

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

ALMERIA = GARRUCHA

Primera edición

Esta Memoria explicativa ha sido redactada por F. ALDAYA y V. GARCIA-DUEÑAS, con la supervisión de J. M. FONTBOTÉ, de la Sección de Geología de la Facultad de Ciencias de Granada.

EDITADO
POR EL
DEPARTAMENTO DE PUBLICACIONES
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MÍNERO
DE ESPAÑA
RÍOS ROSAS, 23 - MADRID - 3

Depósito Legal: M-19.862-1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

En el área representada en la Hoja 84-85 afloran materiales que corresponden a la Zona Bética (en el sentido de FALLOT, 1948), junto con otros de diversas cuencas neógenas y cuaternarias; afloran también algunas grandes masas de rocas volcánicas que encajan en los materiales neógenos y más antiguos, en algún caso.

Los materiales béticos pertenecen a tres grandes unidades: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujarride y Complejo Maláguide. Los dos primeros afloran ampliamente en el área representada en la Hoja. Del Complejo Maláguide tan sólo existen algunos retazos aislados de muy pequeña extensión, imposibles de representar a escala 1:200.000.

Los materiales pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride y al Complejo Alpujarride son de edad paleozoica y triásica. Están afectados en mayor o menor grado por un metamorfismo regional de edad alpídica. Los materiales maláguides abarcan desde el Devono-Carbonífero hasta el Eoceno Inferior y no han sido afectados por el metamorfismo regional alpino.

Los materiales neógenos y cuaternarios ocupan grandes extensiones dentro de la Hoja. Todos ellos son posteriores a las principales etapas tectónicas de compresión.

2. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

Vamos a describir los distintos materiales y series que caracterizan a cada una de las grandes unidades tectónicas y estratigráficas que componen la Hoja.

Los materiales a describir se han agrupado en dos epígrafes: uno consagrado a las Unidades Béticas y otro a los materiales neógenos y cuaternarios, fosilizantes de los corrimientos y de otras estructuras de compresión.

En las unidades béticas predominan con mucho los materiales paleozoicos y triásicos. Únicamente los pequeños enclaves Maláguides de la Sierra Cabrera, al NO. de Carboneras, y del N. y O. de Sierra Alhambilla, poseen algunos términos claramente representativos del Jurásico.

2.1 SERIES DE LAS UNIDADES BÉTICAS

La Zona Bética es la más interna de los tres grandes dominios paleogeográficos y tectónicos en que se han dividido las Cordilleras Béticas (FALLOT, 1948).

Se caracteriza fundamentalmente por tres hechos:

- 1) Presencia de terrenos de edad paleozoica, afectados, en parte, por un metamorfismo pre-alpídico.
- 2) Desarrollo de metamorfismo regional ligado al ciclo alpídico.
- 3) Estructura generalizada de grandes mantos de corrimiento.

Cabe mencionar otros hechos también importantes, tales como: relativa abundancia de ciertos tipos de manifestaciones metalogénicas; ausencia casi absoluta de sedimentos post-triásicos; ausencia de una verdadera etapa geosinclinal en el ciclo orogénico alpino (FONTBOTE, 1970), etc.

La Zona Bética se compone de tres grandes complejos, de estructura interna más o menos complicada, y que corresponden a otros tantos dominios paleogeográficos:

El más bajo, según la estructura actual, es el Complejo Nevado-Filábride. Las investigaciones de los geólogos holandeses, de la escuela de Amsterdam, han puesto de manifiesto que, en la parte nordoriental de la presente Hoja, este complejo se encuentra subdividido en varias unidades tectónicas (EGELER y SIMON, 1969). Por lo que respecta a la mitad occidental, este problema no está aún aclarado en todos los puntos.

Sobre el Nevado-Filábride se sitúa el Complejo Alpujárride, de origen más meridional, según la mayor parte de los autores. Está compuesto por un número de unidades alóctonas que es variable, según la transversal de la Cordillera que se considere.

Sobre el Complejo Alpujárride descansa el Complejo Maláguide, del que tan sólo existen algunos pequeños retazos en la presente Hoja.

Es conveniente matizar un poco la composición del Complejo Alpujárride. El número de mantos de corrimiento que lo componen es variable según las transversales; todos ellos muestran características lo suficientemente homo-

géneas como para incluirlos en una unidad de orden superior, que es el *Complejo Alpujárride*. Ahora bien, en la mitad oriental de la Zona Bética existe una unidad, en la base del Complejo, que muestra características específicas, por lo que podría considerarse como unidad en cierto modo diferente. Es la *Unidad de Lújar* (Van BEMMELEN, 1927, y ALDAYA, 1968) de la transversal de Granada, equivalente, sin duda, a la *Unidad Ballabona-Cucharón* (EGELER y SIMON, 1969) de la transversal de Almería-Murcia. Sin embargo, en este mapa dicha unidad se incluye dentro del *Complejo Alpujárride*, debido a que sus diferencias con el resto de las unidades alpujárrides no son excesivas, y también a que la delimitación de esta unidad y el Complejo Alpujárride no está precisada en todos los sectores. De todos modos, quede señalada esta diferencia.

2.1.1 Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride ha sido objeto de estudios recientes por miembros de la escuela de Amsterdam (EGELER y SIMON, 1969), en la mitad oriental de la Hoja. Por lo que concierne a la mitad occidental ha sido estudiado, si bien con menos detalle, por FALLOT, FAURE-MURET, FONTBOTE y SOLE (1960). En el sector de Charches-Rambla del Agua, fue objeto de un estudio relativamente detallado de ALDAYA, FONTBOTE, GARCIA-DUEÑAS y PUGA en el año 1968 (en preparación).

En la mitad occidental de la Hoja no parece, por los estudios efectuados, que este complejo se componga de varias unidades tectónicas. De todas formas quedan aún grandes extensiones insuficientemente investigadas.

En el sector estudiado por los geólogos de Amsterdam (en la mitad oriental de la Hoja) existen varias unidades tectónicas.

Estas unidades se componen de una parte inferior pre-permotriásica y de una parte superior permotriásica y triásica, donde quizás puedan estar representados terrenos más recientes.

Los autores holandeses han distinguido la siguiente sucesión de unidades (EGELER y SIMON, 1969):

Manto de Almocaizar.

Manto de Bédar.

Manto de Chive-Macael.

Unidad de Nevado-Lubrin.

La parte inferior de la unidad de Nevado-Lubrin está formada por una serie monótona, de más de 5.000 m. de potencia (FALLOT *et al.*, 1960), en la que alternan micaesquistos grafiticos y granatíferos con bancos de cuarcitas. Se trata de micaesquistos polimetamórficos, cuya paragénesis pre-alpídica se compone de distena, estaurilita y granate. Esta serie de esquistos y cuarcitas polimetamórficas muestra notable semejanza con el cristalino basal, con granates y estaurilita, del Complejo Alpujárride, que es considerado como pre-silúrico. La

serie basal Nevado-Filábride contiene gneis con turmalina, gneis graníticos y metagranitos. Estas rocas son, en parte, de origen granítico (NIJHUIS, 1969 b) y es probable que hayan producido metamorfismo de contacto. Su edad puede ser estimada como paleozoica, sin descartar la posibilidad de que contenga términos más antiguos.

La potente serie basal Nevado-Filábride está cubierta en discordancia por otra serie, monótona también, de micaesquistos y cuarcitas, generalmente ricos en albita, localmente granatíferos, que contienen, en parte superior, intercalaciones de rocas carbonatadas y metabasitas. Esta serie puede alcanzar una potencia de 1.000 m. En su base se encuentran niveles de metaconglomerados. Se le atribuye una edad permotriásica.

Localmente sigue una serie, que puede alcanzar más de 1.000 m. de potencia, de carniolas, mármoles, micaesquistos de varios tipos: granatíferos, con carbonato, cuarcíticos y anfibolíticos. Esta sucesión puede ser atribuida al Trias, admitiéndose la posibilidad de que contenga terrenos más recientes.

En el límite entre las dos últimas sucesiones, permotriásica y triásica, se encuentran niveles de yeso y anhidrita, pertenecientes verosimilmente al Trias Inferior.

En la serie triásica se encuentran intercalaciones de anfibolitas, interpretadas como el resultado de la metamorfización de antiguas rocas básicas, de edad no bien determinada.

Las series triásica y permotriásica de la Unidad Nevado-Lubrin están afectadas por metamorfismo alpídico plurifacial (NIJHUIS, 1964).

El mencionado autor ha distinguido cuatro fases de metamorfismo alpídico en el sudeste de la Sierra de los Filabres (al sur de Lubrin).

Las dos primeras fases son sincinemáticas, y las dos últimas postcinemáticas (op. cit., cap. VII). La descripción, siquiera somera, de estas fases sale fuera del alcance de la presente Memoria. Remitimos al lector a la obra mencionada.

En cuanto a los mantos de Chive-Macael, Bédar y Almocaizar, las series son semejantes a la descrita para la unidad de Nevado-Lubrin, si bien más reducidas.

En la mitad occidental de la Hoja no hemos realizado un estudio tan profundo como el que los investigadores holandeses han realizado al E. Nuestras investigaciones en curso nos han llevado a establecer una serie muy similar a la que acabamos de describir.

2.1.2 Complejo Alpujárride

Está constituido por varias unidades alóctonas y situado sobre el complejo Nevado-Filábride. Como ya dijimos anteriormente, el número de unidades es variable según los sectores y, además, en la base del complejo existen generalmente una o varias unidades de características litológicas lo suficientemente peculiares como para agruparlas en un complejo diferente (véase SIMON, 1964;

EGELER y SIMON, 1969, y ALDAYA, 1969). No obstante, y por las razones ya expuestas, aquí las consideraremos como unidades alpujárrides.

Como serie-tipo de estas unidades inferiores describiremos la del manto de Almagro-Cucharón (EGELER y SIMON, 1969).

La serie comienza por una formación de cuarcitas que contiene localmente bancos de conglomerados. Esta formación es de edad permotriásica.

Sobre ella descansa una formación de calizas y dolomías con intercalaciones de metabasitas y brechas sedimentarias. Comprende al Anisiense y el Ladinense. Hacia la mitad se sitúa una intercalación esquistosa.

La serie sigue con una formación de esquistos y cuarcitas, con yeso y algunos niveles de carniolas. Contiene asimismo intercalaciones de metabasitas. Corresponde al Carniense.

Sobre esta última se sitúa una formación calizo-dolomítica que hacia su parte superior presenta niveles pseudo-oolíticos y niveles de brechas sedimentarias. De edad Noriense, puede admitirse la posibilidad de que sus términos más altos pertenezcan al Jurásico.

Hacia la región occidental de la Hoja, la parte alta de esta serie es relativamente rica en mineralizaciones de sulfuros de plomo y de fluorita, estratiformes (región de Berja-Sierra de Gádor, véase JACQUIN, 1968).

Las rocas de estas unidades han sido muy débilmente afectadas por el metamorfismo alpidico.

En el Complejo de Ballabona-Cucharón no existen, por lo visto hasta el momento, elementos paleozoicos.

Sobre este complejo se sitúan las unidades típicamente alpujárrides, asimismo en número variable según los sectores. En la región occidental de la Hoja (al O. del meridiano de Adra), uno de nosotros (F. A.) ha distinguido cinco mantos alpujárrides s. l. Uno de ellos, el más bajo, es el Manto de Lújar (véase ALDAYA, 1968), equivalente al complejo de Ballabona-Cucharón de los autores holandeses. Sobre él se sitúan los mantos típicamente alpujárrides, de acuerdo con la siguiente sucesión:

- Manto de Adra.
- Manto de Murtas.
- Manto de Alcázar.
- Manto de Cástaras.
- Manto de Lújar.

El Manto de Cástaras tiene una extensión limitada, pues se acuña hacia el O., y desaparece aproximadamente en el meridiano de Adra. Hacia el S. desaparece también, de modo que queda reducido a una estrecha franja situada junto al borde meridional de Sierra Nevada. Su papel tectónico y sus relaciones con las restantes unidades no están aún completamente aclaradas.

Los restantes mantos, de Alcázar, de Murtas y de Adra, se componen de formaciones paleozoicas y triásicas.

En el Manto de Alcázar, tectónicamente más bajo, tan sólo existe un pequeño retazo de Paleozoico Superior. Está situado al S. de la Sierra de Lújar, fuera del área de la presente Hoja.

Dentro de ellos, es el Manto de Murtas el que presenta la serie más completa.

En la región oriental de la Hoja tan sólo existe un manto Alpujárride dentro de este complejo, aparte de los ya mencionados de Almagro-Cucharón y de Ballabona; es el Manto de Variegato (SIMON, 1963; RONDEEL, 1965; de VRIES y ZWAAN, 1967, etc.). La serie del Manto de Variegato ha sido descrita por los autores mencionados. Es extraordinariamente semejante a la serie del Manto de Murtas (ALDAYA, 1969 b).

La serie alpujárride puede resumirse como sigue:

A) *Formación inferior de micaesquistos y cuarcitas.*

Está compuesta por micaesquistos granatíferos, que presentan alternancias de cuarcitas.

Las rocas de esta formación son polimetamórficas. Fueron afectadas por una primera fase paleozoica de grado mesozonal, de carácter sincinemático, en relación con una etapa tectónica de edad verosimilmente ante-hercínica (caledónica?). La paragénesis (cuarzo-oligoclasa-biotita-almándino-estauroilita) indica la facies de las anfíbolitas almandínicas.

Con relación al ciclo alpidico han sufrido una primera fase de metamorfismo dinamo-térmico poco intenso, que en esta formación ha llegado a alcanzar la facies de esquistos verdes, caracterizada por una paragénesis de cuarzo, albíta, mica blanca y biotita. Posiblemente esta primera fase alpidica esté en relación con una primera etapa de la tectónica de corrimiento. Posteriormente, pero antes de la segunda etapa de traslación de los mantos, tuvo lugar una segunda fase de metamorfismo poco intenso, de tipo térmico y en medio estático. Se alcanza entonces una facies de esquistos verdes de tipo abukuma, caracterizada por una paragénesis de cuarzo, oligoclasa, mica blanca, biotita rojiza y andalucita. De VRIES Y ZWAAN (1967) supusieron la existencia de cordierita en el Paleozoico alpujárride de la Sierra de las Estancias. Investigaciones posteriores han puesto de manifiesto, con ayuda de una microsonda, la existencia de este mineral (EGELER y SIMON, 1969).

La edad de esta formación debe corresponder al Paleozoico Inferior.

B) *Formación superior de micaesquistos y cuarcitas.*

Es discordante sobre la anterior, e igualmente potente y monótona en composición.

El contacto entre ambas formaciones está determinado por un brusco salto de metamorfismo. Este salto se debe a que esta formación superior no fue afec-

tada por la etapa de metamorfismo de edad paleozoica, sino tan sólo lo fue por las de edad alpídica.

El contacto entre ambas formaciones tan sólo es visible en contados puntos.

La edad de esta formación puede estimarse en Paleozoico Superior indra-Pérmico.

C) *Formación de filitas y cuarcitas.*

Aparentemente concordante sobre la anterior, se sitúa una formación de filitas y cuarcitas de color gris-azulado. Su potencia es extraordinariamente variable; en algunos cortes puede alcanzar bastantes centenares de metros, mientras que en otros aparece casi completamente laminada.

Esta formación suele presentar intercalaciones de calizas y dolomías, en general detríticas. Igualmente presenta intercalaciones de calcoesquistos, niveles de yeso y niveles fuertemente coloreados y tonalidades rojizas y verdosas, en especial hacia la parte superior.

El metamorfismo que afectó a los materiales de esta formación corresponde, al parecer, a la primera de las dos etapas de metamorfismo alpídico, caracterizada por una paragénesis (cuarzo-albita-mica blanca-clorita) que corresponde a la facies de esquistos verdes. La paragénesis resultante de la fase térmica, o sea, de la segunda fase de metamorfismo alpídico, no ha sido detectada, al menos hasta el momento, en esta formación.

La edad atribuible es Permo-Werfenense.

D) *Formación de calizas y dolomías.*

La serie Alpujárride termina con una formación de calizas y dolomías situada normalmente sobre la de filitas y cuarcitas. El paso de una formación a otra se realiza por medio de los niveles de calcoesquistos. En la mayor parte de los casos este contacto presenta fenómenos de despegue debido a la enorme diferencia de competencia que existe entre ambas formaciones.

Los procesos de metamorfismo tan sólo han afectado a esta formación, dando lugar a una ligera recristalización, sin que aparezcan minerales de neoformación.

La edad es Triás Medio y Superior. Por el momento no han sido identificados en este dominio materiales que con seguridad puedan ser atribuidos al Jurásico.

Merece recordarse en el conjunto del dominio alpujárride la existencia de manifestaciones subvolcánicas básicas, de edad triásica.

2.1.3 Complejo Maláguide

Constituye la unidad o grupo de unidades de posición más alta dentro del edificio bético.

El Complejo Maláguide, tan ampliamente representado en otros sectores de la cordillera, ha sido casi enteramente barrido por la erosión en la región comprendida en la presente Hoja. De él no subsisten sino contados retazos aislados. El mayor número de ellos se encuentra, sin duda, en la región de la Sierra de Cabrera. Esta región ha sido estudiada por RONDEEL (1965).

La serie que este autor describe para el Complejo Maláguide puede resumirse como sigue:

El término más bajo está constituido por una formación Devono-Carbonífera de areniscas y grauwackas, con algunas intercalaciones de calizas limosas, calizas arenosas, calizas y pizarras (Shales). Este término tiene en parte considerable el carácter de *flysch*.

Sobre ella se sitúa, probablemente en discordancia, una formación permotriásica, de coloraciones rojas muy características. Se compone de areniscas, con algunas intercalaciones de pizarras y conglomerados.

La serie termina por niveles predominantemente calizos, con calizas con filamentos, de edad mesozoica (Triás?-Titónico).

Sobre estos últimos términos existen niveles calizos con Alveolinas y Nummulites y calizas arenosas con operculinas y foraminíferos del Paleoceno y Eoceno, que terminan en el Ypresense (según RONDEEL, 1965; EGELER y SIMON, 1969).

Las rocas que componen el Complejo Maláguide no son metamórficas.

2.2 MATERIALES NEOGENOS Y CUATERNARIOS

Los materiales neógenos y cuaternarios constituyen un conjunto de terrenos independientes de los que acabamos de describir.

Hemos visto que las capas más altas en los dominios alpujárrides y nevado-filábride son de edad triásica y quizás jurásica. En el Complejo Maláguide las capas más altas pertenecen al Eoceno.

Los terrenos neógenos y cuaternarios comienzan, en el dominio de la presente Hoja, por niveles pertenecientes al Mioceno Inferior. Existe, pues, un gran hiato entre ambos grupos de terrenos.

Durante este lapso de tiempo se ha desarrollado la tectónica de corrimiento. Resulta entonces que los materiales triásicos y paleozoicos son alóctonos en su totalidad. Los materiales neógenos y cuaternarios son posteriores a dicha etapa tectónica, netamente discordantes, depositados después de un período de erosión intensa, y por supuesto, autóctonos.

Por dichas razones estos materiales nunca se incluyen entre los terrenos propiamente béticos ni intervienen para proporcionar criterios de subdivisión dentro de la Zona Bética.

Ahora bien, pese a que son netamente fosilizantes de la estructura tectónica más importante, pueden no ser calificados como materiales post-orogénicos, pues han sido deformados por etapas tectónicas más o menos tardías. El dis-

cutir si estas últimas etapas tectónicas deben o no ser incluidas de lleno dentro de la orogenia alpídica es cuestión más secundaria, y que además nos llevaría demasiado lejos.

Las cuencas más importantes donde aparecen los terrenos neógenos y cuaternarios son: la cuenca de Almería (incluyendo la región situada al N. de la Sierra Alhamilla), la cuenca de Ugijar-Canjáyar y la cuenca de Guadix.

2.2.1 Cuenca de Almería

La serie neógena, que es de tipo molásico, comienza en la cuenca de Almería por una formación marina compuesta por calizas micríticas, calizas silíceas y margas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Es la Formación Alamo de RONDEEL (1965) y VOLK (1967). Según VOLK (op. cit.) corresponde al Mioceno Inferior (Aquitaniense-Burdigaliense). Los afloramientos de la Formación Alamo no son cartografiables a esta escala, debido a su pequeño tamaño.

Aparte de estos afloramientos, la serie miocena comienza en general por niveles de areniscas y margas del Mioceno Superior (Helveciense-Tortonense), si bien en el detalle pueden aparecer otros términos. Estos niveles son también de origen marino.

El carácter marino de los sedimentos se continúa, al menos en la región situada al NE. de Almería, hasta el Plioceno (VOLK, 1967). Los autores holandeses describen numerosas formaciones que resultan imposibles de resumir en esta Memoria (véase RONDEEL, 1965, y VOLK, 1967).

2.2.2 Cuenca de Ugijar-Canjáyar

Los niveles más bajos encontrados en esta cuenca pertenecen al Tortonense. Se trata de areniscas y conglomerados. Están seguidos de una formación predominantemente margosa con algunas intercalaciones calizas. Esta formación es también de origen marino y de edad Tortonense y tiene igualmente carácter molásico como el resto de la serie neógena.

Sobre la formación margosa se sitúa en discordancia una potente serie continental constituida por conglomerados de cemento arenoso-limoso con intercalaciones de arenas y limos. Esta formación puede ser atribuida al Plio-Cuaternario.

La cuenca de Ugijar-Canjáyar se une con la de Almería en el corredor situado al N. de la Sierra de Gádor.

2.2.3 Cuenca de Guadix

De la cuenca de Guadix tan sólo está representado en esta Hoja un sector muy marginal.

En la base aparecen algunos retazos de areniscas y margas marinas del Tortonense.

La mayor parte de los afloramientos corresponden a los niveles de conglomerados, arenas y limos continentales del Plioceno.

Las series de la depresión de Guadix-Baza han sido estudiadas por VERA (1968, 1970). Remitimos al lector de estos trabajos.

2.3 ROCAS IGNEAS

Es frecuente la existencia de afloramientos de rocas ígneas en el ámbito de la región comprendida en la presente Hoja.

Aparecen fundamentalmente en tres dominios:

2.3.1 Complejo Nevado-Filábride

Se trata en todos los casos de antiguas rocas ígneas transformadas después por el metamorfismo regional alpidico. Actualmente aparecen como megacrinitos (gneis) y metabasitas (anfíbolitas y serpentinitas), generalmente como intercalaciones concordantes.

2.3.2 Complejo Alpujárride

La mayor parte de las rocas ígneas de este dominio se encuentran en el Manto de Lújar y en su equivalente al E.: el Complejo Ballabona-Cucharón. En ellos aparecen, en general, como filones-capa.

En las unidades típicamente alpujárrides las rocas ígneas son verdaderamente esporádicas. Suelen encontrarse en forma de diques. En todos los casos se trata de rocas subvolcánicas básicas, de composición dolerítica s.l.

2.3.3 Región de Cabo de Gata

A diferencia de las consideradas en párrafos anteriores, estas rocas son de edad neógena. Se trata de rocas volcánicas ácidas y neutras, que han salido a favor de fracturas relativamente recientes. Proviene de un volcanismo calcoalcalino, del considerado como post-tectónico.

J. M. FUSTER y colaboradores han realizado estudios recientes que aportan precisiones sobre estas rocas y su modo de yacimiento. En la zona de Cabo de Gata las manifestaciones volcánicas de naturaleza andesítico-dacítica quedan comprendidas entre el Burdigaliense y el Tortonense (FUSTER et al., 1965). En Carboneras, un volcanismo semejante es antetortonense (COELLO y CASTAÑÓN, 1965). En otros puntos más ha sido datado un vulcanismo de la misma naturaleza, como inmediatamente anterior al Mioceno Superior o como Helveciense-Tortonense (LEON, 1967).

3. BREVE SINTESIS PALEOGEOGRAFICA

El abordar el problema de la reconstrucción paleogeográfica en una región de mantos de corrimiento precisa del conocimiento previo de la dirección y el sentido de las traslaciones.

Naturalmente que las consideraciones de tipo paleogeográfico pueden conducir, por un camino inverso, a obtener conclusiones sobre la dirección y el sentido de los movimientos. Es fundamentalmente por este camino por donde los geólogos holandeses encuentran que la disposición actual parece más acorde con un sistema de corrimientos de vergencia N. (EGELER y SIMON, 1969).

Uno de nosotros (F. A.) llega a idéntica conclusión tras analizar los pliegues de arrastre (drag folds), estrias de corrimiento, distribución de series y potencias y geometría de las superficies de corrimiento (ALDAYA, 1969 a, 1969 b, 1969 c, 1970).

Claro que estas conclusiones han sido obtenidas tan sólo a partir de observaciones realizadas en los Mantos Alpujárrides, y sólo en la región situada al S. de la Sierra Nevada.

Es conveniente recordar que no todos los investigadores de la Zona Bética se han pronunciado al respecto, al tiempo que otros (BOULIN, 1968; DURAND-DELGA, 1966, etc.) admiten una vergencia hacia el S.

Partiendo de la hipótesis de la vergencia N., el dominio más septentrional desde el punto de vista paleogeográfico sería aquél en que se depositaron los materiales del Complejo Nevado-Filábride (este Complejo, según FALLOT, 1948, y GARCIA-DUEÑAS, 1967, está desplazado hacia el N. con respecto a su actual posición).

Inmediatamente al S. se situaría el dominio alpujárride. Dentro de este dominio habría que distinguir dos partes: una primera, más septentrional, donde se depositaron los materiales del Manto de Lújar (Van BEMMELEN, 1925, y ALDAYA, 1968) y los del Complejo de Ballabona-Cucharón (EGELER y SIMON, 1969). Y una segunda, más meridional, donde se depositaron los materiales alpujárrides que actualmente aparecen sobre el manto de Lújar y el Complejo de Ballabona-Cucharón. Serían los materiales que constituyen los mantos de Cástaras, Alcázar, Murtas y Adra (ALDAYA, 1969, c.d), las unidades de Gádor, Gádor I y Gádor II (JACQUIN, 1968) y el Manto de Variegato (SIMON, 1963).

Finalmente, el dominio paleogeográfico más meridional sería el correspondiente a los materiales del Complejo Maláguide.

Por el momento no está aclarado si las diferentes unidades tectónicas béticas corresponden exactamente a otros tantos dominios paleogeográficos. A este respecto es interesante notar que el Manto de Lújar y el Complejo Ballabona-Cucharón pueden representar un tránsito entre el Complejo Nevado-Filábride

y el Complejo Alpujárride. Por otra parte, según han podido observar los autores en la Sierra de Baza (sector sudoccidental), parece ser que existen facies de carácter intermedio entre las rocas típicamente alpujárrides y las pertenecientes al Manto de Lújar. Asimismo, inmediatamente al S. del cruce de carreteras que existe al S. del pueblo de Félix (NO. de Almería), aparecen hacia la base de las calizas y dolomías alpujárrides unos niveles de areniscas rojas que recuerdan extraordinariamente a las areniscas permo-triásicas del Complejo Maláguide.

Por el momento, este asunto puede quedar pendiente de discusiones posteriores.

4. TECTONICA

4.1 TECTONICA PRE-ALPIDICA

Como quedó indicado en el apartado 2.1.2, la formación inferior de micaesquistos y cuarcitas del Complejo Alpujárride está limitada hacia arriba por una superficie de discordancia.

En el apartado 2.1.1 se menciona también la existencia de una discordancia en el Paleozoico Nevado-Filábride.

Dadas las semejanzas litológicas que existen entre formaciones de posición equivalente en ambos complejos (EGELER y SIMON, 1969), no sería demasiado aventurado afirmar que las discordancias que se observan en ambos complejos pudiesen ser equivalentes.

Habría que pensar entonces en la existencia de una orogenia pre-hercínica (caledónica?) acompañada del desarrollo de metamorfismo regional sincinemático de tipo barroviano. Esta orogenia daría lugar a la formación de una cordillera que posteriormente fue arrasada hasta el nivel de la mesozona. Sobre esta superficie de erosión se depositarían los materiales a los que se atribuye una edad Devono-Carbonífera, tanto del Complejo Nevado-Filábride como del Alpujárride.

El estilo y directrices de estas deformaciones antiguas no ha podido ser determinado hasta el momento, debido quizás a que dichas deformaciones han sido enmascaradas por la tectónica y el metamorfismo alpidicos.

4.2 DIASTROFISMO EN LA CUENCA SEDIMENTARIA TRIASICA

Son numerosos los puntos donde se ha citado la existencia de brechas sedimentarias en las calizas y dolomías alpujárrides (ALDAYA, 1967, EGELER y SIMON, 1969). ALDAYA, FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS (1970) encontraron en la Sierra de Baza un nivel de brechas sinsedimentarias donde aparecen clara-

mente algunos fenómenos de slumping. Uno de nosotros (F. A.) enunció la hipótesis de la existencia, en las calizas triásicas de la Sierra de Lújar, de dos niveles tectónicos distintos (ALDAYA, 1968, p. 7, nota 9): uno inferior, plegado según un sistema de dirección N. 40 E., y otro superior, no afectado por estos pliegues. Los pliegues N. 40 E. serían entonces de edad triásica. En una campaña muy reciente se ha podido comprobar este hecho (ALDAYA, inédito). Parece ser que los pliegues en cuestión son sinsedimentarios.

4.3 TECTONICA DE CORRIMIENTO

4.3.1 Complejo Nevado-Filábride

Según FALLOT (1948), el Complejo Nevado-Filábride se encuentra corrido hacia el N., en su conjunto, una distancia que puede estimarse en unos 50 Km. Posteriormente, uno de nosotros (V. G.-D., 1967), al estudiar detalladamente la Zona Subbética en la transversal de Granada y restituir las diversas unidades a su posición original, llega a la misma conclusión que el gran geólogo francés.

Por otra parte, las investigaciones de los geólogos de la escuela de Amsterdam han llevado a demostrar que el Complejo Nevado-Filábride se compone de varios mantos, cuyo número varía según los sectores, como ya dijimos en su momento.

En la región próxima a Granada los resultados obtenidos hasta el momento por FONTBOTE y PUGA muestran que el Complejo Nevado-Filábride puede estar compuesto por más de una unidad tectónica, pero por ahora no se puede extrapolar sin más esta conclusión al resto de Sierra Nevada.

Claro que dentro del área de Sierra Nevada abarcada en esta Hoja no se dispone de estudios de cierto detalle más que en la extremidad sudoccidental de la Sierra de Baza (ALDAYA, FONTBOTE, GARCIA-DUEÑAS y PUGA, inédito), y dentro de un área bastante reducida.

4.3.2 Complejo Alpujárride

Considerado en su conjunto, el Complejo Alpujárride es alóctono sobre el Complejo Nevado-Filábride.

A su vez, el Complejo Alpujárride está compuesto de un cierto número de mantos, variable según las transversales.

En la región occidental de la Hoja, los mantos alpujárrides son, de abajo a arriba: Manto de Lújar (considerado aquí como Alpujárride), de Cástaras, de Alcázar, de Murtas y de Adra (ALDAYA, 1969). En la región oriental: Mantos de Almagro-Cucharón y de Ballabona y Manto de Variegato (EGELER y SIMON, 1969).

Los estudios de uno de nosotros (F. A.) en la región situada al S. de Sierra Nevada han permitido disponer de algunas precisiones sobre la tectónica de estos mantos.

Los mantos más bajos, tectónicamente hablando, es decir, los de Lújar y Cástaras, están compuestos solamente por formaciones permo-triásicas y su potencia total es más bien reducida. El Manto de Alcázar, superior a ellos, admite, hacia su base (en la región situada al S. de la Sierra de Lújar, fuera del ámbito de esta Hoja), un pequeño retazo paleozoico (Paleozoico Superior) y su potencia, en puntos en que no está laminado, es considerablemente mayor que la de los anteriores. Finalmente, los mantos de Murtas y Adra presentan una serie paleozoica potente y bien desarrollada (ALDAYA, 1969). En la zona oriental, los mantos inferiores, Mantos de Almagro-Cucharón y de Ballabona carecen de formaciones paleozoicas, mientras que el Manto de Variegato presenta un Paleozoico bien desarrollado (SIMON, 1963; RONDEEL, 1965; de VRIES, y ZWAAN, 1967, etc.), el trazado de las superficies de corrimiento se hace de modo que dichas superficies se establecen hacia niveles cada vez más profundos, conforme se consideran mantos más altos (de origen más meridional). Dichas superficies se hunden brusca y sistemáticamente hacia el S. hacia la zona más meridional, de tal modo que se hacen divergentes hacia el S. (ALDAYA, 1970), lo que determina, para cada manto, un aumento de la potencia de la serie en sentido de norte a sur.

Estos hechos parecen más compatibles con un sistema de corrimientos de vergencia hacia el N. que en sentido contrario. Por otra parte, en el seno de las formaciones no carbonatadas aparece un sistema bien desarrollado de pliegues de arrastre de dirección N. 80 E. Estos pliegues son vergentes hacia el N. en todos los casos. Se interpretan como el resultado de deslizamientos diferenciables entre capas durante la tectónica de corrimiento, indicando que la vergencia ha sido hacia el N. (ALDAYA, 1969 o. c.).

La dirección media de las estrías de fricción en las superficies de corrimiento es N. 10 O. Si bien los datos suministrados por las estrías hay que utilizarlos con una cierta reserva, es curioso observar que esta dirección es perpendicular a la dirección media de los ejes de los pliegues de arrastre vergentes al N.

Finalmente, parece ser que la tectónica de corrimiento se ha desarrollado en dos fases principales (ALDAYA, 1969 a.c.; EGELER, y SIMON, 1969). La última de ellas sería posterior a la última fase de metamorfismo térmico.

4.3.3 Complejo Maláguide

Es poco lo que puede decirse sobre la tectónica de corrimiento a partir de los datos suministrados por los afloramientos maláguides de esta Hoja, pues son escasos en número, de pequeña extensión y potencia, muy dispersos. Tan sólo puede decirse que están situados en todos los casos sobre unidades alpujárrri-

des altas. Incluso cabe la posibilidad de que estos afloramientos no estén exactamente en las posiciones alcanzadas con la tectónica de corrimiento, sino que hayan sufrido deslizamientos posteriores de origen gravitatorio más o menos importantes.

4.4 PLEGAMIENTOS POST-MANTOS

Tras la tectónica, de corrimiento y en época no determinable con exactitud, tiene lugar un plegamiento de dirección N. 5 E. y de gran amplitud. Este plegamiento afecta por igual a todos los materiales empilados a causa de la tectónica de corrimiento. Está acompañado de un bien desarrollado sistema de pliegues de arrastre de dicha dirección y de vergencia al E. o al O., dependiendo de la posición de cada afloramiento con respecto a los pliegues mayores. Este plegamiento debió desarrollarse antes del Tortonense (ALDAYA, 1969 c).

Con posterioridad al Mioceno Inferior se desarrolla un plegamiento de dirección media aproximada N. 70-80 E. Es el que ha ocasionado los grandes pliegues (Sierra Nevada, por ejemplo) que confieren al paisaje su actual fisonomía. Es el plegamiento que ha ocasionado los pliegues que en gran parte de la literatura se conocen como «pliegues de fondo». Parece ser que estos pliegues no han dado lugar al desarrollo de pliegues de arrastre. Lo que sí han originado, muy verosimilmente, es el desarrollo de estructuras gravitatorias en los flancos de los grandes pliegues.

4.5 MOVIMIENTOS SECUNDARIOS DE TRASLACION

Después de la colocación de los mantos béticos tiene lugar una fase tectónica que se manifiesta por fenómenos de cabalgamientos e imbricaciones de vergencia sur (EGELER y SIMON, 1969, citan varios autores que han estudiado estos fenómenos). Estos fenómenos han sido descritos principalmente en localidades situadas fuera de la presente Hoja; se desarrollaron durante el Mioceno Inferior.

Más tarde, en época de Helveciense a Tortonense (VOLK, 1967), se desarrolla una fase tectónica caracterizada por movimientos de traslación dirigidos hacia el N. Estas traslaciones han alterado la superposición de mantos original (EGELER Y SIMON, 1969) en el sentido de que unidades tectónicamente más profundas han cabalgado a unidades más altas. El desplazamiento de estas masas de traslación secundarias es, en ocasiones, bastante importante. Estos fenómenos pueden haber sido de origen gravitatorio, causado por el abombamiento tardío de la Sierra de Filabres.

4.6 FALLAS NORMALES

Son extraordinariamente frecuentes y en muchos casos con saltos importantes.

Por su carácter de accidentes tardíos (recientes) han modificado las estructuras de pliegues y mantos. En particular, muchas de las superficies consideradas por varios autores como debidas a los corrimientos son el resultado del juego de fallas normales.

En la cartografía no figuran las fallas normales con un signo especial, pero el trazado de muchas de ellas puede deducirse por la continuidad de ciertas alineaciones o por la brusca truncadura de otras.

Entre las principales fallas o zonas de fallas merecen destacarse las que limitan por el S. de la Depresión de Guadix, y las de borde S. a la Sierra de los Filabres, en su terminación occidental.

Al O. y S. de la Sierra de Gádor existen fallas normales de gran importancia. Al S. de la Sierra de Gádor se localiza una ruptura de pendiente muy neta, que se prolonga desde cerca de Adra hasta Almería. Sin duda, obedece a la existencia de grandes fallas que hunden el bloque S.

Al N. de Cabo de Gata y hasta Garrucha se extienden fallas normales de dirección NE.-SO., que afectan a materiales neógenos y cuaternarios, y que han servido de vía de salida a los materiales volcánicos de esta región.

En fin, el trazado del borde N. de la Sierra Alhamilla, con una dirección casi E.-O., puede relacionarse con fallas normales. Nos parece ésta la mejor explicación del trazado tan rectilíneo de los contactos de los materiales miocenos y pliocenos de la depresión de Tabernas.

4.7 EDAD DE LOS MOVIMIENTOS

Es difícil precisar la edad en que han tenido lugar las principales deformaciones. De todos modos nos parece verosímil que las distintas deformaciones acaecidas se hayan extendido a lo largo de un periodo de tiempo relativamente amplio.

Evidentemente, las dataciones más precisas de los movimientos se han logrado con términos relativamente recientes, pero no hay que olvidar que solamente suministran información sobre los resultados de las etapas de deformación más tardías.

El principal problema, cuando se emprende la datación de las deformaciones, es el referente a la edad del movimiento de los mantos.

Este problema ha sido enteramente discutido por EGELER y SIMON (1969) y aquí no referiremos más que los puntos principales.

La base de la discusión se centra en la ausencia de terrenos jurásicos, cretácicos y nummulíticos en los Alpujárrides y Nevado-Filábrides. Por otra parte, las estructuras de corrimiento no afectan a terrenos superiores al Triás, mientras que los materiales fosilíferos son de edad miocena u oligocena muy alta. Esto quiere decir que la edad de traslación queda comprendida entre el Jurásico Inferior y el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Al menos esto es lo que puede decirse por lo que respecta a los Alpujárrides.

Los Maláguides, por el contrario, sí poseen series mesozoicas, aunque con lagunas en la sedimentación. En la región de Vélez Rubio (Hoja 78, Baza) Mac GILAVRY et alt. (1963) citan la primera discordancia angular en el Eoceno Medio.

La única conclusión definitiva y general para los mantos béticos de esta Hoja es que su empilamiento no ha acabado antes del Terciario.

Parecidas dificultades existen para datar las estructuras de plegamiento, de las que es posible señalar el orden de sucesión. En la descripción de las estructuras post-manto (epígrafe 4.4) se han diseñado en orden cronológico.

Respecto a las fallas normales puede asegurarse que han empezado a funcionar en el Mioceno Superior y que su actividad se prolonga hasta nuestros días.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Es difícil reconstruir la historia de la evolución completa de las unidades béticas existentes en la Hoja. En principio, se pueden distinguir dos hitos principales en esa historia; en el primero, más antiguo, quedarían comprendidos los principales acontecimientos por los que han pasado las unidades béticas, hasta llegar al empilamiento en mantos y el plegamiento posterior a los mismos. La segunda etapa es muy reciente y se refiere exclusivamente a la evolución de la Cordillera desde el momento en que aparecen los materiales netamente post-orogénicos; es decir, desde el principio del Mioceno Superior hasta nuestros días.

Es evidente la desproporción que existe entre los dos períodos históricos que acabamos de distinguir. Es lógico que la evolución de la Zona Bética desde el Paleozoico hasta el Mioceno Inferior es mucho más compleja y con muchos más puntos oscuros que la evolución en los tiempos neógenos y cuaternarios.

En los alpujárrides y maláguides no se han encontrado, hasta ahora, indicios de deformaciones considerables correspondientes a la orogénesis hercínica. Queda en pie la cuestión de la presencia o ausencia de una discordancia angular hercínica.

En los Nevado-Filábrides las huellas de orogénesis pre-alpídicas están enmascaradas por la deformación y el metamorfismo alpídico, muy intenso. Sin embargo, se ha hablado de la existencia de intrusiones graníticas de edad Permo-Carbonífera, que podrían relacionarse con una fase orogénica hercínica. No se han citado pruebas de un metamorfismo regional hercínico en estas series.

Mucho más importantes parecen ser los efectos de una orogenia prehercínica, posiblemente ante-devónica. Esta orogenia fue seguida de una erosión importante, que determina un brusco salto de metamorfismo localizable en el Paleozoico de las unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides.

Algunos autores, inclusive, admiten la posibilidad de que existan en la Zona Bética rocas que han sufrido más de una orogénesis presilúrica.

No existen estudios detallados que permitan relacionar estas orogenias antiguas con tipos de deformaciones concretas.

Los materiales permo-triásicos son de carácter continental en los málaguides, en donde parece verosímil admitir que son discordantes sobre el Paleozoico. En los Complejos Alpujarrides y Nevado-Filábrides la sucesión permo-triásica se depositó en un régimen marino particular y con cierta subsidencia; en ese medio se desarrolla un vulcanismo básico en el dominio de los alpujarrides y un vulcanismo ácido y básico en los nevado-filábrides. Se han citado la formación de pliegues de dirección N. 40 E. dentro del Triás Superior, sin que este plegamiento supusiese una emersión de este dominio.

Desde el Triás hasta el Mioceno no tenemos jalones cronológicos precisos para reconstruir la evolución de la Cordillera.

Sabemos que los materiales béticos han sufrido los efectos de una orogenia alpídica (mantos, pliegues y metamorfismo). Dentro del ciclo alpino se pueden distinguir, por lo menos, dos fases. En el capítulo de Tectónica se tiene un esquema del posible orden de sucesión de las diferentes estructuras alpídicas, que debieron quedar ya configuradas en el Mioceno Inferior.

El Mioceno Superior debe ir precedido del ascenso general de grandes áreas y la subsidencia relativa de ciertas depresiones. Las unidades béticas son desmanteladas por la erosión y los materiales resultantes son transportados hasta rellenar las depresiones.

De esta manera los materiales del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario empiezan por ser depósitos marinos y culminan en facies continentales (lacustres y fluviales).

A principios del Mioceno Superior comienzan a funcionar grandes fallas normales, muchas de las cuales han facilitado la extrusión de rocas volcánicas (Cabo de Gata, Carboneras, sur de Sierra de Gádor). El juego de estas fallas se ha prolongado hasta nuestros días.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1967).—Nuevas observaciones en las calizas triásicas de la ventana tectónica de Albuñol (Zona Bética, Prov. de Granada). *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 101-102, pp. 101-106.
- (1968).—Sobre la posición tectónica de la Sierra de Lújar (Prov. de Granada). *Acta Geol. Hisp.*, III, pp. 87-92.
- (1969 a).—Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujarrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, Prov. de Granada). *Bol. Geol. y Min.*, LXXX, pp. 212-217.

- (1969 b).—«Los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, Prov. de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, V, pp. 126-130.
- (1969 c).—«Los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada». Tesis. Granada, 527 p. Mem. inéd.
- (1970).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, Prov. de Granada)». *Cuadernos de Geología. Anejo del Bol. Univ. Granada*, pp. 35-37.
- BEMMELEN, R. W., Van (1927).—«Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de province Granada». Tesis E.T.S. Delft., 176 p.
- BOULIN, J. (1968).—«Etudes géologiques dans les zones internes des Cordillères Bétiques de Málaga a Motril. (Espagne meridionale)». Tesis. Paris, 487 p.
- COELLO, J., Y CASTAÑON, A. (1969).—«Las sucesiones volcánicas de la zona de Carboneras (Almería)». *Estudios Geológicos*, XXI, pp. 145-166.
- DURAND DELGA, M. (1961).—«Titres et travaux scientifiques». *Impr. Priester Paris*, 43 p.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique». *Verh. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Afd. Natuur. Serie I, parte XXV, n.º 3*, Amsterdam, 90 p.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Estudios Geológicos*, IV, pp. 83-172.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, I, pp. 71-78.
- FUSTER, J. M.; AGUILAR, M. J., y GARCIA, A. (1965).—«Las sucesiones volcánicas en la Zona del Pozo de los Frailes, dentro del vulcanismo cenozoico del Cabo de Gata (Almería)». *Estudios Geológicos*, XXI, pp. 199-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967).—«La Zona Subbética al norte de Granada». Tesis. Mem. inédita. Facultad de Ciencias de Granada, 534 p.
- JACQUIN, J. P. (1968 a).—«Répartition géographique et lithostratigraphique des minéralisations de la Sierra de Gádor (Almería, España)». *Chron. Min. Rech. Minière*, n.º 376, pp. 230-243.
- (1968 b).—«Donnés nouvelles sur la géologie de la Sierra de Gádor». *Bull. Fed. Soc. d'Hist. Nat. Franche-Comte.*, LXX N^o sér., n.º 4, pp. 1-6.
- JANSEN, H. (1936).—«De geologie van de Sierra de Baza en van de angrenzende gebiedten der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». Tesis Univ. Amsterdam, 99 p.
- LEYNE, L. (1966).—«On the tectonics of the Menas de Serón region, western Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, series B, 69, pp. 403-414.
- LEON, G. (1967).—«Las formaciones volcánicas del Cerro de los Lobos (Almería, SE. de España)». *Estudios Geológicos*, XXIII, pp. 15-28.
- MacGILLAVRY, H. J.; T. GEEL, Th. B. ROEP, y H. SOEDIONO (1963).—«Fürther notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone

- between these two units, in the region of Vélez Rubio (southern Spain).
Geol. Rundschau, LXIII, pp. 233-256.
- NIHJUIS, H. J. (1964 b).—«Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern
151 p.
Sierra de los Filabres south of Lubrin, SE. Spain». Tesis Univ. Amsterdam,
- RONDEEL, H. E. (1965).—«Geological investigations in the western Sierra Ca-
brera and adjoining areas, south-eastern Spain». Tesis Univ. Amsterdam,
161 p.
- SANCHEZ CELA, V. (1968).—«Estudio petrológico de las sucesiones volcánicas
del sector central de la formación del Cabo de Gata (Almería)». *Estudios
Geológicos*, XXIV, pp. 1-38.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-
eastern Spain». Tesis Univ. Amsterdam, 164 p.
- (1964).—«The Almagro unit: a new structural element in the Betic Zone?»
Geol. en Mijnb., 43, pp. 331-334.
- (1966 a).—«Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharón dans
la Sierra de Carrascoy (prov. de Murcie, Espagne)». *Geol. en Mijnb.*, 45,
pp. 112-113.
- VERA, J. A. (1968).—«El Mioceno del borde SO. de la Depresión de Guadix-Baza».
Act. Geol. Hisp., III, pp. 124-127.
- (1970).—«Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza». *Bol. Inst.
Geol. Min.* (in litt.).
- VOLK, H. R. (1967 a).—«Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens
von Vera, Südost-Spanien». Tesis Univ. Amsterdam, 160 p.
- VRIES, W. C. P. de, y K. B. ZWAAN (1967).—«Alpujarride succession in the
central part of the Sierra de las Estancias, province of Almería, SE. Spain».
Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Serie B, 70, pp. 443-453.
- WEPPE, M., y J. P. JACQUIN (1966).—«Etude préliminaire du gisement plombi-
fère de Coto-Laisquez, Sierra Alhamilla-Almería». *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs.*,
68, fasc. 4, pp. 105-120.
- WESTERVERLD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband
der oostelijke betische ketens». Tesis E.T.S. Delft, 120 p.