



IGME

1.045

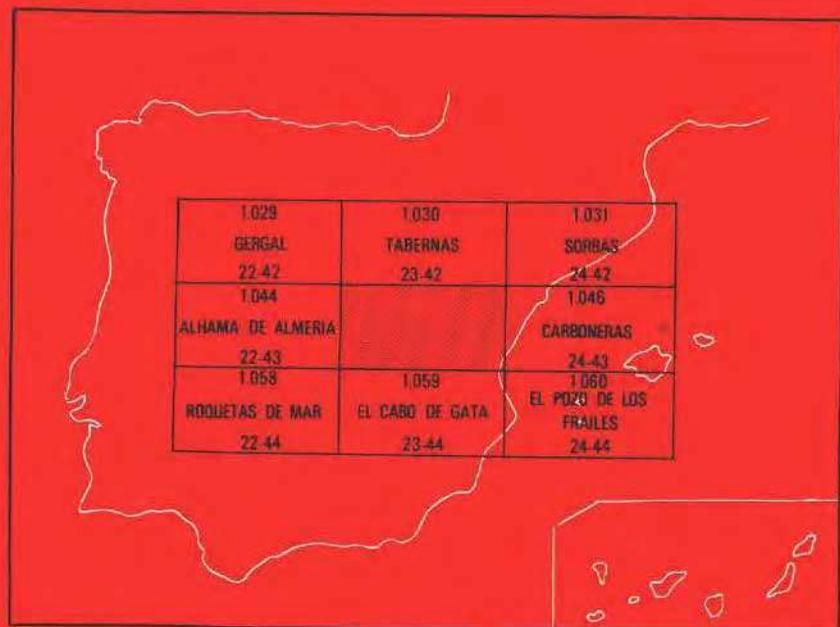
23-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

ALMERIA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ALMERIA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A., con normas, dirección y supervisión del IGME.

Cartografía y Memoria: F. VOERMANS, Lic. en Ciencias Geológicas por la Universidad de Amsterdam (del Nevado-Filábride, Alpujárride y Málaga).

J. BAENA, Lic. en Ciencias Geológicas (del Neógeno y Cuaternario).

Micropaleontología: C. MARTINEZ DIAZ, Dr. Ingeniero de Minas.

L.F. GRANADOS, Lic. en Ciencias Geológicas.

M^a C. FERNANDEZ-LUANCO, Lic. en Ciencias Geológicas.

Petrografía: F. VOERMANS, Lic. en Ciencias Geológicas.

A. ARGÜELLES, Lic. en Ciencias Geológicas.

Macropaleontología: T. DEL PAN, Dra. en Ciencias Naturales.

H. MANSILLA, Ingeniero de Minas.

Supervisión estudios petrográficos: Casilda Ruiz García (IGME).

Dirección y Supervisión del IGME: Pedro Ruiz Reig, Lic. en Ciencias Geológicas (IGME).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas.

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

Depósito Legal: M-35.071-1.983

Tirada: Gráficas  Humanes (Madrid)

INDICE

	Páginas
INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	7
1.1. NEVADO-FILABRIDES.	7
1.1.1. Unidades del Manto del Veleta ?	9
1.1.1.1. Unidad Alhambilla (PC-P)	9
1.1.2. Unidades del Manto del Mulhacén.	10
1.1.2.1. Unidad de Castro (P-TA)	10
1.2. ALPUJARRIDE	13
1.2.1. Unidad Aguilón (\approx Murtas)	14
1.2.1.1. Micasquistos (Formación Baños) (CA-P)	15
1.2.1.2. Filitas y cuarcitas (P-T _{A1a}) = F. Matanzas	16
1.2.1.3. Formación carbonatada T _{A2-3} -F "Coto Laisquez"	17
1.2.2. Unidad de Lújar (Gádor).	19
1.2.2.1. Filitas y cuarcitas (P-T _{A1})	19
1.2.2.2. Formación calizo-dolomítica	19
1.2.2.2.1. Calcoesquistos (T _{A21-22})	20
1.2.2.2.2. Dolomías y dolomías con "facies franciscana" (T _{A22})	20
1.2.3. Unidad de Murtas (\approx Félix)	21
1.2.3.1. Filitas y cuarcitas (P-T _{A1m})	21
1.2.3.2. Serie carbonatada (T _{A2-3})	21
1.3. MANTO MALAGUIDE (P-T)	22
1.4. NEOGENO Y CUATERNARIO	23
1.4.1. Mioceno Superior	23
1.4.1.1. Formación calcarenítica "infralitoral o litoral" T ₁ ^{Bc} (13)	24
1.4.1.2. Formación de plataforma T ₁ ^{Bc} s (15)	25
1.4.1.3. Formación conglomerática basal. T ₁ ^{Bc} cg (14)	26
1.4.1.4. Formación margosa "profunda" T ₁ ^{Bc} (16)	26

	<u>Páginas</u>
1.4.1.5. Complejo arrecifal	26
1.4.1.6. Complejo terminal	28
1.4.2. Plioceno	28
1.4.2.1. Plioceno I	29
1.4.2.2. Plioceno II	30
1.4.3. Pliocuaternario. T ₂ ^B -Q (28)	33
1.4.4. Cuaternario	34
1.4.4.1. Pleistoceno marino. Q ₁ (29)	34
1.4.4.2. Pleistoceno continental	34
1.4.4.2.1. Manto detrítico Q ₁	34
1.4.4.2.2. Limos rojos y arenas Q ₁ 1s	35
1.4.4.2.3. Costras calcáreas Q ₁ K	35
1.4.4.3. Holoceno	35
1.4.4.3.1. Depósitos altos de rambla (aterrazados) QR	35
1.4.4.3.2. Depósitos medios de rambla (aterrazados) GR ₂	36
1.4.4.3.3. Ramblas QR	36
1.4.4.3.4. Abanicos aluviales (Q Ab)	36
1.4.4.3.5. Aluvial y delta reciente QAL (DL)	36
1.4.4.3.6. Dunas y arenas de playa QD	37
1.4.4.3.7. Cuaternario indiferenciado Q	37
2. TECTONICA	37
3. HISTORIA GEOLOGICA	42
4. PETROGRAFIA	45
4.1. EL METAMORFISMO	45
4.1.1. En el Nevado-Filábride	45
4.1.2. En el Alpujárride	46
4.1.3. En el Maláguide	47
5. GEOLOGIA ECONOMICA	47
5.1. MINERIA	47
5.2. CANTERAS	48
6. HIDROGEOLOGIA	48
7. BIBLIOGRAFIA	50

INTRODUCCION

En la Hoja de Almería están representados principalmente los depósitos postmantos neógenos y cuaternarios. Los materiales jurásicos y más antiguos (pertenecientes a varios mantos béticos) aparecen en dos regiones: en el SW y (separado por el río Andarax) en la parte N y NE de esta Hoja.

La región SW comprende la parte más oriental de la Sierra de Gádor, de la que la mayor parte aflora en la Hoja de Alhama de Almería; la región N-NE comprende la parte central y SW de la Sierra Alhamilla.

La Sierra de Gádor, que alcanza su máxima elevación en la Hoja de Alhama de Almería con 2.240 m. aquí no sobrepasa altitudes de 750 m. Tanto la Sierra de Gádor como Alhamilla pertenecen a la zona interna de las Cordilleras Béticas, conocida usualmente como "zona bética". Dentro de esta zona se pueden distinguir tres grandes unidades tectónicas, que son de abajo a arriba: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. EGELER y SIMON (1.969) introducen otra unidad tectónica principal entre el Nevado-Filábride y el Alpujárride a la que denominan Ballabona-Cucharón.

Los materiales aflorantes en la parte de la Sierra de Gádor, representada en esta Hoja, pertenecen todos ellos al Alpujárride y forman parte de una gran alineación W-E, que desde Málaga llega hasta Almería, al Sur de la Sierra Nevada. Estos materiales alpujárrides pueden pertenecer a varias unidades tectónicas (ALDAYA, 1.969; JACQUIN, 1.970; OROZCO, 1.972 y SCHWERD, 1.974).

De la geología de la Sierra de Gádor se han ocupado numerosos autores, sobre todo en relación con la minería, de gran tradición en esta Sierra.

Se pueden mencionar entre los primeros investigadores a DE VERNEUIL y COLLOMB (1.956). En 1.882, GONZALO Y TARIN establece una edad triásica para la mayor parte de las secuencias litológicas, HETZEL (1.923) y WESTERVELD (1.929) hablan sobre la Sierra de Gádor sólo en un sentido muy general.

Investigaciones más detalladas se han realizado recientemente, entre las que cabe destacar la tesis doctoral de J. P. JACQUIN (1.970), así como informes internos de ENADIMSA, realizados con fines mineros o hidrogeológicos. También existen estudios recientes de la zona occidental de esta Sierra, realizados por el Grupo de la Universidad Técnica de Munich (SCHWERD, 1.974; EWERT, 1.976), así como por estudiantes de la Universidad de Amsterdam.

Durante la realización de la Hoja de Ugíjar, Adra, etc., EWERT y ALDAYA han demostrado que el Manto de Félix (JACQUIN, 1.970) es comparable y correlacionable con el Manto de Murtas (ALDAYA, 1.969). Esta correlación la han podido realizar en la Hoja de Ugíjar más al Oeste; igualmente han realizado la correlación del Manto de Gádor (JACQUIN, 1.970) con el Manto de Lújar, y han visto que el Manto de Gádor no existe en su definición como Unidad Tectónica superior al Manto de Lújar. Esto último lo justifican estos autores por:

- a) Estudios estratigráficos y sedimentológicos efectuados durante los últimos cuatro o cinco años han demostrado que no existe ninguna diferencia entre el Manto de Gádor (JACQUIN, 1.970) y el Manto de Lújar, respecto al desarrollo de la serie triásica.
- b) Ambos mantos (Lújar y Gádor) contienen las mismas mineralizaciones en los mismos niveles estratigráficos.
- c) Ambos mantos ocupan la misma posición tectónica dentro del Complejo Alpujárride.
- d) La falta de metamorfismo, en las series carbonatadas, es característica tanto para uno como para otro.

Todas estas razones, nos inclinan a denominar en esta Hoja a los Mantos de Gádor y Félix de JACQUIN (1.970), con los nombres de Lújar y Murtas.

La Sierra Alhamilla (de dirección aproximada WSW-ENE) es una cadena montañosa relativamente pequeña cuyas altitudes llegan a sobrepasar los 1.350 m. (Colativi: 1.387 m.). Los materiales de esta cadena montañosa pertenecen a tres grandes unidades tectónicas o Complejos, que de abajo a arriba son: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide.

Las secuencias Alpujárrides rodean y se apoyan sobre materiales que

pertenecen a los Nevado-Filábrides, que constituyen la parte central y más elevada de la Cadena. En unos pocos sitios de la parte Oeste, se localizan afloramientos de materiales maláguides que se apoyan sobre la unidad alpujarride más alta.

Aparte de algunas consideraciones generales sobre la Sierra Alhamilla, HETZEL (1.923) es el primero que estudia esta cadena montañosa. Establece una edad Pre-triásica para los micasquistos que afloran en el núcleo, y una edad Triásica para las pelitas y rocas carbonatadas superpuestas. Al principio de los años sesenta, varios estudiantes de la Universidad de Amsterdam han estado cartografiando en detalle partes de la Cadena montañosa, como ZECK (1.968) que investiga el área directamente al E de esta Hoja; por la misma época WEPPE y JACQUIN (1.966) publican un artículo que trata de las mineralizaciones de la región Coto Laisquez (ver también JACQUIN, 1.970). Varios artículos relacionados con los conjuntos de faunas que aparecen en las rocas carbonatadas, se han publicado durante la última década (ver HIRSCH, 1.966; V.D. BOOGARD, 1.966; SIMON, 1.966; KOZUR y otros, 1.974).

Desde hace varios años los miembros de la Universidad de Amsterdam han renovado sus investigaciones en esta cadena montañosa.

El Neógeno y Cuaternario que ocupa la mayor parte de la Hoja, ha sido poco estudiado hasta ahora. Muchos de los datos existentes se deben a estudios hidrogeológicos realizados recientemente por ENADIMSA dentro del Plan Nacional de la Minería, tales como el "Estudio hidrogeológico de la Cuenca de Andarax", o el "Estudio hidrogeológico del Campo de Níjar".

Algunos estudios parciales han sido realizados por PERCONIG (1.976), así como por IACCARINO, MORLOTTI, PAPANI, PELOSIO y RAFFI (1.975), mediante el estudio de algunos cortes del Neógeno.

El Cuaternario ha sido parcialmente reconocido por OVEJERO y ZAZO (1.971).

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. NEVADO-FILABRIDES

Hasta hace pocos años, los esquistos cristalinos del corazón de Sierra Alhamilla han sido atribuidos al "basamento" de la secuencia alpujarride. Otros investigadores, sin embargo, atribuyen esta secuencia al Nevado-Filábride, señalando las analogías con las secuencias rocosas que aparecen en la Sierra de los Filábrides (ver FALLOT y otros, 1.959; JACQUIN, 1.970). Recientes investigaciones realizadas por miembros de la Universidad de Amsterdam y

por el autor de esta parte de la Hoja, establecen definitivamente la existencia de rocas Nevado-Filábrides en el corazón de esta cadena montañosa.

En el Nevado-Filábride de la Sierra de los Filabres, están presentes varias unidades (NIJHUIS, 1.964; BICKER, 1.966; VOET, 1.967; LANGENBERG, 1.972 y KAMPSCHUUR, 1.975). La secuencia estratigráfica más completa de los Nevado-Filábrides se ha encontrado en la Unidad más inferior, la Nevado-Lubrin (ver NIJHUIS, 1.964; KAMPSCHUUR, 1.975).

Comprende de arriba a abajo:

- Formación Las Casas – Edad: Triásico medio-superior, con:
Rocas carbonatadas
Micasquistos granatíferos
Cuarcitas y yesos.

- Formación Tahal – Edad: Triásico medio (y quizá más antiguo), con:
Micasquistos con albita
Gneises albiticos
Cuarcitas: en la parte superior intercalaciones carbonatadas.

- Formación Nevada – Edad: Pérmico y más antiguo, con:
Micasquistos granatíferos (lechos de grafito)
Cuarcitas.

Entre la Formación Tahal y la Formación Las Casas puede aparecer una zona asociada con yesos, rocas carbonatadas, brechas tectónicas y milonitas, tal como la zona de mármol brechoide La Huertecica. En esta zona aparecen metabasitas y anfibolitos, así como en el techo de la Formación Tahal y en la Formación Las Casas.

Las edades de las diferentes formaciones se atribuyen en base a la correlación lito-estratigráfica con las secuencias del Ballabona-Cucharón que aflora en la parte Norte de la Sierra de los Filabres y en la Sierra de Almagro.

En la Sierra Alhamilla y debido a razones cartográficas sólo se puede dar una subdivisión en las Unidades:

Sierra Alhamilla	Sierra de los Filabres (KAMPSCHUUR, 1.975)
UNIDAD CASTRO	F. Las Casas Triásico medio-superior
	F. Tahal o más antiguo
UNIDAD ALHAMILLA	– F. Nevada – Pérmico y más antiguo.

También establecemos a continuación un ensayo de correlación con las Unidades de Sierra Nevada.

1.1.1. Unidades del Manto del Veleta?

1.1.1.1. *Unidad Alhamilla* (PC-P)

Recibe este nombre por ocupar el núcleo de esta Cadena que corre aproximadamente WSW-ENE. La formación consiste en una secuencia alternante de micasquistos y cuarcitas. Se encuentran todas las transiciones entre esas rocas. A veces, los esquistos con grafito contienen pequeñas cantidades de granates (de alrededor de 1 mm.). Los colores varían entre gris, verde, azul, gris oscuro a negro. Con frecuencia la meteorización da un tono rojo oscuro, dependiendo del contenido en hierro.

No se encuentran rocas carbonatadas. Las venas blancas de cuarzo que atraviesan las rocas pueden tener una potencia de más de 1 metro. Una característica de los micasquistos en esta formación son los planos de esquistosidad suavemente ondulados. Debido a la erosión selectiva, las rocas muy cuarzosas aparecen como grandes "tablas" lisas hasta de varios metros cuadrados. Las rocas de esta formación (especialmente los micasquistos) están fuertemente plegados, y a menudo se pueden distinguir dos o tres fases de deformación.

No se encuentran fósiles. Como ya mencionamos, la Unidad Alhamilla es correlacionable con la Formación Nevada de la Sierra de los Filabres, a la que se ha atribuido una edad Pérmico o más antigua (ver NIJHUIS, 1.964; EGELER y SIMON, 1.969; KAMPSCHUUR, 1.975).

Debido a la fuerte tectonización y metamorfismo y a la ausencia de horizontes litológicos "guía", no se puede establecer una estratigrafía detallada para la Unidad Alhamilla. En esta Sierra la máxima potencia expuesta es del orden de unos 1.000 m. Se han encontrado los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, calcita, clorita, mica incolora, granate, grafito, limonita, cuarzo, menas, minerales de titanio (rutilo, esfena), turmalina y circón. Los minerales más importantes que constituyen las rocas son: cuarzo, biotita, mica incolora y grafito.

Las rocas muestran una esquistosidad bien desarrollada, con una fuerte foliación. A menudo, es visible una orientación más antigua en las rocas ricas en cuarzo (S_1). La esquistosidad predominante (S_2) ha sido, con frecuencia, microplegada, dando lugar a micropliegues angulares con una esquistosidad de plano axial distinta (S_3). Las venas de cuarzo son principalmente paralelas a S_2 y son algunas veces plegadas isoclinalmente con un plano axial a S_2 . La albita forma grandes blastos modelados -a menudo ovoides- de hasta más de 1 mm.; los cristales, frecuentemente han sido, en gran parte, reemplazados por material, sericitico, cuarzo y biotita. En algunas secciones unos poiquiloblastos de albita contienen una inclusión de granate euhedral. Huellas suavemente plegadas de pequeñas inclusiones en estos blastos apuntan

a un origen pre o temprano - sin S_2 . Granates formados antes de S_2 (pre S_2) se han encontrado en unas pocas secciones delgadas, como porfiroclastos anhedrales -a menudo, fuertemente rotos- hasta de 150μ . La mica incolora aparece también como grandes agregados hasta de 500μ , oblicuos y sobreimpuestos a la esquistosidad ("cross-mica"). La clorita es un producto de reemplazamiento de la mica, pero también se ha encontrado de neoformación formando "montones". La calcita aparece como venas de mineral. Algunas muestras contienen considerables cantidades de agregados esqueléticos de minerales de titanio.

1.1.2. Unidades del Manto del Mulhacén

1.1.2.1. Unidad de Castro (P-TA)

El nombre deriva del Barranco del Castro, que presenta un corte profundo de las rocas características de esta formación. Esta secuencia se encuentra en una zona de dirección SW-NE entre la Unidad Alhamilla infrayacente y la Unidad Alpujárride Aguilón superpuesta tectónicamente.

Litológicamente esta Unidad parece abarcar, como ya se ha apuntado anteriormente, las formaciones Las Casas y Tahal de la Sierra de los Filabres.

En este estado de investigación, sólo se puede establecer una sucesión estratigráfica grosera. El mejor sitio para establecer esta estratigrafía es en el Barranco del Castro y áreas cercanas.

La parte basal consiste en cuarcitas gris-azuladas, blanco-azuladas o gris-amarillentas, en estratos finos a medianos, con algunas intercalaciones de rocas más micáceas. Las cuarcitas azuladas muestran, a menudo, lentejones alargados blancos, que le dan un aspecto estratiforme. Probablemente esos lentejones presentan conglomerados fuertemente tectonizados. Estas capas "conglomeráticas" son tentativamente correlacionadas con los meta-conglomerados que aparecen en la parte basal de la formación Tahal de la Unidad Nevado-Lubrin, en la parte central de Sierra de los Filabres (ver NIJHUIS, 1.964; EGELER y SIMON, 1.969).

Hacia el techo, los micasquistos se hacen más dominantes, generalmente con un color grisáceo, verdoso, pardo, azul-oscuro y rojizo. Las superficies de esquistosidad son aplanadas. Los esquistos y también las rocas más cuarcíticas contienen, a menudo, considerable cantidad de granates, de pocos milímetros. No obstante, no son excepcionales los granates de más de 1 cm. Junto al granate, se pueden ver en el campo manchas blancas de porfiroclastos albiticos de varios milímetros. En unos pocos lugares, aparecen cristales marrones oscuros de estaurrolita en grandes cantidades, junto con granate.

En la parte más alta de esta secuencia micácea se intercalan rocas carbonatadas. Los mármoles micáceos amarillentos, grisáceos, azulados a blancos, son bandeados y están con frecuencia intensamente plegados isoclinalmente. Junto a las intercalaciones de mármol se encuentran también rocas carbonatadas negras, en estratos delgados, gneises ricos en turmalina de color blanco o amarillentos, así como delgados lechos -a menudo, discontinuos-concordantes de rocas ígneas de color verdoso (anfíbolitas y piroxenitas). Los gneises contienen, con frecuencia, considerables cantidades de grandes granates y porfiroclastos de albita de hasta 2 cm., de tamaño. Los cristales de turmalina negra (hasta de 1 cm.), se concentran en lechos delgados. Los gneises, algunas veces, llegan a ser más esquistosos; se han encontrado transiciones a otro tipo de roca. Esto es una razón para suponer que se trata (al menos en parte) de paragneises.

En la región del Barranco del Infierno a la Loma Rueda, el techo de la Unidad Castro consiste en una zona continua, relativamente pequeña, de mármoles amarillos; localmente, estos mármoles han sido fuertemente brechificados, a causa del cabalgamiento de la Unidad Alpujárride.

Las rocas de la Unidad Castro están atravesadas por numerosas venas blancas de cuarzo y calcita, que han sido, frecuentemente, rotas en lenticiones o han formado "boudinage". Localmente, y sobre todo cerca del contacto con la Unidad Alpujárride suprayacente, las rocas de la Unidad Castro han sido fuertemente mineralizadas.

En la cartografía geológica se han diferenciado sólo las partes ricas en mármol, con una notación distinta (T_A^N).

No se encuentran fósiles. En la Sierra de los Filabres, a la Formación Tahal se le ha dado una edad Triásico medio (y más antiguo?) y a la Formación Las Casas una edad Triásico medio-superior. Por tanto, a esta Unidad Castro se le atribuye una edad Triásico medio y superior (y quizás más antiguo).

La potencia máxima expuesta de la Unidad Castro en esta Hoja (medida perpendicularmente al rumbo) es aproximadamente de 500 m.

Debido a la fuerte tectonización, los contactos originales entre las dos Unidades del Nevado Filábride no está clara en ninguna parte. Las cuarcitas conglomeráticas que aparecen en el contacto entre las dos formaciones sugieren la existencia de una discordancia. Sin embargo, ambas formaciones muestran el mismo esquema de deformación y el mismo número de fases de metamorfismo. Por lo tanto, la existencia de una fuerte orogenia pre-alpina y de metamorfismo pre-alpino en el Nevado-Filábride de la Sierra de Alhambilla parece altamente improbable. Debe mencionarse, no obstante, que recientes investigaciones en las rocas del Nevado-Filábride de las Sierras de los Filabres y Nevada, han revelado la existencia de una orogenia hercínica,

acompañada de un metamorfismo regional de bajo grado (ver EGELER y FONTBOTE, 1.976; Hr. R.L.M. VISSERS, com. pers.).

Bajo el microscopio los *esquistos* y *cuarcitas* aparecen como esquistos moscovíticos, esquistos cuarzo-moscovíticos y cuarcitas, conteniendo cantidades significativas de uno o varios de los minerales siguientes: albita, biotita, clorita, epidota, granate, grafito, distena, menas, pirlita y estaurólita. Accesorios comunes son apatito, carbonato, rutilo, esfena, ilmenita, turmalina y circon. Una de las rocas que aparecen en abundancia son los esquistos con granate-albita-biotita-cuarzo-moscovita-grafito.

Las rocas tienen una esquistosidad bien desarrollada (S_2). A menudo, puede observarse una esquistosidad más antigua en láminas ricas en cuarzo (S_1). La esquistosidad dominante (S_2) ha sido, a menudo, microplegada, dando lugar a pliegues angulares con una esquistosidad de plano axial distinta (S_3). La mica incolora en hojillas mayores de 1 mm. es generalmente paralela a la esquistosidad, y está, a veces, deformada, apareciendo en lajas oblicuas a la orientación preferente ("cross-mica"). Los granos de cuarzo están alargados según la esquistosidad y tienen extinción ondulante.

Existen poiquiloblastos de albita, grandes, de hasta 5 mm. —a menudo, de forma oval—, algunas veces reemplazados por material sericítico, que contienen inclusiones de mica, cuarzo, grafito, menas, turmalinas y granates (euhedral, de hasta 100μ), que son algunas veces ordenados en modelos-S, pero más normalmente en trazos oblicuos a S_2 , que indican una neoformación pre a temprano sin- S_2 . La albita aparece también en pequeñas venas. La biotita se presenta en menor cantidad que la mica incolora. Generalmente, las pajillas marrones-rojizas están paralelas a la esquistosidad, pero aparecen siempre láminas oblicuas y sobreimpuestas a la esquistosidad ("cross-biotita"). Los porfiroblastos de granates aparecen en dos variedades:

- (1).— "Atoll-shaped" cristales con un tamaño de grano de $100-300\mu$; los núcleos están rellenos con componentes de hierro, mica o cuarzo.
- (2).— Poiquiloblastos, a menudo de 1-2 mm. de grandes e intensamente rotos con muchas inclusiones de albita, biotita, mica incolora, clorita, limonita y cuarzo. En varias láminas delgadas estos granates han sido totalmente reemplazados por estos minerales. La estaurólita aparece como grandes poiquiloblastos euhedrales de hasta 3 mm., con muchas inclusiones de cuarzo, mica, grafito, menas, granates, euhedrales, turmalina, minerales de titanio y circon; las inclusiones orientadas según S y los blastos de estaurólita apunta a una formación de este mineral pre o temprano sin- D_2 . La distena aparece en unas pocas láminas delgadas, y se encuentra como blastos euhédricos de más de 250μ , a menudo, asociadas con estaurólita. Los minerales de epidota aparecen en granos irregulares de más de 150μ en las rocas con cuarzo; en otras pocas muestras

este mineral se encuentra sólo como accesorio. La clorita aparece como producto de reemplazamiento en sombras de presión y en venas. Carbonatos (a menudo ricos en hierro) se han encontrado ocasionalmente en masas terrosas o en venas. En unas pocas láminas delgadas hay en considerable cantidad cristales zonados de turmalina. Los mármoles contienen bajo el microscopio, junto a cristales alargados de carbonatos de tamaño variable, mica incolora, biotita, cuarzo, clorita, albita y minerales de epidota. Los accesorios comprenden apatito, ilmenita, menas, turmalina y circón. Los minerales no carbonatados están frecuentemente concentrados en láminas delgadas paralelas al plano de estratificación.

Los gneises aparecen como rocas cuarzo-albíticas. Estos dos minerales juntos forman el 90% de la roca. La turmalina constituye aproximadamente el 5%. Los accesorios son mica, granate, apatito, clorita, menas, minerales de titanio y circón. La albita se encuentra como blastos ovales de hasta 6 mm. y ha sido ligeramente reemplazada por material sericítico. Grandes granos de cuarzo de más de 2 mm. muestran extinción ondulante. Pajillas de mica (de más de 1 mm., y en su mayor parte moscovita) tienen una orientación preferente. La turmalina (con granos de varios milímetros) con un pleocroismo de verde a azulado, y a veces con zonación, se concentran en láminas con una orientación preferente paralela a la esquistosidad. Granates fuertemente rotos y reemplazados de hasta 2 mm. se encuentran en cantidades subordinadas.

En las rocas ígneas metamórficas intercaladas (anfíbolitas) los minerales observados son: anfíbol, apatito, biotita, carbonatos, clorita, mica incolora, grafito, menas, plagioclasas, cuarzo y minerales de titanio. Cristales de anfíbol verde de tamaño de alrededor de 1 mm. se encuentran sin una orientación preferente y están, a veces, parcialmente reemplazados por clorita. La plagioclasa ($\pm A_{n10} \cdot A_{30}$) como componente mayoritario en la mayoría de las muestras ha sido parcialmente reemplazada por clorita, material sericítico, calcita o granos de epidota, además de la clorita, la calcita y el cuarzo son de origen secundario. La biotita con un pleocroismo de verdoso a azulado, aparece en menores cantidades. En lámina delgada el material opaco ha sido a veces microplegado. A veces aparecen agregados "esqueléticos" de ilmenita en mayor cantidad que los accesorios.

1.2. ALPUJARRIDE

En la Hoja de Almería se han distinguido tres Unidades: Unidades de Lújar (Gádor) y Murtas (Félix) en la Sierra de Gádor y la Unidad Aguilón en la Sierra Alhamilla. En el actual estado de investigaciones parece probable correlacionar la Unidad Murtas (\approx Félix) con la Unidad Aguilón. Esta correlación

parece justificarse en base al desarrollo lito-estratigráfico de las secuencias Permo-triásicas. Existen estrechas semejanzas entre las formaciones Matanzas y Coto Laisquez de la Unidad Aguilón y las formaciones respectivas de filitas-cuarcitas y carbonatos de la Unidad Murtas (\approx Félix) de la Sierra de Gádor. Además, debe indicarse que ambas unidades de Murtas y Aguilón contienen secuencias de colores oscuros de esquistos (lechos de granates) y cuarcitas de presumible edad pre-Permo-Triásicas. Estas rocas son desconocidas en la Unidad de Lújar (\approx Gádor). Además, debe ponerse énfasis en que las rocas del Maláguide sólo se han encontrado sobre o mezcladas con rocas de las Unidades Murtas y Aguilón.

De lo precedente se puede concluir que en nuestra opinión la Unidad de Lújar (Gádor) está ausente en la Sierra Alhamilla. Desde un punto de vista regional la Unidad Lújar (Gádor) muestra marcadas semejanzas con algunas unidades del Complejo Alpujárride más bajas, tales como con las Unidades Bárbara y Quintana de la Sierra de Baza (ver memoria Baza, 994), y la Unidad Portaloa de la Sierra de las Estancias (ver memoria Cantoria, 995), la Unidad Variegato de la Sierra de Almagro (ver memoria de Huércal-Overa, 996), y con la Unidad San Ginés en la región al Este de Mazarrón (ver OVEJERO y otros, 1.976).

Las Unidades Murtas y Aguilón muestran marcadas semejanzas con Unidades del Complejo Alpujárride más altas, tales como con la Unidad Los Blanquizaes-Oria de la Sierra de Baza y Sierra de las Estancias, con la Unidad Portman en la región al Este de Mazarrón, y por supuesto con la Unidad Murtas al Sur de Sierra Nevada (ver ALDAYA, 1.969; SIMON y otros, 1.976).

La Unidad Alpujárride de la Sierra Alhamilla se describirá primero, y después las dos unidades alpujárrides de la Sierra de Gádor, respecto a las cuales puede también el lector consultar la memoria de la Hoja de Alhama de Almería (1.044).

1.2.1. Unidad Aguilón (\approx Murtas)

Se denomina así por el Risco de Aguilón, una de las elevaciones más acusadas de la Sierra Alhamilla, que está formado por rocas carbonatadas de esta Unidad. Esta Unidad aparece principalmente en el Sur de Sierra Alhamilla, rodeando y cubriendo las rocas del Nevado-Filábride. En unos pocos lugares, en la parte alta de Sierra Alhamilla (región de Colativí) se encuentran algunos pequeños y aislados afloramientos cubriendo rocas pertenecientes al Nevado-Filábride.

Dentro de esta Unidad se han distinguido tres formaciones que describimos a continuación:

1.2.1.1. *Micasquistos (Formación Baños) (CA-P)*

Esta formación consiste en micasquistos marrones oscuros, negros a gris oscuro o grises, y esquistos cuarcíticos. El color de alteración es a menudo marrón a marrón-rojizo dependiendo del contenido en hierro. Los micasquistos son, frecuentemente, muy ricos en grafito y contienen considerables cantidades de granates que son visibles con la lupa. A veces se encuentran granates de más de 2 mm. También localmente aparecen cristales de estauroлита. Las cuarcitas a veces muestran aspecto bandeado. Por similitud con otras series alpujárrides y las del Maláguide bien datadas en Vélez-Rubio como Paleozoicos, se le asigna una edad Devónico-Carbonífero, y más ampliamente Cámbrico-Permiano.

Su potencia observable suele ser de unos 100 m.

El contacto entre esta formación y la que se le superpone es discutible, ya que en el campo aparece bastante difuso. En algunos puntos (Rambla de Inox y cerca de los Baños) los esquistos oscuros están como imbricados en las filitas claras.

Aunque el cambio brusco en el grado de metamorfismo puede ser indicativo de la existencia de una mayor discordancia, ésta no ha sido observada nunca en el campo. Detalladas investigaciones microtectónicas han dado la conclusión de que ambas han sido afectadas por las mismas fases de deformación.

Estos micasquistos y cuarcitas contienen los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, calcita, clorita, cloritoide, mica incolora, granate, grafito, limonita, menas, cuarzo, estauroлита, minerales de titanio, turmalina y circón. Los principales minerales constituyentes de la roca son biotita, mica incolora, cuarzo, grafitos y menas.

El granate se ha encontrado en pequeños cristales, y sus núcleos pueden estar sustituidos por agregados de mica, cuarzo y clorita mostrando los límites de un cristal de granate euhédrico. Algunas láminas delgadas contienen grandes blastos de granates de más de 2 mm., fuertemente rotos y reemplazados. En algunas láminas aparece estauroлита en grandes poikiloblastos de hasta 5 mm.; pequeñas inclusiones señalan una cristalización pre a temprano sin-D₂.

Pequeñas inclusiones de granate euhédricas evidencian la neoformación pre-estauroлита (pre D₂) del granate. El cloritoide se encuentra como pajillas de más de 1 mm. en los lechos micáceos; la orientación al azar respecto a la esquistosidad señala una cristalización post-D₂. La albita se encuentra en blastos irregulares de más de 500 μ con lineaciones rotacionales o rectas de diminutas inclusiones que indican una formación pre-D₂ presumiblemente sin-D₁. La biotita se presenta como láminas pleocroicas marrones que son a veces de formación post-D₂ ("cross-biotita"). La clorita se ha formado a menu-

do como un producto de reemplazamiento de la mica incolora y como grandes "pilas" de más de 700 μ oblicuas y superpuestas a la esquistosidad principal S_2 ; la calcita se encuentra sólo como un mineral secundario en venas y como un producto de reemplazamiento.

1.2.1.2. *Filitas y cuarcitas (P-T_{A1a}) = F. Matanzas*

Esta formación contiene filitas y cuarcitas; los principales colores son: rojo, azul, rosado, verde, blanco y amarillento. Localmente, como al S del Barranco del Infierno, la parte basal tiene una matriz azul-rosáceo. La parte superior tiene un aspecto más rojizo. Es corriente la aparición de intercalaciones de rocas más pizarrosas en la parte más alta. Por otra parte, este tramo puede contener intercalaciones de yeso, y finas pasadas de rocas carbonatadas bandeadas de colores naranja-amarillentos o rojo-marrón (mineralizadas). En la localidad de Cerro Mortero se han encontrado algunas intercalaciones de horizontes conglomeráticos con cantos de más de 1 cm.

La aparición de yeso y la semejanza con otras series, nos inclinan a asignarle a esta formación una edad Permo-Werfeniense. La potencia observada es aproximadamente de 150 m.

El contacto de esta formación con la calcárea superior es gradual. En muchos sitios, no obstante, el contacto ha sido fuertemente tectonizado, fenómeno este que se ha visto favorecido por la marcada diferencia de competencia.

Los minerales observados en estas rocas pelíticas son: albita, apatito, biotita, carbonatos, clorita, cloritoide, mica incolora, imonita, menas, cuarzo, rutilo, turmalina y circón. Las filitas presentan microplegamientos de tipo "chevron" en la esquistosidad principal (S_2). Los planos axiales de estos pliegues forman una nueva esquistosidad (S_3).

Los principales constituyentes de estas rocas son: cuarzo, mica incolora, carbonatos y menas; el tamaño de grano es alrededor de 50 a 250 μ ; los carbonatos (a menudo parcialmente reemplazados por limonita) aparecen en la matriz como granos aislados de agregados o concentrados en delgadas bandas y en venas; la albita sólo se ha encontrado muy ocasionalmente. La mica incolora, a veces, contiene cantidades considerables de componentes de hierro que le dan un aspecto "biotítico". Ambos, mica incolora y clorita, se han formado en anchas hojitas de más de 300 μ oblicuas y superpuestas a la esquistosidad principal.

1.2.1.3. Formación carbonatada T_{A2-3}^{A-F} "Coto Laisquez"

No se puede establecer una sucesión estratigráfica exacta de esta formación debido a la fuerte tectonización.

La parte basal comprende margas amarillentas, marrón-claro a verdoso, así como margas yesíferas, arcillas, pizarras, calcoesquistos y calizas fosilíferas. En los planos de estratificación de las calizas a veces se observan finas láminas de material pelítico. Las dolomías llegan a ser predominantes en las partes más altas. Los colores de estas dolomías -que están estratificadas en bancos medios o gruesos- varían de verde a negro y marrón. Localmente estas capas (especialmente las dolomías oscuras de estratificación media) pueden mostrar estructuras de "facies franciscana" acompañadas por horizontes con nódulos de sílex y fósiles (gasterópodos y "pistas"). Entre estas dolomías, son de frecuente aparición, intercalaciones fosilíferas, delgadas capas de calizas, calizas margosas y pizarras con color amarillento y grisáceo. Se encuentran también brechas y estratos ricos en hierro.

Localmente, especialmente entre la región de los Baños y la región de Alfaro, la mayor parte de la formación Coto Laisquez ha sido fuertemente mineralizada, dando las rocas carbonatadas -a menudo brechoides- unos colores muy característicos marrón de herrumbre a rojizo negro. Por su alto contenido en hierro, estas rocas han sido activamente explotadas en el pasado.

Se ha encontrado en estas rocas macro y microfauna (ver HIRSCH, 1.966; KOZUR y otros, 1.974).

Aunque la exacta posición estratigráfica es desconocida, los ejemplares se han tomado -con excepciones- en las partes basales de la formación carbonatada.

Entre la macrofauna, se han encontrado Lamelibranquios como: *Costatoria kiliani* (SCHMIDT), *Elegantina betica* (HIRSCH), *Myophoriopsis (pseudocorbula) cf. perlonga* (GRUPE), *Myophoriopsis (pseudocorbula) cf. subundata* (SCHAUROTH), *Myophoriopsis gregaria* (MUNSTER), Gasterópodos como *Omphaloptycha gregaria* SCHLOTHEIM, Algas como *Dendrophyucus cf. triassicus*, NEWBERRY, Rivularites sp., y finalmente trazas fósiles o "pistas", tales como *Biformites insolitus* LINCK, *Climacodichnus corrogatus* HITCHOCK, *Salmacina* sp., *Chondrites* sp., *Cylindricum* sp., *Eophyton* sp., *Dendrina* sp., *Palaeodictyon* sp. y *Bifurculapea* sp.

Entre la microfauna encontrada abundan los ostrácodos, tales como: *Mostlerella blumenthali blumenthali*, *Reubenella cf. aunimelechi*, *Fallicythere rondeeli*, *Fallicythere mulderæ* (tipos altamente desarrollados), *Acratina muelleri*, *Acratina cf. goemoeryi*, *Triassocypris* sp., *Aglaiocypris* sp., *Reubenella kaperi*, *Leviella* sp., etc. Además existen Conodon-

tos (irreconocibles), Foraminíferos, restos de peces, Gasterópodos, Equinodermos, Crustáceos, etc.

La fauna de Ostrácodos apunta a una edad de Triásico medio tardío (Ladiniense) a Triásico superior temprano (Carniense KOZUR y otros, 1.974). La macrofauna parece también indicar una edad Triásico medio-superior.

Esta formación llega a tener una potencia, en esta Hoja, de 150 m.

En estas rocas la calcita y la dolomita son los constituyentes principales. El material detrítico es raro y consiste en algunos cuarzos aislados. A veces, aparecen granos de albita concentrados en bandas.

En algunas láminas delgadas se han encontrado alineaciones discontinuas de material micáceo, a veces, parcialmente reemplazado por clorita, y a menudo microplegado.

La mayoría de las rocas carbonatadas contienen alguna mena de hierro. El tamaño del grano del material carbonatado varía desde criptocristalino hasta 600 μ . Se han encontrado rocas no cristalizadas y otras fuertemente recrystalizadas. Las "dolomías con facies franciscana" son una alternancia de "doloespáticas" gris y negras.

Según las observaciones de EWERT (1.976) la génesis de esta estructura podría ser como sigue: El sedimento original tenía inhomogeneidades en forma de estructuras laminadas ("algal structure"). En el curso de la diagénesis, durante la compactación y dolomitización del sedimento, tuvieron lugar los procesos de recrystalización de dolomía y de crecimiento de "doloespática" blanca, procesos que se localizaron en la parte superior de las láminas orgánicas. El resto de la roca sólo sufrió una recrystalización y actualmente aparece como "doloespática" gris o negruzca. Resulta así una estructura geopetal cíclica que empieza en cada ciclo, en el muro, con "doloespática" gris; encima una banda de "doloespática" negra y termina el ciclo con la "doloespática" blanca.

La "doloespática" es el resultado de una cristalización centrípeta simétrica. El desarrollo de la "espática" se efectuó simétricamente hacia el centro de las bandas blancas. Las intercalaciones de argilitas y pizarras están compuestas principalmente de mica incolora de grano fino con un pizarrosidad bien desarrollada. Como secundarios hay cuarzo de tamaño limo, calcita, menas y limonita.

En la Sierra de Gádor, como ya indicamos, las últimas investigaciones de ALDAYA y EWERT (Hoja de Ugijar), nos han hecho reconsiderar lo ya establecido por JACQUIN (1.970) en esta Hoja, y denominar Manto de Lújar, al de Gádor de JACQUIN, y Manto de Murtas al de Félix del mismo autor. El primero sería el inferior y el segundo el superior.

1.2.2. Unidad de Lújar (Gádor)

Las investigaciones del autor de esta Hoja dan como resultado una subdivisión de esta unidad en dos formaciones: la formación filítico-cuarcítica (abajo) y la formación calizo-dolomítica (arriba). La última se ha separado en dos miembros.

1.2.2.1. *Filitas y cuarcitas* (P-T_{A1})

Consiste en una alternancia de filitas, verdosas, azuladas, rosadas y rojizas, cuarcitas y argilitas. En una localidad (Rambla de Belén) la parte superior tiene un aspecto rojizo. En la parte superior pueden aparecer pequeñas intercalaciones de calizas micáceas.

En esta formación se han encontrado los siguientes minerales: albita, carbonato, clorita, mica incolora, menas, cuarzo, rutilo, turmalina y circón. Las filitas a menudo presentan una fuerte esquistosidad. Las cuarcitas muestran una orientación preferente en sus partes micáceas. Estas rocas presentan efectos de cataclasis que dan como resultado una estructura en mortero; el tamaño de grano no se excede de 200 μ ; la albita se encuentra sólo ocasionalmente; la mica incolora ha sido reemplazada parcialmente por clorita.

Las rocas carbonatadas intercaladas están compuestas de cristales de calcita y dolomías cataclásticas con cantidades secundarias de material detrítico. En lámina delgada los compuestos de hierro corren paralelos a los planos de estratificación.

Su potencia aflorante viene a ser de unos 50 m. El contacto de esta formación con la calizo-dolomítica es gradual, aunque en muchos casos está tectonizado y mecanizado.

Por su analogía con otras secuencias mejor datadas en otras unidades alpujarrides se le señala una edad Permo-Werfeniense a esta formación.

1.2.2.2. *Formación calizo-dolomítica*

Dentro de esta formación se pueden distinguir de abajo a arriba, los siguientes miembros:

- Calcoesquistos (T_{A21-22}).
- Dolomías y dolomías con "facies franciscana" (T_{A22}). Hay que señalar que en la prolongación Oeste de la Sierra de Gádor (Hoja de Alhama de Almería) esta formación se ha dividido en tres miembros. El superior no se encuentra en esta parte de la Sierra de Gádor.

1.2.2.2.1. Calcoesquistos (T_{A21-22})

Este miembro -cuyo límite inferior con la formación filítico-cuarcítica se ha trazado sobre el techo de las filitas más altas- comprende calizas esquistosas, calcoesquistos amarillentos, marrón-rojizos o grises en estratos delgados, así como margas, argilitas y calizas fosilíferas. Estas últimas, a menudo tienen una película discontinua de material filitoso entre los estratos.

Hacia el techo se intercalan algunas dolomías. Los calcoesquistos muestran pruebas de intensa tectonización.

Presentan una potencia de unos 100 m. Aún no existen dataciones precisas para este tramo, pero se supone una edad Anisiense o Anisiense-Ladiniense, ya que las filitas y cuarcitas están dadas como Permowerfenienses, y la formación del techo (T_{A22}) está bien datada como Ladiniense.

Nosotros hemos encontrado: *Myophoria* sp. (cf. *M. goldfussi*, ALBERTI), *Myophoria* sp. (cf. *M. vulgaris*, SCHLOTHEIM).

Las rocas están compuestas por cristales de cuarcita extremadamente gruesos, de varios centímetros. Algunas contienen cantidades variables de intraclastos y fósiles. También se han encontrado "estilolitos" con una película de óxido de hierro y material micáceo.

1.2.2.2.2. Dolomías y dolomías con "facies franciscana" (T_{A22})

El límite con el miembro inferior, anteriormente descrito, se ha trazado donde las dolomías llegan a ser predominantes.

Casi toda la parte oriental de la Sierra de Gádor comprende rocas que se pueden asignar a este miembro.

Está constituido por diferentes tipos de rocas, principalmente de dolomías. Encontramos dolomías grises oscuras a negras con horizontes de pobre desarrollo de estructura con "facies franciscana", brechas intraforamacionales, nódulos de sílex de varios centímetros y lechos fosilíferos (principalmente de Gasterópodos). En menor cantidad se han encontrado dolomías groseras y mal estratificadas, alteradas con color marrón-rojizo a marrón claro. Entre las dolomías pueden aparecer pequeñas intercalaciones de calizas grises finamente estratificadas entre dolomías oscuras, aparecen calizas fosilíferas, margo-calizas, margas yesíferas, pizarras y argilitas amarillentas. Estas intercalaciones pueden alcanzar potencias de varias decenas de metros.

Se ha encontrado entre la macrofauna: *Miophoria* sp. (cf. *M. goldfussi*) ALBERTI, *Miophoriopsis (pseudocorbula) cf. subundata* (SCHAUROTH), *Ascosympagma expansum* (?) SEILACHER, así como *Laevicyclus* sp. (?), *Chondrites*, sp., etc., que no nos fijan una edad segura, pero sí aproximada de Anisiense-Noriense.

No obstante, en la parte alta de este tramo, una muestra tomada en la vecina Hoja de Roquetas de Mar, y estudiada por especialistas, dio la siguiente fauna:

Ostrácodos: *Mostlerella blumenthali*
Reubenella fraterna
Keracythere hirschi n. sp.

Conodontos: *Tardagondolella mongoensis*
Pseudofornishius murcianus

que parecen indicar una edad Ladiniense para esta formación.

La potencia suele estar alrededor de los 400 metros.

1.2.3. Unidad de Murtas (\approx Félix)

En esta Hoja está representada por unas pequeñas manchas, que cabalgan sobre el Manto ya descrito.

Se distinguen dos formaciones de abajo a arriba:

- Filitas y cuarcitas P-T_{A1}^m.
- Serie carbonatada T_{A2-3}^m.

La formación basal de micasquistos distinguida en la Hoja de Alhama de Almería, no existe aquí o no aflora.

1.2.3.1. Filitas y cuarcitas (P-T_{A1}^m)

Consiste en filitas azuladas, rosadas, grises, verdosas y rojas, así como cuarcitas y argilitas.

Muestran los siguientes minerales: cuarzo, albita, calcita, clorita, mica blanca, paragonita, limonita, rutilo, turmalina, circón y menas minerales.

Las filitas muestran una esquistosidad bien desarrollada.

En esta Hoja aflora sólo una potencia de unos 15 metros.

El contacto con la formación superior calcárea, aunque normalmente es gradual, aquí está fuertemente mecanizado.

Se le asigna una edad Permo-Werfeniense.

1.2.3.2. Serie carbonatada (T_{A2-3}^m)

Comprende, en su mayor parte, dolomías medianamente o mal estratificadas, a menudo, brechoides, de color marrón oscuro a negras con interca-

laciones delgadas micáceas y margo-calizas (principalmente en la parte basal) grises o amarillentas.

En áreas cercanas se han encontrado: *Myophoria* cf. *goldfussi* ALBERTI, *Mytilus* cf. *compressosulus* STOPPANI, *Omphaloptycha gregaria* SCHLOTHEIM, etc.

Igualmente se han encontrado Ostrácodos, Conodontos y Holoturioideos, en curso de estudio por especialistas.

Todo ello le asigna una edad Triásico medio-superior a esta formación.

Su potencia aquí suele ser de unos 20 m.

1.3. MANTO MALAGUIDE (P-T)

Sólo tres pequeños afloramientos de este Manto se han encontrado en la parte occidental de la Sierra Alhamilla, tectónicamente superpuestos a los materiales que pertenecen a la Unidad o Manto alpujárride más alto (Unidad Aguilón), y bajo los depósitos neógenos post-manto.

Se pueden distinguir dentro de estos afloramientos dos formaciones, que se han cartografiado juntas, debido a su escasa presencia.

Formación de areniscas:

Comprende areniscas vinosas, raramente amarillo-anaranjadas, pizarras y conglomerados (con cantos de varios centímetros).

En el afloramiento más septentrional, cerca del Barranco del Cortijo de la Viña, se han encontrado calizas fosilíferas, como intercalaciones entre las areniscas rojizas y las pizarras.

Allí se han encontrado entre la macrofauna: Pecten (*Streblopteria*) sp., así como Lamelibranquios, tales como *Costatoria goldfussi* ALBERTI o *Costatoria vestita* ALBERTI, además de *Myophoriopsis*, *Bactryllium* sp. y *Placonopsis flabellum* SCHMIDT (?).

Entre la microfauna están:

Conodontos: *Gnamptognathus zieglerei* (DIEBEL, 1.956).

Pseudofornishius murcianus VAN DEN BOOGAARD.

Holoturioideos: *Theelia tubercula parvituberculates*

Theelia barkeyi

Theelia zankli

Theelia tubercula KRISTAN-TOLLMAN

Theelia guembeli KRISTAN-TOLLMAN

Theelia cf. *borkeyi*

restos de peces y ostrácodos indeterminables.

Estas areniscas rojizas muestran una gran semejanza con el Permo-Triásico de la región de Vélez Rubio.

El conjunto de Holoturioideos señala una edad Carniense inferior. La fauna de conodontos señala una edad Triásico medio a superior (véase SIMON, 1.966).

Formación caliza:

En los dos afloramientos meridionales, las rocas pelíticas están cubiertas por una secuencia de calizas orgánicas marrones claras, o calizas oolíticas blancas mal estratificadas. Las primeras a veces tienen un color de alteración rojo. La zona de contacto yesífera (más de 1 m.), ha sido fuertemente brechificada, con fragmentos angulosos de varios centímetros.

Estas calizas son correlacionables con las que se apoyan sobre el Permo-Triásico de la región de Vélez-Rubio, y como aquellas, tienen una edad Jurásica.

En conjunto, podemos asignar una edad a ambas formaciones de Pérmico a Jurásico.

La potencia conjunta no excede de 15 m.

1.4. NEOGENO Y CUATERNARIO

Desde Sierra de Gádor a Sierra Alhamilla y desde esta al mar, toda la región está ocupada por una buena sucesión de formaciones miocénicas, pliocénicas y cuaternarias. Las más antiguas corresponden al Mioceno superior, concretamente al Tortoniense.

Todos estos materiales están discordantes sobre los elementos alpujarrides (filitas, dolomías y calizas) y representan los depósitos que ocuparon las depresiones después de la etapa distensiva (y aún durante ella) post-manto.

La gran variedad de facies, su distribución, así como la confluencia de algunas muy semejantes dentro de formaciones de distinta edad y la neotectónica, ofrecen una complejidad cartográfica e interpretativa que requiere un estudio más profundo, que escapa a los fines y medios de este trabajo. De todos modos, se ha intentado expresar lo más simplificada posible la distribución y significado de las distintas facies presentes.

1.4.1. Mioceno Superior

La gran transgresión del Tortoniense (probablemente superior) que ocupa toda esta cuenca, tiene su zona costera más al Norte (Sierra de Filabres). Durante esta época la Sierra de Gádor representaba un alto fondo (quizás con algunas pequeñas zonas emergidas), y la Sierra de Alhamilla era en su mayor parte una gran isla. Hacia el centro de la cuenca, aún se evidencian fuertes subsidencias (turbiditas y slumpings), que se van atenuando hacia la parte superior del Mioceno. Durante el Mioceno terminal (Messiniense-

Andaluciese) el ascenso del nivel del mar da lugar a la colonización de alguna zona por arrecifes coralinos. Un inmediato descenso del nivel marino, coincidente con condiciones críticas de salinidad origina facies salinas, así como facies regresivas groseras con clara influencia continental en ciertos sectores, de complicada interpretación debido a los continuos reajustes del nivel del mar.

Hemos distinguido por todas estas razones una serie de facies que describiremos separadamente, pertenecientes todas ellas al Mioceno Superior, y que son:

- Formación calcarenítica infralitoral o litoral del borde de la Sierra de Gádor en las cercanías de la ciudad de Almería. Comprende Tortoniense Superior y parte del Andaluciese-Messiniense. T_1^{Bc} (13).
- Formación de plataforma, en la que alternan margas arenosas, calcarenitas conglomeráticas y secuencias turbidíticas. Está representada en el borde oriental de la Sierra de Gádor, y en los alrededores de Níjar en la Sierra Alhamilla. Pertenece al Tortoniense superior. T_{11}^{Bc} (15).
- Formación conglomerática de la base de la transgresión, que aparece en el borde occidental de la Sierra de Alhamilla. T_{11}^{Bc} cg (14).
- Formación margosa de facies “profunda” con secuencias turbidíticas y pliegues de “slumping”, de edad Tortoniense. T_{11}^{Bc} (16). Ocupa todo el centro de la cuenca desde la Sierra Alhamilla hasta el mar, aunque en parte está cubierta por depósitos más recientes.
- Complejo arrecifal, constituido por dos formaciones, ambas de edad Messiniense-Andaluciese, una de calizas arrecifales y calcarenitas bioclásticas T_{12}^{Bc} (20) y las otras por calcisilitas y margas blancas de cuenca. T_{12}^{Bc} m (19).
- Complejo terminal, también de edad Messiniense-Andaluciese, en el que hemos distinguido también dos formaciones: Una de yesos masivos T_{12}^{Bc} y (18), y otra más heterogénea, en la que abundan conglomerados, arenas, margas, niveles de yeso y brechas de colapso T_{12}^{Bc} (17).

1.4.1.1. Formación calcarenítica “infralitoral o litoral” T_1^{Bc} (13)

Se trata de las calcarenitas que se observan discordantes sobre las dolomías alpujárrides en los alrededores de la ciudad de Almería. Esta serie está representada igualmente en la Hoja de Roquetas del Mar, donde se apoya sobre un conglomerado de rocas volcánicas.

20 o 22 m. superiores parecen tener una edad Messi-Andaluciense. Se reconocen en muchos otros trabajos como la formación "Vicar".

A veces presenta un aspecto masivo en su estratificación debido a la presencia de una capa exterior de caliche.

Son "biomicritas" arenoso-conglomeráticas o "biomicrudita". A veces existen "biodolomicritas". Entre la microfauna, y en lámina delgada se reconocen: Equinodermos, Briozoos, Melobesias, Lagénidos, Elphidium, Gypsínidos, Amphisteginas, etc.

En un corte situado inmediatamente al SO en la Hoja de Roquetas de Mar, PERCONIG (1.976), reconoce, además del Tortoniense superior, un Andaluciense en la parte alta, por la presencia de *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina quadrilobata* y *Globorotalia margaritae*.

Además de la microfauna bentónica y plantónica abundan a veces, la macrofauna, con *Pecten eduncus*, EICHWALD, *Pecten jacobaeus*, LINNE, *Ostrea cf. digitalina*, DABOIS, *Macrochlamis latissima*, BROCCHI, *Schizochinus duciei*, WRIGHT, así como Clypeaster en la parte basal de la formación.

1.4.1.2. Formación de plataforma. T₁₁^{Bc}s (15)

Esta facies se localiza en el borde oriental de la Sierra de Gádor, y en el extremo NE de la Hoja, en los alrededores de Níjar. Es un cambio lateral de la facies descrita con anterioridad.

Su potencia es variable, de pocos metros hasta unos 150 m. o más. Está constituida por una alternancia de margas arenosas, con yeso, calcarenitas conglomeráticas, areniscas y conglomerados. Las capas de areniscas comúnmente están gradadas, con secuencias claramente turbidíticas.

En la parte basal con "biomicruditas con limo", con óxido de hierro, glauconita y mica. Presentan huellas de transporte en el interior de la cuenca, así como Briozoos, Melobesias, Lagénidos, Rotálidos, Globigerínidos, etc.

Las margas arenosas alternan con "calclititas" con matriz micrítica y restos orgánicos. El cuarzo y los fragmentos de rocas metamórficas son partículas de segundo ciclo, al menos, mientras que los fósiles y las rocas carbonatadas son del primer ciclo. Son sedimentos bastante inmaduros, mal calibrados y mal redondeados, formados en una zona con aportes laterales intracuenca y aportes terrígenos.

En las margas, aunque abundan los foraminíferos bentónicos, existen también plantónicos. Entre los foraminíferos se pueden citar: *Bolivinoides miocenicus*, *Eurembergina alicantina*, *Bolivina arta*, *Uvigerina schwageri*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerina eggeri*, *Globorotalia suturae*, g. gr. *menardii*, etc., que nos fijan una edad Tortoniense superior para esta formación.

1.4.1.3. *Formación conglomerática basal*. T₁₁^{Bc}cg (14)

Esta formación aflora exclusivamente en el borde occidental de la Sierra Alhamilla, en la parte alta de la Rambla de Indalecio. En el resto, las innumerables fallas que afectan al borde de la Sierra la han hecho desaparecer.

El conglomerado es poligénico y mal clasificado. Contiene fragmentos de rocas triásicas. En la parte superior aparecen areniscas groseras estratificadas con fragmentos de Algas.

Su potencia varía de 50 a 80 m.

1.4.1.4. *Formación margosa "profunda"*. T₁₁^{Bc} (16)

Esta formación que ocupa todo el borde meridional de la Sierra Alhamilla, en donde normalmente se pone en contacto por fallas con las calizas y filitas alpujárrides, está mejor representada entre la Sierra de Gádor y la Sierra Alhamilla. En el corte realizado en la Rambla de Indalecio, que parte de la Sierra Alhamilla hacia el Oeste se puede observar lo siguiente:

En concordancia con el conglomerado antes descrito se presentan unos 200 a 240 metros de margas gris-azuladas, con algunas intercalaciones más o menos abundantes de areniscas, que se hacen más potentes hacia la parte alta. A continuación viene una serie de 50 a 70 m. predominantemente areniscas, aunque aún es evidente la presencia de muchas intercalaciones margosas. Estas areniscas, a veces lenticulares representan episodios turbidíticos, que coinciden con el momento de máxima subsidencia de la cuenca. JACQUIN (1.970) señala en estas intercalaciones restos de plantas. En esta formación, y en la parte Alta de la Rambla Honda, se observan bellos ejemplos de pliegues de "slumping", que marcan también una clara inestabilidad de la cuenca. Termina esta formación con unos 300 m. de margas grises micáceas, con pequeños estratos de niveles arenosos gradados.

La microfauna encontrada, contiene ejemplares de *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. obliquus*, *Globorotalia acrostoma*, *G. merotumida*, *G. menardii*, *G. acostaensis*, *G. humerosa*, *G. suturæ*, etc., además de una fauna bentónica más escasa. Toda esta fauna nos permite fijar una edad Tortoniense, quizás Tortoniense superior para esta formación.

1.4.1.5. *Complejo arrecifal*

Durante el Mioceno terminal (Messiniense-Andaluciense) el nivel del mar asciende, e invade un complejo relieve. Los bordes de las alineaciones montañosas son colonizados por corales y se desarrollan arrecifes coralinos, con calizas arrecifales del arrecife s.s., brechas del talud proximal y calcarenitas am-

pliamente representadas en el talud. T_{12}^{Bc} (20). Hacia la parte profunda de la cuenca se depositan calcisiltitas y margas blancas. T_{12}^{Bc} m (19).

Calizas arrecifales y calcarenitas. T_{12}^{Bc} (20)

Las calizas que constituyen el arrecife s.s. están constituidas casi exclusivamente por el coral *Porites lobatosepta*, aunque también se reconoce la presencia de *Tarbellastrea*. Los *Porites* presentan diferentes morfologías en función de la profundidad a que se desarrollan. Predominan los "tubos" (sticks) de 1 a 3 m. de largos por 2-4 cm. de diámetro. Actualmente la mayoría de los corales han sido disueltos preservándose tan sólo el sedimento depositado entre los corales que está constituido por wackestones bioclásticos en los que abundan algas rojas, lamelibranchios, equínidos, gasterópodos y serpúlidos. A veces se localiza una envuelta micrítica alrededor de los corales, que parece corresponder a cemento micrítico original.

La litofacies de brechas que se incluye aquí, está constituida por bloques de coral, desde unos pocos centímetros a varios metros de tamaño, caóticos, sin clasificar y sin estratificar a los que se le añaden lumaquelas de moluscos, briozoos, equínidos, serpúlidos y abundantes *Halimeda*.

La facies más abundante son las calcarenitas de talud. Están constituidos por grainstones-packstones bioclásticos bioturbados. Ocasionalmente presentan bloques de coral interestratificados, procedentes de la pared del arrecife (reef-wall). Es frecuente la estratificación cruzada. Las calcarenitas se presentan en capas bien estratificadas de hasta 50-60 cm., con láminas paralelas y "graded bedding" en ciertos casos.

Las calizas tienen una potencia de 10-30 m., mientras que las calcarenitas llegan a tener hasta 80 m. de espesor.

Se distribuyen en el borde Nort-oriental de la Sierra de Gádor (donde se explotan para la fábrica de cemento) así como en los alrededores de Níjar, donde presentan una morfología muy clásica.

Calcisiltitas y margas blancas. T_{12}^{Bc} m (19)

Son margas y calcisiltitas blancas, bioturbadas y con abundantes foraminíferos plantónicos, espículas de esponjas, ostreídos, bloques de coral deslizados y niveles eslumizados. Se han depositado en las zonas profundas durante el desarrollo de los arrecifes.

Su potencia es de 20-30 m., y entre la microfauna que hemos localizado se encuentran: *Globorotalia acostaensis*, *G. humerosa*, *G. suturae*, *G. miozea*, *Globigerina eggeri*, *Globorotalia mediterránea*, *G. saheliana*, etc., además de muchos foraminíferos benctónicos que nos indican una edad Messiniense-Andaluciense para las mismas.

1.4.1.6. Complejo terminal

El Complejo terminal se origina después del Complejo Arrecifal, también durante el Mioceno terminal, y debido a un descenso generalizado del nivel del mar, seguido por rápidas fluctuaciones de este nivel, que dan lugar a facies muy diferentes.

Encima de las formaciones descritas anteriormente aparecen una alternancia de margas, areniscas finas ferruginosas, nivelitos de yeso, entre los que se intercalan bancos de yeso macrocristalino (T_{12}^{Bc} y $-18-$). Tanto la parte superior de esta serie, que llega a tener una potencia superior a 100 m., como la serie completa, más al Oeste, presenta un carácter más grosero e incluye conglomerados y arenas gruesas así como margas. (T_{12}^{Bc} $-17-$). A veces los yesos van acompañados por pequeños lentejones o trozos de calizas arrecifales. Los yesos masivos no son continuos, y desaparecen lateralmente.

Las margas que alternan con conglomerados en la parte superior de los yesos, contienen: *Globorotalia pseudopachyderma*, *G. suturæ*, *G. nicolæ*, *G. acostaensis*, *Globigerina quinqueloba*, *G. eggeri*, etc., que nos indican una edad Messiniense-Andaluciense para la formación.

El Complejo Terminal se desarrolló durante el progresivo descenso del nivel del mar que tenía lugar a consecuencia de la desecación de la cuenca por evaporación, mientras que las partes más antiguas del Complejo arrecifal iban siendo erosionadas, con la desecación final de la cuenca tiene lugar la formación de grandes depósitos salinos en el fondo del Mediterráneo (Evaporita inferior). En las márgenes de la cuenca, la evaporita inferior pasaría gradualmente a yesos y carbonatos. Estos depósitos fueron erosionados y redepositados en el fondo de la cuenca como turbiditas y bloques alóctonos antes de iniciarse la transgresión durante la cual se deposita la Evaporita Superior y el Complejo Terminal. La transgresión de la evaporita es marcadamente cíclica con entradas periódicas de agua oceánica y repetidas desecaciones, así como claras invasiones de agua dulce que provoca disoluciones y colapsos.

1.4.2. Plioceno

El Plioceno marino, al igual que en la Hoja de Roquetas del Mar, está bien representado en la Hoja de Almería. Tanto en una Hoja como en otra se observa que la transgresión pliocena es claramente discordante sobre los materiales del Mioceno superior, pudiendo faltar el Plioceno más inferior.

La cuenca marina pliocena estaría aquí limitada al Norte por la Sierra Alhambilla, al E por Sierra de Gádor, y al Sur se extiende por la plataforma continental. Parece ser que existieron dos pequeñas lenguas de mar plioceno entre la Sierra Alhambilla y la Serrata y entre ésta y la Sierra de Gata (éstas dos últimas más al Este).

Se pueden diferenciar dos unidades, una transgresiva (PLIOCENO I) y otra regresiva (PLIOCENO II), cada una de ellas caracterizada por diferentes facies, correspondientes a otros tantos ambientes sedimentarios.

1.4.2.1. *Plioceno I*

Comprende las siguientes facies:

- Facies litoral
- Facies "circu-litoral y profunda".

Facies litoral. T₂^B(21)

Está representada en todo lo que era la zona costera del mar plioceno, y se apoya sobre las distintas facies del Mioceno superior.

En la zona Nort-occidental de la cuenca, al Oeste de Gádor, está representada esta facies por 5 o 10 m. de conglomerados y arenas limosas con macrofauna abundante de *Ostreas*, *Pectínidos* y *Balanus*.

Más al Sur, en Torre Cárdenas esta facies transgresiva a la que continúa otra regresiva, está constituida por arenas, calizas arenosas y conglomerados con una rica macrofauna de *Pectínidos* y *Ostreas*, entre los que hemos encontrado: *Aequipecten opercularis*, var. *panicostata*, SACCO, *Aequipecten opercularis* var. *laevigatoide*, SACCO, *Flexopecten inaequicostalis* var. *squamalose-lla*, SACCO, *Ostrea edulis*, LINN, *Semibalanus* sp.

Entre la microfauna predominan los foraminíferos bentónicos, también de clara edad Plioceno.

En el borde Norte de la zona Centro (Cerro de la Arena) los materiales son arenas amarillentas, muy fosilíferas, con 5 a 10 m. de potencia. Contienen *Aequipecten scabrellus* (LK), *Ostrea edulis* (LIN), *Balanus* sp., etc., y una microfauna con *Globigerinoides trilobus*, *Gl. sacculifer*, *Globorotalia* gr. *crasiformis*, *Gt. acostaensis* y *Gt. aff. puncticulata*.

Facies circuli-litoral y profunda. T₂^B(22)

Se trata de las margas y margas arenosas que constituyen los materiales más abundantes en la cuenca pliocena de Almería, y que se extiende hacia la plataforma en la Bahía.

Son conocidos en la región como "margas con lepra", y presentan una tonalidad amarillenta que los diferencia de las margas miocenas, mucho más claras.

Su carácter arenoso se hace más patente hacia los bordes de la cuenca, donde presenta abundante macrofauna. Pueden correlacionarse fácilmente

con las margas y margas-arenosas, que se sitúan bajo las calcarenitas pliocenas del Campo de Dalías, en la Hoja de Roquetas del Mar.

Allí donde se apoyan estas margas sobre los depósitos yesíferos del Andaluciense-Messiniense, es curioso observar que las fracturas recientes que afectan a estos materiales están rellenos por yeso removilizado a partir de los depósitos fini-miocenos. La presencia de estos depósitos se pueden suponer, aún sin aflorar, por estas circunstancias. Las margas contienen, además de cuarzo y glauconita, una microfauna abundante con *Globigerinoides ruber*, *G. obliquus*, *G. trilobus*, *G. quadrilobatus*, *Globorotalia aff. acostaensis*, *Gt. punctulata*, etc., que nos definen claramente el Plioceno.

La macrofauna es abundantísima, y entre ella destacamos: *Pycnodonta cochlear* (POLI), *Aequipecten angeloni* (MENECH), *Manupecten pestelis* (LINN), *Achlamys multistriata* (POLI), *Schlamys varia* (LINN), *Ostrea porskalii* (CHEMN), *Amusium oblongum* (PHILIPPI), *Flabellipecten olessi* (SA-CCO), etc., que igualmente nos indican una edad Pliocena para esta formación.

Su potencia es muy variable, desde unos pocos metros a 500 m. o más.

1.4.2.2. Plioceno II

Dentro de él podemos distinguir:

- Facies regresiva litoral
- Complejos deltaicos
- Facies continental roja
- Facies lacustres.

“Facies regresiva litoral”. T₂^Bcg (23)

En el borde Sur-oriental en los alrededores del Barranquete se presenta esta facies por calcarenitas bioclásticas con abundantes terrígenos y conglomerados cuarzosos.

Las calcarenitas presentan también cantos bien redondeados de fragmentos de roca. Son “biomicritas” de guijarros de cuarzo o “biosparitas” cuarcíticas, con cantos bien redondeados de cuarcita, gneis, cuarzo policristalino o monocristalino, esquistos y escasos trozos de moscovita, en una matriz carbonatada con *Cibicides lobatulus*, *Elphidium macallum*, *Discorbis orbicularis*, *Elphidium advenum*, etc.

Contienen numerosa macrofauna, entre los que destaca: *Flabellipecten flabelliformis* (BR.), *Alectryoma plicatula* (GM-LK), además de numerosos pectínidos, ostreidos, balanus, briozoos, equínidos y rodolitos.

Presentan abanicos de capas originados por progradación a partir de áreas más elevadas.

Los conglomerados presentan intercalaciones de areniscas gruesas bien clasificadas. Son abundantes los fragmentos de rocas volcánicas en las cercanías de la Serrata. La fauna es claramente marina, y la constituyen grandes Ostreoides, lamelibranquios y grandes colonias de Balanus (10-15 cm., de largo) que se incrustan, sobre los cantos de conglomerado. Además se reconocen briozoos, equínidos y algas rojas.

Este conjunto constituye una secuencia "coarsening upward", muy generalizada en las cuencas pliocenas del SE de la península. Esta facies ha sido interpretada por diversos autores como depósitos deltáicos ligados a la emergencia de sierras marginales, en una zona de alta energía. La progradación de los lobulos da lugar a grandes megaestratificaciones cruzadas.

Además de la progradación cuya dirección varía mucho en esta zona, se observan numerosas discordancias progresivas producidas por el funcionamiento de las fallas N-45°E que han dado lugar a la Serrata.

"Complejo deltáico"

Se trata de potentes niveles de conglomerados, arenas y limos arenosos, que se apoyan sobre las arenas claramente marinas de la facies litoral del Plioceno.

Los lechos de conglomerados constituyen canales de dirección NW-SE, que a veces presentan gran continuidad. Estos conglomerados están principalmente constituidos por materiales cristalinos y cuarzo. Este complejo deltáico es progradante y tiene una potencia aproximada de 100 m. Actualmente se realiza una tesis doctoral sobre este complejo por G. POSTMA, de la Universidad de Amsterdam. Algunas de sus observaciones son:

El talud deltáico presenta en el techo un buzamiento de 20° ó más, decreciendo gradualmente en la base de la pendiente. Con esta abrupta pendiente es lógico suponer que los sedimentos han sido principalmente transportados por mecánicas de flujo en masa. Normalmente los ejes longitudinales de los cantos se encuentran paralelos a la dirección de la corriente, un hecho característico en los depósitos por flujo en masa. El diámetro de los cantos raras veces excede de 10 cm. La ausencia de turbiditas y corrientes tractivas, y la presencia de laminaciones paralelas difusas (con cantos paralelos a la estratificación) con delgados y muy finos lechos granudos separando los más gruesos, son hechos normales en los flujos de inercia.

Sucesivos depósitos de flujos en masa se pueden definir en las partes distales de los lobulos por la bioturbación del techo limoso, mientras que en la parte proximal están normalmente ausentes, tanto los limos como la bioturbación, por lo que es difícil separar un flujo de otro. En la zona distal se localizan muchas secuencias completas.

Cada secuencia correspondiente a un flujo está constituida, de abajo a arriba por tres unidades:

Unidad "A".— Arenas y areniscas con tamaño de grano de muy fino a medio, finamente laminados, con cantos (si los presenta) paralelos a la laminación que dan una apariencia listada. La laminación puede ser imperceptible y difusa. La potencia varía de unos pocos centímetros a unos pocos decímetros.

Unidad "B".— Constituida por varios tipos de conglomerados. Se distinguen tres tipos principales:

- Conglomerados masivos, con cantos imbricados en una matriz arenosa.
- Conglomerados gradados, con una matriz arenosa fina a gruesa. Aparecen capas completas inversa y normalmente gradadas y combinadas.
- Conglomerados en capas paralelas, con capas conglomeráticas normalmente menores de 10 cm., de potencia y alternando con capas de arenas finas a medias. La orientación de los cantos es generalmente paralela a la estratificación, a veces mostrando imbricaciones. Accidentalmente estas capas están interrumpidas por estructuras de escape de agua (en las partes proximales).

Unidad "C".— Cantos dispersos en una matriz limosa o arenosa, o concentradas en enjambres que dibujan estructuras de escape de agua más frecuentes en las partes proximales del delta.

Unidad "D".— Delgada capa de limos con algunos granulos dispersos, y frecuentemente bioturbados. Raramente se conservan estructuras. A veces, las estructuras perceptibles muestran laminación subhorizontal con "pliegues" debidos probablemente a licuefacción o bioturbación de la capa.

Todo esto implica una diferencia de densidad entre las diferentes partes del flujo, así como una diferencia de velocidad en los mismos.

Los levigados realizados por nosotros, en limos arenosos, sólo han proporcionado abundante cuarzo. La microfauna prácticamente no existe, y si se encuentra, presenta caracteres de resedimentación, y los ejemplares, como es natural, pertenecen al Mioceno terminal.

Dentro de este Complejo hemos distinguido cartográficamente las tres facies predominantes: conglomerática T_2^B DL (cg)-(26), arenoso-conglomerática T_2^B DL (s)-(25) y limoso-arenosa T_2^B DL - (24).

“Facies continental roja”. T₂^B a (27)

El borde de la Sierra de Gádor, al Oeste de Benahadux y Gádor, y como cambio lateral del Complejo deltáico, aparecen sobre Plioceno I litoral, una formación de arcillas rojas, limos e intercalaciones conglomeráticas que corresponden a episodios fluviales de esta misma edad.

Esta formación, con una potencia de 100 a 120 m., está cubierta por episodios también continentales del Pleistoceno, que presentan un aspecto totalmente diferente.

“Facies lacustres”. T₂^B La (27 L)

En los alrededores del Barranquete, y apoyándose sobre los conglomerados y arenas de la facies regresiva del Plioceno II, aparecen margas y calizas micríticas, con una potencia de 2 a 5 m., que representan depósitos lacustres y de Lagoon dejadas por el mar durante su regresión.

En estos depósitos predominan oogonios de Charáceas, Ostrácodos, entre los que abundan *Cyprideis pannonica*, (MENES) así como moluscos tales como *Cerithium vulgatum*, (BRUGUIEKE), *Cerostoderma* sp. *Ruditapes* sp. etc.

1.4.3. Pliocuaternario. T₂^B · Q (28)

El límite Neógeno/Cuaternario resulta muy difícil de establecer dada la ausencia de criterios precisos, falta de dataciones absolutas y fauna característica. Además de esto hay que tener en cuenta que ha existido una tectónica reciente que ha desnivelado los escarpes originales de las antiguas costas. Algunas de estas formaciones marinas ocupan cotas excesivamente altas (alrededor de 250 m.), lo que nos hace dudar sobre su edad cuaternaria. Por otro lado es evidente que constituyen un episodio marino completamente diferente al Plioceno infrayacente, pues entre ambos existe una ruptura sedimentaria brutal. Podría tratarse de un Plioceno muy alto. Esta formación es la que incluimos en este apartado.

Se trata de una formación de 2 a 5 cm., de potencia constituidas por arenas y conglomerados marinos fosilíferos. Generalmente se trata de conglomerados endurecidos, con bolas de cuarzo y cemento arenoso, después arenas y en la parte alta un nuevo conglomerado idéntico al de la base. Se apoya sobre margas arenosas o margas del PLIOCENO I, o sobre los conglomerados regresivos del PLIOCENO II, con las cuales prácticamente se confunde. El hecho de que se apoye sobre dos facies tan diferentes apunta a la posibilidad de una fase tectónica distensiva entre el depósito del PLIOCENO II (parcialmente erosionado después) y el depósito de esta formación.

La macrofauna es pobre en especies y nada significativa. Solamente hemos encontrado *Ostrea edulis*, LINNE.

1.4.4. Cuaternario

Las formaciones cuaternarias ocupan también una gran extensión dentro de esta Hoja. Existen depósitos de cuaternario antiguo (Pleistoceno) y de cuaternario más moderno (Holoceno) fácilmente diferenciables al existir un periodo de fracturación y fallamiento entre ambos.

Entre los depósitos pleistocenos, hemos considerado algunos episodios marinos y aquellos otros de carácter continental formados en las fases regresivas correspondientes, todo ello dentro de los movimientos glacieustáticos que afectaron a esta región.

1.4.4.1. *Pleistoceno marino*. Q₁ (29)

Desde el punto de vista litológico presenta una semejanza total con el episodio pliocuaternario, o sea, se trata de conglomerados con bolas de cuarzo, rocas calcáreas y metamórficas, así como areniscas bastante bien cementadas.

Está muy afectado por la tectónica de fallamiento postpleistocena, y es probable que en él estén representados episodios distintos del Tirreniense, que sí está bien representado con *Strombus*, en la zona litoral de Torregarcía, ya en la Hoja de Cabo de Gata.

Este episodio se distribuye entre los 80 y los 20 m. La fauna es más abundante que en el Pliocuaternario, y se compone de *Ostreas*, *Pectínidos*, *Pectúnculos*, *Cardium*, etc. al NE del Alquíán, en algunas ramblas parece observarse que este episodio se apoya sobre un escarpe formado en las margas pliocenas.

1.4.4.2. *Pleistoceno continental*

1.4.4.2.1. Manto detrítico Q₁

Probablemente en relación con la regresión y el periodo fluvial que siguió al episodio marino más antiguo ya descrito, se originó un manto detrítico aluvial. Estos depósitos recubrieron los glacis erosivos de pie de monte y los depósitos marinos de la etapa anterior interfluvial.

Se trata de depósitos originados por arroyamientos en láminas, bajo un clima húmedo traducido en importantes y violentas precipitaciones.

Son conglomerados poco cementados, de aspecto lenticular, arenas y arcillas con estratificación regular. Los elementos del conglomerado son angulo-

sos y heterométricos, siendo la mayor parte de rocas cristalinas. Se diferencian claramente de los episodios marinos subyacentes por el redondeamiento de los cantos.

Esta formación varía de potencia, desde 80 m. hasta unos pocos.

1.4.4.2.2. Limos rojos y arenas Q₁ Is

Se trata de una formación constituida principalmente por limos y arcillas detríticas rojizas y rosadas. Adquieren su mayor desarrollo encima de los episodios marinos más recientes descritos con anterioridad, aunque también suelen presentarse, escasísimamente desarrollados entre la formación antes descrita y el episodio marino más antiguo.

Parecen indicar alternancias estacionales, aunque su origen estaría explicado en una interacción entre arroyamientos en épocas húmedas y actividad eólica paralela. A veces cambian hacia la costa a depósitos eólicos.

Está muy bien desarrollada en la zona del Barranquete, donde constituye un buen suelo agrícola.

1.4.4.2.3. Costras calcáreas Q₁K

Después de los periodos fluviales que dieron lugar a los depósitos continentales descritos, debió existir un clima cálido y algo húmedo que dió lugar a potentes costras de exudación que hoy cubre estos materiales.

Aunque su presencia está muy generalizada en todo el ámbito de esta Hoja, la hemos destacado cartográficamente en algunos puntos, ya sea por su desarrollo, o para indicar que están también estas costras afectadas por una fracturación y flexión posterior a su depósito.

1.4.4.3. *Holoceno*

Se trata de los depósitos cuaternarios más recientes, que apenas están afectados por fallas y fracturas.

1.4.4.3.1. Depósitos altos de rambla (aterrazados) QR

Se trata de depósitos de las antiguas ramblas y abanicos aluviales que se instalaron después de la fase de fracturación post-pleistocena, y condicionada por ello, y que después fueron abandonados por el funcionamiento o reajuste de alguna falla y el cambio de nivel de base de las ramblas.

Se trata de conglomerados, arenas y limos arenosos con cantos muy angulosos.

1.4.4.3.2. Depósitos medios de rambla (aterrazados) GR₂

Se trata de depósitos con el mismo origen y composición que los anteriores, pero que están situados más bajos que ellos, siempre que se consideren localmente, y más altos que el nivel de las Ramblas actuales.

1.4.4.3.3. Ramblas QR

Excepto el Río Andarax, el resto de la red hidrográfica está constituida por ramblas. En ellas, las fuertes pendientes, la escasez de vegetación y los eluvios torrenciales, dan lugar a flujos superficiales de gran capacidad de erosión y gran poder de transporte.

Los acarrees actuales revisten cierta importancia en todas aquellas Ramblas procedentes de Sierra Alhamilla. La obstaculización de los cauces por deposición de las cargas, así como la influencia de la tectónica, da lugar, como ya hemos indicado, a gran número de cauces abandonados, y con ello a un elevado grado de disección.

La naturaleza de los depósitos es siempre la misma, cantos, arenas y limos arenosos.

1.4.4.3.4. Abanicos aluviales (Q Ab)

Su origen aquí es muy semejante al de los conos de deyección. Se trata de los depósitos de descarga de las Ramblas al llegar a zonas con menor pendiente. Son depósitos sin consolidar, de tipo conglomerático, y de espesor reducido (10-15 m.).

En la zona del Campo de Níjar los depósitos son más finos, en consonancia con la suavidad morfológica de la región.

1.4.4.3.5. Aluvial y delta reciente QAL (DL)

Se trata de los aluviones del Río Andarax, que ocupan un amplio lecho, y que puede llegar a tener una potencia de 60 m.

Está formado por arenas y gravas en matriz arenosa, casi sin intercalaciones arcillosas. En la parte superior puede estar cubierto por unos 5 m. de arcillas y limos.

Hacia la costa todo esto pasa a constituir un delta, donde los datos de prospección geofísica (del trabajo investigación de Aguas Subterráneas en el Valle del Río Andarax, de ENADIMSA), indican un hundimiento progresivo de las margas pliocenas y un aumento correlativo del espesor del aluvión.

Así a 1 km. al SE del puente de la carretera de Níjar las margas pliocenas se encuentran ya a 120 y 160 m. de profundidad.

El aumento en el espesor del aluvión en dirección al mar coincide, en líneas generales, con una disminución del tamaño del grano en los componentes, y una mayor frecuencia de las intercalaciones arcillosas.

1.4.4.3.6. Dunas y arenas de playa QD

La zona costera, hacia el Este, está cubierta, en una anchura máxima de 3 km. de dunas de escaso espesor.

Estas arenas de las dunas pueden proceder de playas actuales, o de depósitos marinos cuaternarios más antiguos, hoy enterrado debajo de ellos.

Entre la playa actual y estas dunas suele existir un escarpe de unos 2 m. donde afloran depósitos continentales pleistocenos, probablemente correspondientes a la regresión del Neotirreniense, cuyos depósitos marinos quizás afloren en algún punto, o estén bajo el nivel del mar.

El escarpe de 2 m. quizás represente el borde de la transgresión Flanriense, cuya plataforma de abrasión está ubicada bajo el nivel del mar.

1.4.4.3.7. Cuaternario indiferenciado Q

Cuando los depósitos no pueden asignarse a un origen determinado, los incluimos dentro de este apartado.

2. TECTONICA

Hace aproximadamente diez años se inició por un grupo de la Universidad de Amsterdam (EGELER y SIMON, 1.969; EGELER y otros, 1.972; KAMPSCHUUR y otros, 1.973; EGELER, 1.974; KAMPSCHUUR, 1.975; KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1.975; SIMON y otros, 1.976; VISSERS, 1.977), un estudio detallado de la complicada deformación polifásica en la parte oriental de las Cordilleras Béticas.

Los datos de estas investigaciones sugieren una uniformidad en los esquemas de deformación de las Unidades tectónicas que pertenecen a los distintos Complejos, o unidades tectónicas mayores. Se puede indicar, sin embargo, que la correlación de edad entre las distintas fases de deformación reconocidas en varias regiones, no es aún segura. Además, el número de fases, de deformación y la orientación de las estructuras puede diferir de un lugar a otro.

Basándonos en las publicaciones antes mencionadas, se puede dar un esquema general de acontecimientos tectónicos, que sería:

La primera fase de deformación (D_1) ha causado un plegamiento de apretado a isoclinal, con una esquistosidad de plano axial bien desarrollada.

La segunda fase de deformación (D_2) ha dado lugar a pliegues de apretados a isoclinales con una esquistosidad de plano axial bien desarrollada (esquistosidad de crenulación).

La tercera fase de deformación (D_3) genera pliegues que varían de abiertos a apretados, con una esquistosidad de plano axial sub-vertical poco pronunciada (esquistosidad de crenulación).

La cuarta fase de deformación (D_4) ha causado pliegues de abiertos a cerrados, con una esquistosidad de plano axial ligeramente buzante y una débil esquistosidad de crenulación.

La quinta fase de deformación (D_5) ha originado la formación de "kink-bands" orientados al azar.

De acuerdo con KAMPSCHUUR y otros (1.973), la dirección de acortamiento de las fases más antiguas (D_1 , D_2 y D_3) es en el NE de la Zona Bética NNE-SSW a NE-SW. La fase más temprana de deformación (D_4) causó un acortamiento, aproximadamente NW-SE.

Además, se pueden distinguir en este esquema general de deformación, como mínimo, tres fases de traslación importantes:

La fase inicial de movimiento (T_1), se piensa que está relacionada con la primera fase de deformación (D_1). Se puede asegurar, sin embargo, que no se han encontrado pruebas definitivas para esta afirmación. Por tanto, esta su-puesta relación permanece provisionalmente como hipotética (EGELER, 1.974). De acuerdo con KAMPSCHUUR (1.972), la dirección de T_1 en la región de la Sierra de Carrasajo, al N de la Sierra Nevada-Sierra de los Filabres, es hacia el SW. La segunda fase (T_2) da lugar a cabalgamientos -localmente con despegues internos dentro de las unidades tectónicas- a gran escala. Estas traslaciones se piensa que han ocurrido entre D_2 y D_3 .

La tercera fase de cabalgamientos (T_3) es de una edad post- D_3 , porque corta a pliegues de la D_3 .

Debido a la falta de datos posteriores, no se puede saber la relación de la T_3 con respecto a las fases de deformación más jóvenes. En varias regiones T_3 está dirigida claramente hacia el S-SE como lo indica la variación N-NW del buzamiento de los planos de contacto (tal como en la Sierra de las Estancias).

Varias fases de metamorfismo sin o intercinemático se pueden incorporar al esquema de deformación descrito (ver capítulo 4).

Hasta ahora no se han llevado a cabo investigaciones sistemáticas detalladas de micro-tectónicas en la Sierra Alhamilla. Por tanto, solamente se pueden hacer algunas observaciones generales.

Los materiales del *Nevado-Filábride* muestran en el campo y al microscopio estructuras generadas por varias fases de deformación. El mismo esquema de deformación se ha encontrado en los materiales pre-Permo-Triásicos (Unidad Alhambilla), que en los Permo-Triásicos (Unidad Castro). Esto indica que a las series de "basamento" del Nevado-Filábride no les han afectado deformaciones pre-Alpinas importantes (ver KAMPSCHUUR, 1.975).

La D_1 ha dado lugar al desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1). La estratificación (S_0) es normalmente subparalela a S_1 . Este paralelismo pone en evidencia el carácter de isoclinal a muy cerrado de los pliegues D_1 .

D_2 produce una esquistosidad penetrativa (S_2). Un fuerte esfuerzo a lo largo del plano de esquistosidad da lugar, con frecuencia, a una completa transformación en las rocas foliadas, donde sólo localmente hay testigos de planos S más antiguos. La S_1 puede aparecer más fácilmente en foliaciones ricas en cuarzo. Los pliegues generados durante la D_2 son de acortamiento variable, la mayoría de muy apretados a isoclinales. S_2 , a menudo, coincide con S_1 . Aunque sea repetir, insistimos en que el plano de esquistosidad más relevante en las metapelitas ha sido generado durante la D_2 . Esto se puede ver claramente en las venas de cuarzo formadas durante o después de la formación de S_1 , que han sido plegadas isoclinamente. Los planos axiales de estos pliegues son paralelos a la esquistosidad principal S_2 .

La tercera fase de deformación (D_3) deforma S_2 en pliegues angulares característicos, de apretados a abiertos, con un plano axial generalmente con fuerte buzamiento. Esta fase da la linealidad más visible en el campo. En general, la esquistosidad es débil comparada con la formada durante D_2 .

Los pliegues formados durante D_4 son principalmente de tipo abierto. Los planos axiales son también de gran buzamiento (sub-verticales).

Una fase más reciente causó localmente "kink-bands" regularmente espaciadas y orientadas al azar.

En las rocas del *Alpujárride*, especialmente en aquéllas de las Formaciones Baños y Matanzas, también se han reconocido cinco fases de deformación. Ellas muestran una sorprendente semejanza con las encontradas en el Nevado-Filábride. Debe indicarse, no obstante, que en este estado de investigación, no está garantizada una correlación de las varias fases de deformación y especialmente de las más antiguas en el Nevado-Filábride con los encontrados en el Alpujárride.

En los materiales Maláguides se encuentra generalmente una pizarrosidad, y muy localmente una débil esquistosidad de crenulación en las pizarras de la formación areniscosa, acompañada por un débil plegamiento abierto. La escasez de afloramientos, sin embargo, hace imposible situar esas "estructuras" en el esquema tectónico general.

Debido a que aún quedan varios problemas por resolver en estas investigaciones de las Cordilleras Béticas, sólo se puede dar un esquema aproximado de la historia tectónica que afecta a los materiales que afloran en esta Hoja.

Para la historia tectónica de la parte SW de la Hoja de Almería (que comprende la parte más oriental de la Sierra de Gádor) el lector debe consultar la memoria de la Hoja de Alhama de Almería, que comprende la mayor parte de la Sierra de Gádor.

La fase de deformación alpina (D_1) más antigua que se reconoce se puede considerar tentativamente relacionada con un empilamiento inicial de los mantos (T_1), que serían de abajo a arriba: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Ballabona-Cucharón (no presente en las Sierras de Alhamilla y Gádor), Complejo Alpujárride, Complejo Maláguide (ver EGELER y SIMON, 1.969; KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1.975).

En nuestra opinión, no obstante, el empilamiento inicial de los varios mantos o Complejos no fue necesariamente contemporáneo, ni parece que todos los cuatro complejos participaran en este "empilamiento inicial", como suponían los autores antes mencionados. A este respecto se puede mencionar que SIMON y otros (1.976) -suponiendo el siguiente orden de dominios paleogeográficos desde (N)E al (S)W, Ballabona-Cucharón, Nevado-Filábrides, Alpujárrides, Maláguide- aventura la hipótesis de que el empilamiento inicial del Ballabona-Cucharón sobre el Nevado-Filábride ha sido causado por una subducción hacia el (N)E, considerando que el emplazamiento inicial de las Unidades Alpujárrides y Maláguides tuvo lugar -más lejos hacia el (S)W- en conexión con la intrusión de grandes masas de rocas ultramáficas ("manthe diapirism"). En cualquier caso, ninguno de los contactos cabalgantes en la Hoja de Almería, podría demostrarse como ser "inicial" en el sentido de EGELER y SIMON (op. cit.). Esto significa que T_1 permanece hipotético. Solamente en el Complejo Ballabona-Cucharón en el NE de la Zona Bética (ver KAMPSCHUUR, 1.972, Memoria Hoja Orihuela, 913), la vergencia de dirección se ha establecido para las estructuras generadas durante D_1 . Allí, es hacia el Sur (Oeste). En el Complejo Ballabona-Cucharón tuvo lugar una fase de traslación entre D_1 y D_2 (T_{1b}) (ver KAMPSCHUUR, 1.972). La existencia de una fase de traslación entre D_1 y D_2 probablemente también ocurrió en el Complejo Alpujárride (WESTERHOF, 1.975).

Después de la fase D_2 -que imprimió, y a menudo borró las estructuras planares D_1 - una segunda fase mayor de movimiento cabalgante (T_2) alteró las pilas iniciales de mantos de modo considerable. Esta fase es considerada responsable del emplazamiento final de las rocas alpujárrides y maláguides sobre las rocas del Nevado-Filábride (y Ballabona-Cucharón) (ver también SIMON y otros, 1.976). Como ya mencionamos, las rocas de la formación Mantanzas de la Unidad Alpujárride Aguilón, están en varios lugares tectónicamente cubiertas por rocas de más alto metamorfismo de la formación Baños.

Esto es, al menos en parte debido a los efectos de T_2 , pero tiene que ser contemplada la posibilidad de que esta sucesión anormal sea, al menos en parte, causada por traslaciones anteriores a T_2 .

D_3 se considera responsable del hecho de que en el Sur de Sierra Alhamilla las rocas de las formaciones Matanzas y Coto Laisquez aparezcan entre rocas del Nevado-Filábride (abajo) y rocas de la Formación Baños (arriba) (ver cortes y mapa geológico). Esta fase es considerada también responsable del hecho de que en el E de Sierra Alhamilla –fuera de la Hoja de Almería– las rocas alpujárrides aparezcan mezcladas con las del Nevado-Filábride. Después de D_3 no tiene lugar ninguna traslación mayor. Una fase más joven de deformación alpina (D_4) generalmente sólo causó pliegues abiertos con planos axiales subverticales. Esta deformación afectó localmente al plano de contacto entre las rocas alpujárrides y Nevado-Filábrides.

Las cuencas terciarias o neógenas están separadas de las alineaciones montañosas por fallas distensivas de dirección E-W o WSW-ENE, o bien por fallas de dirección NO-SE. Estas fallas han actuado en varias épocas durante el Mioceno Superior, y no sólo han condicionado la forma de las cuencas, sino que han ocasionado la aparición de pliegues de “slumping” y niveles turbidíticos en el interior de las series neógenas durante las épocas activas de estos accidentes.

La mayor parte de las fallas que se aprecian en la Hoja de Almería han funcionado durante el Cuaternario, sobre todo en el Pleistoceno, y debido al funcionamiento de la falla de la Serrata (SE de la Hoja), de dirección N45°E. Esta falla tiene un carácter de falla rumbo-deslizante levógiro, por su extensión e importancia regional, podría constituir parte de un sistema de falla transformante.

Si se observan las fallas que afectan a los terrenos pleistocenos y más antiguos en esta Hoja, podemos ver que aparte de la falla N45°E, existe un predominio de distintas direcciones, tales como:

- a) N140-160E
- b) E-W o WSW-ENE
- c) N-S o N20°E
- d) N120°E

Las fallas de dirección N140-160E son fallas antiguas, que han sido reactivadas en esta fase. Estas fracturas coinciden en dirección, y a veces en continuidad, con muchas de las fallas de Sierra Alhamilla y Sierra de Gádor. La diferencia entre ambas es la magnitud del desplazamiento vertical, que en el Mioceno superior fue grande, mientras que en el Cuaternario por lo general no excede de los diez metros. Estas fallas pueden coincidir a veces con una de las fallas conjugadas de la principal N40-50°E, o estar tan cercana a ella que han

actuado como tal. El desplazamiento del Eje del delta del Plioceno hasta donde actualmente está el delta del Andarax, presumiblemente se debió a este tipo de falla.

Las fallas E-W, o WSW-ENE son también fallas antiguas reactivadas durante el juego levógiro de la falla principal. No son muy frecuentes, y en general representan inflexiones en el terreno.

Las fallas N120°E y N20°E son las conjugadas de la principal, y son las que más incidencia tienen en la cartografía, sobre todo la primera.

Todas estas fallas son por lo general fallas normales, pero el juego de la falla principal (rumbo-deslizante levógira N45°E), puede crear en las conjugadas componentes horizontales y hasta fallas inversas (Zona oriental de Sierra Alhamilla, cabalgamiento de dolomías sobre Mioceno superior).

3. HISTORIA GEOLOGICA

En vista del metamorfismo, y de la ausencia de fósiles y estructuras sedimentarias significativas, solamente poco puede concluirse acerca de las circunstancias bajo las cuales se han depositado las rocas de edad pre-Permo-Triásicas (tales como la Unidad Alhamilla y la formación Baños). Parte de estas rocas recuerdan las rocas del miembro de pizarras-grauvacas de la formación Piar del Complejo Maláguide, que al menos en su mayor parte, han sido depositadas por corrientes de turbidez (ver memoria Hoja de Vélez-Rubio, 1.974). Por lo tanto, parece probable para las rocas arriba mencionadas del Nevado-Filábride y Alpujárride un modo similar de depósito.

Como ya se dijo antes, no se han encontrado evidencias en favor de una tectonización pre-alpina. Esto significa, que probablemente falte una discordancia angular entre las rocas del "basamento" y la "cobertera" del Nevado-Filábride y Alpujárride. No obstante, una discordancia erosiva es bastante posible.

El modo de deposición de las rocas de "cobertera" del Nevado-Filábride (Unidad Castro) es incierto; la parte inferior consiste en psamitas y pelitas que contienen fragmentos que probablemente procedan de rocas con una composición granítica (ver ZECK, 1.963). Durante el Triásico medio y superior la sedimentación carbonatada ha sido frecuentemente interrumpida por una fuerte influencia de detritus terrígenos. Del desarrollo lito-estratigráfico de las rocas del Permo-Triásico, de las Unidades Alpujárrides distinguidas en estas Hojas, se puede deducir que el modo de deposición está estrechamente relacionado con cada una. Las pelitas y psamitas Permo-triásicas de las Unidades Alpujárrides muy probablemente han sido depositadas bajo condiciones continentales o/y marinas muy someras. El yeso, localmente encontrado en la

Unidad Aguilón y las intercalaciones carbonatadas encontradas en las partes más altas de las secuencias antes mencionadas, sugieren depósitos bajo condiciones marinas someras, hipersalinas.

Durante el Triásico medio y superior se depositaron calizas y dolomías. En esta época parece ser que las condiciones fueron de depósitos marinos en un alto fondo, donde podrían quedar amplias zonas con una subsidencia precaria, mientras que en otras los depósitos podrían llegar a alcanzar grandes potencias. El relieve de esta cuenca podría ser bastante irregular, con emersiones locales, con existencia de pequeñas cuencas cerradas y restringidas donde se depositaron yesos, o bien donde un ambiente excepcional (condiciones pH/eH) favoreció localmente la concentración de fluorita y sulfuros.

Las rocas psamíticas y pelíticas del Complejo Maláguide, fueron depositadas en un medio ambiente de mar somero, fluvial o lacustre (ver ROEP, 1.972). Durante el Jurásico existió una sedimentación carbonatada bajo condiciones marinas someras a intertidales (oolitos).

Para la historia tectónica en estos materiales, remitimos al lector al capítulo de Tectónica.

Desde el Jurásico, que dado el carácter alóctono del Maláguide presumiblemente no se depositó en esta Hoja, y hasta el Mioceno superior, el edificio bético se compartimentó, según fallas normales de distensión que dieron lugar a cuencas e intracuencas más o menos profundas. Sobre esta morfología se inicia la transgresión durante el Tortoniense o quizás durante el Tortonienense superior. En esta época la Sierra Alhamilla, en su gran mayoría, estará emergida, y aún quedan en su flanco occidental afloramientos de conglomerado de base de la transgresión marina. La Sierra de Gádor constituiría un alto fondo con un modesto relieve emergido; la parte más oriental de esta Sierra, así como los alrededores de Níjar en la Sierra Alhamilla, constituirán una plataforma que daba paso a la cuenca más profunda de la parte central de la Hoja. El Valle del Río Andarax (y su prolongación hacia el N en la Cuenca de Tabernas) y el centro de la Hoja (cuenca de Almería) constituirán un surco profundo y subsidente (con funcionamiento nuevamente de las fallas que bordean las alineaciones montañosas) donde se depositaban margas y turbiditas, y se producirán perfectos ejemplos de pliegues de "slumping", que demuestran claramente la inestabilidad de la región de esa época. Hacia el Mioceno más superior (Andaluciense-Messiniense), parece elevarse poco a poco toda la zona, de forma, que se produce una fase regresiva, con depósitos más groseros, calizas pararecifales de poca profundidad y depósitos de yesos, no continuos, propios de unas condiciones de hipersalinidad.

Toda esta etapa distensiva e inestable durante el Mioceno superior, fue la causante de las emisiones volcánicas que tuvieron al Este de esta Hoja (Hoja de Carboneras).

Al final del Mioceno superior y antes de la deposición del Plioceno se produce una reactivación de gran envergadura de las fallas ya existentes, sobre todo las de dirección E-W o N 80°E, con saltos de más de 100 m. Esto se traduce en fenómenos erosivos, y en una discordancia entre los sedimentos miocenos y pliocenos. También da lugar el juego de estas fracturas y fallas a desequilibrios en los bloques constituidos por materiales alpujárrides y Nevado-filábrides, que favorecidos por las condiciones mecánicas de filitas y micasquistos, generan deslizamientos gravitatorios de grandes masas alpujárrides a Nevado-Filábrides, bien sobre materiales de semejanza naturaleza o bien sobre sedimentos del Mioceno superior, tal como ocurre en las cercanías de Cabo Laisquez o en la parte occidental de la Sierra Alhamilla.

Durante el Plioceno una nueva transgresión marina ocupa la mitad meridional de la Hoja, originándose poco después una red hidrográfica en la parte emergida, con salida al mar mediante un cuerpo deltáico (y fluvial) de dirección NW-SE, cuyo eje podría estar al E de Pechina, y desplazado, por tanto, hacia el Este con relación al actual del río Andarax.

La transgresión pliocena depositó en sus bordes elementos groseros (gravas, arenas, "fanglomerados", etc.), estando los elementos gruesos mejor representados allí donde existían alineaciones destacables, tal como en los alrededores de la Serrata (con elementos volcánicos), bordes de Sierra de Gádor, etc., y en el resto por arenas muy fosilíferas (Cerro de la Arena, los Arenales, etc.). Hacia el Sur van predominando las margas, más o menos arenosas que dan paso a las facies profundas que hoy se extienden por la plataforma costera de la Bahía de Almería. Los depósitos más groseros de la regresión sólo se han conservado en algunos puntos (torre Cárdenas, etc.), mientras que en la mayor parte han sido erosionados. Algunas lagunas quedaron en los alrededores de la Serrata.

Los continuos movimientos isostáticos, han ido dejando señales de las sucesivas líneas de costa mediante depósitos de terrazas marinas muy groseras sobre el Plioceno ya descrito en los periodos interfluviales, correspondientes a las transgresiones glacioeustáticas. En las jornadas fluviales, contemporáneas con las fases regresivas, se depositaron amplias formaciones continentales. El origen de estos depósitos era, o bien mantos detríticos aluviales que recubren los glaciares erosivos de pie de monte, originados en clima húmedo con importantes y violentas lluvias, en los periodos más antiguos del Cuaternario, o depósitos eólicos de clima seco, y probablemente frío en las últimas, acompañadas por limos rojos y rosados, originados en una alternancia estacional de humedad y sequedad. El final de los periodos fluviales parece estar caracterizado por un clima cálido y húmedo, ya que se originan potentes costras de exudación. Al final del Pleistoceno, una nueva reactivación tectónica tiene lugar en toda esta región, y origina una fracturación de dirección N140°-N160°E de todos los materiales antes descritos, con fallas de escaso salto,

fracturas y flexiones, que modifican la fisonomía anterior, dando lugar a una nueva reestructuración de la red fluvial, a aterrazamientos de glaciares, a deterioro de las antiguas líneas de costa cuaternarias, etc. Es muy probable que estas fracturas tengan su origen en el funcionamiento durante esta época de la gran falla, rumbo deslizante de la Serrata de carácter levógiro (o sinextrosa), cuya actividad reciente ha sido detectada tanto en superficie como en su prolongación bajo el mar mediante la Investigación Geofísica en el Golfo de Almería realizado por ENADIMSA y por el UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY.

Los abanicos aluviales más recientes parecen no estar afectados tectónicamente.

4. PETROGRAFIA

4.1. EL METAMORFISMO

El hecho de que los materiales Nevado-Filábrides y Alpujarrides no difieran en el número de deformaciones entre el Paleozóico (y más antiguos) por un lado y el Permo-Triásico y Triásico por el otro, nos indica que en la deformación anterior pre-Alpina, no intensa, no ha aparecido un metamorfismo regional pre-alpino (ver KAMPSCHUUR, 1.975; VISSERS, 1.977). El metamorfismo tiene, indudablemente, un carácter plurifacial.

4.1.1. En el Nevado-Filábride

Sincinemático con D_1 y pre o sincinemático temprano con D_2 , las rocas han sufrido un metamorfismo de facies Almandino-Anfibolita (subfacies estauroлита-almándino; localmente subfacies kyanita-almándino-moscovita) con neoformación de albita, biotita, granate, kyanita, moscovita, cuarzo y estauroлита. Los cristales de granate (aproximadamente de composición almandino, ver ZECK, 1.968) son más viejos que la albita y estauroлита, porque ellos están incluidos en grandes blastos de albita y estauroлита.

Posteriormente, durante D_2 , y continuando también durante D_3 hay un retrorretrometamorfismo con facies de esquistos verdes con (re) cristalización de albita, biotita, clorita, cloritoide, epidota, cuarzo y moscovita (subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita).

Después de D_3 viene un metamorfismo bajo condiciones estáticas, que se refleja en las blastesis de grandes laminas de biotita-clorita y moscovita. La relación entre esta fase y D_4 es dudosa porque las estructuras D_4 son muy escasas.

4.1.2. En el Alpujárride

En este Complejo se puede hacer una clara distinción entre los esquistos de color oscuro mesometamórficos con granate y estaurolita y las cuarcitas de la formación Baños y las filitas de colores claros menos metamórficas y cuarcitas de la formación Matanzas. Como ya dijimos antes, se han encontrado localmente rocas de transición entre ambas formaciones. Se supone, tentativamente, que tiene lugar un metamorfismo de pre a temprano D_2 y posiblemente sin D_1 en el Alpujárride con un gradual decrecimiento de abajo a arriba. Debido a las fases tectónicas más tardías, este decrecimiento gradual de metamorfismo puede ahora aún ser observado solamente en algunos lugares. En los esquistos y cuarcitas de la Formación Baños, la primera etapa de metamorfismo es de pre a sincinemática temprana con D_2 y refleja las condiciones de facies almandino-anfibolita, con neoformación de albita, biotita, granate, moscovita, cuarzo y estaurolita. Pequeñas inclusiones de granate euhedral dentro de los blastos de albita y estaurolita apuntan a una cristalización más temprana del granate.

Durante D_2 y D_3 se da un metamorfismo retrógrado de la facies esquistos verdes, dando lugar a la paragénesis de albita, biotita, clorita, cloritoide, cuarzo y moscovita. Subsecuentemente a D_3 tiene lugar un crecimiento estático de grandes laminillas de biotita, clorita y moscovita.

El metamorfismo regional en las "rocas de cobertera" de la Unidad Aguilón (Formaciones Matanzas y Coto Laisquez) decrece gradualmente hacia la parte superior de la serie. Las pelitas rojizas de la parte superior de la formación Matanzas y las rocas carbonatadas superpuestas sólo muestran un metamorfismo muy débil, marcado por neoformación y recristalización de moscovita, clorita, cuarzo y carbonatos. En la parte más baja de la formación Matanzas el metamorfismo principal es de facies esquistos verdes, subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita. Se reconocen varias fases de (re) cristalización distintas. Localmente, una fase final de metamorfismo ha dado lugar a la blastesis de grandes laminillas de moscovita y clorita.

El desarrollo metamórfico de las Unidades de Murtas y Lújar, que en esta Hoja sólo están representadas por materiales Permo-Triásicos y Triásicos, se parecen mucho a los materiales superiores de la Unidad Aguilón. En la Unidad de Lújar, sin embargo, los efectos del metamorfismo son visibles aún en la parte inferior de la secuencia carbonatada (calcoesquistos), mientras que en la Unidad de Murtas (~ Félix), la parte más superior de las filitas-cuarcitas ha sido duramente afectada por metamorfismo regional (ver también JACQUIN, 1.970).

4.1.3. En el Maláguide

En estas rocas sólo aparece algún recrecimiento o neoformación de carbonatos, moscovita y cuarzo, que señalan un metamorfismo regional de muy bajo grado.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

En esta Hoja ha finalizado totalmente la explotación minera. En tiempos pasados, la Sierra de Gádor era famosa por sus minerales ricos en galena. En la parte oriental de esta Sierra, centenares de pequeños pozos abiertos testimonian la gran actividad del pasado (como en la región Bancalico de Flores).

Estas actividades mineras se localizan en la parte alta de las dolomías oscuras (T_{A22}) de la formación calizo-dolomítica del Manto de Lújar. Están asociadas con "facies franciscanas", horizontes con nódulos de sílex, brechas y rocas pelíticas. Estas dolomías contiene en algunos sitios cantidades considerables de galena asociada con fluorita. Se han dado varias hipótesis sobre la génesis de este mineral. Para un mayor detalle respecto a esta cuestión remitimos al lector a la publicación de SCHWERD (1.974), o a la memoria de la vecina Hoja de Alhama de Almería.

En la Sierra Alhamilla, las rocas del Nevado-Filábride, contienen, a veces, proporciones considerables de minerales de hierro, que han sido explotadas en el pasado (como en la región de la Mina La Victoria). Los micasquistos de la formación Castro están atravesados por venas que en algunos puntos, como en la Mina La Sobrina, al SE del Colativí, contienen mineralizaciones de galena-cinc y plata, en cantidades con interés económico (ver JACQUIN, 1.970).

Las rocas carbonatadas muy mineralizadas han sido activamente explotadas en épocas pasadas (entre Baños y Mina Felisa). El mineral es principalmente hematites en rocas carbonatadas muy limonitizadas. En la mina de Coto Laisquez, cerrada desde hace unos años, se han encontrado óxidos de cobre y galena entre las dolomías oscuras de la Unidad Aguilón. Las grandes analogías litológicas de esta Unidad con la Unidad de Lújar, supone la misma génesis para esta mineralización y la asociación de galena-fluorita de la Sierra de Gádor, (JACQUIN, 1.970). Para una detallada descripción de la mineralización de la región de Coto Laisquez, el lector debe consultar a WEPPE y JACQUIN (1.966).

Además de los minerales de interés económico antes mencionados, se han encontrado en cantidades menores, minerales de cobre (malaquita, azurita, calcopirita, pirita) y baritas, especialmente en las rocas pelíticas de las Unidades Alpujárrides.

En la parte Oeste de la Hoja, SW de Benahadux, se han explotado hasta hace unos años, azufre nativo amarillento junto con alunita -intercalado entre los depósitos del Mioceno superior en contacto con las rocas carbonatadas triásicas-. La asociación azufre-alunita sugiere una génesis volcánica. Muchas fuentes termales, de las que la más famosa es la de los Baños de Sierra Alhamilla -en cuyas aguas se embozan hoy- apoyan más este origen volcánico.

5.2. CANTERAS

Se localizan algunas canteras de yeso en la formación evaporítica del Andaluciense-Messiniense, algunas de ellas aún en actividad (al N de Rioja), pero la mayor parte abandonadas.

En su día, se extrajeron de las canteras situadas a la salida de Almería hacia Málaga, calcarenitas en bloques para la construcción de los espigones del Puerto.

De las Ramblas se extraen arenas y áridos para la construcción. Últimamente se extraen calizas de algas del Andaluciense para la fabricación de cemento en la nueva fábrica montada, al NW de Benahadux.

6. HIDROGEOLOGIA

La región ocupada por esta Hoja, sólo presenta un curso de agua de cierto interés, el río Andarax, con una cuenca de 2.187 km². No obstante, solamente durante cortos periodos tiene escorrentía superficial en la zona cercana a la desembocadura, que es la que nos ocupa. El resto son ramblas de cursos esporádicos que desembocan directamente al mar.

Por su clima benigno, de tipo mediterráneo, con precipitación media anual del orden de 161 mm., y temperatura media anual de 18°, su actividad principal es la agricultura y el incipiente turismo.

La inexistencia, salvo en contadas ocasiones, de corrientes de agua superficial, obliga a que las necesidades de aguas sean cubiertas con aguas subterráneas. El aumento y concentración de la población en las zonas llanas costeras al E de Almería, y la puesta en regadío de zonas antes no cultivadas, han sido la causa de un rápido aumento de consumo de agua.

Dado que la escasez de agua de calidad aceptable es un obstáculo serio para el desarrollo regional, se han realizado numerosos estudios hidrogeológicos, a los que remitimos al lector interesado, tales como "Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Río Andarax", "Estudio hidrogeológico del Campo de Níjar", etc., realizados por ENADIMSA para el I.G.M.E. e IRYDA. Como resumen de todo ello, podemos mencionar los diversos acuíferos y su importancia relativa.

En la zona occidental, o sea, en las cercanías de la ciudad de Almería, los principales acuíferos son las dolomías triásicas de la Sierra de Gádor y el aluvial del Río Andarax. Las dolomías triásicas aunque poseen aguas de buena calidad, en un acuífero de escasa potencia, al estar las filitas y calcoesquistos de base relativamente altos, y los descensos de nivel han llegado a alcanzar 40m., en ocho años de explotación.

Los aluviones, que en la zona costera pueden tener 160 m., de espesor, y en el valle 60 m., presentan buenos rendimientos.

En el Norte de la Hoja se presenta el acuífero dolomítico de Sierra Alhamilla. Constituye la principal fuente de alimentación. En algunos casos se presenta colgado, o bien en bloques más o menos independientes unos de otros, formando estructuras cerradas de reservas más o menos importantes, pero de limitados recursos. En la mayoría de los casos su contacto con la cuenca terciaria es por fallas y con terrenos margosos. En el centro de la cuenca no se localizan en profundidad debajo del Terciario por métodos geofísicos normales. Localmente puede presentar buenas características hidráulicas con valores de T del orden de 360 m²/h y caudales entre 70 y 100 l/seg.

En el resto de la región los acuíferos se circunscriben a los acuíferos del Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

Los acuíferos del Mioceno se localizan en las facies de plataforma situadas en las cercanías profundas, de escasa alimentación.

Los Pliocenos son interesantes en su facies litoral de la Serrata, o en su facies deltáica en los alrededores del Campamento de Viator. Los cuaternarios ocupan todo el litoral y los Llanos del Campo de Níjar.

El déficit existente en el Campo de Níjar entre las aportaciones de aguas (por infiltración y subterráneas), y las salidas, ha empeorado la calidad de las aguas, por penetración de la interfase salina, a la vez que han hecho descender los niveles. Todo ello ha aconsejado la prohibición de ejecutar nuevas obras de alabramiento, así como de mantener los volúmenes existentes hasta el 1 de Octubre de 1.971.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1969).— Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, Provincia de Granada). *Acta Geol. Hisp.*, T. 45, p. 126-130.
- ALDAYA, F.; BAENA, J.; EWERT, K. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica nº 1.043 (Ugíjar). Mapa Geológico de España a E: 1:50.000 (Segunda serie). *I.G.M.E.*, Madrid.
- BAENA, J. y EWERT, K. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica nº 1.058 (Roquetas de Mar). Mapa Geológico de España a E: 1:50.000 (Segunda serie). *I.G.M.E.*, Madrid.
- BAENA, J. y VOERMANS, F. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica nº 1.044 (Alhama de Almería). Mapa Geológico de España a E: 1:50.000 (Segunda serie). *I.G.M.E.*, Madrid.
- BICKER, R.E. (1966).— Geological investigations in the region West of Antas and Cuevas del Almanzora, South-Eastern Spain. *Thesis Amsterdam*, 124 p.
- BOOGAARD, M. Van Den (1966).— Post Carboniferous Conodonts from Southern Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 69 pp. 691-698.
- EGELER, C.G. (1974).— On the evolution of structure and metamorphism during the Alpine orogeny in the eastern and central Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain). *Geol & Mijnb.* 53 pp. 273-277.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1969).— Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verb. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Afd. Natuurk.* 25, 90 p.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E. y SIMON, O.J. (1972).— Considerations on the grouping of the tectonic units in the Betic Zone, Southern Spain. *Estudios Geológicos*, 27, 6 pp. 467-473.
- EGELER, C.G. y FONTBOTE, J.M. (1976).— Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères bétiques. *Bull. Soc. Geol. France* (7), XVIII, pp. 571-582.
- EWERT, K. (1976).— Estratigrafía, Litología y Mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética). *Studia Geol. Univ. Salamanca*, nº XI.
- FALLOT, P. (1948).— Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos.* nº 8, pp. 83-172.
- FONTBOTE, J.M. (1970).— Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol., Univ. Granada*, I, vol. 1, pág. 71.
- FOURNIGUET, J. y LECALVEZ, Y. (1975).— Sur le Pliocène de la cote d'Andalousie (Espagne). *Soc. Geol. France Bull.*, ser. 7, v. 17, nº 4, p. 604-611.
- GARCIA MONZON, G.; KAMPSCHUUR, W.; VISSERS, R.; VERBURG, J. y WOLFF, R. (1975).— Memoria y Hoja Geológica nº 1.030 (Taber-

- nas). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie). *I.G.M.E.*, Madrid.
- GEEL, T. (1.973).— The Geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez Rubio área (southern Spain). *G.U.A. Papers of Geology*, series I, n° 5, 179 p.
- GONZALO Y TARIN, J. (1.882).— Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la Provincia de Almería. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, T. 9, pp. 97-111.
- HELMERS, H. y VOET, H.W. (1.967).— Regional extension of the Nevado-Filábride nappes in the eastern and central Sierra de los Filábres (Betic Cordilleres, SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 70, pp. 283-297.
- HETZEL, W.H. (1.923).— Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (Prov. Almería). *Thesis Delft*, 104 p.
- HIRSCH, F. (1.966).— Contribución al conocimiento de las Myophorias del Triásico de la Sierra Alhamilla. *Estudios Geológicos*, 22 pp. 181-184.
- IACCARINO, S.; MORLOTTI, E.; PAPANI, G.; PELOSIO, G. y RAFFI, S. (1.975).— Litostratigrafía e biostratigrafía di alcune serie neogeniche della provincia di Almería (Andalusia orientale, Spagne). *Ateneo Parmense, acta naturalia*, V, II, n° 2. p. 237-313.
- JACQUIN, J.P. (1.970).— Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). *Thesis Nantes*, 501 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1.972).— Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation. *G.U.A. Papers of Geology*, series 1, n° 4, 114 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1.975).— Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filábres; Higher Nevado-Filábrides units and glaucophanitic greenschist facies. *Tectonophysics*. 27 pp. 57-81.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W. y RONDEEL, H.E. (1.973).— Polyphase Alpine deformation of the Eastern part of the Betic Zone of Spain. *Estudios Geológicos*, 29 p. 209-222.
- KAMPSCHUUR, W. y RONDEEL, H.E. (1.975).— The origin of the Betic Orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*, 27 p. 39-56.
- KOZUR, H. y SIMON, O.J. (1.972).— Contribution to the triassic Microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain). *Número Extraordinario XXX. Aniversario E.N. Adaro*, p. 143-158.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C.W.H. y SIMON, O.J. (1.974).— Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (Southern Spain). *Scripta Geol.*, 23 p. 1-56.
- LANGENBERG, C.W. (1.972).— Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filábres, north of Lubrin, SE Spain. *G.U.A. Papers of Geology*, zones 1, n° 2, 81 p.

- LEAL, G. y SIERRA, J. (1.969).— Hoja Geológica nº 1.046 (Carboneras). Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000 (Primera serie), *I.G.M.E.*, Madrid.
- MENDEZ CECILIA, A. (1.971).— Pectínidos pliocenos de Almería. *Estudios Geológicos*, v. 27, p. 487-495.
- (1.971).— Nota sobre el Plioceno de la costa de Almería (España). *Acta Geol. Hispania*, v. 6 nº 5, p. 147-148.
- NAVARRO VILA, F. (1.976).— Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada. *Tesis Doc. Univ. Bilbao*, p. 288.
- NIJHUIS, H.J. (1.964).— Plurifacial alpine metamorphism in the South-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrin, SE Spain. *Thesis Amsterdam*, 151 p.
- OVEJERO, G. y ZAZO, C. (1.971).— Niveles marinos pleistocenos en Almería (SE de España). *Quaternaria*, v. 15, pp. 145-159.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J.P. y SERVAJEAN, G. (1.976).— Les mineralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (SE Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7) XVIII, pp. 619-633.
- PERCONIG, E. (1.966).— Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico "Andaluciense" para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marina. *Notas y Comunicaciones I.G.M.E.* nº 91, p. 13-40.
- (1.973).— El Andaluciense. *XII Coloquio Europeo de Micropaleontología*, España, septiembre 1.973, p. 201-223.
- (1.976).— Estudio de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gádor y del Campo de Dalías (Almería, España). *Revista Española de Micropaleontología*, vol. 8, nº 1, p. 141-178.
- ROEP, Jh. B. (1.972).— Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio Region, SE Spain). *Proc. Kon. Akad. Wetensch*, 75, pp. 223-247.
- SCHWERD, K. (1.974).— Stratigraphie, Fazies und Lagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen der alpujárridischen Decken in der westlichen Sierra de Gádor (Betische Kordillere, Provinz Almería, Südspanien). *Thesis München* 160 p.
- SIERRA LOPEZ, J.; ORTIZ RAMOS, A. y BURKHALTER ANEL, J. (1.967).— Origen de algunas mineralizaciones de fluorita y galena de la Sierra de Gádor, en relación con la singénesis y la epigénesis. Importancia para su investigación minera. *Notas y Comunic. I.G.M.E.*, 97-98, p. 289-308.
- SIMON, O.J. (1.963).— Geological investigations in the Sierra de Almagro, South-eastern Sapina. *Thesis Amsterdam*, 164 p.
- (1.966).— The age of the Conodont bearing carbonate rocks from the Sierra de Carrascos, de Almagro and Alhamilla and from the Zarcilla de Ra-

- mos Region (SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 69, pp. 699-709.
- SIMON, O.J.; WESTERHOF, A. y RONDEEL, H.E. (1.976).— A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Betique (Espagne Meridionale); implications geodynamiques. *Bull. Soc. Geol. France* (7), XVIII, pp. 601-605.
- SNAVELY, P.D.Jr y ADDICOTT, W.O. (1.974).— Marine geological investigations of the coastal zone of Almería Province, Spain. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 900 p. 110-111.
- VERNEUIL, M. y COLLOMB, E. (1.856).— Geologie du Sud-Est de l'Espagne. Résumé succinct d'une excursion en Murcie et sur la frontière d'Andalousie. *Bull. Soc. Geol. France* (?) XIII, p. 633-660.
- VISSERS, R.L.M. (1.977).— Data on the tectonic and metamorphic evolution of the central Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain. *Geol. Rundschau*, 66, pp. 01-90.
- VOET, H.W. (1.967).— Geological investigations in the Northern Sierra de los Filabres around Macael and Cobdar, South-eastern Spain. *Thesis Amsterdam*, 122 p.
- WEPPE, M. y JACQUIN, J.P. (1.966).— Etude préliminaire du gisement plombifère du Coto Laisquez, Sierra Alhamilla-Almería. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, 69, 4, p. 105-120.
- WESTERHOF, A.B. (1.975).— Genesis of magnetite ore near Marbella, Southern Spain; formations of oxidation of silicates in polymetamorphic gradite-bearing and other rocks. *G.U.A. Paper of Geology*, Series 1, n° 6, 216 p.
- WESTERVELD, J. (1.929).— De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke Betische Ketens. *Thesis Delft*, 120 p.
- ZECK, J.P. (1.968).— Anatectic origin and further petrogenesis of almadine-dacite with many inclusions of restite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain (with data on the adjoining part of the Sierra Alhamilla). *Thesis Amsterdam* 161 p.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA