahí el nombre de Blanquizares de los

parajes en los que aflora esta formación, denominación que se ha tomado para la Unidad, por lo representativo.

La potencia de esta formación no es superior, en lo visible a 400 m.

1.1.2.4 **Unidad de Hernán Valle (CA-T_{A1}-T_{A2-3}Δd)**

Es la unidad tectónicamente más alta del edificio alpujarride en este sector. Muestra unas características netamente diferentes de las del resto.

En primer lugar cabe señalar dentro de la formación detrítica (CA-T_{A1}), la existencia de unos micasquistos negros y cuarcitas grises, con granates, que son atribuidos a un paleozoico, si bien, más por criterios bibliográficos que por hechos observados en el campo. Estos micasquistos contienen a veces andalucita, estauroлита y cloritoides, como minerales accesorios en cuanto a abundancia relativa.

El que existan, dentro de estos micasquistos, dos formaciones separadas por una discordancia, queda por el momento con un interrogante.

Hacia la parte superior los micasquistos pasan progresivamente a unas filitas gris oscuras, que en el sector estudiado tienen muy poca potencia.

La formación carbonatada (T_{A2-3}Δd) está constituida principalmente por unos mármoles dolomíticos grises beige. En la base aparecen algunos tramos de dolomías grises marmóreas algo detríticas, que corresponden al tránsito de la formación detrítica a la carbonatada. Así mismo existen niveles de calizas marmóreas grises intercaladas irregularmente en la serie y claramente menos abundantes que en el resto de las unidades.

1.1.2.5 **Consideraciones estratigráficas sobre el Complejo Alpujarride**

La unidad en la que se ha hecho más hincapié en el aspecto estratigráfico es la Unidad de Santa Bárbara, en la que no ha habido más que una recristalización parcial en lo que se refiere a la formación carbonatada.

El estudio sedimentológico de las muestras de esta unidad, en su formación carbonatada, señala que está constituida esencialmente por micritas y biomicritas más o menos arcillosas, en las que abundan las algas de diferentes tipos. La existencia de dolomías «primarias», formadas principalmente por láminas y restos de algas, en contacto neto con calizas, muestra las peculiares condiciones físico-químicas del medio de depósito.

Es evidente que existen dolomías secundarias claramente producto de dolomitización de calizas, pero el hecho evidente de que haya contactos limpios, coincidentes con la estratificación, de dolomías prácticamente puras con calizas igualmente puras o algo arcillosas, demuestra que esta dolomitización no está ni mucho menos generalizada y que la dolomía ya debía serlo cuando se depositó la caliza. Esto entraña interesantes interrogantes

en cuanto a la génesis de las dolomías, que salen fuera del objeto de esta Memoria.

En el conjunto de la formación carbonatada destaca un hecho sobre todos y es la marcada continuidad en las características paleogeográficas. En efecto, a pesar de la gran potencia de esta formación, se advierte, en la mayoría de las muestras estudiadas, que son sedimentos propios de aguas someras y relativamente tranquilas, lo que equivale a decir que, salvo contadas excepciones, la relación sedimentación/subsidencia permanece prácticamente constante durante todo el tiempo que dura el depósito.

Otro punto de particular interés es la existencia de brechas intraformacionales irregularmente distribuidas en la serie, pero siempre en dolomías, que unido a la presencia de rocas subvolcánicas y volcánicas básicas denota una inestabilidad peculiar de la cuenca de depósito.

En el resto de las unidades sólo se encuentran hechos similares evidentes en la Unidad de Quintana, que en cuanto a las características paleogeográficas es bastante similar a la de Santa Bárbara, si bien la serie presenta claras diferencias. De todas formas, según el estudio sedimentológico se pueden deducir similares conclusiones que para la unidad de Santa Bárbara. Es decir, sedimentos propios de aguas tranquilas y en general someras.

El grado de recristalización de las unidades de Los Blanquizaes y Hernán Valle prohíben, por el momento, establecer precisiones estratigráficas basadas en la textura original, debido a que salvo excepcionalmente, ésta ha sido borrada totalmente.

1.1.2.6 Cuestiones cronoestratigráficas

Se consideran en este apartado las posibles edades de los distintos materiales que afloran en esta Hoja. Hay que advertir que no se cuenta con dataciones especialmente realizadas para la confección de esta Hoja, por lo que nos ceñiremos a los trabajos realizados anteriormente en este u otros sectores, aplicando criterios de correlación.

En el complejo Nevado-Filábride, de acuerdo con las dataciones absolutas reflejadas en la tesis de E. PUGA (1971), la parte superior podría corresponder a un Triásico Medio. Esto es reforzado por la presencia en los niveles de mármoles de facies idénticas a las observadas en los Alpujarrides inferiores. Concretamente, es destacable la existencia de niveles de calizas margosas con gran cantidad de marcas de «pseudofucoides», que le dan el típico aspecto vermiculado, tan característico de algunos niveles de las unidades de Quintana y Santa Bárbara.

En cuanto al conjunto inferior, se piensa que está representado un Trías y un Paleozoico, sin que se pueda especificar. De hecho, no se poseen

pruebas ni de campo, ni paleontológicas, ni estratigráficas, que puedan poner de manifiesto claramente esta edad hipotética.

En cuanto al Complejo Alpujárride, los datos de que se dispone son más complejos, ya que, tanto dentro de la Hoja como en algunas de las adyacentes (Baza y Guadix), han sido efectuadas dataciones mediante algas por parte de FALLOT, SOLE SABARIS y LEMOINE (1954).

Estos autores encuentran varios yacimientos en la Sierra de Baza, entre los que se encuentran los del Picón de Gor y Cerro de Gor, comprendidos dentro de esta Hoja.

En relación con el yacimiento al S. del Picón de Gor, perteneciente a la Unidad de Santa Bárbara, concluyen, aunque no sin artificio:

«le banc occuperait ici niveau terminal de l'Anisien, peut-être le passage Anisien-Ladinien». (Op. cit., pág. 35).

Por ello se considera el tramo 4, en el que se localiza el yacimiento, como tránsito Anisiense-Ladiniense.

En otro punto, fuera de la Hoja, en las cercanías de la Fábrica del Rey (Hoja de Baza), dentro de la misma unidad encuentran estos autores otro yacimiento fosilífero, que encaja en el tramo 10 de nuestra nomenclatura, a unos 80 m. bajo el muro del tramo 11. Con respecto a la edad de este yacimiento dicen que se sitúa en el Ladiniense Medio-Superior o el Lombardiense.

Ya en el tramo 11, también fuera de la Hoja, encuentran «un banc riche en *Griphoporella curvata*, ... qui datent le Norien».

De esta manera, se puede concluir que en la Unidad de Santa Bárbara los tramos 1, 2, 3 y 4 y, en parte el 5, pertenecen al Anisiense.

El Ladiniense estaría representado por los tramos 5, parcialmente 6, 7, 8, 9 y buena parte del 10. El Noriense correspondería al tramo 11.

Respecto a la existencia de Carniense, estos autores opinan:

«Peut-être n'est-il pas illégitime d'associer l'idée de Carnien à la présence des Cargneules, et de considérer que cet étage pourrait être représenté par les horizons 21-26, du moment que les dolomies 29 son Noriennes.»

Los horizontes 21 al 26 a los que se refieren en el texto, corresponden a los 75 m. superiores del tramo 10, en el que efectivamente existen carniolas. Por su parte, el horizonte 29 corresponde al tramo 11 de nuestra nomenclatura.

En lo que respecta a la Unidad de Quintana, el yacimiento del Cerro de Gor, situado en un pequeño puerto en la cumbre del cerro, les permite a estos autores atribuirles a las dolomías basales y a la parte baja de las calizas una edad Anisiense, y la parte superior del tramo calizo, sin fósiles

ya, lo datan, con reservas, como Ladiniense, basándose en que las algas encontradas datan un Anisiense Superior.

Como se ha dicho antes, las unidades de Los Blanquizaes y Hernán Valle presentan en su formación carbonatada un grado de recristalización tal que hace imposible la conservación de los fósiles. No obstante, y dadas las características estratigráficas, parece lógico admitir una edad Trías Medio-Superior para dicha formación.

En cuanto a las formaciones detríticas, por razones obvias de posición estratigráfica, se les atribuye una edad Permo-Werfeniense, aunque en el caso de la Formación de micasquitos de la Unidad de Hernán Valle, es más que probable que esté representada una parte del Paleozoico, como lo sugieren diversos autores, fuera del área de esta Hoja. Cabe también la posibilidad de que la formación detrítica de la Unidad de Quintana llegue a alcanzar una edad Anisiense Inferior, como se verá más adelante.

1.2 ZONA SUBBETICA

Los materiales subbéticos afloran solamente en la extremidad NO. de la Hoja, con una sucesión de términos que comienzan en el Trías Superior y llega hasta el Oligoceno. El Mioceno no lo consideraremos aquí como material subbético, ya que descansa, por lo menos su mitad superior, indistintamente sobre materiales subbéticos o béticos propiamente dichos.

Las calizas liásicas del Mencal y las formaciones cretácicas y nummulíticas del río Fardes fueron estudiadas por P. FALLOT y otros (1960).

Posteriormente, M. C. COMAS estableció con más detalle la serie (in M. C. COMAS y otros, 1970). Esta misma publicación contiene un intento de correlación de la serie jurásica del Mencal con otras series subbéticas, pertenecientes al dominio paleogeográfico Subbético Medio Meridional de V. GARCIA-DUEÑAS (1967), caracterizado por un Lías Superior de potencia variable, con un Domeriense Superior margoso calizo, gris azulado, y un Toarciense margoso y calizo en el que la parte más alta presenta calizas nodulosas rojas (facies Ammonítico Rosso) de distribución cronológica variable. Parte del Aleniense queda incluido en la misma litología.

Las series jurásicas de la transversal de Granada que más se asemejan a la del Mencal son la de Iznalloz (Km. 18,3 ferrocarril, línea Moreda-Granada), y las situadas más al O. hasta Colomera (Granada). Estas series forman parte de un umbral diferenciado en la cuenca sedimentaria durante el Lías Superior, umbral que al N. de Granada se conoce como Umbral de Colomera (V. GARCIA-DUEÑAS y otros, 1970).

La serie Cretácica Superior presenta en esta zona caracteres de excepción en cuanto a su potente desarrollo y variedad litológica.

La serie Paleocena y Eocena que se asienta en discordancia angular

sobre los términos altos del Cretácico Superior (1), tiene el carácter general de las facies nummulíticas subbéticas: sucesión potente de niveles margosos y calizos con intercalaciones de turbiditas. Cuando los niveles turbidíticos tienen mayor desarrollo, la serie adquiere la facies de un Flysch arcilloso y calcáreo.

Para la descripción detallada de estos materiales subbéticos adoptaremos una subdivisión en epígrafes según los diferentes términos diferenciados en la leyenda explicativa del mapa.

1.2.1 TRIAS KEUPER (T_{C3})

En su conjunto los materiales triásicos tienen un aspecto inconfundible con respecto al resto de la serie estratigráfica. Esta facies peculiar puede asimilarse a la del Trías germánico, responde exactamente al «Trías del tipo germano-andaluz» (sensu BLUMENTAL).

Aflora, mediante contactos anormales, diapíricos más o menos retocados por fallas, entre materiales de edades mucho más recientes: materiales del Cretácico Superior.

Comporta una litología heterogénea, a veces distribuida irregularmente, de margas y arcillas irisadas de colores abigarrados (rojos, pardos, morados y verdes), niveles calizo-dolomíticos, areniscas y limolitas cuarzosas y yesos. Localmente se han encontrado restos de ofitas diseminadas entre otros materiales.

Es interesante anotar la presencia entre las margas de abundantes cristales de cuarzo (prismas hexagonales apuntados por pirámides) lechoso, ahumado o transparente, carácter peculiar general del Keuper subbético.

En este área el Keuper es excepcional y espectacularmente rico en yesos, en forma de grandes masas bien estratificadas en bancos de 10 a 50 cm. o en masas fibrosas de colores variados.

Dada la ausencia de fauna en estos materiales, su atribución al Trías-Keuper se hace por correlaciones de índole regional. Dentro de la Zona Subbética se han descrito en algunos puntos materiales de facies idénticas a los que nos ocupa, que han podido ser situados exactamente dentro de la serie triásica.

1.2.2 LIAS INFERIOR Y MEDIO (J₁₁₋₁₃)

Sucesión eminentemente caliza de potencia superior a 300 m., si bien en ningún punto de este área aflora la base de este tramo.

La sucesión estratigráfica del Lías Inferior y Medio puede establecerse

(1) Hallazgo de un nivel de conglomerados basal datado como Paleoceno Inferior.

en el pico Mú (1.049 m.) del Morrón de la Meseta y en la ladera S. del Cerro Mencil (1.447 m.).

Las calizas liásicas, con alto contenido en CO_3Ca (las calcimetrías dan un porcentaje entre 98 y 83 por 100 de carbonato) muestran una sucesión de niveles de litología algo variable.

De abajo arriba se suceden:

- a) Calizas blancas (intraesparitas, ooesparitas, esparitas, micritas), con buena estratificación en bancos de 20 a 25 cm.
- b) Calizas grises con sílex. Conjunto a veces bien estratificado, a veces masivo; con sílex en forma de nódulos o lechos más o menos continuos (intraesparitas, ooesparitas, pelmicritas y micritas).
- c) Calizas de color gris claro y crema. Masivas o con estratificación gruesa (oosparitas con sílex, intraesparitas, intraoosparruditas o biosparitas). Se ha podido datar este nivel por su microfauna como del Lías Inferior-base del Carixiense.
- d) Niveles nodulosos y brechoides de intraesparitas e intraesparruditas arenosas, con Atractites, Belemnites y Braquiópodos. Hacia la parte alta se distinguen bancos de brechas intraformacionales calizas, con cantos subredondeados (2,15 cm. de diámetro) de intraesparruditas arenosas, intraoosparruditas con fósiles y biomicitas en un cemento de naturaleza similar.

La presencia de un Ammonites (Arieticeras s. p.) y de la asociación de microfauna (1) permite su atribución al Domeriense Medio. En total estos niveles brechoides tienen una potencia de 6-8 m.

Sobre este conjunto de naturaleza caliza se encuentra un nivel delgado (2 m.) y continuo de margas amarillas (biomicritas) con nódulos y concreciones de pirita. No se ha encontrado macrofauna en estos niveles. Si bien pueden representar la parte alta del Domeriense Superior y comienzos del Toarciense.

1.2.3 TOARCIENSE-AALENIENSE INFERIOR (J₁₄₋₂₁)

Consta de niveles de margo-calizas (biomicritas y micritas) y brechas, calizas nodulosas y rosadas de facies Ammonítico Rosso (nódulos de biomicrita y cemento de micrita arcillosa) con algunas intercalaciones de bancos calizos (esparitas con terrígenos) de 0,40-0,30 m. de espesor. Potencia total: 14-16 m.

Los niveles de facies Ammonítico Rosso han proporcionado una fauna

(1) Ammodiscidae, Larriidae, Trochamminidae, Fischerinidae, Nodosariidae, Ostrácodos, Aeoliaccus.

abundante de ammonites (Géneros: Hildoceras, Polyplectus, Mercaticeras, etc.) del Toarciense Medio.

Por encima del Toarciense Medio datado existen margocalizas grisáceas (micritas parcialmente cristalizadas y microesparitas) con sílex. Aunque no han proporcionado fauna pueden representar el Toarciense Superior-Aaleniese Inferior, presentes en otras series subbéticas con una litología parecida.

1.2.4 BAJOCIENSE-TITHONICO (J₂₂₋₃₃)

Se describen aquí una heterogenea sucesión de términos que desde el Aaleniese hasta el Tithónico inclusive desarrollan una potencia total de 120-150 m., el conjunto se encuentra muy replegado, por lo cual la evaluación exacta de su potencia se hace difícil.

La superposición, de abajo arriba, de los niveles de litología diferente se realiza así:

- a) Caliza compacta (esparitas, microesparitas y micritas con sílex), de color gris oscuro a negro con abundante sílex de color oscuro. Estratos de 20-40 cm. de espesor con sílex en forma de nódulos o de bancos continuos (a veces el espesor de los bancos de sílex iguala a los de caliza). No se han datado exactamente, aunque en conjunto su microfacies puede atribuirse a un Aaleniese. Potencia del paquete 30-35 m.
- b) Niveles de radiolaritas grises con pátina marrón, margas rojas y verdes y radiolaritas blancas y rojas (radiolaritas y micritas con radiolarios). Potencia: 60-70 m.
- c) Un conjunto de 30-50 m. de potencia compuesto por: 1) Bancos de microbrechas de Aptychus. Se trata de microbrechas poligénicas, con cantos de sílex, caliza margosa, margas y numerosos fragmentos de Aptychus, cementadas por micrita arcillosa. 2) Niveles de margas y margocalizas rojas con Aptychus (biomicritas y biomicritas arcillosas). 3) Nuevamente bancos de microbrechas de Aptychus y niveles de brechas y conglomerados con Belemnites. Los niveles de microbrecha de Aptychus son similares a los anteriores. Las brechas y conglomerados son así mismo poligénicas y heterométricas (diámetro de los cantos entre 2 mm. y 20 cm.) con cantos calizos, de sílex y margosos cementados por biomicritas.

No hay criterios paleontológicos para la datación de todos estos niveles y si se presume la existencia de Dogger y Malm es en razón de que se encuentran por encima del Lías Superior y bajo un Berriasiense datado.

1.2.5 BERRIASIENSE-HAUTERIVIENSE (C₁₁₋₁₃)

Margas y margocalizas blancas y grises piritosas, en algunos casos con nódulos de sílex. Esporádicos niveles de brechas intraformacionales.

Se trata de micritas, micritas arcillosas y biomicritas, bien estratificadas en bancos de 5-50 cm. Potencia total del orden de los 200 m.

El paso del Malm al Cretácico se hace por medio de unos niveles (15-17 m.) de calizas tableadas (micritas y biomicritas) con sílex rojo y *Aptychus*, con pequeñas intercalaciones (4-5 cm.) de margas verdes y rojas. Su microfauna (Tintínidos de los géneros *Tintonopsella* y *Calpionella*) permite atribuir ya estos niveles al Neocomiense (Berriasiense).

Con ellos entramos ya en franca sucesión Neocomiense, que desarrolla su potencia total en materiales de monótona litología: margas y margocalizas grises y blancas. Esta monotonía es rota esporádicamente por la presencia de niveles de *slumping* y brechas intraformacionales de litología parecida a los estratos que las contienen.

1.2.6 ALBIENSE-SANTONIENSE (C₁₆₋₂₄ y C₂₁₋₂₄)

El Valle del Río Fardes y sus subsidiarios ofrecen uno de los mejores cortes estratigráficos del Cretácico Superior que se conoce en todo el sector central de la Zona Subbética. Aquí desde el Albiense al Santoniense se desarrolla una potencia de más de 300 m. y comprende una sucesión litológica variada y de gran interés estratigráfico.

El carácter del conjunto y especialmente de su parte superior, puede ser calificado de brechoide y conglomerático ya que dichas litologías están representadas en mayor o menor proporción en todos sus tramos.

Los 200 m. inferiores, cuando la serie aparece más completa, son los de mayor homogeneidad litológica, ya que corresponden a una sucesión margosa y arcillosa uniforme, margas verde oscuro con yesos. Destacan en este conjunto intercalaciones espaciadas y discontinuas de conglomerados, en bancadas aisladas de 30-70 cm. de espesor, e intercalaciones de niveles calizos detríticos, a veces finamente estratificados, de arenisca y limolitas calcáreas, de calizas oolíticas y de microbrechas con abundante sílex. Los niveles de areniscas de grano grueso y las brechas con cantos de diámetro medio inferior a 0,5 cm., presentan a veces estructuras gradadas.

La suma de espesores de las intercalaciones detríticas en estas margas verdes inferiores, no supera en ningún caso el 15 por 100 de la potencia total.

En algunos puntos la riqueza en arcilla es tal que la roca es una argilita (masas de bentonitas).

Hacia arriba y sobre este potente paquete de margas verdes la serie

se hace mucho más rica en niveles de brechas y conglomerados, llegando a formar éstos en algunos puntos niveles de más de 5 m. de espesor. Aparecen también niveles de calizas con sílex entre las margas verdes yesíferas.

Los niveles de brecha y conglomerados de potencia variable y discontinuos se hacen realmente espectaculares; van desde el conglomerado de brecha de grano fino (diámetro de 0,5-3 cm.) hasta el conglomerado y brecha de cantos y bloques. Pueden calificarse de ruditas poligénicas con cantos de litología caliza variada: caliza gris, caliza oolítica, caliza con braquiópodos, sílex, rocas básicas y margas; cantos heterométricos que presentan un mayor redondeamiento en los tamaños grandes, diámetros superiores a 3 cm., y una mayor angulosidad en los granos de menor diámetro. El cemento, si existe, es calizo y la matriz de naturaleza arcillosa es similar a la de las margas verdes entre las que se desarrollan.

El conjunto se halla fuertemente plegado y distorsionado debido a estructuras de *slumping* y a la violenta tectónica posterior. Por razones relacionadas con su propia génesis la distribución vertical de los episodios brechoides es probablemente variable de unos puntos a otros, de tal manera que la aparición de los característicos niveles de brechas intercaladas entre los términos Cenomaniense a Santoniense no precisan una isócrona.

No obstante, en la cartografía se ha distinguido localmente C₂₁₋₂₄ allí donde el desarrollo de las brechas y conglomerados es mayor y donde su superposición al paquete margoso verde es más clara. En puntos donde el desarrollo de las brechas es menor se han dejado indiferenciados.

Es destacable el hecho de que estos materiales cretácicos contacten directamente con el Trías. El contacto parece ser tectónico, ya que de su naturaleza no se infiere la existencia de una discordancia del Albiense. La ausencia de series Barremienses y Aptienses podría explicarse por el carácter diapírico del Trías. Sin embargo, al NO. de la lámina de Trías que se extiende desde Cjo. Gallego a la Rambla de la Alcantarilla se sitúa un sinclinal de material muy semejante a los aquí descritos, cuya datación precisa no ha sido posible (1).

En el flanco N. del sinclinal estos materiales reposan sobre Neocomiense datado.

De esta forma caben dos posibilidades: Que los términos cretácicos del sinclinal aludido representen la sedimentación del Barremiense y/o Aptiense o que, por el contrario, sean también de edad Albiense, con la consiguiente existencia de un hiato.

En los muestreos efectuados al E. del Río Fardes se han conseguido

(1) Todas las muestras recogidas en esos niveles de margas arcillosas oscuras, con finas intercalaciones de calizas arenosas y limosas han resultado estériles.

la mayor parte de las precisiones cronológicas. Así, inmediatamente por encima del Triás del Atascadero se ha datado un Albiense (géneros: Hedbergella, Biticinella y Ticinella), con asociaciones de especies que precisan el Albiense Superior algo más al N. Así mismo se han obtenido fauna del Cenomaniense Superior (géneros: Hedbergella, Praeglobotruncana) y Coniaciense Superior-Santoniense Inferior (géneros: Marginotruncana y Globotruncana) en términos sucesivamente más altos.

La máxima frecuencia de brechas y conglomerados ocurre desde el Cenomaniense Superior hasta el Santoniense Inferior.

1.2.7 MAESTRICHTIENSE (C_{26}^1 y C_{26}^3)

Pertenece al Maestrichtiense unos 15-20 m. de margas irisadas (micritas arcillosas y arcillas) rojo oscuro y negras y 40-50 m. de margocalizas (biomicritas y micritas) salmón y rosas en la parte superior.

Los niveles de margas y argilitas irisadas rojo oscuro se apoyan en contacto normal sobre las margas verdes y conglomerados antes descritas, sin que se pueda descartar por ello la presencia de Campaniense a pesar de la ausencia de fauna característica. Los niveles altos de margocalizas salmón son extraordinariamente ricos en microfauna, con muchas asociaciones que caracterizan el Maestrichtiense Superior (Globotruncana stuarti, G. contusa, G. velascoensis, etc.).

Todavía en los niveles de transición a las argilitas irisadas se pueden recoger faunas del Maestrichtiense Superior; sin embargo, en niveles inferiores las faunas se hacen más escasas y frecuentemente rodadas.

Son estos términos los que atribuimos al Maestrichtiense Inferior, por su posición bajo el Maestrichtiense Superior bien datado y sobre los niveles Santonienses y quizá Campanienses.

1.2.8 PALEOCENO (T_1^A)

Está formado por calizas arenosas grises con niveles gradados e intercalaciones limosas con cantos calizos diseminados. Bien estratificados en bancos de 5-25 cm., su potencia es variable con un desarrollo máximo de 50-60 m.

Es de interés el resaltar la existencia de un nivel de conglomerado basal en esta formación. Dicho nivel conglomerático es de escaso espesor (menos de 2 m.), pero de bastante continuidad lateral.

La discordancia, subrayada por la presencia de conglomerado basal, es angular con diferencias entre los buzamientos medios de 30°; sin embargo, siempre se conserva por debajo de su superficie algo de Maestrichtiense.

Las calizas detríticas comprenden términos de Paleoceno Inferior, Medio y Superior, caracterizadas por la presencia constante de Microcodium y

microfaunas especialmente ricas del Paleoceno Superior: *Globorotalia pseudobulloide*, *G. Acuta*, *G. velascoensis*, *Ehrenbergi*, etc.

1.2.9 EOCENO Y OLIGOCENO (T_2^{Aa} , T_{2-2}^{Ab-Ac} , T_3^A)

La serie eocena-oligocena se asienta directamente sobre los términos de calizas detríticas del Paleoceno. Comporta una potente sucesión de margas arcillosas y margas de colores rosados y blancos con alternancias de niveles detríticos calcáreos de diversa naturaleza. La serie completa llega a alcanzar una potencia de 300-350 m.

Los 70-80 m. basales, presentan un carácter distintivo: presencia de alternancias rítmicas de niveles de naturaleza pelágica (material sedimentario autóctono) con niveles detríticos (material sedimentario alóctono). La observación atenta de los caracteres texturales y estructurales de los niveles detríticos permiten atribuirlo a sedimentos redepositados por corrientes de turbidez: turbiditas.

Entre los niveles detríticos se encuentran diferentes litologías:

- a) Conglomerados de cemento esparítico, con cantos constituidos por intraclastos y fauna alóctona, principalmente macroforaminíferos. Estos bancos, a veces cementados por esparita, adquieren espesores del orden del metro, mostrando una excelente granoclasificación.
- b) Areniscas calcáreas (intraesparita o intramicritas cuarzosas) mostrando «graded-bedding» y estructuras tales como laminación paralela o cruzada.
- c) Limos arcillosos y margas limosas, con porcentaje variable de carbonatos con escasos fósiles de régimen exclusivamente pelágico (globigerinas, globorotalias).

Los niveles pelágicos, de material sedimentario autóctono, son margo-calizas y pizarras sedimentarias con foraminíferos.

En la superficie de estratificación de los bancos y niveles detríticos pueden apreciarse abundantes marcas de base (*sole marks*), tales como turboglifos (*flute casts*), surcos (*groove casts*), calcos de empuje y de roce (*bruschs casts* y *bounce casts*) y estriaciones.

Las condiciones de observación no permiten ofrecer conclusiones seguras sobre la dirección y procedencia de las corrientes.

El total de los tramos detríticos no exceden en estos 70-80 m. basales del conjunto nummulítico del 40 por 100 de la potencia total acumulada.

Se han recogido microfaunas tanto en los niveles detríticos como en los pelágicos. En ambos casos se datan el Eoceno Inferior y el Medio según la altura a que se efectúa el muestreo; los géneros más frecuentes son: *Globorotalia*, *Nummulites*, *Assiina*, *Operculina*, etc.

Más arriba la serie se hace progresivamente arcillosa, llegando a desaparecer inclusive los niveles de ruditas fosilíferas gradadas. Los episodios detríticos se reduce a delgados niveles de areniscas y limolitas calcáreas con laminación paralela. El porcentaje de material clástico respecto de la potencia total desciende hasta el 5-10 por 100.

Esta formación arcillosa y margosa, con su característico color rojo salmón, es fácilmente diferenciable de los niveles turbidíticos inferiores. La fauna encontrada en ella permite datar hacia la base un Eoceno Medio (faunas de *Globorotalia bullbrookii*, *G. spinulosa*, *Hantkenina s.p.*, etc.).

En la parte más alta, sin cambio apreciable en la litología, se ha podido datar el Eoceno Superior (microfauna de *Hantkenina alabanensis*, *Globorotalia corroazulensis*, *Globigerina linaperta*, etc.).

Numerosos pliegues disarmónicos, a veces *slumping*, distorsionan la geometría de estos materiales y hacen difícil la evaluación exacta de la potencia.

En los últimos 30 m. de la sucesión Paleógena que describimos, vuelven a existir elementos detríticos calcáreos similares a los ya descritos en el Eoceno Inferior, aparecen de nuevo las estructuras gradadas en los estratos detríticos gruesos, junto con el cortejo de las estructuras características de las turbiditas.

La microfauna encontrada en estos episodios turbidíticos permiten datarlos como pertenecientes a un Oligoceno probablemente inferior (*Anphistegina*, *Nephrolepidina*, *Globigerina*, *Globigerinita*, etc.).

La frecuencia y concentración de turbiditas en esta potente sucesión paleógena permite encuadrarla dentro de una facies *Flysch* de naturaleza calizo-arcillosa. Este tipo de tectofacies es ya conocido, para términos de igual edad, en diversos puntos de la Zona Subbética (M. C. COMAS, 1968).

1.3 NEOGENO-CUATERNARIO

Los materiales neógeno-cuaternarios ocupan una gran extensión superficial en la región incluida en esta Hoja. De una parte tenemos los materiales de relleno de la Depresión de Guadix-Baza, que comprenden términos de edad Mioceno-Plioceno y Pleistoceno. Por otra parte tenemos las formaciones recientes (Holoceno) que se distribuyen de una manera desigual en el conjunto de la Hoja.

1.3.1 MATERIALES DE RELLENO DE LA DEPRESION DE GUADIX-BAZA

Se pueden diferenciar, en ellos, varios conjuntos con características estratigráficas definidas y que corresponden a edades diferentes:

1. *Mioceno*.—Aflora muy localmente, al N. de Fonelas y al N. de Gor.

En su conjunto se trata de facies marinas, con buzamiento medio de 30° debido a plegamiento o basculamiento.

2. *Plioceno-Pleistoceno*.—Afloran muy extensamente y se disponen, sus materiales, subhorizontales y discordantes sobre términos de diferentes edades. En ellos se pueden diferenciar varias unidades litoestratigráficas que se relacionan entre sí por cambios laterales de facies. A grandes rasgos se pueden distinguir dos formaciones, una de características detríticas y origen fluvial (*Formación de Guadix*) y otra parcial o totalmente carbonatada, de origen lacustre (*Formación de Gorafe-Huélago*).
3. *Nivel de colmatación de la cuenca*.—Ocupa una gran extensión superficial y se trata de un nivel estratigráfico y geomorfológico bastante característico.

1.3.1.1 Mioceno

Los materiales del Mioceno ocupan, en cartografía, dentro de esta Hoja, una extensión muy reducida. En parte esto se debe a que quedan cubiertos por materiales más modernos y, por otra parte, a la erosión postmiocena, de la que hay pruebas evidentes que lo ha erosionado en amplios sectores.

Dos afloramientos diferentes se pueden marcar para los materiales miocénicos; uno al N. de Fonelas, con términos desde el Aquitaniense al Tortonense, y otro al N. de Gor, atribuido al Mioceno Superior. No se tienen criterios para establecer la correlación entre ellos.

1.3.1.1.1 *Aquitaniense-Tortonense* (T₁₋₁₁^{Ba-Bc})

Aflora en ambas márgenes del río Fardes, al N. de Fonelas, al S. y SE. del macizo del Mencal. Se trata de margas y margocalizas blancas en superficie, grises en corte fresco, que hacia la parte superior presentan intercalaciones de areniscas bioclásticas de cemento carbonatado.

Las margas presentan una abundante fauna de foraminíferos planctónicos, cuya datación específica (ver informe y fichas paleontológicas) permite datar el Aquitaniense y Burdigaliense, en la parte basal, y el Tortonense, en la parte superior.

Las areniscas bioclásticas, presentan una trama constituida por fragmentos de briozoos, lamelibranquios, equínidos, etc., junto con material detrítico. El cemento es carbonatado.

La potencia de estos materiales, dado su predominio margoso, es difícil de medir; no obstante, se puede estimar que es superior a los 200 metros. Su génesis hay que ligarla a un medio marino pelágico, inicialmente, que de modo progresivo va pasando a marino somero, próximo a costas.

1.3.1.1.2 *Tortonense* (T_{11}^{Bc})

Sólo aparece en unos pequeños afloramientos, al norte de Fonelas, y al sur del afloramiento de los materiales anteriores. Se trata de areniscas bioclásticas con cemento calizo y calizas organógenas, subhorizontales, que descansa discordantemente sobre los materiales anteriores (T_{1-11}^{Ba-Bc}). La trama la constituyen lamelibranquios, briozoos, *Balanus*, equínidos y algunos foraminíferos, que indican una sedimentación marina, somera y posiblemente próxima a costas. Localmente presenta características pararrecifales, con dominio de algas y corales.

Su edad se atribuye al Tortonense, sin argumentos paleontológicos propios, dada su similitud de facies con los términos inferiores, intercalados en margas datadas como de edad Tortonense.

1.3.1.1.3 *Mioceno de Gor* (T_1^{Bc})

En ambas márgenes del río Gor, al norte del pueblo del mismo nombre, afloran unos materiales constituidos por limos y margas con abundantes yesos. En estos afloramientos se observan importantes deslizamientos de ladera, recientes, y además están intensamente cultivados; todo ello contribuye a que las condiciones de observación sean muy deficientes.

Se han lavado varias muestras para buscar fauna, con resultados negativos, ya que cuando existe está muy mal conservada. La datación de los materiales se realiza de acuerdo con los datos que COLOM (1951) publica referentes a este mismo afloramiento. COLOM (1951) describe una fauna de Discoastéridos, Cocolitos y Ostrácodos, junto con fauna de foraminíferos rodados, y lo data, con grandes reservas, como Mioceno Superior.

1.3.1.2 **Plioceno-Pleistoceno**

Comprenden varias unidades litoestratigráficas, que en su conjunto subhorizontales y discordantes sobre materiales de edades diferentes, tanto de la Zona Subbética como de la Bética y del Mioceno.

Dichas unidades equivalen lateralmente entre sí por cambios laterales de facies, visibles en muchos cortes y que gráficamente quedan representados en el esquema del borde del mapa.

Estos materiales han sido incluidos (VERA, 1970b) en dos formaciones: *Formación de Guadix*, detrítica, de depósito fluvial, y *Formación de Gorafe-Huélago*, carbonatada, de origen lacustre.

En el mapa se han diferenciado cinco unidades litoestratigráficas, cuya equivalencia y relación con las citadas formaciones es:

Dos unidades ($T_2^B-Q_1cg$) y ($T_2^B-Q_1c$) corresponden a la *Formación de Go-*

rafe-Huélago, la primera constituida por margas, calizas y niveles de conglomerados, y la segunda exclusivamente por calizas.

Otras dos unidades corresponden a la *Formación de Guadix*. La $(T_2^B-Q_1s)$ es la parte de la *Formación de Guadix* donde dominan los materiales detríticos gruesos y medios, mientras que la $(T_2^B-Q_1)$ es aquella donde dominan las lutitas.

La otra unidad (Q_{1RW}), de escasa potencia, pero gran importancia cronoestratigráfica, es la correspondiente al nivel del yacimiento de la Solana de Zamborino. Este nivel tiene una litología y génesis similar a la *Formación de Gorafe-Huélago*, pero no tiene continuidad cartográfica con la misma, por lo que se la considera como el nivel más alto de la *Formación de Guadix*.

1.3.1.2.1 *Formación de Gorafe-Huélago* ($T_2^B-Q_1cg$ y $T_2^B-Q_1c$)

Aflora en el sector NO. de la Hoja, y está constituida por calizas, margas y niveles de conglomerados. En conjunto presenta un color blanco, lo que la diferencia en el paisaje de la *Formación de Guadix*.

Los mejores cortes, para observar esta formación, los ofrecen la margen izquierda del río Gor, al N. de Gorafe; la Mesa de Bacre y ambas márgenes del río Fardes, al N. de Fonelas.

Se han diferenciado en cartografía dos términos, constituidos por: $T_2^B-Q_1cg$, margas, calizas y conglomerados, y $T_2^B-Q_1c$, por calizas exclusivamente. La relación entre ellos en corte es que el segundo descansa concordante sobre el primero. A escala regional se observa que entre ellos hay cambio lateral de facies, y que ambos, a su vez, cambian lateralmente de facies a la *Formación de Guadix*. La superficie de separación entre las unidades litoestratigráficas es oblicua a las isócronas (ver esquema marginal de la Hoja).

1.3.1.2.1.1 Margas y conglomerados ($T_2^B-Q_1cg$)

Litológicamente está constituido por margas blancas o rosadas, en las que se intercalan bancos potentes (2-3 m.) de conglomerados.

Los conglomerados están constituidos por cantos muy redondeados de calizas, entre los que dominan los de calizas organógenas (de nummulites), lo que indica una procedencia de los mismos desde los materiales subbéticos. La base de los estratos es muy irregular, característica de un contacto erosivo. El cemento de los conglomerados es carbonatado.

Las margas localmente presentan intercalaciones de yesos y de areniscas de cemento calizo. Igualmente presentan niveles de calizas, similares a las que constituyen el tramo superior.

Fuera de la Hoja, pero muy cerca del límite N. de la misma, se encuentran intercalaciones carbonosas en la secuencia de margas y calizas (VERA, 1970b).

Todas estas características indican un medio de depósito lacustre, lo que concuerda perfectamente con la disposición de los materiales a escala regional (VERA, 1970b), ya que están rodeados en todas direcciones por sedimentos fluviales. Se trata, por tanto, de una antigua cuenca endorreica.

La potencia de los materiales es variable, puesto que cubren un relieve anterior, pero en general es superior a los 100 m.

1.3.1.2.1.2 Calizas ($T_2^B-Q_{1c}$)

Es el miembro superior de esta formación; su relación con el inferior, así como la de ambos con la *Formación de Guadix*, ha sido explicada anteriormente.

Está constituido por calizas blancas y amarillentas, con abundantes gasterópodos, caráceas, y localmente restos de vertebrados (incrustaciones calcáreas de huesos). Las calizas en parte están dolomitizadas (15 por 100 de dolomita); su textura es micrítica. Hacia el Oeste presentan intercalaciones de margocalizas.

La potencia es de 30 a 40 m., aumentando ligeramente hacia el Oeste. En el relieve destacan de una manera notable por su mayor resistencia a la erosión, lo que trae consigo que formen paredes verticales, al contrario que los demás materiales de estas formaciones, en los que el relieve dominante es de frecuentes y numerosos abarrancamientos.

1.3.1.2.1.3 Edad de la Formación de Gorafe-Huélogo

No se tienen criterios paleontológicos, dentro de la Hoja, que permitan la datación de esta Formación. Por el contrario, se disponen de dataciones correspondientes a estos materiales en puntos muy cercanos al borde norte de la Hoja. Dichos datos (CASAS, PEÑA y VERA, 1972) permiten datar el Plioceno Superior, en materiales de esta formación, y cerca del cambio de facies de la misma a la *Formación de Guadix*.

Por otra parte, se ha indicado que esta Formación se presenta discordante sobre materiales del Tortoniense.

Igualmente se conoce que la *Formación de Guadix* equivale con ésta mediante cambio lateral de facies, por lo que la datación de la Formación de Guadix, como Plioceno-Pleistoceno (CASAS, PEÑA y VERA, 1972) puede hacerse también para la *Formación de Gorafe-Huélogo*.

No se descarta, aun cuando no parece ni tan siquiera probable, que el Mioceno terminal esté comprendido en el muro de estos materiales.

1.3.1.2.2 Formación de Guadix

Aflora en gran extensión en la Hoja y destacan fuertemente en el relieve por su morfología en «bad lands», con infinidad de pequeños barrancos que desembocan en ramblas secas durante la mayor parte del año.

Está constituida por materiales detríticos, en los que se intercalan, muy localmente, niveles carbonatados. Los conglomerados y arenas presentan en el muro de sus estratos formas muy irregulares y frecuentes paleocanales. La estratificación cruzada en estos materiales indican paleocorrientes dominantes hacia el N. Todos estos datos marcan un régimen de depósito fluvial.

Se han diferenciado tres términos en esta formación: uno constituido por conglomerados y arenas ($T_2^B-Q_1s$), otros por lutitas ($T_2^B-Q_1$) y otros por limos y calizas (Q_{1RW}), como litologías dominantes en cada caso. El último de estos términos (Q_{1RW}) es el correspondiente al yacimiento de la Solana de Zamborino, y constituye el nivel superior de la formación, en el sector centro-meridional de la Hoja. Los otros dos términos equivalen entre sí por cambios laterales de facies (ver esquema marginal de la Hoja).

1.3.1.2.2.1 Tramo de conglomerados y arenas ($T_2^B-Q_1s$)

Aflora en la parte meridional y oriental de la Hoja y está constituido por una alternancia rítmica de conglomerados, arenas y menos frecuentemente, lutitas. Los conglomerados dominan hacia el Sur, mientras que las lutitas son cada vez más abundantes hacia el Norte; las arenas son siempre abundantes.

Entre los componentes de los conglomerados y las arenas dominan los fragmentos de rocas metamórficas, procedentes de la Sierra de Baza y Sierra Nevada. Igualmente son abundantes los fragmentos de rocas carbonatadas del Complejo Alpujárride. En muchos bancos, en especial hacia la parte alta de la serie, hay cemento carbonatado.

Buenos cortes de estos materiales presentan ambas márgenes del río Gor, al N. de los afloramientos del Complejo Alpujárride, así como las diversas ramblas que surcan la región de Norte a Sur.

En puntos muy localizados, como por ejemplo en la aldea abandonada de San Torcuato, se observan intercalaciones carbonatadas, de tipo lacustre, cuya continuidad con el gran afloramiento de la Formación de Gorafe-Huélago no está comprobada, ya que cartográficamente no la hay.

La potencia de este tramo es muy variable, ya que hacia los bordes disminuye hasta desaparecer, mientras que hacia el centro de la cuenca alcanza los 250 m. visibles.

1.3.1.2.2.2 Tramo de lutitas ($T_2^B Q_1$)

De una manera gradual, hacia el Noroeste, las lutitas llegan a dominar en la *Formación de Guadix*. En el mapa se ha marcado una transición de facies basada en numerosas observaciones sobre el campo y estimación de la abundancia relativa de las lutitas. Se ha considerado este tramo cuando más del 50 por 100 de los materiales corresponden a lutitas. En fotografía aérea el contacto se marca por una diferencia en el entramado del relieve de «bad-lands».

Esta transición de facies se puede observar en las márgenes de cualquiera de las ramblas de dirección aproximada N-S. que surcan la región.

La litología más característica es de lutitas, en las que dominan los limos, en bancos gruesos y con intercalaciones de arenas y conglomerados. Estos materiales detríticos gruesos se presentan bien formando paleocanales, bien como bancos continuos con la base de los mismos muy irregular.

La potencia máxima visible es de 300 metros, sin que se observe el muro. Por datos geológicos regionales, de geofísica y sondeos se puede afirmar que supera los 500 metros.

1.3.1.2.2.3 Nivel de la Solana de Zamborino (Q_{1RW})

Como se ha indicado anteriormente, es un nivel de facies semejante a la *Formación de Gorafe-Huélago*, pero que se incluye como un miembro superior de la *Formación de Guadix*, por no presentar continuidad cartográfica con la primera formación y no presentar, tampoco, magnitud suficiente como para poder definir con él una nueva formación.

La potencia del mismo es de 10 m., y varía de unos puntos a otros. A su vez, el término más alto (el nivel de colmatación de la cuenca) lo corta oblicuamente.

Está constituido por limos grises coronados por un banco de calizas blancas. En este nivel, en la localidad de la Solana de Zamborino se ha localizado y estudiado un yacimiento (BOTELLA, PORTA y VERA, 1972) de un extraordinario valor. Se trata de una acumulación masiva de restos de vertebrados (*Equus*, *Bos*, *Elephas*, *Cervus*, *Megaceros*, *Sus*, etc.) cuya determinación específica permite datar un Riss-Würm. En el mismo nivel se han localizado útiles de sílex y cuarcitas talladas, que corresponden a una población Acheulense. No se han encontrado, por el momento, restos humanos fósiles.

Se trata de un nivel claramente estratificado, sin que pueda tan siquiera admitirse la posibilidad de tratarse del relleno de una cueva, lo que permite dar unas grandes precisiones cronoestratigráficas, que modifican sensiblemente las atribuidas anteriormente (AGUIRRE, 1963; FALLOT, FAUREMURET y FONTBOTE, 1967; VERA, 1970 a y b).

1.3.1.2.2.4 Edad de la Formación de Guadix

Con los datos citados para el nivel de la Solana de Zamborino, queda marcada la presencia de un Pleistoceno alto (Riss-Würm) en el techo de la *Formación de Guadix*.

Una datación de vertebrados realizada fuera de la Hoja, en las proximidades de Huélago, en un nivel de 40 m. más bajo que el yacimiento, permite marcar un Pleistoceno Medio bajo o un Pleistoceno Inferior alto.

Por otra parte, las dataciones de la *Formación de Gorafe-Huélago* como del Plioceno, dado que hay cambio lateral entre las dos formaciones, son válidas para la *Formación de Guadix*.

Por tanto, se puede concluir que la edad de esta formación es Plioceno-Pleistoceno. No se puede descartar, aunque no hay ningún argumento a favor, que el Mioceno terminal esté representado en la base de esta formación.

1.3.1.2.3 Relación entre las dos formaciones

Se ha insistido en la relación geométrica entre las dos formaciones, en el sentido de que se trata de un cambio lateral de facies.

La geometría de este cambio es muy irregular, como se representa en el esquema marginal de la Hoja. No obstante, se puede decir que la tendencia general es a ser oblicuo a la estratificación y con desplazamiento hacia el N. a medida que se asciende en la serie estratigráfica.

La interpretación genética de conjunto, de estas dos formaciones, es de un régimen de depósito fluvial que hacia el noroeste pasa a régimen lacustre. La extensión del lago, así como su localización, cambia a lo largo del tiempo (VERA, 1970b), con tendencia a reducirse.

Las intercalaciones de niveles calizos en la *Formación de Guadix* se pueden interpretar como episodios de mayor extensión del lago, si se admite una continuidad de estos niveles con la *Formación de Gorafe-Huélago*, no visible. De este modo el nivel de la Solana de Zamborino correspondería a la etapa final del lago, donde alcanzaría una extensión excepcionalmente grande. Otra interpretación posible es que estas intercalaciones sean debidas a la existencia de lagunas pequeñas marginales al lago y sin comunicación con el mismo.

1.3.1.3 Nivel de Colmatación de la cuenca (Q₁₋₂G)

Ligeramente discordante sobre los materiales del Plioceno-Pleistoceno se localiza el nivel más alto de cuantos constituyen el relleno continuo de la depresión, y, por tanto, anterior al encajamiento de la red fluvial actual.

Litológicamente está constituido por un conglomerado de cantos de rocas metamórficas hacia el centro y sur de la Hoja, y de cantos de calizas hacia el norte. La matriz es arcillosa rojiza y el cemento, cuando existe, carbonatado. Presenta intercalaciones muy irregulares de lutitas, que puede ser interpretadas como paleosuelos, y de arenas.

Hacia la parte superior presenta abundantes costras calizas, en el techo de los estratos.

La potencia es muy variable; hacia los bordes aumenta de una manera notable, al pasar a depósitos de pie de monte y hacia el interior llegar a reducirse a potencias inferiores al metro. Como potencia media se puede estimar 5 m. Su origen es claramente fluvial.

Geomorfológicamente es un nivel muy característico, ya que sobre estos materiales está labrado un glacis de erosión de grandes dimensiones.

La edad de estos materiales es posterior al Riss-Würm de acuerdo con la datación de los materiales infrayacentes. No hay argumentos para incluirla en el Pleistoceno terminal o en el Holoceno Inferior.

1.3.2 HOLOCENO

En este título general se incluyen todos los términos cuya génesis es posterior a la erosión (y por tanto al depósito) del nivel de colmatación de la cuenca.

Son depósitos más bajos topográficamente que el citado nivel, y localizados en relación con ríos y ramblas actuales. También se incluyen aquellos materiales discordantes sobre el nivel de colmatación, tales como conos de deyección actuales o recientes. Por último, se incluyen, sin que se tengan pruebas de su edad relativa, los materiales modernos que descansan discordantemente sobre los materiales béticos de la Sierra de Baza y subbéticos de el Mencal.

1.3.2.1 Depósitos aluviales (Q₂AL)

Constituyen terrazas fluviales ligadas a los ríos actuales. En algunos casos se pueden diferenciar hasta tres niveles de terrazas. Litológicamente están constituidos por conglomerados, arenas y lutitas, en los que la forma de la estratificación es muy irregular.

1.3.2.2 Depósitos de ramblas (Q₂R)

Son los que forman el relleno de las ramblas actuales. En ellos domina la fracción detrítica gruesa, aunque estén representadas también de modo abundante las fracciones detrítica fina y media.

En el depósito de las ramblas actuales se han puesto de manifiesto la

formación actual de cantos de arcilla armados («armored clay balls») cuyo origen ha sido explicado (VERA, VILLENA y RIBA, 1970) para ejemplos procedentes de esta Hoja.

1.3.2.3 Conos de deyección (Q₂Cd)

Se refiere, este término, exclusivamente a los conos actuales o sub-actuales, superiores morfológicamente, por tanto más modernos, al nivel de colmatación de la cuenca. Se desarrollan en los bordes de la Sierra de Baza.

Su litología es de bloques, cantos, con cemento carbonatado. En los cantos y bloques las litologías dominantes son las de los relieves inmediatamente cercanos. Presentan costras calizas.

1.3.2.4 Glacis (Q₂G)

Se diferencian, con este término, las superficies morfológicas de tipo glacis de erosión, labradas sobre materiales del Plioceno-Pleistoceno, y topográficamente más bajas que el glacis que coincide con el nivel de colmatación de la cuenca.

Litológicamente corresponde a una capa muy delgada de cantos con matriz arcillosa.

1.3.2.5 Costras calizas y bloques (Q₂K)

Aparecen de un modo irregular en la Sierra de Baza, aunque en general sobre contactos de filitas y calizas.

Están constituidos por bloques calizo-dolomíticos con cemento calizo y matriz arcillosa. Unos buenos ejemplos de estos materiales los tenemos en la vertiente sur del río Baul, en las proximidades de los cortijos de Carrasca y Piedras Rodadas.

1.3.2.6 Derrubios de ladera (Q₂L)

Se distribuyen de una manera desigual y están constituidos por fragmentos de rocas, de la misma litología de aquellas sobre las cuales se desarrollan. En la mayoría de los casos se puede saber la naturaleza de los materiales infrayacentes.

2 TECTONICA

2.1 ZONA BÉTICA

En el sector delimitado por la Hoja que se trata, aparecen representados dos de los complejos en que se subdivide la Zona Bética: Complejo Nevado-Filábride y Complejo Alpujárride.

2.1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Dentro del complejo Nevado-Filábride, no se tienen, por el momento, criterios para subdividirlo en unidades. Bien es cierto que al S., en Sierra Nevada, y al E., en la Sierra de Los Filabres, algunos autores han puesto de manifiesto la existencia de varias unidades tectónicas superpuestas, basándose en criterios petrológicos y tectónicos. Sin embargo, en el área en que afloran estos materiales dentro de la Hoja, el estudio petrológico realizado no revela criterios suficientes como para hacer una subdivisión clara en unidades tectónicas diferentes.

A esta indeterminación se añade la existencia del tramo de mármoles conglomeráticos, discordantes sobre el resto, que hacen pensar más bien en un conjunto constituido por un zócalo y su cobertera, netamente diferenciables, que en dos unidades tectónicas.

2.1.1.1 Estructura interna

Los Nevado-Filábrides afloran a lo largo del cauce del río Gor, entre Las Juntas y Gor, cuyo cauce se excava aproximadamente por el núcleo de un antiformal, complicado por numerosas fallas en su borde.

En el sector oriental se trata, claramente, de un anticlinal de dirección aproximada E.-O., con un brusco hundimiento del eje hacia el E., que hace pensar en una interferencia de pliegues de distinta dirección.

En cambio, en el sector occidental, la estructura se tuerce más hacia el N. y la dirección del flanco septentrional llega a hacerse en algunos puntos casi N.-S. Por otra parte, el correspondiente flanco S. (aquí ya más bien flanco SO.) no se llega a observar, al estar cortado por una falla que pone en contacto lateral Alpujárrides y Nevado-Filábrides. En este caso se piensa también en que existe una interferencia de deformaciones que provocan un ensanchamiento de la estructura, con la consiguiente dispersión de las direcciones de esquistosidad y estratificación.

Las fases de deformación que dan lugar a estas estructuras son relativamente suaves y corresponden con seguridad a las últimas fases del ciclo alpino. En el sector oriental la deformación predominante es la de dirección E.-O., aunque en algunos puntos se observa un ligero alabeamiento de los flancos, que da ejes que varían de N.-S. a N. 20° O. Sin embargo, en el sector occidental predomina la estructura de esta última dirección. Decidir sobre cuál de las dos deformaciones es anterior y cuál posterior es prácticamente imposible en este momento. No obstante, y sólo a título de hipótesis, se piensa que el pliegue de dirección aproximada E.-O. podría corresponder a la fase de pliegues de gran envergadura, que da lugar al levantamiento de la Sierra Nevada y, por ende, el de dirección N. 0°-20° O. anterior

a él. A este respecto hay divergencias entre los distintos autores en lo que se refiere a la edad relativa de las fases de direcciones equivalentes a éstas.

Independientemente de estas macroestructuras de escala cartográfica, se observa que los micasquistos de este complejo, especialmente los de la Formación Inferior, están ampliamente afectados por otras fases de deformación, sin duda anteriores a las citadas, que dan lugar a los micropliegues, linearidades y esquistosidad que se observan.

Una sistematización de todas estas estructuras, ligándolas en el tiempo, sólo es posible mediante un análisis estadístico de medidas. Sin embargo, las observaciones puntuales realizadas permiten dar una aproximación al respecto.

De esta forma se observa que existen, al menos, dos esquistosidades, una primera (S_1), que puede ser idéntica a la estratificación (S_0), afectada por pliegues isoclinales muy apretados de dirección N. 80°-90° E., que desarrollan una nueva esquistosidad (S_2), que es más patente, y la que se observa normalmente en el campo. Es la esquistosidad que denominamos principal.

Esta esquistosidad S_2 es, a su vez, afectada por otra (S_3), discontinua y mucho más espaciada, asociada con frecuencia a una crenulación y una linearidad de intersección con la S_2 .

Los pliegues de la F_2 son difíciles de observar en el campo y solo de modo excepcional se manifiestan en las cuarcitas, donde a veces se llegan a ver las charnelas.

En la Formación Superior los únicos pliegues observables se sitúan en los mármoles. La mayor parte de estos pliegues, dadas sus características geométricas y sus relaciones con los bancos no plegados y los bancos de brechas, se han interpretado como pliegues de *slumping*; pero existen, claramente, otros pliegues, de mucha menor envergadura, que son visibles especialmente en los mármoles fajeados, que deben pertenecer probablemente a la fase F_2 . Son, en general, pliegues isoclinales extraordinariamente agudos, cuya superficie axial coincide con la estratificación. Dado que la estratificación de los mármoles es prácticamente paralela a la S_2 de los micasquistos inferiores y a la esquistosidad observable en los micasquistos intercalados dentro de la formación carbonatada, se supone que dichos pliegues, dado su estilo, son producto de la F_2 , así como la esquistosidad de las intercalaciones de micasquistos.

2.1.1.2 El contacto del Complejo Nevado-Filábride con el Alpujarride

Se ha dicho con anterioridad que este contacto es un contacto por manto de corrimiento y, por tanto, los materiales nevado-filábrides afloran en ventana tectónica.

En este contacto se observan frecuentes laminaciones tectónicas. No siempre se realiza a nivel de los mármoles, sino que en varios puntos se observan filitas alpujarrides directamente sobre los micasquistos, incluso de la formación inferior. Por tanto, si esta superficie de corrimiento es oblicua a la S_2 , hay que admitir que los corrimientos son de una fase posterior a la F_2 .

Se podría, no obstante, invocar fenómenos de deslizamiento gravitatorios posteriores a la colocación de los mantos, fenómenos cuya existencia está fuera de dudas en este área, pero parece difícil explicar la desaparición de un importante espesor de materiales por tal tipo de procesos.

Este contacto, por otra parte, aparece plegado en dos direcciones, anteriormente descritas (E.-O. y N. 0° - 20° O.), lo que lleva a la conclusión de que la colocación de los mantos es posterior a la F_2 y anterior a las fases que dan estos pliegues.

Además existen fallas que lo afectan, inversas y normales. Estas últimas pertenecen a un juego bastante bien representado en este área y se insistirá posteriormente en ellas. Entre las fallas inversas cabe destacar una que afecta al flanco N. Es de poca envergadura y se pierde lateralmente en menos de 1 Km. Su salto es pequeño y la componencia vertical no sobrepasa los 20 m. La vergencia es al S. Dada su dirección, N. 80° E., cabe la posibilidad de que sea de la misma fase que da lugar a los pliegues E.-O., antes mencionados, o bien teniendo en cuenta su vergencia, a una fase de pliegues vergentes al S., que después de analizará.

2.1.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

En este complejo se distinguen cuatro mantos tectónicamente superpuestos, que son, según el orden de colocación, de más alto a más bajo:

Manto de Hernán Valle.

Manto de Los Blanquizares.

Manto de Quintana.

Manto de Santa Bárbara.

Las principales diferencias entre ellos, que permiten una distinción, han sido consideradas en el capítulo de Estratigrafía.

La distribución areal de cada uno de ellos es diferente, como cabría de esperar de su posición tectónica, pero además, se le une el hecho de que lateralmente se llegan a perder especialmente los dos inferiores. Esto da lugar a una extraña disposición cartográfica de los mantos, que no aparecen alineados siguiendo aproximadamente las direcciones de la cadena, como comúnmente ocurre, sino distribuidos de forma muy irregular (ver esquema tectónico en el borde de la Hoja).

2.1.2.1 Manto de Santa Bárbara

Este manto está representado sobre todo en el sector central del área ocupada por los materiales de la Zona Bética. Su característica más acusada es la gran potencia de sus dos formaciones, muy especialmente la carbonatada, que, sin duda, es un importante control del tipo y grado de deformación a que es sometida durante las distintas fases.

2.1.2.1.1 Estructura interna

A grandes rasgos, la estructura de este manto es prácticamente homoclinal, con ligeros monoclinales y terrazas estructurales, salvo en dos o tres puntos en los que la estructura se complica y tiene un especial interés. Tal ocurre en el curso alto del río Gor, al O. de los Pulidos, donde una falla inversa afecta a los tramos inferiores de la serie. Esta falla inversa, de superficie muy tendida, de dirección prácticamente E.-O. y buzamiento hacia el S., está limitada por dos fallas normales (?), una de dirección aproximada N.-S., que la limita por el O. y que hunde el bloque oriental, y otra de dirección N. 20° E., de actuación más problemática, y que probablemente tenga una componente horizontal importante y además hunda algo el bloque E. El hecho es que no se observa la continuación de la falla inversa hacia el E. Ello se podría explicar porque a este nivel ya pondría en contacto materiales del mismo tramo, haciendo imposible su diferenciación. Resultaría difícil de explicar una desaparición brusca de una falla inversa, que llega a alcanzar un salto en la vertical de unos 200 m. Por otra parte, si esta falla inversa es cortada por la superficie de corrimiento de la unidad inmediatamente superior, tal como parece deducirse de la cartografía, se ha de concluir que dicha estructura es anterior, al menos, a la colocación actual de los mantos. Esto abre el camino a admitir la hipótesis de la existencia de más de una fase de corrimiento.

Por otra parte, el bloque levantado de dicha falla inversa está afectado por intensos repliegues, todos vergentes al N. y con una dirección N. 80°-90° E.

Otra estructura que merece especial atención es la que existe 1.500 m. al NNE. de Picón de Gor, donde se observa un anticlinal tumbado, vergente al N., seguido del correspondiente sinclinal, con una dirección del eje N. 90°-100° E. y horizontal o suavemente inclinado al O. Estos pliegues afectan a los tramos 7, 8 y, probablemente, al 9, y están afectados especialmente en el contacto entre el 7 y el 8 por fenómenos de despegue. La geometría de estos pliegues es muy similar a los asociados a la falla inversa antes descrita. Se trata de pliegues de decamétricos a hectométricos con

una relación cuerda/flecha igual o ligeramente inferior a 1. La superficie axial es prácticamente horizontal.

Otra estructura de especial mención es la falla inversa que aparece en el borde oriental de la Hoja, afectando a los tramos altos de esta unidad. Su dirección es N. 0°-15° E. y el buzamiento 35°-40° hacia el O. Su significado, por el momento permanece desconocido.

Por otra parte cabe señalar la existencia de numerosos pliegues de arrastre, localizados en niveles margocalizos intercalados en dolomías o calizas compactas, irregularmente distribuidos en la serie, que a veces desarrollan una esquistosidad de plano axial muy discontinua y espaciada. La dirección de estos pliegues es N. 75°-80° E., aunque se lleguen a medir algunos de N. 95°-100° E. Todos los observados son vergentes al N.

2.1.2.1.2 *El contacto Santa Bárbara-Nevado-Filábrides*

Ya se ha analizado anteriormente. Ahora sólo cabe señalar que este contacto siempre se hace a nivel de las filitas que rodean la ventana excepto en su borde O., que está limitado por una importante zona de fallas, de las que en cartografía sólo hay representadas dos, lo que hace dudar si las filitas que afloran son o no de este manto.

Por otra parte hay que remarcar que las filitas están implicadas en la falla inversa que afecta a los Nevado-Filábrides en el flanco N. de la ventana anteriormente descrita.

2.1.2.1.3 *El contacto Formación Detritica-Formación Carbonatada*

Este contacto, en todos los puntos en que se observa está muy tectonizado, abundando las brechas y milonitas. Es evidente, en algunos puntos, especialmente al N. de Las Juntas, que falta un espesor considerable del tramo inferior de la formación carbonatada, llegando incluso a ponerse en contacto las filitas con las dolomías del tramo 3. En estos casos, salvo aquéllos en que el contacto está simplemente retocado por fallas normales, hay que admitir la existencia de fenómenos de cepillamiento basal, repetidamente invocados por FALLOT y SOLE-SABARIS (1946 y 1954) en sus trabajos en este área, aunque, probablemente, no tan generalizados ni de tanta envergadura como ellos proponen.

2.1.2.1.4 *El contacto Manto de Santa Bárbara-Manto de Quintana*

Este es un contacto por manto de corrimiento, especialmente significativo desde el punto de vista tectónico. En efecto, aparte de las fallas normales que lo afectan, cabe destacar tres hechos notables:

A) La superficie de corrimiento está plegada.

- B) Su relación con el manto de Santa Bárbara es tal que la corta oblicuamente, de manera que, conforme se va hacia el S., el espesor de la unidad disminuye.

Fuera ya de la Hoja, en la Hoja de Fiñana, al SO. de ésta, existe una zona en la que desaparece totalmente la formación carbonatada y sólo queda parte de la formación de filitas entre los Nevado-Filábrides y la Unidad de Quintana.

- C) Las estructuras vergentes al N. observables en el Manto de Santa Bárbara, son truncadas por esta superficie de corrimiento.

Estos hechos llevan a concluir:

- 1) Que posteriormente al emplazamiento de los mantos ha habido una o más fases que deforman la superficie de corrimiento. La dirección de los pliegues que afectan a dicha superficie, sólo se puede conseguir de una forma aproximada haciendo cortes transversales a la estructura. De esta manera se puede estimar que la dirección de los pliegues de esta superficie es, aproximadamente, N. 70° E., con un suave buzamiento del eje hacia el O.

Es posible, asimismo, la existencia de otros pliegues cruzados a estos, de dirección aproximada N. 30° O., pero no es totalmente seguro, y aunque la disposición del Manto de Quintana, alargado en esa dirección, en el sector oriental de la Hoja, parece dar una prueba, tal disposición puede ser causada por las fallas de esta dirección que afectan al conjunto, y por tanto no es posible decidir con seguridad.

- 2) La oblicuidad de la superficie de corrimiento respecto al Manto de Santa Bárbara es un hecho a analizar más detenidamente. Tal geometría parece sugerir una superficie de cizalla, más que el resultado de un cepillamiento que hiciera desaparecer un espesor de más de 1.500 m. de materiales de la formación carbonatada. Una situación de este tipo es compatible con una posición meridional del Manto de Quintana respecto al de Santa Bárbara y, por otra parte, dada la casi desaparición del Manto de Santa Bárbara hacia el S., y la similitud de facies entre ella y el de Quintana, cabría suponer una disposición original bastante próxima de ambas.
- 3) En cuanto al punto C), hay que admitir la existencia de una fase de pliegues vergentes al N., anterior a una de las etapas de corrimiento.

2.1.2.2 Unidad de Quintana

Descansa directamente sobre el manto de Santa Bárbara en la posición que se ha visto en el apartado anterior. Su afloramiento más repre-

sentativo es el del sector oriental de la Hoja, aunque también aflora, si bien con menor extensión, en el sector meridional.

2.1.2.2.1 *Estructura interna del Manto*

El hecho más destacable de esta Unidad, en este aspecto, es el marcado predominio de las estructuras vergentes al S. sobre cualquier otro tipo de estructuras. A este respecto es especialmente ilustrativo el corte I-I' que figura en la Hoja.

Los calares de la Boleta y Tejoletas y el cerro Carcajal, al NE. del Cjo. del mismo nombre, están modelados sobre la formación carbonatada del Manto de Quintana. Los tres presentan una estructura en sinclinal tumbado hacia el S., con una dirección N. 70°-80° E. y eje buzando hacia el O.

Es bastante visible la estructura en sinclinal tumbado que presenta el cerro del Carcajal, desde la pista que une el puerto de las Palomas con el puerto de los Tejos, ya en la Hoja de Baza.

Los anticlinales que los separan tienen el núcleo ocupado por filitas y son muy apretados. De hecho, cada uno de estos sinclinales cabalga, más o menos ligeramente, sobre su inmediato al S.; igual ocurre con el paquete del Calar de Quintana, que cabalga sobre el de Boleta. A su vez, en algunos puntos, las filitas son recabalgadas por materiales de la formación carbonatada de los flancos invertidos, como se observa en la vertiente N. del Calar de las Tejoletas.

Por su parte, el calar de Quintana muestra una estructura homoclinal muy simple, al menos en su vertiente S.; sin embargo, la vertiente N. se presenta tremendamente complicada, ya que, en su parte baja, se trata de una serie de escamas aparentemente vergentes al N. y cabalgadas, a su vez hacia el S., por el manto de Los Blanquizares, mediante una superficie prácticamente perpendicular a la de las escamas.

La geometría y distribución especial de estas escamas, alguna de las cuales llega a tener una extensión en cartografía de 2 Km². (escama al S. del Cajo. de Narváez), permanecen sin una interpretación genética adecuada. Baste decir, por el momento, que se trata de escamas originadas durante una de las etapas de corrimiento, y que posteriormente han sido plegadas con el conjunto, por las fases post-mantos, anteriormente citadas.

Otras estructuras de especial mención son los pliegues del cerro de Gor y la falla inversa del S. del cerro de Enmedio. Los primeros son pliegues decamétricos, de dirección N. 70°-80° E., vergentes al S. y eje buzando ligeramente al O. Pertenecen, sin duda, a la fase que da lugar a los pliegues anteriormente descritos.

Por su parte, la falla inversa puede pertenecer, sólo a título de hipótesis y con reservas, a la fase que da lugar a los pliegues vergentes al N., descritos en el Manto de Santa Bárbara.

En los niveles de margas y margocalizas se desarrolla una esquistosidad algo espaciada (2-3 mm.), asociada a pliegues con tendencia isoclinal, que llegan a paralelizar esquistosidad y estratificación. Esta esquistosidad principal, de dirección N. 70°-80° E., es afectada por otra muy espaciada, asociada a *king-folds*, que evolucionan, a veces, a pliegues tipo *chevron*. Estas estructuras se observan especialmente asociadas a los pliegues de Carcajal, Tejoletas y Boleta.

2.1.2.2.2 *El contacto Formación Detrítica-Formación Carbonatada*

Es evidente que, en la mayor parte de los casos, existe un despegue a este nivel, despegue que se hace más patente en los flancos invertidos de los pliegues descritos. En realidad en muy pocos puntos se puede observar el tránsito de una formación a otra, que se hace a través de muy pocos metros (5 ó 10) de margocalizas esquistosas y dolomías margosas (a veces muy cataclastizadas), ambas de colores intensamente amarillos.

En el sector de escamas, al N. del Calar de Quintana, las filitas cortan oblicuamente a la estratificación en todos los casos.

2.1.2.2.3 *El contacto Manto de Quintana-Manto de Los Blanquizares*

Este es, sin duda, el contacto que plantea mayores problemas. En el sector al S. del cerro de Gor el contacto se hace sin mayores complicaciones que las propiamente cartográficas, aunque, de todas formas, parece cortar estructuras previas del Manto de Quintana, tal como la falla inversa del cerro de Enmedio. Además, el contacto que limita al SE. la masa caliza del cerro de Gor es de naturaleza desconocida, admitiéndose, por el momento, deslizamientos recientes de terreno, especialmente puestos de manifiesto por las filitas.

El contacto entre Quintana y Los Blanquizares al N. del calar de Quintana es especialmente problemático. En efecto, mientras que en el sector central el Manto de Los Blanquizares se pone en contacto con una potente masa de materiales de el Manto de Quintana, al O., en las inmediaciones de la Venta de Baúl, entre Santa Bárbara y Los Blanquizares sólo quedan unos 60 u 80 m. de materiales del Manto de Quintana, y al E., ya en la Hoja de Baza, el Manto de Quintana llega a desaparecer totalmente, al menos su formación carbonatada, en menos de 1 Km. Esta situación sólo es compatible, geoméricamente, admitiendo que la superficie de corrimiento de Los Blanquizares es oblicua a la de Quintana sobre Santa Bárbara.

2.1.2.3 **Manto de Los Blanquizares**

Aflora desigualmente representada en varios puntos del área cartografiada; en el esquema tectónico del margen de la Hoja, se puede observar su distribución.

Dadas las malas condiciones de observación que ofrece este manto, es imposible, por el momento, determinar con el grado de precisión necesario una estructura interna. Sólo en los puntos en que la estratificación es visible se puede comprobar la existencia de pliegues, sin que sea posible medir con exactitud su dirección que, en general, suele coincidir aproximadamente con la E.-O.

Por otra parte, la casi totalidad de los afloramientos de dolomías aparecen intensamente cataclastizadas, dando un típico aspecto arenoso.

Su posición respecto a los mantos de Santa Bárbara y Quintana ha quedado establecida en el apartado anterior.

2.1.2.4 Manto de Hernán Valle

Aflora a manera de isleos sobre el Manto de Los Blanquizares, en las colinas comprendidas entre Gor y Hernán Valle y no aparece representada al E. del meridiano de Carboneras. Sin embargo, hacia el NNO. el contacto se hunde hacia la depresión y los afloramientos presentan un mayor espesor, tal como ocurre en Facerretama.

2.1.2.4.1 Estructura interna

Se manifiesta más claramente en la Formación de micasquistos, cuarcitas y filitas que en la carbonatada, debido a lo intensamente recristalizada que se encuentra esta última, de forma que presenta un aspecto masivo que no permite más que hacer observaciones muy vagas.

En el conjunto infrayacente de micasquistos, varios autores han puesto de manifiesto, en unidades de posición similar y materiales semejantes, la existencia de dos formaciones separadas por una discordancia, basándose en criterios petrológicos. Esto no ha podido ser comprobado en este sector.

En los micasquistos de esta unidad, se aprecia la existencia de, al menos, dos esquistosidades; una primera paralela a la estratificación, puesta de manifiesto por la orientación de las micas, y otra segunda, la más patente, paralela o subparalela a la anterior, salvo en zonas de charnelas de pliegues de la esquistosidad anterior (S_1), que son isoclinales y bastante apretados.

Por último, y sólo en determinados puntos, se observa una esquistosidad de crenulación que afecta a la S_2 .

2.1.3 LAS FALLAS NORMALES

En el área ocupada por los materiales de la Zona Bética se han distinguido claramente dos juegos de fallas, que resaltan de forma sensible en la cartografía, en especial uno de ellos. Ambos han jugado un papel funda-

mental en el modelado y distribución actual de los afloramientos de las distintas unidades.

Existe aún un lote de fallas de dirección E.-O., muy mal representado y de actuación y significado no totalmente reconocidos.

De los juegos antes citados, el mejor representado es el de dirección N. 155°-175° E. Este lote es el responsable de la desaparición, al O. del Picón de Gor, del Manto de Quintana, así como de su reaparición al O. de la ventana de Gor. Con frecuencia, estas fallas se anastomosan y dan lugar a una zona de falla, de las que la más representativa es la que afecta al borde O. del calar de Quintana y continúa hacia el S. por el Bco. de la Fonfría y Collado del Resinero, hundiendo el bloque E., donde aparece mejor representada el Manto de Quintana.

Otra zona de falla de importancia, correspondiente a este lote, es la que limita al O. la ventana de Gor. Esta zona de falla llega a poner casi en contacto los materiales del Complejo Nevado-Filábride con el Manto de Los Blanquizaes, lo que implicaría un salto muy importante si no mediaran fenómenos de laminación tectónica, previos a la actuación de las fallas, pero de todas formas se le puede calcular un salto mínimo de unos 100 m. en la vertical.

Por otra parte, algunos de los bordes de los isleos de Hernán Valle sobre Los Blanquizaes, al O. de Gor, están retocados por fallas de este juego.

Un hecho a remarcar es que las fallas de este juego, del sector oriental, hunden sistemáticamente el bloque E., salvo muy raras excepciones, mientras las situadas al O. de la ventana de Gor lo hacen con el bloque occidental. Ello da lugar a una estructura casi en horst, cuya cota actual más alta estaría representada por la elevación 1.635 al SE. del cerro Cucador.

Desgraciadamente, y a pesar de la abundancia de estas fallas, no se ha podido observar ninguna superficie, y por tanto, no se cuenta con medidas de estrías, pero no se puede descartar la posibilidad de que exista un componente horizontal de relativa importancia en alguna de ellas.

El juego que sigue en importancia a este es el de direcciones comprendidas entre N. 10° E. y N. 30° E. que, en la mayor parte de los casos, afecta a las anteriores y del que sólo merece destacar como importante, la falla del Romeral, que hunde su bloque NO. Las demás suelen ser de pequeño salto.

Tiene esta misma dirección la falla que limita por el E. a la falla inversa que afecta al Manto de Santa Bárbara en el alto curso del río Gor (2.1.2.1.1), pero dada su relación con la superficie de corrimiento de Quintana sobre Santa Bárbara, es presumible que no pertenezca genéticamente a este grupo, aunque haya rejugado en la misma época.

Dentro del lote de fallas E.-O., cabe mencionar la que limita por el N. la masa caliza del cerro de Gor y las que limitan, también al N., la zona

de escamas de la vertiente septentrional del calar de Quintana. Este juego de fallas parece ser posterior a los dos anteriores, al menos en su última actuación, y puede estar ligada a una fase de distensión consecutiva a una de las últimas fases del plegamiento (la N. 80° E.), que da la alineación de Sierra Nevada.

Por último, existen otras fallas irregularmente distribuidas y, aparentemente, sin relación, de direcciones variables y poco representadas.

De estos juegos de fallas, los dos primeros son, sin duda, los responsables de la forma de los bordes de la Sierra de Baza, y deben dar lugar a la individualización, por este borde, de la Depresión de Guadix-Baza, aunque actualmente deben estar fosilizadas por el nivel de colmatación Cuaternario.

2.1.4 OBSERVACIONES DE CONJUNTO Y RESUMEN

En un esquema general, en este sector destaca, sobre todo, la disposición en mantos de corrimiento. No obstante, de las observaciones realizadas en el seno de cada manto se deducen varios hechos, entre los que merecen especial mención la existencia de estructuras de aproximadamente igual dirección y, por el contrario, de vergencia opuesta.

En este aspecto se ha de dedicar una atención mayor al sentido de traslación de los mantos. Hay evidencias de que existen movimientos relativos hacia el N. de las unidades superiores sobre su inmediata inferior. Por otra parte, existen movimientos al S., posteriores al emplazamiento de los mantos, movimientos que, al menos en la Unidad de Quintana, representan un desplazamiento relativo respecto a Santa Bárbara de más de 3-4 Km., medidos a partir de los flancos inversos de los pliegues, aunque es posible que sea mayor.

Por otra parte existe un aumento del grado de metamorfismo conforme se sube en la pila de mantos alpujárrides. Este hecho no se cumple exactamente entre Santa Bárbara y Quintana, ya que, aunque la Formación carbonatada de esta última está ligeramente más recristalizada que la de la primera, en especial en los afloramientos más meridionales, su Formación detrítica, por el contrario, apenas si muestra signos de un metamorfismo, y, desde luego, es claramente menos metamórfica que incluso los niveles altos de la Formación detrítica de la Unidad de Santa Bárbara. Este hecho, unido al gran parecido en todos los aspectos de la Formación Detrítica de Quintana con el tramo 2 (T_{A2-3S}) de pelitas rojas de Santa Bárbara, y a las cuestiones invocadas en el capítulo de Estratigrafía y en el análisis del contacto entre ambas unidades, lleva a pensar que las dos constituyen una única unidad paleogeográfica, con algunas divergencias en la serie, lo cual lleva aparejado el que Quintana se trate más bien de una escama de Santa Bárbara, con desplazamiento que cae dentro de lo que se estima manto de

corrimiento, pero que puede perfectamente no estar representada al S. como tal unidad estructuralmente independiente.

Este hecho no queda reflejado en la leyenda adjunta al mapa, por conveniencias cartográficas.

En un intento de resumen muy esquemático, se distingue, en primer lugar el desarrollo de una esquistosidad S_1 , producto de una primera fase de deformación, que responde a una fase de desarrollo de pliegues muy apretados, de los que apenas se observan los restos.

Una segunda fase de deformación F_2 , acompañada de un intenso metamorfismo, sería la responsable de la esquistosidad S_2 , ligada a pliegues isoclinales.

En una tercera fase F_3 , se desarrollaría otra esquistosidad S_3 , discontinua y espaciada.

En otra etapa, posterior a F_3 , por lo menos, tendrían lugar los corrimientos que originan el empilamiento que se observa actualmente, corrimientos que no se efectuarían en una sola etapa, sino en dos, por lo menos, y además de sentido opuesto. Primero el corrimiento de S. a N. y después el de N. a S.

A continuación existirían otras fases que dan lugar a pliegues más suaves, de gran radio, y que contribuyen a dar el aspecto actual. A estas fases corresponderían los pliegues aproximadamente N-S. y parte de los de dirección N. 80° E. (Ventana de Gor). Otros pliegues de esta dirección (unidades de Santa Bárbara y Quintana), se han de relacionar con las etapas de corrimiento, ya sean coetáneos o inmediatamente anteriores o posteriores a los corrimientos propiamente dichos.

Por último, en una fase de distensión, que abarca el momento actual, se originan las fallas normales que afectan al conjunto y que individualizan la Depresión de Guadix-Baza.

2.2 ESTRUCTURAS SUBBÉTICAS

Es pequeña la extensión de materiales subbéticos para que puedan llegarse a precisar estructuras con directrices de validez regional.

El rasgo tectónico más sobresaliente es sin duda el diapirismo, aunque la disposición de los afloramientos de Trias plantea ciertos problemas referentes a la edad de las perforaciones y su relación con otras estructuras anteriores o posteriores.

En conjunto, la primera apariencia es la de un área diferenciada en bloques, mediante el funcionamiento de fallas normales, de dirección N. 50° E., pero es indudable que la etapa de distensión aludida es la última que afecta a la zona.

La estructura en bloques destaca particularmente bien en los afloramientos liásicos. Así, desde el Mencal, con más de 1.400 m., las calizas liásicas

se sitúan en cotas progresivamente más bajas hacia el S., hasta el Morrón de la Meseta en que no llegan a los 1.100 m.

En los materiales arcillosos y margosos del Cretácico y Terciario son menos perceptibles los efectos de las fallas y en general de la etapa de distensión.

No aparecen trazados con claridad pliegues correspondientes a las fases de compresión que han deformado a la totalidad de la Zona Subbética. Los pliegues que aquí se dibujan parecen guardar relación con la distribución de las masas diapíricas del Keuper. Efectivamente, existe un sinclinal alargado de dirección N. 45°-50° E. de Albiense-Santoniense, inmediatamente al NO. de la lámina de Keuper que se extiende desde la Rambla de la Alcantarilla hasta el Cjo. del Gallego. Dicho sinclinal tiene su flanco S., el inmediato al Keuper, invertido, lo que puede explicarse como consecuencia de la acción directa del diapiro o por la sobreimposición de un anticlinal a una primitiva lámina diapírica.

Estructuras como esta última han sido descritas ya en la Zona Subbética, en la que por otra parte se ha desarrollado un diapirismo precoz (V. GARCIA-DUEÑAS, 1969-1971).

Inmediatamente al SO. de la lámina de Keuper y en lo que es más propiamente el Valle del río Fardes se asienta otro sinclinal general, aunque distorsionado y complejo en su detalle. Su disposición queda controlada por la distribución de los más importantes domos de Keuper. Como en el otro sinclinal cabe pensar en que la forma haya sido acentuada por un plegamiento posterior al diapirismo; en este caso hay términos oligocenos y aquitanienses que ocupan la parte meridional de este sinclinal de eje sinuoso.

Los domos diapíricos más importantes son los de Atascadero, Cjo. de la Girana, Cjo. del Gallego y Rambla de la Alcantarilla; estos dos últimos quedan relacionados entre sí por la lámina diapírica que separa a los dos sinclinales más extensos.

En el corte de estos sinclinales, dibujado junto al mapa, destaca bien el hecho de que el sinclinal del Fardes ocupa actualmente una posición algo más baja que el situado al NO., lo que puede explicarse como el resultado del descenso relativo del bloque SO., limitado por la lámina de Trías durante la etapa de distensión.

En esta región, los movimientos perforantes del Keuper se han prolongado hasta después del Eoceno, por lo menos, ya que éste aparece deformado en las proximidades de los diapiros. Lo que no es fácil, dadas las condiciones de observación, es precisar el momento en que se inicia la perforación.

No obstante, existen dos hechos que pueden guardar relación con la acumulación masiva de material salífero, sea o no perforante; son, en primer lugar, las importantes acumulaciones de brechas incluidas en el Ceno-

maniense Superior-Santoniense Inferior y en segundo lugar la discordancia angular de la base del Paleoceno Inferior.

En cualquier caso son datos que coinciden en mostrar la importante inestabilidad tectónica de la Zona Subbética durante el Cretácico. Sucesivas etapas tectónicas han proseguido la deformación de los distintos materiales hasta el Oligoceno y Mioceno Inferior. Así, los materiales postectónicos más antiguos, únicamente afectados por fallas de tensión y movimientos de ascensos regionales, son los del Mioceno Superior.

2.3 TECTONICA NEOGENO-CUATERNARIA

Son diversos los accidentes tectónicos que afectan a los materiales neógeno cuaternarios, lo que justifica un apartado con el título anterior.

2.3.1 INDIVIDUALIZACION DE LA DEPRESION DE GUADIX

La individualización de la Depresión de Guadix, como cuenca de depósito postorogénica, no se efectúa en una misma unidad de tiempo.

Así, los materiales del Mioceno Inferior y Medio son discordantes sobre términos de edades diferentes, pero a su vez están afectados por deformaciones correspondientes a las últimas fases de plegamiento.

Los materiales del Mioceno Superior ya son claramente postorogénicos. Se puede, por tanto, llegar a la conclusión de que la cuenca comenzó a desarrollarse al principio del Mioceno, pero que quedó individualizada como cuenca postorogénica intramontañosa en el Mioceno Superior.

2.3.2 DEFORMACIONES SIMULTANEAS DE LA SEDIMENTACION

La cuenca muestra durante el depósito una inestabilidad; de una parte la diferente subsidencia, de unos puntos a otros, trae como consecuencia fuertes variaciones de espesores en los materiales de relleno y queda reflejada en las discordancias angulares progresivas de su borde (VERA, 1970 b).

Por otra parte los basculamientos, con hundimiento del centro de la cuenca, traen consigo una erosión total o parcial de los materiales del Mioceno. Así, los materiales del Plioceno-Pleistoceno descansan directamente sobre los materiales béticos y subbéticos, en amplios sectores.

Deformaciones de menor importancia pueden ser invocadas, junto con los cambios climáticos, para explicar las variaciones a lo largo del tiempo de la extensión ocupada por el lago, en el que se depositaron los materiales de la Formación de Gorafe-Huélago.

2.3.3 DEFORMACIONES POSTERIORES AL RELLENO DE LA CUENCA

Son diversas las fracturas que se observan y que afectan a los materiales del Plioceno-Pleistoceno. Estas fracturas tienen direcciones que oscilan entre N. 30° E. y N. 30° O., y se observan de modo especial en el tercio más occidental de la Hoja. Se trata de fallas normales, cuya génesis se puede ligar al levantamiento de conjunto de la región y reajustes posteriores.

El hecho más notable es precisamente este levantamiento de conjunto de la región. Las pruebas, en favor del mismo, estriban en el hecho de que los materiales del Plioceno-Pleistoceno, durante el depósito estarían cercanos al nivel del mar (VERA, 1970 b). Admitiendo que el levantamiento se hubiese realizado después de la colmatación de la cuenca, las cifras serían muy significativas, ya que se habría levantado la región 1.000 metros en los últimos 80.000 años (CASAS, PEÑA y VERA, 1972).

Por todo ello parece más que probable que el levantamiento continúe en la actualidad.

3 PETROLOGIA

3.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

3.1.1 SERIE DE SIERRA NEVADA (CA-T_αξ)

Está constituida por una sucesión de micasquistos negros con intercalaciones cuarcíticas.

Hacia el muro de la serie los micasquistos presentan superficies de esquistosidad muy suavemente onduladas.

El mineral dominante de la roca es una mica blanca que forma agregados de pequeñas laminillas, muy impregnadas de grafito, encontrándose entre ellas numerosos granates, cuarzo, lechos biotíticos y algún cristal disperso de epidota. Los granates (muy pequeños) pueden presentarse ligeramente alargados según la foliación. Su tamaño máximo no rebasa nunca las 500 micras. El cuarzo aparece en delgados cristales muy alargados (casi tabulares), orientados y con extinción ondulante casi imperceptible. La epidota, muy escasa, no sigue la orientación general de la roca, al contrario que los delgados y escasos lechos biotíticos.

Siguiendo en la serie, aparecen granates ligeramente mayores y pequeños cloritoides incoloros en forma de cristales muy alargados, cuya orientación coincide con la esquistosidad. El cuarzo empieza ya a presentarse en lechos algo granoblásticos y las unidades de forma muy alargada están

constituidas por varios individuos en vez de por uno solo, como ocurría en la zona más baja.

En tramos más altos los micasquistos presentan granates mejor desarrollados, y el contenido en cloritoide es importante.

Este mineral aparece en cristales prismáticos maclados, coloreados de verde-azulado pálido y pleocroicos. A diferencia del cloritoide orientado, que se encuentra en los tramos más bajos. La coloración es neta y la disposición de los cristales es tanto según la foliación, como transversalmente a ella. En este tipo de rocas son relativamente abundante agregados de clorita, que unas veces se asocia muy íntimamente al cloritoide, mientras otras parecen pseudomorfosear a restos de antiguos granates.

El tramo superior se halla desprovisto de cloritoide y es extraordinariamente rico en granates de tamaño medio. Las micas se disponen según superficies de esquistosidad suavemente onduladas, entre las que aparecen restos de antiguos micropliegues cuyos ejes coinciden con la S_2 (esquistosidad anterior aplastada). Los granates se presentan en cristales estirados, y orientados, con los núcleos parcialmente anisótropos y con numerosas inclusiones helicíticas de grafito. La orientación de estas inclusiones coincide con la que presentan los restos de micropliegues que se encuentran entre las superficies de foliación. Estas rocas contienen además blastesis de albita bastante espectaculares.

Algunas tienen lugar alrededor de los granates y muestran las mismas inclusiones helicíticas grafitosas. Alrededor de estas albitas idioblásticas tiene lugar el desarrollo de una segunda generación de este mineral, que da un falso aspecto de cristal zonado. Sin embargo, en esta zona periférica no se observa variación en el bajo contenido de anortita, pero las inclusiones de grafito se alinean según la foliación de la roca y no transversalmente a ella, como ocurre al cristal primeramente formado.

Las paragénesis encontradas en esta serie y en la inmediatamente superior son de por sí solas bastante inexpresivas para poder deducir que se trate del metamorfismo pluvifacial que aparece en la Sierra Nevada y en la de los Filábrides. A la vista de los resultados obtenidos sólo puede decirse que aparecen por lo menos dos etapas de formación de minerales metamórficos.

3.1.2 SERIE FILABRIDE ($T_1\Delta$)

La variedad litológica es mayor que en la serie de la Sierra Nevada. Los principales tipos de rocas que aquí aparecen son esquistos feldespáticos (o gneises albiticos), cuarcitas feldespáticas, anfibolitas y mármoles.

Los esquistos feldespáticos contienen albita en proporciones considerables. Se presenta este mineral en forma de porfidoblastos muy poiquilíticos (cuarzo, grafito y rutilo, principalmente), apareciendo las inclusiones

dispuestas según la foliación o muy ligeramente giradas. Las maclas según la ley de Karlsbad no son raras. La matriz que envuelve estos blastos feldespáticos presenta orientación y está formada principalmente por cuarzo de grano fino y cantidades subordinadas de micas blancas, ya sea en forma de laminillas aisladas o como pequeños lechos lenticulares. La presencia en estas rocas de blastos granatíferos helicíticos (mucho más pequeños que los de albita y que pueden estar incluidos en ella) es muy frecuente, como así mismo la aparición de diminutos cloritoides orientados con coloración verdosa muy pálida y de agregados de cloritas distribuidos al azar. Las muestras que son ricas en estos agregados de cloritas contienen otra variedad de cloritoide de formación posterior, carente de orientación, de color verde intenso y marcado pleocroísmo, además de presentarse maclado. El contenido en pequeños rutilos y titanitas es relativamente grande en estas rocas feldespáticas, con textura granolepidoblástica, cuyas albitas presentan leyes de macla más complejas, sin que por lo demás se aprecie ninguna otra diferencia en el contenido mineralógico. Hacia el contacto con los mármoles superiores, aparecen anfibolitas muy ricas en albita. El feldespato se presenta en cristales muy frecuentemente idioblásticos, maclados tanto en damero como según albita-Karlsbad. Con los planos ligeramente curvados. El anfíbol, coloreado de verde-azulado pálido, aparece a manera de trama nematoblástica que envuelve los cristales albiticos de mayor tamaño.

Los mármoles responden a dos tipos principales. Uno de ellos está formado por calcita de grano fino con orientación preferencial, acompañada de escasísima albita, algo de cuarzo y alguna pequeña laminilla de mica blanca. El segundo tipo corresponde a cipolinos, con carbonatos de tamaño algo mayor, fuertemente orientados y con un elevado porcentaje de cuarzo de grano fino, blastos dispersos de albita con macla de Karlsbad, cristales prismáticos de tremolita y numerosos granos de titanita y pistacita.

En relación con esta serie carbonatada se encuentran filones (¿hidrotermales?) de albita, las zonas de contacto entre el mármol y el filón queda considerablemente enriquecida en albita, disminuyendo este mineral paulatinamente al alejarse de ella.

3.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

3.2.1 UNIDAD DE SANTA BARBARA (P-T_{A1}f)

Está formada por una base de cuarcitas y filitas ligeramente metamórficas, sobre las que aparece la cobertura calcárea. El grado de metamorfismo es aproximadamente de la primera subfacies de los esquistos verdes.

Las cuarcitas de esta unidad presentan textura blastosamítica, con matriz orientada cuarzo-sericitica subordinada. Los blastos son de cuarzo muy

ondulante casi todos y algunos pocos corresponden a pequeñas plagioclasas macladas. Estas metareniscas contienen diseminados numerosos de turmalinas pequeñas y laminillas cloríticas. En tramos algo más superiores se pierde el carácter blastosamítico y las cuarcitas son de grano muy fino, apareciendo delgadas bandas constituidas por moscovita en forma de diminutas laminillas. Por empobrecimiento en cuarzo se pasa a verdaderas filitas, que contienen cantidades considerables de grafito y dan a la roca un aspecto bandeado a la escala microscópica. Son también frecuentes pequeños lechos lenticulares formados por carbonatos de grano fino con algo de cuarzo.

Otro tipo de filitas de esta misma serie son extraordinariamente ricas en clorita verde y pobres en sericita-moscovita.

Hacia el techo de esta formación pelítica aparecen rocas en las que se observa una nueva crenulación.

3.2.2 UNIDAD DE QUINTANA (P-T_{A1q})

Consta también de rocas arenosas y pelíticas, pero que presentan notable diferencia con las de la unidad anterior, no tan grandes en composición mineralógica como en grado de recristalización de las rocas. Las areniscas son de unas facies casi grauváquicas, con cantidad importante de matriz, que más bien presenta caracteres sedimentarios que metamórficos. Las rocas pelíticas corresponden a pizarras. El grado de deformación mecánico puede ser elevado en alguna de ellas.

3.2.3 UNIDAD DE LOS BLANQUIZARES (P-T_{A1})

Muestra similitudes petrológicas importantes con la Unidad de Santa Bárbara, en lo que a grado de metamorfismo se refiere.

El desarrollo de la esquistosidad aparece oblicuo respecto a la estratificación, manifiesta por un bandeo discreto de lechos más o menos impregnados de grafito.

El tramo más superior presenta una ligera complicación de micropliegues suaves y algunos lechos constituidos por agregados en mosaico de cuarzo de grano fino.

3.2.4 UNIDAD DE HERNAN-VALLE (CA-T_{A1})

La serie del zócalo se halla formada por micasquistos negros grafitosos, macroscópicamente parecidos a los de la serie de Sierra Nevada, pero que presentan un carácter claramente polimetamórfico.

Los micasquistos de este zócalo alpujárride son ricos en biotita, mientras que en el tramo inferior Nevado Filábride era bastante pobre en este mineral. Las rocas de esta serie contienen además granate, abundante anda-

lucita, cuarzo, escasa estaurólita, micas blancas y plagioclasa. Del estudio de los micropliegues se deduce la existencia de una S_2 resultante del aplastamiento de la S_1 . Este aplastamiento es mucho más suave que en las muestras procedentes del zócalo Nevado-Filábride. La estaurólita y el granate tienen inclusiones helicíticas de grafito, mientras que la andalucita engloba a la S_2 . La biotita aparece orientada según la foliación o bien como aureola que corroe los blastos de granate previamente formados. La presencia y disposición de estos minerales hace suponer la existencia de por lo menos dos ciclos de metamorfismo. El primero correspondería a la subfacies estaurólita-almándino de las anfibolitas almándinicas y el segundo a un tipo abukúmico, con desarrollo de andalucita, tal como aparece en los zócalos alpujárrides de todas las cordilleras, desde Aguilas hasta Estepona.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Reconstruir la Historia Geológica de un modo total es imposible, ya que existen graves objeciones.

Por una parte no se puede conocer, con los datos de esta Hoja, la posición original relativa durante el depósito de los materiales de la Zona Bética y de la Zona Subbética.

En el esquema tectónico de la Hoja se observa que como el contacto entre las dos zonas Bética y Subbética está cubierto totalmente por los materiales neógeno-cuaternarios, lo que lógicamente no permite ver dicho contacto.

Los datos geológicos regionales y las interpretaciones tectónicas de conjunto sobre las Cordilleras Béticas, apuntan hacia la posibilidad de que originariamente los materiales de una y otra zona estuviesen muy distantes.

Se ignora igualmente la edad del acercamiento de los materiales de ambas unidades hasta posiciones semejantes a las actuales.

Por otra parte la datación exacta de los accidentes dentro del conjunto de materiales de la Zona Bética es imposible, por el momento, ya que faltan argumentos cronoestratigráficos.

Por todo ello es necesario hacer la historia geológica de la región en tres fases muy diferentes. Una correspondiente a la historia de los materiales béticos desde su depósito, que termina en el Triásico, hasta alcanzar la posición y estructura actual. Otra parte los materiales subbéticos desde la edad de los materiales más antiguos (Triásico) hasta los más modernos. Ambas se unen, a partir del Mioceno, en la tercera fase, en la cual la posición relativa es similar a la actual. En esta última fase los accidentes se van a limitar al relleno de la depresión y al levantamiento conjunto de la región.

4.1 HISTORIA GEOLOGICA PARA LOS MATERIALES DE LA ZONA BETICA

Los rasgos más importantes de la Historia de estos materiales se pueden resumir en:

1.º Sobre un zócalo afectado por un metamorfismo de características desconocidas por el momento, se deposita una serie detrítica constituida por arenas y lutitas, predominando estas últimas. Este depósito se realiza durante parte del Paleozoico Superior (Pérmico) y el Trías Inferior. Continúa durante el Trías Medio-Superior el depósito, pero ya fundamentalmente carbonatado, con excepcionales episodios detríticos. Este depósito se realizará, al menos en lo que respecta a las dos unidades Alpujárrides Inferiores, en un medio somero, poblado de gran cantidad de algas, y de aguas relativamente poco agitadas.

Coetáneamente se desarrolla un vulcanismo fundamentalmente básico en los alpujárrides y doble, ácido y básico, en el complejo Nevado-Filábride.

2.º Posteriormente, y en una época no determinada, tiene lugar un metamorfismo de estos sedimentos, probablemente originados por un primer empilamiento de mantos.

3.º Después tiene lugar el empilamiento actual de mantos. Este paroxismo tendría lugar antes del Tortoniense. La gran laguna existente entre el Triásico representado en los Alpujárrides y el Tortoniense postectónico, es un problema no totalmente solucionado, ni siquiera a la escala de la cadena. Pesa sobre él un grave interrogante, sobre el que se han emitido diversas hipótesis.

4.º Después de esta etapa tendrían lugar las etapas de levantamiento e individualización de la depresión antes aludida.

4.2 HISTORIA GEOLOGICA DE LOS MATERIALES SUBBETICOS

La Historia sedimentaria de los materiales subbéticos debe comenzar en el Triásico Superior, por corresponder a esta edad los materiales más antiguos representados en el mismo.

De tiempos anteriores se puede decir tan sólo que según los datos geológicos regionales de las Cordilleras Béticas se estima que estos materiales Triásicos y posteriores constituyen una cobertera plegada que a su vez está sobre un zócalo paleozoico, que podría tener características semejantes al de la Meseta.

Durante el Triásico Superior la sedimentación es terrígena y evaporítica (facies Keuper). A partir del Lías Inferior se implanta un régimen de depósito francamente marino. En él se depositan materiales calizos y margosos hasta el Cretácico inferior. En el Neocomiense se pone de manifiesto una

inestabilidad en el fondo de la cuenca, que se traduce en estructuras *slumping*. Esta inestabilidad se acentúa en el Albense y Cenomaniense, en los que se desarrollan importantes episodios de brechas intraformacionales y *slumping*. A la vez actúa diapirismo, que llega a afectar incluso a materiales de edad Santoniense. En el Maestrichtiense la sedimentación de nuevo es calizo-arcillosa.

Una primera etapa de deformación, al final del Cretácico, queda reflejada en una discordancia angular de los materiales del Paleoceno sobre los infrayacentes. La sedimentación en el Eoceno y Oligoceno es de carácter *flysch*.

Una nueva etapa de deformación tiene lugar al final del Oligoceno y los materiales del Aquitaniense-Burdigaliense, marinos, se depositan discordantes.

4.3 HISTORIA NEOGENA-CUATERNARIA

La posición ocupada por los materiales de la Zona Bética y Subbética sería similar a la actual.

En ellos domina la erosión, mientras que el depósito se limita al relleno de la depresión. Esta se individualiza como cuenca subsidente, y de depósito, después de las etapas de plegamiento que afectan al conjunto de la región. A grandes rasgos la historia consiste en un depósito marino para el Mioceno, que se ve se hace cada vez más somero. Una etapa de deformación (basculamiento) y erosión importantes. A continuación se indica el depósito de los materiales plioceno-pleistoceno en un ambiente sedimentario doble: al NO. lacustre y el resto fluvial. A lo largo del tiempo las dimensiones y posición del lago cambian como consecuencia principalmente de cambios climáticos.

La cuenca se colmata con un nivel fluvial sobre el que se modela un glacis de erosión. Esta colmatación tiene lugar, según la datación del nivel de la Solana de Zamborino, hace menos de 80.000 años.

En este corto intervalo de tiempo, desde la colmatación hasta nuestros días, la región se levanta de una manera considerable (posiblemente 1.000 m.), se producen fallas normales y se encajan los ríos hasta su posición actual.

5 MINERIA Y CANTERAS

5.1 MINERALES METALICOS

En el área ocupada por la Hoja, los minerales metálicos, objeto de explotación, existen sólo en el sector ocupado por los materiales de la Zona Bética.

Actualmente, todos los trabajos mineros que los explotaban se hallan abandonados.

5.1.1 YACIMIENTOS DE PLOMO

Encajan en los materiales de la Formación Carbonatada de las unidades de Santa Bárbara, Quintana y Los Blanquizaes.

Todos ellos son de origen sedimentario, aunque de características ligeramente distintas, salvo aquéllos que proceden de removilización de éstos y encajan en fracturas; pero éstos apenas están representados.

Están siempre asociados a dolomías, en las que aparece la galena diseminada, que encajan entre calizas generalmente.

Los principales yacimientos que fueron objeto de explotación, se localizan en los sectores del Romeral, N. y S. del Picón de Gor, Cerro de la Peguera y Cerro de Buenavista.

5.1.2 YACIMIENTOS DE HIERRO

Sólo se conoce una pequeña explotación, también abandonada, en el Bco. del Peñón, afluente del río Gor. Al parecer se explotaba oligisto y siderita, a las que iban asociadas pirita. El yacimiento es un probable filón, actualmente destruido en su totalidad, que encaja en las filitas de la Unidad de Santa Bárbara.

5.2 OTROS MINERALES

5.2.1 YESO

Todas las explotaciones de yeso están actualmente abandonadas. Dos de los yacimientos arman en las margas del Keuper, en la Zona Subbética, en los sectores del Atascadero y del Cjo. de la Girana. Existe un tercer yacimiento, que arma en las filitas de la Unidad de Los Blanquizaes, de mucha menor importancia.

5.2.2 FLUORITA

Se conoce la existencia de un solo yacimiento. Este mineral se encuentra asociado a las dolomías portadoras de la mineralización en galena, en muy escasa proporción, en el sector N. del Picón de Gor, en la Unidad de Santa Bárbara. Los trabajos mineros están abandonados.

5.2.3 BARITINA

Unicamente asociada a la galena en los yacimientos de este mineral en el sector de Cerro de Buenavista.

5.2.4 BENTONITAS

Existe un yacimiento, sin explotar, junto a la carretera de Huélago a Baños de Alicún, en el Cerro de Laba y sus alrededores.

5.3 ARIDOS

Existen dos explotaciones actualmente activas. Una se beneficia de las calizas del Lías Subbético del Morrón de la Meseta. Otra explota las calizas y dolomías marmóreas de la unidad de Hernán Valle en Zorreras. También existen explotaciones eventuales de gravas y arenas en los lechos de las ramblas que atraviesan la Depresión de Guadix-Baza.

6 HIDROGEOLOGIA

El clima de tipo semiárido de esta región marca un gran interés hidrogeológico de la misma.

Es por ello que la FAO y el IGME dentro de su Proyecto Hidrogeológico del Guadalquivir, han prestado un gran interés a la investigación de esta región, tanto en los aspectos superficiales (cartografía, estadísticas de puntos de agua, etc.) como en profundos (geofísica, sondeos).

En esta Memoria podría incluir parte de los datos de los informes del citado proyecto, pero se prefiere remitir al lector interesado a los informes originales del citado proyecto del IGME, donde se puede encontrar una valiosa documentación sobre la Hidrogeología de esta Hoja y de la región en general.

7 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. de (1963).—«Presencia de *E. meridionalis* NESTI en la cuenca de Guadix (Granada)». *Not. Com. Inst. Min. de España*, núm. 69, pp. 231-232.
- BOTELLA, M.; PORTA, J. de, y VERA, J. A. (in litt).—«El yacimiento Achelense de la Solana de Zamborino. Resultados de la primera excavación 1972». *Cuad. Prehist.* (en prensa).
- CASAS, J.; PEÑA, J. A., y VERA, J. A. (in litt).—«Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la Solana de Zamborino», in BOTELLA, PORTA, J. de y VERA, J. A. *Cuad. Prehist.* (en prensa).
- COLOM, G. (1951).—«Estudio sobre las microfaunas de algunas cuencas ma-

- rinas internas mio-pliocenas de la Cordillera Subbética». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 49, pp. 157-192.
- COMAS, M. C. (1968).—Existencia de un flysch nummulítico en el sector de Moreda (Zona Subbética), provincia de Granada». *Bol. del Instituto de Estudios Asturianos*, núm. 14, pp. 1-8.
- COMAS, M. C.; GARCIA DUEÑAS, V.; GONZALEZ DONOSO, J. M., y RIVAS, P. (1970).—«Sobre el Jurásico del Mencil y su relación con otras series subbéticas de la transversal de Granada». *Acta Geol. Hisp.*, t. V, núm. 3, pp. 77-81.
- DELGADO, F. (1971).—«Observaciones sobre las unidades alpujarrides en la Sierra de Baza». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. II, núm. 1, pp. 41-48.
- DELGADO, F.; OVEJERO, G., y JACQUIN, J. P.—«Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (Galena fluorita) de la Sierra de Baza (Granada, España)» *I Cong. Hisp. Luso Am. Geol. Econ.* Sec. 4, t. I, pp. 119-128.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A., y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencil y sus alrededores (Granada)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 60, pp. 3-72.
- (1967).—«Observations sur la partie occidentale de la formation de Gaudix». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, t. LXXVIII, pp. 1-48.
- FALLOT, P.; SOLE-SABARIS, L., y LEMOINE, N. (1954).—«Observations sur le Triás bétique et ses algues calcaires» *Mem. Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona*, t. IX, pp. 29-60.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967).—«Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética». *Not. Com. Inst. Geol. Min.*, núms. 101-102, pp. 73-100.
- (1969).—«Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la Transversale de Granada (Cordilleres Bétiques, Espagne)». *Revue. Géogr. Phys. et Geol. Dyn.*, vol. II, pp. 211-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970).—«Estructuras sobreimpuestas al N. de la Sierra de Montillana (Zona Subbética, Granada)». *Cuad. Geol.*, t. 1, pp. 47-50.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; NAVARRO-VILA, F., y RIVAS, P. (1970).—«Estudio geológico del sector de Puerto-López (Granada, Zona Subbética)». *Acta Geol. Hisp.*, t. V (1970, núm. 3, pp. 80-85.
- JANSEN, H. (1936).—«Die geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spagne)». *Proeschrift Amsterdam*, 99 p.
- LEINE, L. (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleres (Spain): Nomenclature, description and genesis of weathered carbonate breccias of tectonic origin». *Tesis*, Amsterdam.
- PUGA, E. (1970).—«Sobre la existencia de "Ortogneises polinoides" en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Bol. Geol. Min.*, 81, pp. 175-184.

- (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental (Cordilleras Béticas, España)». *Tesis*, Univ. de Granada.
- PUGA, E., et FONTBOTE, J. M. (1966).—«Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.* 262, pp. 2681-2684.
- SOLE-SABARIS, L., y FALLOT, P. (1946).—«Sur le Triás de la Sierra de Baza (Provincia de Granada)». *C. R. Ac. Sc. de París*, t. 222, pp. 1184-1185.
- VERA, J. A. (1970 a).—«Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, núm. 1, pp. 23-25.
- (1970 b).—«Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI-V, pp. 429-462.
- (1971).—«Mapa y memoria explicativa de la Hoja 78 (Baza) del Mapa Geológico 1:200.000, Síntesis de cartografía existente». *IGME*.
- VERA, J. A.; VILLENA, J., y RIBA, O. (1970).—«Sobre el origen de los cantos de arcilla armados (armored mud balls)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, núm. 2, pp. 79-89.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID