



IGME

1.026**19-42**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PADUL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PADUL

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA en colaboración con la UNIVERSIDAD DE GRANADA. Han intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Supervisión*: J. M. Fontboté (P. C. C. G.) (*).

En *Coordinación*: A. Díaz de Federico (L. C. G.) (**).

En *Cartografía*: J. A. Gallegos (D. C. G.) (*), J. M. González Donoso (P. C. C. G.) (***) y C. Sanz de Galdeano (D. C. G.) (*).

En *Memoria*: J. M. Fontboté, J. A. Gallegos (colaboración cap. Alpujárrides), J. M. González Donoso (id. caps. Neógeno y Cuaternario) y C. Sanz de Galdeano (id. cap. Neotectónica).

En *Estudio láminas delgadas Alpujárrides*: J. A. Gallegos.

En *Micropaleontología*: J. M. González Donoso.

En *Sedimentología*: Ibergesa.

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Granada.

(**) Departamento de Geología. Universidad de Málaga.

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-40.860-1980

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

1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 1.026 (Padul) (19-42) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 ha sido realizada por J. A. Gallegos y C. Sanz de Galdeano.

Para diversos sectores del área de la Hoja ha sido utilizada, debidamente actualizada y complementada, la documentación disponible cartograficogeológica de cierto detalle. Esta documentación se debe a diversos autores. Así, la comprendida en la Tesis de GONZALEZ DONOSO (1967) y la inédita original de SANZ DE GALDEANO en relación con las investigaciones sobre Neotectónica realizadas en el cuadro del Proyecto Geodinámico.

De todos modos, los trabajos sobre el terreno se han extendido por el área entera de la Hoja y, como queda dicho, los datos de los trabajos precedentes han sido incorporados después de su revisión adecuada, lo cual en varios casos ha conducido a ciertas modificaciones y nuevas matizaciones. Igualmente han sido unificados los criterios seguidos en cuanto a nomenclatura de unidades y otros aspectos, de acuerdo con las normas vigentes, y con las tendencias más actuales ahí donde tales normas no llegaban.

El área de la Hoja núm. 1.026 está comprendida íntegramente dentro del

ámbito de la Cordillera Bética. Los materiales que afloran en dicha área constituyen grandes grupos:

— Los de edad triásica, y más antigua, que pertenecen al *conjunto alpujárride*, de la *zona bética* s. str., y se caracterizan por estar intensamente afectados por la orogénesis alpina.

— Los de edad neógena y cuaternaria, de carácter postorogénico.

El conjunto alpujárride aflora bastante extensamente a lo largo de los bordes E y S del área de la Hoja; no obstante, la mayor parte de ésta corresponde a los terrenos postorogénicos.

El borde E del área de la Hoja pertenece al extremo occidental de Sierra Nevada. Este extremo está constituido por el Crestón de la Silleta (que figura con el nombre de Sierra del Manar, en la correspondiente Hoja del Mapa Militar a escala 1:50.000) a modo de apófisis avanzada hacia el O y culmina a 1.524 m. Este crestón queda bien individualizado entre las depresiones de Granada y del valle de Lecrín. Es a lo largo de dicho borde donde se hallan las cotas más altas del área. Aunque rebasan poco los 1.700 m., en conjunto este borde es relativamente abrupto, con notables desniveles respecto a las depresiones vecinas. La constitución litológica caliza y dolomítica predominante en los materiales del conjunto alpujárride, y más aún, las fallas marginales de Sierra Nevada, explican bien estas características.

La parte meridional del área de la Hoja pertenece a la Sierra de Agrón, avanzada septentrional de la Sierra de los Guájares. Como en ésta, las calizas y dolomías del conjunto alpujárride afloran extensamente. El relieve de esta parte de la Hoja es mucho más suave que el de su borde oriental. El contacto con los materiales de la depresión de Granada no viene señalado por desniveles notables. Entre la Sierra de Agrón y el extremo occidental de Sierra Nevada existe una discontinuidad en los afloramientos del conjunto alpujárride: se trata del extremo NO de la fosa tectónica del Valle del Lecrín, la cual está rellena por materiales postorogénicos.

En los referidos afloramientos del conjunto alpujárride están representadas varias unidades del mismo, es decir, distintos mantos de corrimiento. Es precisamente el apilamiento de estos mantos, unos sobre otros, el rasgo más llamativo de su estructura tectónica. Sin embargo, el análisis estructural minucioso de los materiales de este conjunto revela la superposición de varias etapas de deformación. Algunas de estas etapas se acompañaron de un intenso desarrollo de estructuras penetrativas, como, por lo demás, es regla general de este conjunto en el resto de la Cordillera.

El resto —la mayor parte— de la Hoja pertenece a la Depresión de Granada. Como es sabido, esta depresión es una de las más importantes cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética, y está rellena de materiales postorogénicos. En la parte de la depresión comprendida dentro del

área de la Hoja dominan, entre estos materiales, los de edad Mioceno Superior y Cuaternario. El predominio de las rocas poco coherentes en dichos materiales postorogénicos queda bien subrayado por las formas suaves del relieve del interior de la depresión.

2 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

2.1 CONJUNTO ALPUJARRIDE

2.1.1 GENERALIDADES

De los distintos conjuntos que pueden ser distinguidos en la zona bética s. str. (FALLOT, 1948; EGELER y SIMON, 1969; PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1974, etc.) solamente el conjunto alpujárride aflora en el área de la Hoja de Padul.

Como es sabido, el conjunto alpujárride comprende un cierto número de mantos de corrimiento superpuestos unos a otros, y queda en disposición intermedia entre el conjunto inferior —nevado-filábride— y el superior —maláguide—, que constituyen la zona bética s. str. en la región central de la Cordillera bética. No se plantea aquí la cuestión del denominado conjunto de Ballabona-Cucharón (EGELER y SIMON, 1969) ya que su representación desaparece al O de la Sierra de Filabres, unos 60 Km. al E del límite oriental de la Hoja de Padul. En cuanto a los otros dos conjuntos, el nevado-filábride, si bien no aflora en el área estricta de esta última, lo hace poco más al E de su borde oriental (dentro de la vecina Hoja núm. 1.027, Güejar Sierra) y debe ciertamente continuarse en profundidad, por debajo de los materiales alpujárrides. También debió estar representado el conjunto maláguide en otro tiempo, pero la erosión ha actuado en todas partes del área de la Hoja de Padul hasta desmantelar no sólo esa hipotética —si bien probable— continuación, sino una parte considerable del apilamiento de los mantos alpujárrides. De este modo los elementos béticos s. str. que afloran en el área de la Hoja pertenecen todos al conjunto alpujárride, y en su mayor parte a los mantos más bajos de éste.

Como en otros sectores de la zona bética, en el área de la Hoja de Padul, salvo en los mantos alpujárrides más bajos, se distinguen tres unidades litoestratigráficas:

a) Una formación inferior, constituida esencialmente por metapelitas más o menos grafitosas, generalmente micasquistos, entre las que se encuentran algunas intercalaciones cuarcíticas y de otros materiales.

b) Una formación constituida por metapelitas de menor grado de metamorfismo —generalmente filitas—, con intercalaciones cuarcíticas y, eventualmente de rocas piroclásticas.

c) Otra superior, constituida casi totalmente por calizas y dolomías. Los materiales de esta formación están afectados en mayor o menor grado por los procesos de metamorfismo del ciclo alpino.

En los mantos alpujárrides más bajos no está representada la formación inferior.

Los elementos para la datación de los materiales del conjunto alpujárride son muy escasos y poco valiosos dentro del área estricta de la Hoja de Padul. Por argumentos de continuidad y de correlación con los materiales del mismo conjunto situados en otras áreas próximas, puede llegarse a ciertas precisiones. Sin perjuicio de volver más adelante, con más detalles, sobre esta cuestión, se puede avanzar que en la formación de calizas y dolomías, «Formación carbonatada», están representados el Trías Medio y el Superior, y que la formación de filitas y cuarcitas infrayacentes comprende ciertamente el Trías Inferior, y verosíblemente una parte del Pérmico. En cuanto a la formación más baja, fundamentalmente micasquistosa, es verosímil que comprenda diversos términos del paleozoico, sin poder darse mayores precisiones.

En la parte occidental de Sierra Nevada el conjunto alpujárride está representado por cuatro mantos de corrimiento. De arriba abajo son los siguientes (GALLEGOS, 1975).

- Manto de Fuente Piedra
- » Trevenque
- » Vacaril
- » Víboras

Al muro del manto de Víboras se hallan ya los materiales del Complejo nevado-filábride. Sólo en el manto de Fuente Piedra está representada la formación inferior (a) constituida aquí, como es habitual, por micasquistos. En los otros tres mantos únicamente se hallan representados la formación (b) con filitas y cuarcitas, y la (c) carbonatada. Parece que el manto de Trevenque, fuera del ámbito de Sierra Nevada, hacia el S y SO contiene también micasquistos, que deben representar a la formación inferior (GALLEGOS, 1975), pero esta cuestión no tiene especial interés en estas páginas.

Ahora bien, en el área de la Hoja de Padul el conjunto alpujárride está casi exclusivamente representado por la formación carbonatada del manto de Trevenque.

2.1.2 LA FORMACION INFERIOR DE METAPELITAS (a)

Dentro del área de la Hoja, como se ha indicado, esta formación solamente está representada en el manto de Fuente Piedra. Aflora en pequeña

extensión en isleos, en ninguno de los cuales se puede observar cortes suficientemente completos, aunque sí relativamente representados en cuanto a la composición de la formación.

Los micasquistos son las rocas predominantes en esta formación. Los más típicos se distinguen por su coloración oscura, gris negruzca y están formados esencialmente por cuarzo, mica incolora y biotita, granate y grafito relativamente abundante al que se debe la coloración mencionada. En el afloramiento de El Puntal, unos 3 Km. al NO de Padul, en estos micasquistos se encuentran también pequeños cristales de andalucita. Son bastante abundantes los filones de cuarzo de exudación. Otra variedad de micasquistos que, en general, se halla en la parte superior de la formación tiene cierta importancia. Se trata de micasquistos menos oscuros que los anteriores debido a su menor contenido en grafito. Carecen de granate, pero la biotita es notablemente más abundante que en aquéllos. En algún punto contienen también epidota. Por este motivo pueden ser denominados micasquistos biotíticos. Por alteración adquieren tonalidades pardas y rojizas, que facilitan la limitación de sus afloramientos.

Los micasquistos de esta formación contienen intercalaciones de cuarцитas. Generalmente tienen potencias pequeñas, del orden de pocos decímetros, y no están distribuidas regularmente en el conjunto de la formación. Abundan más hacia la parte alta de la misma. Además del cuarzo, mineral predominante, se puede representar más del 90 por 100 del total de la roca, contienen micas incoloras y eventualmente otros minerales poco significativos.

2.1.3 LA FORMACION DE FILITAS Y CUARCITAS (b)

Esta formación está también escasamente representada en el área de esta Hoja. En el manto de Víboras, estas filitas y cuarcitas suelen estar bien desarrolladas, como puede advertirse en áreas próximas a la vecina Hoja núm. 1.027 (Güejar Sierra), pero en el área de la de Padul la erosión no alcanza la base de formación carbonatada, de modo que no llegan a aflorar.

Por otra parte, el manto de Trevenque, dentro de la misma área, se caracteriza por el hecho de presentar sólo una potencia muy pequeña de la formación de filitas. Ello se debe a la reducción de origen tectónico. En diversos puntos incluso falta, y la formación carbonatada de este manto puede quedar directamente encima de la perteneciente al manto de Víboras. También en el manto de Fuente Piedra es delgada la representación de esta formación.

Las rocas predominantes en esta formación —y en el área de esta Hoja son casi exclusivas— son las filitas. Son rocas de grano muy fino constituidas esencialmente por cuarzo, micas incoloras y clorita. Muy localmente

se ha hallado en estas rocas grafito y calcita. En el área que nos ocupa las tonalidades de estas rocas son de verdosas a gris azuladas.

Entre las filitas se encuentran intercalaciones lenticulares de cuarcitas. Su potencia es pequeña, por lo común de uno a pocos decímetros.

Se presentan irregularmente distribuidas. La discontinuidad horizontal de las cuarcitas puede tener origen primario, pero en bastantes casos parece evidente que han coadyuvado a ella causas tectónicas. En cuanto a su composición, estas cuarcitas suelen contener del orden del 90 por 100, o más, de cuarzo. El resto corresponde a micas, clorita y otros minerales sin interés.

Aunque en áreas próximas están bien representadas en esta formación las intercalaciones de materiales piroclásticos, en la correspondiente a esta Hoja hasta ahora no han sido identificados.

2.1.4 LA FORMACION CARBONATADA (c)

2.1.4.1 Generalidades

Como se ha indicado ya, son los materiales de esta formación los que constituyen casi la totalidad de los afloramientos del Conjunto alpujárride de la presente Hoja.

Aunque las características fundamentales de esta formación son relativamente uniformes en el Conjunto alpujárride, la muy desigual extensión relativa de los distintos mantos, y otros motivos, aconsejan tratar de esta formación separadamente según los distintos mantos.

2.1.4.2 Manto de Víboras

En los afloramientos correspondientes a esta Hoja, el manto de Víboras está representado principalmente por calizas y calcoesquistos, pertenecientes a la parte superior de la formación carbonatada. No obstante, no parecen estar representados más allá de los 150 ó 180 m. más altos, de los 600 o más que alcanza la potencia total de la formación carbonatada en este manto.

A pesar de la reducida extensión en que aflora, las variaciones laterales de la sucesión litoestratigráfica de la formación impiden generalizar un corte muy detallado. En conjunto, puede decirse que se distinguen de abajo arriba los tramos correspondientes a los números 18-22 de la columna descrita por GALLEGO (1975) del corte de la Cortachuela, que se reproduce en las columnas del Mapa (los demás tramos no están representados en los afloramientos de esta Hoja). En general se advierte un buen desarrollo de la estratificación, el predominio de calizas, tableadas o compactas, así como el bajo grado de recristalización de éstas. En algunos de los niveles de calizas tableadas son bastante abundantes los restos fósiles.

les. Se trata de restos no determinables de gusanos, foraminíferos, ostrácodos y algas. Se distinguen también, asociadas a los niveles de calizas tableadas, algunas intercalaciones de calcoesquistos, y otras muy finas, peliculares, de materia arcillosa.

2.1.4.3 Manto de Trevenque

En esta unidad la formación carbonatada está principalmente representada por dolomías cuya estratificación aparece poco clara. Ello dificulta ya de por sí la obtención de cortes y columnas estratigráficas detalladas y precisas. Esta dificultad se acrecienta, además, por la gran cantidad de fallas que afectan los materiales de esta formación.

Aunque haya sido levantada, sobre todo dentro del área de la vecina Hoja núm. 1.027 (Güejar Sierra), la columna litoestratigráfica de Trevenque (GALLEGOS, 1974) que se reproduce en las columnas del Mapa, se puede considerar como válida, sin grandes modificaciones, para los afloramientos correspondientes a esta Unidad. Esta columna no debe abarcar, seguramente, la parte más alta del Trias. En la columna del Cucurucho de Nigüelas, se comprueba que la potencia de la formación carbonatada es de unos 1.000 metros mientras que en la de Trevenque alcanza sólo unos 530 metros. Además, en esta última se termina con el tramo de las dolomías brechoides, que en la columna del Cucurucho de Nigüelas viene seguidas por tramos de dolomías de otros tipos y tramos de calizas. Se puede sospechar que alguno de estos tramos más altos aflore en la parte S de la Hoja y en la Silleta, al N de Padul.

Como se observa en las columnas del Mapa, la columna de Trevenque muestra, como es regla general, la existencia de un tramo calcoesquistoso en la base de la formación carbonatada, seguido por tramos predominantemente calizos (calizas tableadas, o bien compactadas) hasta unos 150 m. de potencia. En algunos puntos se halla yeso asociado a las calizas. Encima se observa un predominio prácticamente absoluto de dolomías. Y, como es muy común en el manto de Trevenque, estas dolomías son brechoides en casi todas partes, hasta llegar a tener el aspecto de cataclasitas en grandes extensiones. En algunos puntos la brechificación podría estar en relación con las fallas, ciertamente numerosas en varios sectores. Ahora bien, la generalización de tal brechificación y la distribución de las orientaciones de las superficies de fractura de los fragmentos en las brechas sugieren más bien el desarrollo de procesos generalizados de fracturación hidráulica. Sea como sea, esta brechificación tan general llega a ser un carácter distintivo de este tramo de la formación carbonatada del manto de Trevenque, tanto en el área de esta Hoja como en su continuación fuera de ella. Es notable la gran pureza de las dolomías de este nivel, cuya coloración blanca es también muy típica. En la columna del Cucurucho de

Nigüelas se encuentran, además, otros tramos más altos, con calizas tableadas grises, dolomías y rocas de composición intermedia.

La potencia visible de este tramo en el manto de Trevenque varía mucho según los puntos. Superior a los 1.000 m. en la cresta de la Silleta, al N. de Padul, baja a 100 m. en el Canal de la Espartera, y es aún inferior en otros puntos.

2.1.4.4 Manto de Fuente Piedra

Dentro del área de la presente Hoja sólo en el isleo de El Puntal, al NO de Padul, está representada la formación carbonatada del Triás de este manto. Lo está por un retazo de menos de 1 Dm², irrepresentable por tanto, de mármoles tableados; su potencia es inferior a los 5 m.

2.1.5 ALGUNAS CONSIDERACIONES SEDIMENTOLOGICAS

El metamorfismo alpino afectó los materiales del Conjunto alpujárride en grado variable. El grado de metamorfismo parece aumentar desde los mantos inferiores a los más altos, pero esta impresión está en relación con el hecho de que de unos a otros aumenta progresivamente la participación de las rocas y formaciones más antiguas.

Tanto debido a este hecho, como también por la influencia de las deformaciones penetrativas, muy desarrolladas en las formaciones inferiores, sólo en la formación carbonatada pueden hacerse algunos estudios sedimentológicos. Sin embargo, en el área de la presente Hoja tampoco esta formación se presta mucho a ellos. Por todo ello, las interpretaciones que, sobre las condiciones paleogeográficas y sedimentológicas, se dan aquí, en parte considerable, reposan más sobre los resultados obtenidos en áreas más o menos próximas que sobre la de la propia Hoja de Padul. De todos modos, las extrapolaciones en cuestión son plausibles, dada la esencial uniformidad de los dominios paleogeográficos correspondientes a las formaciones en cuestión.

La formación carbonatada del conjunto alpujárride presenta características muy parecidas, por no decir idénticas, a las también carbonatadas y de la misma edad Triásico Medio y Superior que existen en otras cordilleras alpinas (Alpes, Cárpatos, etc.). Corresponden esencialmente a un vasto dominio marino de características un tanto especiales, con una profundidad escasa, pero alejado de las tierras emergidas. La sedimentación quedaba así limitada a los aportes «autóctonos» de precipitación química o biogénica, ocasionalmente removidos por corrientes locales o procesos de deslizamiento. Los aportes detríticos terrígenos sólo excepcionalmente llegaban a ese vasto dominio. Por lo demás, en relación con la inestabilidad tectónica, esta cuenca vasta de aguas muy someras podía quedar com-

partimentada. De este modo podían alcanzarse localmente condiciones de hipersalinidad, así como las favorables a la concentración de ciertos elementos relativamente escasos. Sobre este último punto se volverá, en el epígrafe 5.1, al abordarse algunos aspectos metalogénicos.

En el manto de Víboras, especialmente, las microfacies de las calizas tableadas revelan condiciones ambientales propias de medio marino de aguas muy someras, cálidas, y de bajo nivel energético. La flora marina debió ser abundante en diversos momentos y áreas, a juzgar por restos de algas que pudieron llegar a constituir litosomas. Gasterópodos y Lamelibranquios también pudieron ser abundantes, así como los organismos causantes de la bioturbación de los sedimentos, puesta de manifiesto por las estructuras «vermiculares» o en pistas, de las denominadas calizas de fucoides o de «pseudofucoides». En el manto de Trevenque el grado de recristalización de las rocas es mayor, y las estructuras primarias están mal preservadas. No obstante, parece lo más seguro que las condiciones ambientales correspondientes a la formación carbonatada no difieran esencialmente de las descritas por el manto de Víboras. Únicamente, el desarrollo de las dolomías merece una consideración aparte.

Faltan estudios detallados sobre el origen de las dolomías de la formación carbonatada en el área de la Hoja y otras adyacentes. No obstante, la gran pureza de una parte considerable de las dolomías del manto de Trevenque, así como otras características, sugieren que se trate de dolomías primarias. Ello podría estar en relación con el alto grado de compartimentación, ya aludido, de la cuenca sedimentaria del Trías Medio y Superior, en el dominio alpujárride, ya que en condiciones marinas normales no se alcanzan las condiciones adecuadas para el depósito directo de la dolomita. También en otros puntos de la cuenca triásica correspondiente a dominios alpinos comparables, se observan muy notables desarrollos de las dolomías verosímil, o seguramente, primarias.

En cuanto a la formación de filitas y cuarcitas, también existen analogías con respecto a muchos otros puntos de la cuenca triásica (y del Pérmico Superior) de vastos dominios alpinos. Se trata sin duda de una formación detrítica correlativa a un extenso desarrollo de la peneplanización en las áreas-fuentes.

Por último, la formación inferior de metapelitas, representada aquí por micasquistos, corresponde originariamente a una formación detrítica, con aportes arenosos cuarzosos de gran madurez en ciertos episodios.

2.1.6 CUESTIONES CRONOESTRATIGRAFICAS

En ningún punto del área de la presente Hoja han sido hallados restos fósiles idóneos para una datación de los materiales del conjunto alpujárride. Restos fósiles han sido encontrados en bastantes afloramientos de ca-

lizas de la formación carbonatada, pero en ningún caso su estado de preservación permitiría siquiera una determinación genética. En consecuencia, hay que recurrir, para las dataciones, a las correlaciones con otros afloramientos bien datados, de áreas más o menos próximas.

La atribución al Triás Medio y Superior de la formación carbonatada es suficientemente segura. A las dataciones efectuadas por GONZALO Y TARRIN (1882) y por BARRIOS Y OFFRET (1889), de materiales de esta formación de las Sierras de Gádor y Almirajara, se añadieron en tiempos posteriores las de LEMOINE (1954) y otros autores, en otros puntos del complejo alpujárride. Dadas las características de la formación, se puede extrapolar sin reservas la misma edad, a sus afloramientos situados en el área estricta de la presente Hoja. Para mayores precisiones, es decir, tratar de delimitar pisos en esta área, se carece de base suficiente.

La formación (b) de filitas y cuarcitas no ha proporcionado restos fósiles en ningún punto, ni dentro del área de la Hoja ni fuera de ella. No obstante, dada su posición en relación con la formación carbonatada, así como su litofacies, existe un consenso general en suponer que representa al Triásico Inferior y, posiblemente, la parte más alta del Pérmico.

Sobre la edad de los materiales originarios de la formación inferior de metapelitas, lo único que puede darse como totalmente seguro es que es anterior al Triásico. Como GALLEGOS (1975) sugiere, es verosímil que pueda comprender terrenos relativamente antiguos del Paleozoico.

Lo mismo que en otros sectores del conjunto alpujárride, se plantea aquí la cuestión de la eventual representación de un zócalo prealpino. Como es obvio, esta cuestión atañería solamente a la formación inferior de las tres que hemos distinguido (GALLEGOS, 1975 b). Por lo demás, la pequeñez y demás condiciones de los afloramientos de esta última en el área de esta Hoja, dificultan aún más el eventual hallazgo de algún hecho nuevo sobre esta cuestión. Más adelante, al tratar de las cuestiones relativas al metamorfismo y a las deformaciones tectónicas, se volverá sobre esta cuestión.

2.1.7 SOBRE EL METAMORFISMO

Como se indicó ya, los materiales del conjunto alpujárride fueron afectados, en mayor o menor grado, por los procesos de metamorfismo del ciclo alpino.

El predominio de la formación carbonatada en los afloramientos del conjunto alpujárride situados dentro del área de la presente Hoja dificulta el estudio de las características y desarrollo de dichos procesos. Ello es debido a la información bastante limitada, que por su composición originaria suministran las calizas y dolomías que constituyen dicha formación, las metapelitas, mucho más explícitas en principio, afloran en escala mucho

más reducida y en bastantes de sus afloramientos se presentan notablemente alteradas. Hay que recurrir, por tanto, a los resultados obtenidos en otras áreas próximas para poder presentar una visión más completa, siquiera sea resumida, de esas cuestiones.

La edad alpina del metamorfismo más conspicuo en las rocas del conjunto alpujárride queda demostrada por el hecho de estar afectadas por el mismo todas las formaciones representadas en este conjunto, incluida la carbonatada cuya edad triásica es segura, como se acaba de explicar (2.2.6). Además, el grado de metamorfismo es progresivamente creciente, desde la formación carbonatada hasta la más baja, y el estudio de las relaciones entre las relaciones metamorfismo-deformaciones penetrativas añade mayor certeza a esta datación.

Ahora bien, ello no implica, en principio, que las rocas más antiguas del conjunto alpujárride no hubiesen podido ser afectadas, anteriormente, por procesos metamórficos prealpinos, cuyas correspondientes paragénesis podrían haber quedado obliteradas por la edad alpina. Incluso se puede plantear la cuestión de la posible existencia de un zócalo prealpino. Antes de pasar a estas cuestiones, que en el área de la Hoja afectan en todo caso a las rocas más antiguas del manto de Fuente Piedra, conviene tratar de todo lo relativo al metamorfismo alpino. Sucesivamente se resumirán así las cuestiones correspondientes a las relaciones de la distribución de isogradas con la actual estructura en manto que presenta el conjunto para pasar luego a la de las variaciones de dicho grado de unas a otras formaciones, en un mismo manto y, en una misma formación, de unos mantos a otros. Entonces se estará en condiciones de abordar las cuestiones relativas a las características del metamorfismo en cuanto a ambiente y su evolución. Finalmente, se tratará de la cuestión del metamorfismo prealpino.

Como repetidamente ha sido puesto de manifiesto (EGELER y SIMON, 1969, etc.) la distribución de las isogradas del metamorfismo alpino no es congruente con la actual estructura de mantos de corrimiento. Esta estructura debe ser forzosamente posterior, por lo menos, a las etapas principales del metamorfismo. En efecto, en cada uno de los mantos, el grado del metamorfismo es progresivamente más alto conforme se pasa de los materiales de la formación carbonatada a los de formaciones más antiguas, pero al llegar al manto infrayacente se observa un brusco salto y reaparecen paragénesis de grado mucho más bajo.

Dentro de cada uno de los mantos del conjunto alpujárride se observa, como se acaba de indicar, un grado creciente de metamorfismo conforme se pasa a rocas cada vez más antiguas. El gradiente es notablemente fuerte. Discutir si se trata de un gradiente original, o bien aparece exagerado, por efecto de procesos de una laminación o estiramiento en gran escala, no sería oportuno en estas páginas. Únicamente, y para explicar parte de estos hechos, se puede recordar la existencia de un posible «efecto de

zócalo» (TORRES-ROLDAN, 1974), como ha sido invocado ya en un estudio relativo a un área relativamente próxima.

Sobre las diferencias del grado de metamorfismo de unos mantos a otros, se han emitido opiniones diversas. La primera impresión es que dicho grado aumenta, desde los mantos situados más bajos a los más altos, en el conjunto alpujárride. Esta impresión puede ser falsa; hay que advertir que los mantos más bajos están constituidos por las deformaciones más modernas, especialmente por la carbonatada, mientras que en los mantos superiores predominan las rocas pertenecientes a la formación más baja, obviamente afectada por metamorfismo de grado más alto. Las investigaciones más recientes sobre áreas próximas (TORRES-ROLDAN, 1974; AVIDAD, 1976, etc.) parecen indicar que no se da el aumento sistemático del grado de metamorfismo para cada formación, desde los mantos más bajos a los más altos. De todos modos, en el área de la Hoja y sectores adyacentes, GALLEGOS (1975), y para la formación carbonatada, advierte un estado de recristalización progresivamente más avanzado desde el manto de Víboras hasta el de Fuente Piedra. Y lo mismo parece ocurrir para la formación infrayacente. De todos modos, y por lo que se refiere al área de la presente Hoja, las diferencias son pequeñas.

En cuanto a las características más fundamentales, el metamorfismo alpino del conjunto alpujárride aparece como plurifacial, o más exactamente dicho, bifacial. Las condiciones, en principio de presión intermedia, pasan a ser luego de presión relativamente baja. Es importante notar (TORRES-ROLDAN, 1974; id. *in litt*) que los procesos mineralogénéticos parecen haberse desarrollado a lo largo de un lapso de tiempo dilatado con relativa continuidad de una a otras condiciones, en otras palabras, que no se encuentra evidencia de haberse desarrollado dos acontecimientos metamórficos distintos y netamente separados en el tiempo. Parece, pues, plausible pensar que el desarrollo de los procesos de neoformación y recristalización que integran la historia del metamorfismo alpino en el conjunto alpujárride se haya hecho bajo los efectos de una carga litostática progresivamente decreciente. Bien entendido, y es casi superfluo recordarlo, esta historia sería anterior al apilamiento de los mantos, que es el rasgo más llamativo de la estructura tectónica actual del conjunto alpujárride.

Dentro del área de la presente Hoja, es en los micasquistos del manto de Fuente Piedra donde pueden observarse mejor los hechos que pueden apoyar dichas interpretaciones. En dichos micasquistos se distinguen dos paragénesis (GALLEGOS, 1975). La primera, propia de condiciones de presión intermedia, contiene distena y estaurólita. A estos minerales se asocian cuarzo grafito, micas incoloras y granate, en casi todos los casos; en bastantes muestras se puede hallar también biotita, y plagioclasa (An 12 por 100), y en algunas muestras epidota, anfíboles, más otros minerales sin especial interés. La segunda paragénesis propia de condiciones de baja

presión, se caracteriza por la existencia de andalucita y estaurólita, a las que acompañan también la mayor parte de los minerales antes referidos, pero con las características texturales que indican su edad posterior.

Muchos de los granos de los minerales de la primera paragénesis evidencian su crecimiento sincinemático, con respecto a la esquistosidad S_1 ; por ejemplo, en los granates son numerosos los ejemplos de estructuras en bola de nieve. Los minerales de la segunda paragénesis no sólo aparecen netamente posteriores con respecto a la S_1 , sino que también suelen mostrarse faltos de orientación con respecto a la segunda esquistosidad S_2 , y faltos de orientación preferencial; se trata pues de una paragénesis desarrollada en condiciones estáticas. Conviene advertir, de todos modos, que entre los casos de minerales referibles a una y otra paragénesis los hay también que presentan características texturales y estructurales intermedias, lo que está conforme al desarrollo relativamente continuo de los procesos de neoformación y recristalización, tal como se indicó anteriormente.

En cuanto a la posible representación del metamorfismo prealpino en las rocas del complejo alpujárride, en la presente Hoja esta cuestión se plantea sólo para los micasquistos del manto de Fuente Piedra.

Las muestras estudiadas procedentes de dicha área no contienen indicios suficientes para demostrarlo, pues todos los minerales poseen características plenamente compatibles con su desarrollo durante los procesos metamórficos del ciclo alpino. Sin embargo, como GALLEGOS (1975) indica, y TORRES (1974) para un área próxima afirma, es probable que los materiales de la formación más baja de metapelitas hubiesen sido afectadas ya por procesos de metamorfismo de edad prealpina, pero en todo caso los de edad alpina han sido de grado igual y si no mayor, de modo que se habrá desarrollado una recristalización y neoformación generalizada, con la consiguiente obliteración de las características petrológicas correspondientes al supuesto ciclo prealpino. Así pues, es posible que los micasquistos del manto de Fuente Piedra hayan pertenecido realmente a un antiguo zócalo, pero éste ha sido reactivado totalmente. Los métodos petrológicos son insuficientes, de todos modos, para dilucidar esta cuestión en el presente caso.

2.2 MATERIALES POSTOROGENICOS

2.2.1 GENERALIDADES, CLASIFICACION

Los materiales de edad miocena y más moderna son los que afloran en mayor extensión en el área de la Hoja de Padul. Estos materiales tienen la característica común de ser netamente discordantes respecto de los del conjunto alpujárride. En su mayor parte, estos materiales pertenecen al relleno de las depresiones de Granada y del Valle de Lecrín, sobre cuyo carácter de cuencas intramontañosas se tratará más adelante.

Estos materiales neógenos y cuaternarios no están exentos de deformaciones tectónicas. Ahora bien tales deformaciones no fueron efecto de procesos de diastrofismo del ciclo alpino en su sentido estricto, sino que se desarrollaron con posterioridad al mismo. Es en este sentido que se aplica la denominación de postorogénicos de los materiales en cuestión. Las deformaciones que afectan a estos materiales se deben a los procesos que se agrupan bajo el concepto de Neotectónica, los cuales se manifiestan sobre todo, no exclusivamente, por una tectónica distintiva de «rift» que afecta a gran parte del ámbito del Mediterráneo occidental y tierras circundantes. Y no sólo las deformaciones aludidas se deben a esa Neotectónica; la distribución de las litofacies y de las potencias de los terrenos postorogénicos están en muchos casos claramente condicionados e influidas por el desarrollo de las estructuras de fractura, que son el resultado más llamativo de esta etapa neotectónica de la historia tectónica regional.

Las edades representadas en los terrenos postorogénicos que afloran en el área de esta Hoja comprenden desde la miocena hasta la más actual. No en todos los casos es fácil, ni posible su datación precisa. Por ello, y dadas sus demás características en la clasificación y sistematización de estos materiales, se han seguido criterios litológicos y relativos a su individualización. Así se han distinguido las siguientes unidades, cuya importancia en cuanto a extensión y potencia es desde luego desigual:

- | | | |
|-------------|---|--|
| Neógeno | } | Calizas, margocalizas lacustres y depósitos de celestina.
Calcarenititas bioclásticas.
Limos, areniscas y arcillas (yesíferas en muchos casos).
Calizas, margocalizas y limos lacustres.
Conglomerados heterométricos con arenas (Formación de Pinos Genil).
Conglomerados de Moraleda de Zafayona. |
| Cuaternario | } | Conglomerados de la Alhambra.
Depósitos de pie de monte.
Conglomerado de Alhendín.
Turbas.
Depósitos coluviales.
Derrubios recientes. |

2.2.2 NEOGENO

2.2.2.1 Calizas, margocalizas lacustres y depósitos de celestina

Poco puede decirse de este término, puesto que sólo aflora en tres puntos de la Hoja de Padul, y sólo en Monte Vives tiene suficiente extensión para ser representado en cartografía:

En la margen este del arroyo del Huenes, cerca del Cortijo de la Copa,

afloran unas calizas lacustres con abundantes restos de Cianofíceas y unas margocalizas con restos de Gasterópodos de agua dulce; en principio, podría pensarse que se trata de términos del Mioceno terminal, o más recientes, pero sobre ellos reposan unos limos grisáceos con restos de ostréidos, asimilables al término que describiremos en el tercer lugar. Lo más lógico es, por tanto, equiparar estos materiales lacustres a los que reposan bajo las calcarenitas bioclásticas (a las que después nos referiremos) en las Hojas de Güejar Sierra y la Peza, así como a los «limos, arenas y conglomerados de Albuñuelas» de la Hoja de Dúrcal, términos estos últimos cuya edad puede estimarse como Serravallense-Tortonense Inferior.

Más al Sur, en las inmediaciones del cortijo del Hervidero, aparecen unos materiales arcillosos oscuros y calizas lacustres, equiparables, por tanto, a los materiales anteriores, pero que ahora se encuentran bajo las calcarenitas bioclásticas. La correlación con los materiales lacustres de las Hojas vecinas, a que anteriormente aludimos, es aún más evidente en este caso.

El tercer afloramiento de estos materiales se encuentra al oeste de los anteriores, en Monte Vives, una elevación de 970 m. situada al este de la Malá. Aquí, bajo una serie de materiales con yeso, pertenecientes al término que describiremos en tercer lugar, aparece una masa de margocalizas y margas con gran cantidad de estroncio, hasta el punto de que, en muchos casos, la roca está casi totalmente constituida por celestina (la estronciante es rara, Cfr. ORTEGA HUERTAS, 1973).

La interpretación de este yacimiento es bastante difícil desde su punto de vista genético (ORTEGA HUERTAS, 1973). En cuanto a su correlación con otros términos de la Depresión de Granada, lo más lógico es correlacionarlo con los materiales lacustres de la margen este del Arroyo de Huenes, dado que en algunos bancos (no mineralizados) se ha observado restos, muy escasos, de Ostrácodos, Cianofíceas y Carofitas, y habida cuenta de su posición estratigráfica.

Uno de nosotros (S. de G.) piensa que los materiales de Monte Vives deben de correlacionarse, por el contrario, con el que denominamos aquí «calizas y margocalizas y limos lacustres», basándose en la presencia de celestina en materiales de este término, que afloran en la zona de Escúzar.

La edad de los materiales de Monte Vives no la damos, pues, de forma segura; puede corresponder al Serravallense-Tortonense Inferior o al Messinense Superior —¿Plioceno basal?

2.2.2.2 Calcarenitas bioclásticas (T₁₁^{bc} cr)¹

Sus afloramientos se sitúan en el borde sur de la Hoja, en una serie de elevaciones que se extienden desde Padul hasta Agrón. Además existe otro

afloramiento pequeño en las inmediaciones del Cortijo del Hervidero (al sur de Monachil).

Los afloramientos del borde sur de la Hoja son la continuación de los que se encuentran en el borde norte de la Hoja de Dúrcal. Se trata de afloramientos, más o menos aislados, que reposan sobre materiales béticos, sin que existan bajo ellos indicios de materiales equivalentes a los lacustres tratados en el epígrafe anterior.

Litológicamente, sobre un conglomerado basal discontinuo, aparecen unas calizas bioclásticas que pasan a calizas organógenas, casi puras, al disminuir los materiales detríticos; también se encuentran con cierta frecuencia fragmentos de colonias de corales y, excepcionalmente, aumenta la proporción de fracción detrítica hasta casi pasar a areniscas. La macrofauna, aparte de los corales ya citados, es abundante aunque en general mal conservada, predominando los restos de Pectínidos y Ostreidos.

En cuanto al segundo afloramiento citado, se extiende desde la fuente del Hervidero hasta el Barranco Hondo, sirviéndole de sustrato unas veces los materiales arcillosos y calizos descritos en el epígrafe anterior y otras los materiales béticos directamente. También aquí aparecen calcarenitas bioclásticas, con restos de Pectínidos y Equínidos y, de nuevo, se han encontrado restos de colonias de corales, tampoco «in situ».

Al norte y al oeste de los afloramientos citados, no se han encontrado materiales equivalentes a los que ahora nos ocupan: en principio, podría pensarse que se puedan encontrar debajo de la gran masa de limos, areniscas y arcillas que constituyen el término que a continuación trataremos, pero parece más probable que o no existen o que estén muy reducidos, como parece indicar dos hechos muy significativos:

1. Los materiales de Monte Vives soportan, directamente, limos con yeso, sin que exista entre ambos indicios de paquete de calcarenitas bioclásticas.

2. En las inmediaciones de la Malá hay dos afloramientos pequeños de materiales béticos, sobre los que descansan directamente limos marinos de la base del paquete de limos, areniscas y arcilla, sin que se observen en este caso tampoco las calcarenitas bioclásticas.

Este fenómeno puede explicarse invocando la surrección de una zona que incluiría el borde sur de la Hoja de Padul y que originariamente estaría deprimida, en contraposición a la zona de la Malá, que inicialmente estaría elevada. Para más detalles sobre este proceso y sobre la evolución general de la cuenca miocénica en este sector, se puede consultar los trabajos de GONZALEZ DONOSO, 1967, y DABRIO, GARCIA YEBRA, GONZALEZ DONOSO y VERA, 1972).

Aunque no hemos encontrado microfauna que permita asignar una edad concreta, pensamos que las calcarenitas bioclásticas, por comparación con términos equivalentes de la Depresión de Granada, deben corresponder al Tortoniense Medio-Superior.

2.2.2.3 Limos, areniscas y arcillas con yeso ($T_{11-2}^{BC^2-B}$)

Sobre los dos términos citados anteriormente, o sobre los béticos directamente, aflora este conjunto litológico, que ocupa gran extensión en la presente Hoja.

En general, está constituido por limos, aunque no faltan en él las areniscas y las arcillas; en cuanto al yeso, aparece muy esporádicamente en los materiales situados al Este (borde de Sierra Nevada), pero va aumentando paulatinamente hacia el Oeste (es decir, hacia el centro de la Depresión de Granada), a partir del meridiano de Gabia Grande es abundantísimo, dando lugar a concentraciones explotables. En algunos puntos (vg. Escúzar), aparecen masas, constituidas casi exclusivamente por alabastro, de varias decenas de metros de espesor.

En cuanto al medio de sedimentación de estos materiales, la base de los mismos se depositó en un medio marino, como lo demuestra la existencia de macro y microfauna marina en los mismos. Así, en el Arroyo de Huenes aparecen, sobre las calizas y margocalizas lacustres, los limos grises con Ostreoides a que antes aludimos. En la Fuente del Hervidero, sobre las calcarenitas bioclásticas aparecen limos amarillos y grises que muestran profusión de Dentalium (el nombre de Cerro de las Pipas alude a estos fósiles), Celentéreos, Lamelibranquios (Carditidos, en especial), etc. En la Malá, sobre materiales béticos afloran directamente margas grises azuladas con restos de Lamelibranquios (Amussium, Chlamys, etc.) y Equinodermos. En la cabecera del Barranco del Velao, también aparecen los materiales marinos con una abundante microfauna.

A este ambiente, claramente marino, sigue otro de mar cerrado con conexiones esporádicas o restringidas con el mar abierto, lo que da lugar al depósito de materiales con o sin yeso, azoicos, que se superponen a los materiales marinos; hay que destacar la existencia en los alrededores de la Malá de secuencias turbidíticas formadas en la cuenca evaporítica (DABRIO, GARCIA YEBRA, GONZALEZ DONOSO y VERA, 1972).

Finalmente el ambiente evolucionaría hacia otro claramente lacustre, en el que se depositarían los últimos episodios del término que nos ocupa, así como el siguiente distinguido en la cartografía.

Para terminar, conviene señalar que los afloramientos de este término en el borde sur de la Hoja son muy escasos y sólo se encuentran al este del meridiano de Escúzar. Inicialmente, podría pensarse que su falta casi total se debe a fenómenos de erosión reciente provocados por el juego de las fallas del borde sur de la Hoja en el cuaternario. Pero en función de los datos que a continuación exponremos, esta hipótesis puede desecharse casi por completo.

En cuanto a la edad, la asociación en los términos inferiores marinos de *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerina riveroae* Bolli y Bermúdez, *Glo-*

borotalia scitula ventriosa Oguiben, *Globorotalia humerosa* Takayanegi y Saito, *Globorotalia* ex gr. *dutertrei* (D'Orbigny) y *Globorotalia acostaensis* Blow, entre otras especies de foraminíferos planctónicos, indica una edad Tortonense Superior-Messinense Inferior, por lo que asignamos al conjunto del término una edad Tortonense Superior-Messinense.

2.2.2.4 Calizas, margocalizas y limos lacustres ($T_{12-2}^{Bc^3-B}$)

Sobre el término anterior y concordantemente afloran, al oeste y al norte de la Hoja, unos materiales carbonatados lacustres que están mucho mejor representados al oeste, ya en la Hoja de Loja.

A grandes rasgos, puede decirse que al oeste del meridiano de Santa Fé predominan los materiales calizos de tonos claros, frecuentemente oquerosos, mientras que al este de dicho meridiano aparece una alternancia de limos con yeso y margocalizas. Tanto en unos como en otros materiales se observan abundantes Gasterópodos de agua dulce, en general pequeños, y en lámina delgada restos de Carofitas y Cianofíceas.

En la zona de Escúzar-Ventas de Huelma, se observan pequeños afloramientos, frecuentemente no cartografiados, constituidos por limos y arcillas lignitíferas y calizas blancas oquerosas.

Bajo un punto de vista paleogeográfico, el afloramiento más interesante del término que nos ocupa se localiza en las elevaciones del borde sur de la Hoja. En las inmediaciones del Cortijo de Fatimbúyar (al sureste de Agrón), aparece un afloramiento de margocalizas lacustres con pequeños Gasterópodos de agua dulce. Las condiciones de observación no son favorables, pero el afloramiento está rodeado por materiales béticos y calcarenitas bioclásticas; a esto hemos de sumar que ni en este afloramiento ni en sus inmediaciones, se observan restos del término descrito en el epígrafe anterior.

Para explicar esta ausencia del paquete de limos, areniscas y arcillas, tan bien desarrollado pocos kilómetros al norte del afloramiento que venimos tratando, parece lógico pensar en un movimiento de surrección del borde sur de la Hoja, que empezó a desarrollarse quizá al final del depósito de las calcarenitas bioclásticas. Este movimiento de surrección daría lugar a la desaparición de los materiales del paquete de limos, areniscas y arcillas, si es que llegaron a depositarse, en el borde suroeste de la Hoja, y, en menor grado, en el borde sureste.

En cuanto a la edad de las calizas, margocalizas y limos lacustres, no hay argumentos que permitan asignarlos una edad concreta. Por correlación con otros términos equivalentes a la Depresión de Granada, parece lógico atribuirles una edad Messinense Superior, sin descartar totalmente el Plioceno basal.

2.2.2.5 Conglomerados heterométricos con arenas

(Formación de Pinos Genil) ($T_{12-2}^{Bc^2-B}$)

Se localizan afloramientos de este término, presente en todo el borde de Sierra Nevada, en el Arroyo de Huenes, al oeste de la Fuente del Hervidero en Dilar y al sureste de Padul.

Litológicamente, se trata de una potente masa de conglomerados muy heterométricos (algunos cantos llegan a tener un volumen superior al metro cúbico); los horizontes arenosos e incluso limosos no faltan, pero son minoritarios. La naturaleza de los cantos es típicamente bética: Gneises, micasquistos y, en menor proporción, calizas y dolomías. En cuanto a microfauna, o está totalmente ausente o presenta señales inequívocas de estar rodada.

Respecto a su origen, el tamaño de sus cantos implica que este episodio se formó merced al transporte por un medio muy energético, quizá fluvial, condicionado, a su vez, por la existencia de grandes diferencias de altura entre las áreas fuente (Sierra Nevada) y las de depósito; este relieve accidentado tendría su origen en uno de los frecuentes periodos de inestabilidad que afectaron a la Depresión de Granada.

Referente a la edad de esta formación poco puede decirse. El hecho de que se superponga (con una discordancia angular y erosiva intermedia) a los limos, areniscas y arcillas de edad Tortonense Superior-Messinense, y que sobre ella repose el Conglomerado de la Alhambra del Cuaternario, permite asignarle una edad pliocénica, sin descartar absolutamente que parte de los materiales se depositaran durante el Messinense, puesto que tampoco se puede desechar totalmente la posibilidad de que, al menos en parte, sea coetánea de las calizas, margocalizas y limos lacustres.

2.2.2.6 Conglomerados de Moraleda de Zafayona (T_2^B)

En la parte occidental del borde norte de la Hoja de Padul, sobre las calizas, margocalizas y limos lacustres, o sobre términos más antiguos, se observa un paquete constituido esencialmente por conglomerados y, en menor cantidad, por arenas, no faltando los niveles arcillosos-limosos. El contacto con las formaciones anteriores es claramente discordante.

Al Oeste, fuera ya de la Hoja de Padul, este paquete está mucho mejor representado y se pueden establecer mejor sus características; por ello, nos remitimos a la Memoria de la Hoja de Loja.

En cuanto a edad, no se han detectado restos de organismos que permitan deducirla; en función de su posición, sólo podemos decir que se trata de materiales del Plioceno-Cuaternario, por lo que cabe la posibilidad de que, al menos en parte, sean equivalentes de la formación de Pinos Genil.

2.2.3 CUATERNARIO

2.2.3.1 Conglomerados de la Alhambra (Q_1^{cg})

Sus afloramientos se localizan en la parte noreste de la Hoja, reposando directamente en discordancia sobre los limos, areniscas y arcillas o sobre la Formación de Pino Genil.

Se trata de una potente masa de conglomerados con algunos niveles de areniscas; el color predominante es el rojo intenso, aunque hay niveles grisáceos intercalados. Los cantos, redondeados en general, son muy variables en tamaño, sobrepasando los 10 cm. En cuanto a su origen, predominan los materiales del núcleo de Sierra Nevada, particularmente las rocas ultrabásicas; los materiales alpujarrides son minoritarios. Diremos, en fin, que en su seno aparecen frecuentemente paleocauces y discordancias internas.

Más al Sur, en las inmediaciones de la Fuente del Hervidero, se observan, coronando afloramientos de la Formación de Pinos Genil, unos materiales rojizos quizá equiparables al Conglomerado de la Alhambra, pero que no se han separado en cartografía por falta de argumentos definitivos para asignarlos a dicho conglomerado.

En fin, en el afloramiento más meridional de la Formación de Pinos Genil y sobre los materiales de la misma, se observa un episodio algo más arenoso, pero de color rojo (Cfr. Memoria de la Hoja de Dúrcal). Aunque como muy remota, cabe apuntar la posibilidad de que este episodio sea equivalente al Conglomerado de la Alhambra.

La edad Cuaternaria de esta formación fue establecida por AGUIRRE (1957), mediante restos de mamíferos.

2.2.3.2 Depósitos de pie de monte (Q_1^{cd}) (Q_{1-2}^{cd}) (Q_2^{cd})

En buena parte de la Hoja de Padul, el borde de Sierra Nevada está flanqueado por depósitos conglomeráticos tipo pie de monte muy extensos.

El mayor afloramiento es el gran cono de deyección de Zubia, con vértice en la Fuente del Hervidero y cuya base se extiende desde Gójar al barrio del Genital de Monachil. Lo integra una potente masa de conglomerados (hasta 100 m. de potencia) parcialmente cementados por costras calizas de tipo caliche; los cantos provienen, casi exclusivamente, de las calizas y dolomías triásicas que afloran en las inmediaciones.

El depósito, en conjunto, es claramente tabular, con una pendiente que puede llegar a los 10 grados. Obviamente esta pendiente debe ser, en parte, formacional, aunque debe haberse acentuado después, merced a los movimientos más recientes de Sierra Nevada, de los que hay señales inequívocas en los bordes. Así, en el Cortijo de Huenes se observa cómo, por efecto de una falla, el buzamiento llega a alcanzar los 45 grados.

La extensión actual de este cono de deyección no es la primitiva. Al noroeste de Gójar vuelve a reaparecer la formación que nos ocupa, llegando el afloramiento a las inmediaciones de la carretera de Granada a Motril. Al sureste de Granada, en los Rebites, sobre el conglomerado de la Alhambra, también reaparece, aunque con características litológicas algo diferentes, pues el origen de los cantos es más variado; de todas formas, también en este punto aparecen costras calizas que cementan el conglomerado.

Al sur de este gran cono de deyección (falda norte de la Silleta de Padul) aparecen materiales equivalentes que debieron formar parte de otro u otros conos de deyección, menos desarrollados o bien más desmantelados, con posterioridad a su formación que el de la Zubia.

En fin, al sur de la Silleta de Padul, también existen abundantes formaciones de pie de monte, consistentes en una serie casi ininterrumpida de conos de deyección, que se prolongan hacia el sureste en la Hoja de Dúrcal.

Se advierte aquí la existencia de dos generaciones de conos, unos más antiguos rubefactados, afectados por el gran sistema de fallas normales de Padul-Dúrcal, y otros más modernos, sin rubefacción, que fosilizan dichas fallas.

2.2.3.3 Conglomerado de Alhendín (Q_2^{cd})

Desde Alhendín a Gabia la Grande se observa una franja de conglomerados, litológicamente semejantes a los del cono de deyección de la Zubia, pero sin costras calizas.

En principio, parece bastante probable que se trate de un cambio lateral de facies de los pies de monte descritos en el epígrafe anterior, pero al no existir argumentos definitivos que apoyen esta hipótesis hemos preferido separarlos en cartografía.

Hacia el noroeste, al sur de Belicena, aparecen materiales semejantes a los del conglomerado de Alhendín, pero ya formando parte del afloramiento de conglomerado de Moraleta de Zafayona, que se extiende ininterrumpidamente hasta la localidad tipo de esta formación. Es, por tanto, muy probable que ambos conglomerados, Alhendín y Moraleta de Zafayona, sean, en parte, equivalentes (quizá el primero equivalga a la cima del segundo), pero estas relaciones no se pueden probar (de forma análoga a lo que ocurre respecto al conglomerado de Alhendín y los pies de monte), y en consecuencia, preferimos considerarlos como términos distintos.

2.2.3.4 Turbas (Q_{1-2})

El sistema de fallas Padul-Dúrcal y una antitética de las mismas delimitan

la fosa tectónica de Padul, actualmente rellena por una potente masa de turba con intercalaciones de arenas, arcillas y yesos.

Según datos de sondeo, la potencia mínima de este término en la parte central de la fosa es de 100 m. Los estudios palinológicos realizados por MENENDEZ-AMOR y FLORSCHUTZ indican que abarca, al menos, desde el Villafranquiense al Holoceno.

2.2.3.5 Depósitos aluviales (Q_1^{AL}) (Q_2^{AL})

El río Genil y sus afluentes Monachil y Dilar, condicionan la existencia de una gran masa de materiales aluviales en el área de la presente Hoja, que constituyen el borde sureste de la Vega de Granada. Los afluentes del Genil situados más al Oeste condicionan, dentro de la misma área, la existencia de otras formaciones aluviales, pero más restringidas.

2.2.3.6 Derrubios recientes (Q_2^L)

Se han cartografiado en aquellos puntos en que tienen un desarrollo importante, o dificultan la observación de contactos entre términos más antiguos.

3 TECTONICA

3.1 RASGOS GENERALES

Como ya se ha aludido en páginas anteriores al área de la presente Hoja, lo mismo que un ámbito mucho más extenso de la Cordillera Bética, ha sido afectado por procesos diastróficos de dos épocas y características diferentes. Esta dualidad queda registrada en la estructura tectónica.

Por una parte, los terrenos de edad preneógena reducidos en este área a los pertenecientes al conjunto alpujárride, presentan las características estructurales fundamentales de este conjunto, debidas a los procesos orogénicos del ciclo alpino propiamente dicho.

El rasgo más aparente de esta estructura es el apilamiento de varios mantos de corrimiento. Además, los materiales del conjunto alpujárride presentan una completa estructura polifásica que comprende deformaciones de diversas características, sobre la cual se trata también.

Por otra parte, el conjunto del área de la Hoja ha sido afectado por los procesos de la Neotectónica. Es precisamente este área una de las más interesantes a este aspecto en la región central de la Cordillera Bética. Estos procesos se manifiestan fundamentalmente por una estructura de fractura, aunque acompañada por otras deformaciones, que se superponen a la estruc-

tura alpina propiamente dicha de los terrenos del conjunto alpujárride. Y esa nueva estructura neotectónica no solamente afecta a estos terrenos, sino también en mayor o menor grado a los terrenos postorogénicos.

Queda planteada la cuestión de la eventual existencia de estructuras antealpinas, por supuesto sólo para los materiales más antiguos del conjunto alpujárride. Ya se aludió anteriormente (2.2.6 y 2.2.7) a esta cuestión, aunque la escasa representación de dichos materiales dentro del área de la Hoja, y sus deficientes condiciones de observación, apenas justificarían la discusión de este tema desde estas páginas. Es indudable, en cualquier caso, que la extraordinaria intensidad de las deformaciones penetrativas de edad alpina asegura una reactivación prácticamente total de los materiales más antiguos del conjunto alpujárride representados en esta Hoja y que hubiesen podido eventualmente haber sido precozmente deformados por efecto de procesos tectónicos antealpinos. Para un examen más detallado de esta cuestión nos remitimos a las investigaciones realizadas por otros autores en áreas relativamente próximas, pero en las cuales los materiales relativamente antiguos del conjunto alpujárride están mejor representados (TORRES ROLDAN, 1974, etc.). Basta recordar aquí de todos modos que tales investigaciones confirman dicha reactivación alpina en gran escala, y hacen aparecer muy difícil la conservación de posibles estructuras antealpinas en dichos materiales.

Queda así, pues, limitado este capítulo a dos cuestiones. En primer lugar, la relativa a las estructuras alpinas propiamente dichas, y en segundo lugar, a la Neotectónica.

3.2 ESTRUCTURAS DEL CICLO ALPINO

3.2.1 ESTRUCTURA EN MANTOS DE CORRIMIENTOS

Como se ha indicado ya en páginas anteriores, el conjunto alpujárride está constituido por un apilamiento de mantos de corrimiento. De abajo arriba, en el área de esta Hoja, como GALLEGOS (1975) precisó debidamente, los mantos representados son los de Víboras, Trevenque y Fuente Piedra. Con mucho, es el segundo de ellos el que ocupa la mayor extensión en el total de afloramientos del conjunto alpujárride dentro de dicha área.

Las superficies de corrimiento están bien definidas. En muchos casos son netamente oblicuas respecto a la estratificación y a las superficies de esquistosidad. Sin embargo, en las filitas, debido a su mayor ductilidad, pueden aparecer flexiones en la proximidad de las superficies de corrimiento que hacen llegar al paralelismo, o casi, con respecto a las mismas. Se observan también numerosos casos en que la superficie de corrimiento tiene pliegues, sobre todo de escalas de decimétricas o hectométricas al muro, o menos frecuentemente, al techo de aquélla. Y hay que notar también que las superficies de corrimiento, aunque presentan formas curvas, en conjunto tienen

unas características geométricas bastante sencillas, salvo los efectos de las fallas de la etapa neotectónica, por supuesto.

Todos estos hechos permiten concluir que la estructura en mantos, tal como aparece actualmente, es relativamente tardía. El examen de sus relaciones con las isogradas del metamorfismo corrobora la misma conclusión:

En efecto, como es regla general en el conjunto alpujárride (y también en el nevado-filábride) no existe congruencia entre la disposición de las isogradas del metamorfismo alpino y la superposición de mantos. Y el estudio más detallado de las estructuras penetrativas (en parte sinmetamórficas), así como de la mayor parte de otras estructuras no penetrativas propias de comportamiento dúctil (pliegues de diversos órdenes de magnitud, boudinage, etc.) que afectan a los materiales del conjunto alpujárride, indican igualmente que se desarrollaron con anterioridad a la formación del actual apilamiento de mantos.

Tal apilamiento debió producirse en condiciones bastante superficiales, bajo cargas litostáticas relativamente poco importantes, de modo que los materiales se comportan de modo poco dúctil.

Una parte considerable de las innumerables fracturas que los afectan, y que están dispuestas más o menos incongruentemente respecto a las estructuras propias de comportamiento dúctil, debieron originarse en relación con la traslación de los mantos. Únicamente a lo largo de las superficies de traslación aparecen en diversos puntos microbrechas y brechas más o menos miloníticas con algún grado de recristalización e indicios de fluencia; su génesis puede explicarse en virtud de efectos térmicos locales desarrollados en relación con la traslación.

En cuanto a la vergencia de la estructura de mantos, las investigaciones de GALLEGOS (1975) corroboran que es hacia el N o próxima. Sobre la edad, como ocurre para el resto de la zona bética, faltan datos suficientes para determinarla con cierta precisión. En el capítulo dedicado a la Historia Geológica se tratará este tema.

Queda por tratar la cuestión de la magnitud de los mantos que se consideran, la cual se relaciona con las relativas a correlaciones y a la magnitud de las traslaciones.

Como es sabido, en la zona bética quedan sectores bastante amplios en los que, por falta de cartografía adecuada o por las propias condiciones estructurales y de afloramiento, no pueden establecerse correlaciones seguras entre las unidades autóctonas definidas en unas u otras localidades. Ello conduce a una inevitable proliferación de nombres locales para tales unidades, nombres que en parte pueden ser ciertamente superfluos, pero es difícil o imposible demostrarlo.

Por otra parte, también se han descrito como mantos elementos autóctonos

locales que pueden no ser más que escamas o subdivisiones de unidades mayores. Pero esos inconvenientes son menores que los que resultarían del establecimiento prematuro de la identidad de muchas de estas unidades.

Por lo que se refiere a la presente Hoja, estas dificultades no son excesivas.

Las unidades denominadas de Víboras, Trevenque y Fuente Piedra han podido ser seguidas con toda seguridad en las vecinas Hojas núms. 1.027 y 1.041, y se pueden correlacionar con las que, designadas con otros nombres, han sido descritas en homólogas posiciones más hacia el NE y al SE; sin duda alguna se trata de mantos de corrimiento propiamente dichos. Las magnitudes de las respectivas traslaciones son del orden de algunas decenas de kilómetros.

3.2.2 OTRAS ESTRUCTURAS

Sin pretender, ni mucho menos, su descripción exhaustiva, que quedaría fuera de los límites y objeto de la presente Memoria, se tratará a continuación de otras estructuras alpinas, en parte aludidas ya anteriormente. Para una referencia más detallada podrá consultarse especialmente la Memoria de GALLEGOS (1975).

Aparte ciertos indicios de pliegues intratriásicos que podrían ser relacionados con movimientos de deslizamiento diferencial penicontemporáneos de la sedimentación, más bien que resultando de una tectónica comprensiva, dicho autor establece la sucesión de cuatro etapas distintas. Las direcciones correspondientes a las mismas serían: N 80° E, N-S, N 35° E y N 135° E respectivamente, de más moderna a más antigua. Las condiciones del desarrollo de esas etapas, desde luego de carácter compresivo, serían progresivamente más someras a medida de su edad más moderna, habida cuenta de sus características geométricas de los correspondientes pliegues. En las filitas y micasquistos, los más antiguos se caracterizan por ser muy agudos, de flancos planos casi paralelos, y van acompañados de una esquistosidad continua de plano axial muy perfectamente desarrollada. Esta esquistosidad puede no ser la primera, pues existen indicios, mal caracterizados en el ámbito de esta Hoja, de otra anterior. Esta esquistosidad de plano axial, que es la mejor desarrollada y más aparente, aparece en diversas localidades afectadas por una crenulación, y más localmente por otra u otras esquistosidades que pueden en parte corresponder a las etapas de plegamiento más modernas antes mencionadas.

De todos modos todas las estructuras de plegamiento en cuestión, así como las esquistosidades citadas, son anteriores, como ha quedado repetidamente expresado, a la formación del apilamiento de mantos.

Aunque en menor escala que en otras áreas próximas, la superficie de corrimiento está deformada en algunos puntos por pliegues de escala de de-

camétrica a mayor. Los pliegues en cuestión no aparecen en ningún punto acompañados por el desarrollo de estructuras penetrativas.

Examinada la estructura a escala kilométrica en la parte oriental del área de la Hoja, dichas superficies están desde luego afectadas por el gran pliegue antiformal de dirección general E-O de Sierra Nevada y que en parte tan considerable es responsable de la expresión orográfica de esta unidad.

La identificación de las estructuras de fractura referibles al ciclo alpino propiamente dicho y su distinción respecto a las correspondientes a la Neotectónica no es fácil en muchos casos. Existen, desde luego, pequeñas fallas que por su posición congruente con pliegues, especialmente los de las últimas generaciones, sí pueden atribuirse plausiblemente a dicho ciclo. Otras son sin duda sincinemáticas de la estructura en mantos de corrimiento. Todas esas fallas son en general de saltos pequeños, en muchos casos del orden métrico e inferior. Su sistematización es todavía insegura, y resultaría también superflua en esta Memoria. Para más detalles, una vez más se remite a la Memoria de GALLEGOS (1975).

Otras estructuras tienen un desarrollo más local aún y carecen de especial interés. Recordaremos solamente el desarrollo bastante corriente de boudinage en ciertos niveles de la formación carbonatada del Triás Medio y Superior.

3.3 NEOTECTONICA

3.3.1 INTRODUCCION

Se intenta recoger aquí los principales rasgos geológicos que permitan reconstruir la evolución tectónica de esta parte de la Cordillera, desde el Neógeno hasta la actualidad. Para ello hay que valerse, además de datos de carácter puramente tectónico, de otros de tipo estratigráfico —sedimentológico, geomorfológico y también, cuando existan, paleontológicos.

Los materiales del Mioceno y más modernos ocultan el contacto de los materiales correspondientes a las zonas Bética y Subbética (tal como se puede observar en las próximas Hojas de Granada y Zafarraya). Seguramente este contacto oculto será del mismo carácter del manto de corrimiento observado en otros muchos sectores y estará posteriormente afectado por plegamientos y fracturas.

Según los datos de GONZALEZ DONOSO (1967 y 1970) los primeros materiales que se depositan en la Depresión de Granada tienen una edad Oligocena-Burdigaliense, por lo que hay que pensar que al menos parte de la Depresión comenzó a individualizarse en esa edad o algo antes. Sin embargo, en la Hoja de Padul, los materiales visibles más antiguos que rellenan la Depresión corresponden a los que GONZALEZ DONOSO (1967) llama del tramo superior, a los que atribuye una edad Tortonesense. Estos materiales y

los formados posteriormente presentan deformaciones netamente diferentes a las sufridas con anterioridad por otros más antiguos. En concreto, son posteriores a la tectónica que dio lugar a los mantos de corrimiento, fallas inversas importantes y grandes sistemas de pliegues, es decir: el tipo de deformación que han sufrido es, en cierto modo, independiente del que «construyó» la Cordillera Bética. Muchas de estas deformaciones modernas, en realidad, destruyen, cortan en bloques y desplazan las estructuras previamente formadas. Son, sobre todo, los movimientos modernos provocados por tensiones los que más contribuyen a esta dislocación.

Estas deformaciones que se producen, en muchos aspectos independientemente de las directrices generales marcadas en la región por las sucesivas etapas de deformación anteriores, son las que en este caso sirven para delimitar el campo propio de la Neotectónica.

3.3.2 DATOS APORTADOS POR LA ESTRATIGRAFIA

3.3.2.1 Base de los materiales miocénicos en el área de la Hoja

En la referencia efectuada en el capítulo de Estratigrafía sobre la formación de calcarenitas bioclásticas (T_{11}^{Bcl} cr) se indicó que en muchos puntos esta formación se inicia con un conglomerado de base. El estudio de este tramo inicial de la formación indica que su carácter detrítico aumenta hacia el Oeste. La interpretación de este hecho, ya dada por GONZALEZ DONOSO (1967), se muestra sencilla: durante el Tortonense, en el momento del depósito de los materiales que nos ocupan, parte de la región está emergida y parte de ella se está hundiendo, es decir, existen movimientos diferenciales. Estos movimientos, al menos en algún momento, fueron bruscos y produjeron escarpes, que dieron lugar a grandes bloques que se observan en algunos afloramientos.

Así localmente el sector de Agrón es interesante hacer notar que los materiales que suministran los cantos a los sedimentos miocénicos aludidos, parecen pertenecer a un manto de corrimiento que cabalgó a las dolomías. En momento posterior y al producirse las dislocaciones con movimientos verticales, llegan a ser atacadas también las dolomías, que entonces son las que suministran material detrítico al conglomerado.

Se deduce, pues, la casi segura existencia de fallas, de los siguientes datos:

1. GONZALEZ DONOSO (1967) señala cambios notables de potencia, dentro de los materiales miocénicos, y los interpreta como debidos a la fracturación de la cuenca, que da como resultado sectores de menor depósito e incluso de erosión precoz de materiales casi recién depositados.

2. Se intercalan dentro de los limos y arcillas, a diversas alturas estratigráficas, niveles de areniscas y conglomerados. Con respecto a estos conglomerados, conviene insistir en lo siguiente:

- a) Algunos de los niveles se depositaron en medio marino próximo a costas.
- b) A medida que estos niveles se encuentran más al Oeste disminuye su abundancia, su tamaño de grano y su espesor, como puede comprobarse en los afloramientos de tamaño fino, al Oeste, en la Malá y en Escúzar (la dirección de paleocorrientes oscila entre N 98° E y N. 130° E, y el sentido hacia el Oeste (Cfr. DABRIO, GARCIA YEBRA, GONZALEZ DONOSO y VERA, 1972) y en los afloramientos de tamaño grueso, al Este, como por ejemplo en los Km. 495 y 446 de la Carretera Nacional 323 y en todo el sector occidental de Dílar.

Está clara la procedencia a partir del sector que actualmente ocupa Sierra Nevada, que era el que más se levantaba, y de su erosión se producían gran parte de los cantos y demás materiales que ahora encontramos formando parte de los depósitos de la Depresión de Granada.

Todo indica que la región presentaba una fuerte inestabilidad tectónica y, aún cuando unos bloques se levantaban más que otros, todo el conjunto sufría una surrección, que concluyera con la desaparición del ambiente marino originalmente existente.

3.3.2.2 Formación de Pinos Genil (o «Block-Formation») (T_{12-2}^{2-B})

La indicada inestabilidad tectónica queda especialmente bien reflejada por la característica de la posición que muestra la formación de Pinos Genil, descrita por diversos autores (así, véase GONZALEZ DONOSO, 1967).

1. Se muestra acordante con los materiales más antiguos del Mioceno en algunos puntos, en tanto en otros sectores es netamente discordante: Esto último se observa con gran claridad en el barranco que parte del cruce de las carreteras de Granada a Dílar y de Otura a Dílar. En este barranco los limos arcillosos, con abundantes niveles de areniscas y conglomerados, subyacentes buzan hacia el Oeste 15-20° y su dirección aproximada es N 20° O, en tanto que los materiales de la Formación de Pinos Genil, que se les superponen, tienen una dirección aproximada N 60-70° O, y buzan unos 20° al Norte.

La existencia de esta discordancia, tan patente en varios puntos, junto con el hecho, ya citado por GONZALEZ DONOSO (1967), de niveles erosionados y las variaciones de potencias, muestran el hecho de la inestabilidad tectónica con movimientos verticales diferenciales de unos bloques respecto de otros.

2. La observación de los distintos niveles que forman la «Block-Formation» conduce a la idea de un depósito condicionado por transporte fluvial de gran energía. Los conglomerados que produce son de mayor tamaño que los anteriores y su acúmulo produjo mayores trastornos. Por la distribución de sus afloramientos y por el hecho de que se observan acuñamientos laterales se puede deducir que no se formaba a partir de una sola corriente de agua, sino que fueron varias. En el área cubierta por la Hoja de Padul, al menos fueron tres las principales líneas de formación.

Parece claro que la Formación de Pinos Genil corresponde a un período en el que la inestabilidad tectónica, responsable de la creación de relieves aptos para ser atacados por la erosión, fue muy acusada. A medida que disminuyeron estos relieves y la inestabilidad tectónica fue menor, disminuyó el tamaño de grano de los depósitos, y se volvió a un régimen de depósito similar al que reinaba con anterioridad a las fuertes corrientes indicadas.

Debe hacerse notar que la mayoría de los cantos de esta formación proceden del núcleo de Sierra Nevada y los carbonatados constituyen minoría. Esto lleva a pensar que amplias áreas, que ahora presentan materiales dolomíticos alpujárrides, como la Silleta, el Trevenque y el Purche (en la vecina Hoja de Güejar Sierra) se encontraban aún sumergidos o aún no daban un relieve que fuera atacado por la erosión. Sólo el sector del núcleo de Sierra Nevada era el lugar donde los procesos erosivos se mostraban más activos, y donde hacia tiempo fueron erosionados los materiales alpujárrides suprayacentes. De hecho aún existen restos de material miocénico en el Purche y en la Silleta. La elevación de los sectores del Trevenque, Purche y Silleta es posterior, como se deduce tanto por el análisis de las fallas del borde, como por los perfiles topográficos y su análisis geomorfológico.

3.3.2.3 Conglomerado de la Alhambra y materiales más modernos

Sobre los materiales acabados de tratar, en el sector de Cenes de la Vega y Monachil aparecen discordantes o acordantes los materiales del conglomerado de la Alhambra. Esta formación es parecida, en algunos aspectos, a la Formación de Pinos Genil y, en cierto modo, podría considerarse como una etapa en la que existieron parecidas condiciones de inestabilidad tectónica a las anteriormente citadas. Sólo que el régimen de depósito es distinto y de aquí la mayor abundancia de limos y arcillas rojas.

Al parecer, con posterioridad al conglomerado de la Alhambra se formaron los depósitos de la Zubia y Alhendín y otros similares, los que, al contrario de los tratados anteriormente, están formados fundamentalmente por materiales carbonatados heredados del Trías dolomítico alpujárride. Ade-

más del cambio de litología de los cantos, que supone que parte de los bloques marginales se levantaron y suministraron áreas nuevas para la erosión, se añade el hecho de que, en el cruce de la carretera de Granada a Monachil con la que va a la urbanización de los Rebites, existen superpuestos a los materiales del Conglomerado de la Alhambra otros cuyas características son en todo similares a los de la Formación de la Zubia.

3.3.3 DATOS GEOMORFOLOGICOS

En realidad estos datos no son puramente geomorfológicos, sino al mismo tiempo de carácter estratigráfico o tectónico. Referiremos algunos rasgos impresos en la morfología del área, que indican claramente dislocaciones y movimientos diferenciales.

3.3.3.1 Sectores centro-norte y occidental

El sector centro-norte, así como el occidental, son en general poco expresivos ante un análisis geomorfológico no demasiado preciso. Así, en el sector occidental el relieve está en parte condicionado por la presencia de las calizas lacustres, lo que da un relieve en mesa, inclinado hacia el Norte.

Lo más destacable del sector central es el relieve que existe en la región de la Malá (Atalaya de la Malá), que hacia el Oeste se amortigua a los tres kilómetros y hacia el Este continúa por Monte Vives para desaparecer a poca distancia. Este relieve no tiene explicación si no está condicionado por la existencia de una fractura de dirección aproximada Este-Oeste, cuyo labio hundido es el del sector Sur. Por consideraciones de orden estratigráfico, también se puede deducir el mismo hecho: así, las repeticiones de los niveles con celestina y la repetición de los niveles de areniscas muestran un fuerte desnivel.

Al sur de Escúzar, en lo que para GONZALEZ DONOSO (1967) es la parte central de la Depresión de Granada, el relieve se eleva y aparecen los niveles dolomíticos del Trías alpujarride, con las calizas detríticas de la base del tramo superior del Mioceno discordante sobre ellos. Se aprecian allí numerosas fallas de dirección aproximada Este-Oeste.

3.3.3.2 Sectores centro-oriental y oriental

Es en la parte centro-oriental y oriental donde existen rasgos de una gran importancia.

Destaca en primer lugar la oposición que existe entre las zonas bajas, deprimidas, y las zonas montañosas; se trata de un relieve cuya creación es bastante moderna.

Conviene observar algunos rasgos que existen en las zonas más deprimidas.

midas. Desde hace tiempo se sospecha la existencia de una importante falla de dirección aproximada N 35° O, que pasa por Gabia la Grande. Existe allí un claro cambio en el relieve; los limos del Mioceno-Plioceno, que dan lomas suaves, son cortados bruscamente por una línea cuya dirección es la indicada y, a partir de esa línea, es el cuaternario aluvial de la Vega de Granada el que recubre una topografía casi completamente llana, con una pequeña inclinación hacia el Norte. Más al Este se produce un hecho parecido: la llanura termina también bruscamente a lo largo de una línea de idéntica dirección y aparecen materiales del conglomerado Alhambra y otros equivalente a la formación Zubia buzantes hacia el noroeste.

La dirección indicada es prácticamente paralela a la de las grandes fallas que se observan en los sectores de Padul y Dúrcal, así como en el de Dílar. La existencia de fallas a lo largo de las líneas antes referidas se ve confirmada por el reconocimiento geofísico efectuado en la zona por un equipo de la Universidad de Leiden (Holanda), que además puso de manifiesto la importancia del salto de la falla en el borde de Gabia la Grande.

Existen, además, en los limos miocenos pequeñas fallas normales paralelas a la línea de Gabia la Grande.

Los movimientos generales de ascenso que ha sufrido la región parece que tuvieron mayor velocidad en determinados momentos, mientras que en otros quedaron casi sin efecto. Esto es lo que parece deducirse de los depósitos cuaternarios; en una etapa de fuerte levantamiento dieron lugar a la formación de los depósitos tipo Zubia-Alhendín y los que rodean a la Silleta de Padul, y se formó en algunos puntos un glacis de relleno. Sin embargo, estas superficies se muestran actualmente atacadas de una forma activa y casi destruidas (como en el borde norte de la Silleta). Igual sucede con el aluvial de los ríos.

3.3.4 DATOS TECTONICOS

3.3.4.1 Sistema de fallas

Destaca la existencia de dos juegos importantes de fallas. Uno de ellos es de dirección aproximada E-O y el otro es de diferentes direcciones, que varían entre N 25° O y N 50° O. Existen otras fallas, pero son de menor importancia.

La historia de estas fallas no es sencilla, tal como se deduce del estudio de los diferentes juegos de estrías, que sobre sus planos se observan, y se han producido numerosos movimientos a lo largo de su existencia.

El balance total del movimiento integrado de estas fallas las muestra como fallas normales, aunque no ha sido siempre este régimen el existente.

Estas fallas son las responsables, en gran parte, del relieve que presen-

ta el sector. Así, al sur de Escúzar son las fallas este-oeste las que producen fundamentalmente un relieve en bloques paralelos.

Igual sucede con el cambio de nivel existente en la Malá.

Las fallas de Gabia la Grande y Granada forman una fosa algo compleja, pues en su fondo existen también fracturas. Delimitan casi exactamente la posición del aluvial de la Vega en este sector.

Respecto a las fallas de dirección aproximada N 25-50° O se ha indicado su posible origen como fallas de desgarrre. Sin negarlo, hemos de decir que por el momento no hay datos que lo avalen como hecho categórico. En realidad el balance, al menos el aparente, es de fallas normales.

No tenemos datos que permitan juzgar sobre la cronología relativa de los dos grandes sistemas de fallas aludidos. Sí parece claro que ambos sistemas han actuado al menos desde el Mioceno Medio a la actualidad, si bien es el sistema N 25-50° O el que da valores de salto algo mayores.

Es de gran interés el área de Padul. No se trata de una estructura simple; en conjunto se trata de una fosa tectónica limitada en su parte nor-oriental por la falla conocida como de Padul. En esta fractura se distinguen varios juegos de estrías, lo que atestigua diferentes movimientos, casi todos de carácter distensivo, con un salto vertical total de unos 700 m., tal como lo atestigua la diferencia de cotas del afloramiento de la base del tramo superior del Mioceno discordante sobre los materiales triásicos en la Silleta (algo más de 1.500 m.) con respecto a los afloramientos de los mismos materiales en Padul (800 m.).

Esta falla se ha movido recientemente, así, LHENAF (1965) señala el hecho de que materiales del Cuaternario antiguo buzan en sentido contrario al de la pendiente de la montaña, pendiente formada por el plano de la falla, en muchos puntos, retrasado. Esto se debe a un movimiento distensivo que, al crear espacio, hizo bascular los materiales próximos al plano de falla.

En los materiales cuaternarios próximos a la falla se observan también fallas normales pequeñas, localmente fracturadas con separación de trozos de cantos y grietas abiertas, aún conservadas, lo que atestigua una tectónica actual. Estas fallitas son verticales y paralelas a la dirección de la falla mayor.

Para confirmar la edad relativamente reciente de uno de los movimientos más importantes de esta falla de Padul (que se continúa hacia Dúrcal y hacia el noroeste de Tablate) citaremos un rasgo geomorfológico, a saber: la rodilla o el escalón que se aprecia en las dolomías triásicas y que no existiría de no ser bastante moderno el salto que lo produjo. Este escalón, que se continúa por la Silleta, es del orden de 700 a 900 m. de altura y en numerosos puntos aún se conserva muy bien, aunque la erosión ya se ha encajado y va regularizando la pendiente.

Cuadros muy semejantes, en general, se presentan en la falla del sureste de Dílar y en el sector próximo a Monachil-Fuente del Hervidero.

3.3.4.2 Pliegues

No existen en la Hoja de Padul grandes pliegues debidos claramente a etapas de compresión durante el Neógeno o el Cuaternario. Sólo en las proximidades de Chimeneas, al este del pueblo, los materiales calcáreos del posible Messinense-Plioceno forman claramente una cubeta sinclinal cuyo eje tiene una dirección aproximada N 35° O. Con solo este dato, en rigor no cabe la posibilidad de sacar conclusiones, pues podría haberse originado debido a una adaptación superficial de fallas más profundas.

En Monte Vives y en otros sectores existen también combas antiformes, pero tampoco aparece claro su origen compresivo.

3.3.4.3 Estructuras de pequeña dimensión

En diversos puntos de la Hoja aparecen pliegues y fallas de pequeño tamaño, de centímetros a varios metros. Ninguna de estas estructuras tiene gran importancia por sí sola, pero de su estudio estadístico se deduce hechos que dan luz y complementan los datos obtenidos por el estudio de las estructuras mayores.

Los pliegues aparecen fundamentalmente en los limos con yesos de los materiales del Mioceno terminal —quizá Plioceno. No se han observado hasta ahora en niveles más altos del Mioceno terminal o Plioceno, ni en los materiales del Cuaternario. Esto puede ser debido a que es el yeso el material más apto para plegarse gracias a su gran plasticidad y a que, además, el yeso frente al ataque físico de la erosión resiste mejor que los materiales arcillosos, por lo que sus pliegues se hacen aún más patentes.

Los pliegues en yeso hacen pensar que se trata de meras hidrataciones de paso de anhidrita-yeso o concentraciones diagenéticas de yesos. Es claro que existen estos procesos (como puede observarse claramente en el cerro de la Atalaya de la Malá), pero no lo es menos que la geometría perfectamente regular de juegos de pliegues, su apariencia en algunos casos como pliegues «kink» de varios metros de envergadura y su distribución regular y no isotropa, sirven para garantizar la idea de que, al menos localmente, los materiales han sufrido compresiones.

4 GEOLOGIA HISTORICA

4.1 CONSIDERACIONES PREVIAS

Debido a su carácter alóctono, los terrenos de la zona bética suministran una información geológica-histórica relativa a un ámbito mucho más

amplio que el que actualmente ocupan. Los mantos ahora apilados son fragmentos de dominios situados originariamente a cierta distancia unos de otros. Además se encontraban más o menos alejados del espacio que hoy ocupan respecto a las zonas externas de la Cordillera y del Antepaís. Sin entrar en consideraciones más especulativas, que quedarían aquí fuera de lugar, se puede fundamentalmente suponer que el conjunto de las zonas internas se encontraba originariamente bastante lejos de los elementos de las zonas externas actualmente vecinas (ANDRIEUX et, 1971, etc.).

En el ámbito de la Hoja solamente aflora el conjunto alpujárride, entre los elementos de la zona bética. Esta circunstancia haría superflua una discusión más detallada de estas cuestiones. Bastará pues resumir los rasgos de la evolución paleogeográfica y tectónica más importantes y que tienen traducción en las características litológicas y estructurales observables en los materiales de dicho conjunto representados en dicha área. A continuación, se reunirán, a su vez, los rasgos correspondientes a la evolución post-orogénica.

4.2 DOMINIO ALPUJARRIDE

Los materiales del conjunto alpujárride representados en esta Hoja pertenecen casi en su totalidad a las dos formaciones superiores: la de metapelitas y cuarcitas y la carbonatada. En conjunto suministran información sobre un lapso de tiempo que abarca una parte mal delimitada del Paleozoico Superior y el Triás. La escasa representación de materiales más antiguos en esta área dispensa de tratar de épocas anteriores; este tema es más propio tratarlo en Memorias de otras Hojas en las que están representados tales materiales antiguos.

Como ya se apuntó (2.2.5) las características de las descritas formaciones de metapelitas y cuarcitas y carbonatada evocan, sobre todo la segunda, un medio sedimentario marino, de aguas no profundas y alejado de las costas. Aunque menos claramente expresado que en otras (FONTBOTE, 1970), en la estricta área de esta Hoja, se hallan indicios de inestabilidad tectónica de la cuenca sedimentaria del Triás alpujárride, que debía estar sujeta a procesos distensivos.

La evolución paleogeográfica posterior al Triás permanece oscura. Es ello regla general para los dominios nevado-filábrides y alpujárrides, debido a la falta de materiales de edad postríasica. Sólo por consideraciones más o menos especulativas a base de los datos de todo el ámbito de la cordillera se pueden apuntar algunos rasgos de esa historia.

En época no bien determinada aún (¿Cretáceo?) comienza la sucesión de fases de deformación y de metamorfismo que conferirá a los materiales del conjunto alpujárride las características estructurales y petrológicas actuales. La superposición, en el tiempo, de esas etapas de deformación y

mineralogenéticas, debe ser abordada en un ámbito mucho más amplio que el área de la presente Hoja. Por ello se remite, a este respecto, a trabajos de alcance más generales (GALLEGOS, 1975; PUGA y otros, 1976, etc.).

En cualquier caso, todos los hechos parecen indicar que la estructura alpina había adquirido sus características actualmente observables antes del Mioceno Superior, probablemente bastante antes. El Mioceno Medio o el Superior son transgresivos sobre la estructura en mantos ya bastante profundamente atacada por la erosión. Y esta estructura, a su vez, es posterior como ha quedado dicho en los capítulos anteriores a las diversas etapas de deformación que oportunamente se describieron.

4.3 EVOLUCION POSTOROGENICA

En el capítulo relativo a neotectónica (3.3), las especiales características del desarrollo de la estructura correspondiente han obligado a presentar ya los rasgos más importantes de la evolución paleogeográfica y de la historia tectónica correspondiente a los tiempos postorogénicos. No se volverá, por tanto, sobre ellos.

A modo de resumen final, se recordará simplemente que a mediados del Mioceno, en el área de esta Hoja, sobre el edificio estructural alpino bastante profundamente erosionado se reanuda la sedimentación. Primero con carácter continental y más o menos discontinuo en el espacio. Luego, la transgresión marina Tortonense, que cubre la mayor parte, si no toda dicha área, pero sujeta a variaciones de potencia y de facies, debido a la inestabilidad tectónica. Antes del final del Mioceno la regresión sobreviene y en épocas posteriores la sedimentación es cada vez más discontinua en el espacio y en el tiempo. La surrección progresiva de Sierra Nevada, y el desarrollo de la red hidrográfica haría cada vez más extenso el espacio sujeto al trabajo de la erosión. Aunque la inestabilidad tectónica siga facilitando la existencia de cambiantes condiciones propicias, en ciertos puntos y épocas, a los procesos sedimentarios, cada vez ocurrirá ello en menor extensión total.

Queda para estudios geomorfológicos especializados el dilucidar la repercusión que habían ciertamente tenido en las características de los procesos erosivos y sedimentarios los notables cambios climáticos ocurridos en la era Cuaternaria. Si bien las condiciones altimétricas del área de la Hoja permiten excluir totalmente la influencia de los procesos glaciares, sí en cambio ha sido indudable la de los periglaciares. Establecido en el Holoceno, si no antes, el avenamiento exterior de la depresión de Granada, se desarrolla rápidamente la actual red hidrográfica. Igualmente la cuenca del Guadalfeo gana progresivamente terreno hacia el N gracias a la proximidad del nivel de base, y se van captando cursos tales como el Alto río Dúrcal

y otros. Debido a sus condiciones estructurales, persiste sin embargo el carácter arreico de la turbera de Padul hasta los tiempos actuales.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINAS Y CANTERAS

En cuanto a los materiales alpujárrides se refiere, las mineralizaciones son pobres y escasas, no permitiendo una explotación de interés económico. Desde el punto de vista teórico son de cierto interés las mineralizaciones sinsedimentarias, en la orla oriental de la Hoja, dentro de las calizas del manto de Víboras por su riqueza en especies (Galena, Fluorita, Wulfenita, Cerusita, Calamina, etc.), y por las características mineralógicas y cristalográficas de algunos de los ejemplares existentes.

Las canteras, sin embargo, sí revisten mayor importancia. La explotación de gravas calizas y calizodolomíticas es sumamente fácil. En muchos puntos de la formación carbonatada del conjunto alpujárride no hay que llevar a cabo ningún procedimiento de trituración previa, sino simplemente el barrenado y la clasificación posterior de los materiales desprendidos. Este es el motivo por el que han proliferado, en contacto con las kakiritas del Puntal y de El Aguadero de Padul, las fábricas de vigas, terrazos y otros materiales de construcción, o simplemente la explotación de gravas y arenas, como áridos para suministrar a las fábricas de aquellos aglomerados.

En los materiales postorogénicos el recurso mineral más interesante es sin duda la celestina, que se presenta en depósitos estratiformes (ORTEGA, 1973; SANZ DE GALDEANO, ORTEGA HUERTAS y ARANA CASTILLO, 1976), sobre los cuales se ha tratado en el correspondiente epígrafe de la parte estratigráfica.

Existen salinas en la Malá, así como varias canteras de yeso a lo largo de los niveles que contienen este mineral.

Los depósitos de pie de monte de los llanos de la Zubia son actualmente objeto de explotación bastante activa con destino a áridos para la construcción.

Mayor interés tiene la turba de Padul. Ha sido objeto de explotación no muy activa, pero sí bastante continua en el pasado, y se ha aprovechado especialmente como material para la enmienda de suelos agrícolas, o bien para jardinería. Las reservas existentes no parecen sin embargo despreciables en vistas a un aprovechamiento energético y sería de todo punto aconsejable una investigación adecuada.

Igualmente, la existencia de reservas de lignito de cierta importancia en

el Mioceno Superior del sector de Arenas del Rey, próximo al área de la Hoja, aconseja una permanente investigación de la posible existencia de depósitos análogos, quizá a profundidad no excesiva, en algunos sectores de la presente Hoja.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las características hidrogeológicas del área de esta Hoja son variadas, de acuerdo con las de su constitución y estructura geológica. En parte han sido ya objeto de estudio, por parte de varios autores y dos grupos de trabajo del Instituto Geológico y Minero de España (DEL VALLE, etc.) y del de la Universidad de Granada dirigido por el profesor FERNANDEZ RUBIO.

Las calizas y dolomías del Manto de Trevenque, y los sedimentos detríticos cuaternarios y pliocenos que rellenan la Depresión de Granada y sus bordes (Q_1^{cg} , Q_1^{cd} , Q_2^{AL}), son los materiales de mayor interés, desde el punto de vista hidrogeológico, por la extensión que ocupan sus afloramientos y por su potencialidad acuífera.

De estos materiales, los primeros constituyen acuíferos de permeabilidad por fisuración y karstificación (CASAS, 1975; PASCUAL, 1975); los materiales detríticos deben su permeabilidad a la porosidad intergranular.

De mucho menor desarrollo en superficie, aunque son materiales permeables, se encuentran las calcarenitas tortonenses ($T_{11}^{Bc'}$ cr) que pueden constituir un acuífero confinado bajo los limos con yesos ($T_{11-2}^{Bc^2-B}$).

Los materiales detríticos cuaternarios del cuadrante nororiental de la Hoja forman parte del sistema acuífero de la Vega de Granada, que se extiende fuera de los límites del área aquí descrita. Dicho sistema acuífero ha sido objeto de un detallado estudio (FAO-IGME, 1972), que incluye la realización de un modelo matemático de simulación. Son numerosas las captaciones que explotan este acuífero, con rendimientos variables en el espacio, cuyas aguas se emplean tanto en agricultura como en abastecimiento urbano.

Las calizas y dolomías triásicas constituyen otro sistema acuífero que ocupa todo el borde occidental de Sierra Nevada, superando ampliamente el límite de esta Hoja. Es un sistema acuífero sin ninguna explotación significativa, que puede jugar un papel importante en la regulación de los recursos hidráulicos de Sierra Nevada. La descarga de este sistema se efectúa a través de los ríos que la cruzan, y por una serie de manantiales situados en los bordes de la turbera de Padul (CASAS, 1975).

Las aguas de estos sistemas, en este sector, presentan concentraciones salinas en general inferiores a 500 mg/l. (FAO-IGME, 1972; CASAS y FERNANDEZ-RUBIO, 1975), con facies bicarbonatada y/o magnésica.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. (1957).—«Una prueba paleontológica de la edad cuaternaria del conglomerado de La Alhambra». *Est. Geol.*, 13, núm. 34, 135.
- ALDAYA, F. (1969).—«Los mantos alpujarrides al S de Sierra Nevada». Tesis. Granada. Mem. inéd.
- ANSTED, D. T. (1860).—«On the geology of Malaga and the Southern Part of Andalusia». *Quart. J. Geol. Soc.*, 15, 585-604.
- AVIDAD, J.; GALLEGOS, J. A.; GARCIA DUEÑAS, V., y GONZALEZ DONOSO, J. M. (in lit.).—«Memoria explicativa de la Hoja de Dúrcal (19-43) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». 2.ª serie. IGME.
- BANTING, A. H. (1933).—«Sur le pli-nappe de Lújar-Gador (Cordillères Bétiques)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. wet.*, 36, 98-106.
- BARROIS, Ch., y OFFRET, A. (1889).—«Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejeda a la Sierra Nevada». *Mém. Ac. Sc. Paris*, vol. 30 «Mission d'Andalousie», 79-169.
- BEMMELEN, R. W. (1927).—«Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de province Granada». Tesis. Amsterdam.
- BICKER, R. E. (1966).—«Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas de Almanzora. South-Eastern Spain». Tesis. Amsterdam.
- CASAS, D. (1975).—«Hidrogeología del valle de Lecrín (provincia de Granada)». Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. 165 pp. Memoria inédita.
- CASAS, D., y FERNANDEZ-RUBIO, R. (1975).—«Consideraciones hidrogeológicas sobre el alto valle de Lecrín». *V. Jorn. Min. Met.*, t. III, 163-192.
- COMAS, M. C. (1970).—«Observaciones geológicas en los alrededores de Nigüelas (Granada, Zona Bética)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 39-43.
- DABRIO, C. J.; GARCIA YEBRA, R.; GONZALEZ DONOSO, J. M., y VERA, J. A. (1972).—«Turbiditas asociadas a evaporitas (Mioceno, La Malá, Depresión de Granada)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 3, 139-164.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio». *Vers. Kon. Nederl. Akad. v. Wet. Af. Natuur.*, 1.ª ser., vol. 25, 90 p.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, 4, 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J. M., y SOLE SABARIS, L. (1961).—«Estudio sobre la serie de Sierra Nevada y de la llamada Mischungzone». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 71, 347-557.
- FALLOT, P.; LEMOINE, M., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Observations sur le Trias bétique et ses Algues calcaires». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona*, vol. XI, 23-60.

- FAO-IGME (1972).—«Utilización de las aguas subterráneas para la mejora del regadío de la Vega de Granada». AGL/SF/SPA 16. Inf. Técnico 2, 218 pp. Madrid.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Guad. Geol. Univ. Granada*, 1, 71-78.
- FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1964).—«L'effect de socle dans le metamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneises des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258, 4299-4302.
- GALLEGOS, J. A. (1975).—«Los alpujárrides al O de Sierra Nevada». Tesis. Granada.
- (1975 b).—«Sobre una orogenia prealpina en los alpujárrides. Observaciones petrológico-texturales (NO de Sierra Nevada. Cordilleras Béticas)». *Est. Geol.* (en prensa).
- 1975 c).—«El Arroyo Huenes y el conglomerado Zubia. Discusión geomorfológica (Sierra Nevada. España)». *Cuad. Geol.* (en prensa).
- GONZALEZ DONOSO, J. M. (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». Tesis. Granada. Mem. inéd.
- (1968).—«Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada». *Acta Geol. Hisp.*, 3, 57-63.
- (1970).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada (Resumen)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 5-8.
- GONZALO Y TARIN, J. (1882).—«Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, vol. 9, 96-111.
- HOEPPENER, R., y KOCKEL, F. (1969).—«Lias vor und in den Rondaiden (Südschweiz)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mn.*, 412-424.
- JACQUIN, J. P. (1970).—«Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, España)». Tesis. Nantes.
- LHENAFF, R. (1965).—«Neotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada (Province de Grenade, Espagne)». *Rev. Geogr. Physique Geol. Dynam.* (2), 7, 205-207.
- MASSON, H. (1972).—«Sur l'origine de la carniole par fracturation hydraulique». *Eclog. Geol. Helv.*, 65, 27-41.
- OROZCO, M. (1972).—«Los alpujárrides en Sierra de Gádor occidental (provincia de Almería)». Tesis. Granada.
- ORTEGA HUERTAS, H. (1973).—«Estudio mineralógico del yacimiento de estroncio de Monte Vives (Granada)». Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. Mem. inéd.
- PASCUAL, A. (1975).—«Estudio hidrogeológico de las cuencas medias de los ríos Monachil y Dílar (Granada)». Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 134 pp. Mem. inéd.

- PUGA, E. (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental». Tesis. Granada.
- PUGA, E., y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976).—«Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas». Reunión de Geodinámica de las Béticas y del Mar de Alborán. *Cuad. Geol.* (en prensa).
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M. (1974).—«Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona bética». *Est. Geol.* Tomo Homenaje Mem. Prof. Martín-Vivaldi, vol. XXX, 543-548.
- RONDEEL, H. E. (1965).—«Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern Spain». Tesis. Amsterdam.
- SANZ DE GALDEANO, C.; ORTEGA HUERTAS, M., y ARANA CASTILLO, R. (1976).—«Nuevo yacimiento de Celestina en la Depresión de Granada. Estudio geológico y mineralógico». *Estudios Geológicos*, 32, pp. 435-442, 6 figs.
- SANZ DE GALDEANO, L. (1978).—«Datos sobre las formaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul (Granada)». Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán, pp. 197-218, 6 figs. *Ser. Publ. Univ. Granada*.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro, South-Eastern Spain». Tesis. Amsterdam.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA