

2/62

R: 29.567

FACULTAD DE CIENCIAS  
UNIVERSIDAD DE GRANADA  
1971

LOS ALPUJARRIDES EN SIERRA DE  
GADOR OCCIDENTAL  
(Cordilleras Béticas)

*Tesis que presenta para alcanzar el Grado de Doctor  
en Ciencias, Sección de Geológicas, el Licenciado  
MIGUEL OROZCO FERNANDEZ*

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA  
GRANADA  
N.º Documento 610761539  
N.º Copia 115379589

Visado en Granada el día 9 de noviembre de 1971.

EL CATEDRÁTICO DIRECTOR

*Fontboté*

Fdo.  
José M<sup>a</sup> Fontboté Mussolas

UNIVERSIDAD DE GRANADA  
Facultad de Ciencias  
GRANADA

Fecha 10/11/71  
Número 2949

*Mig. Orozco*  
Fdo.  
Miguel Orozco

A Carmen.  
A mis padres.

## INDICE

*“En nada aprovecha a nuestra ignorancia simular conocimiento cuando carecemos de él...”*

JOHN LOCKE. “Ensayo sobre el entendimiento humano”.

1.	INTRODUCCION .....	1
1.1.	OBJETO DEL PRESENTE TRABAJO.....	3
1.2.	METODOS DE TRABAJO.....	4
1.3.	AGRADECIMIENTOS .....	6
1.4.	CUESTIONES DE NOMENCLATURA.....	9
1.5.	SITUACION DE LA REGION ESTUDIADA.....	14
1.5.1.	Vías de acceso .....	16
1.5.2.	Localización geológica.....	18
2.	ANTECEDENTES .....	21
2.1.	PRIMEROS RESULTADOS .....	23
2.2.	AREAS ALPUJARRIDES INVESTIGADAS EN LOS ULTIMOS AÑOS.	26
2.3.	PROBLEMAS QUE PLANTEA EL ESTUDIO DE LOS ALPUJARRIDES Y SOLUCIONES PROPUESTAS RECIENTEMENTE POR LOS DIFE - RENTES AUTORES .....	31
2.3.1.	La edad de los diferentes conjuntos litológicos.....	31
2.3.2.	Metamorfismo y orogenia en los Alpujárrides.....	36
2.3.2.1.	Metamorfismo y orogenia preherciniana.....	36
2.3.2.2.	¿Orogenia herciniana?.....	40
2.3.2.3.	Metamorfismo y orogenia alpina.....	42
2.3.3.	Edad de los corrimientos.....	49
2.3.4.	Sentido de traslación de los mantos.....	53
2.3.5.	Posición relativa de las unidades que constituyen el complejo alpujárride en las diferentes regiones.....	58

3.	PETROLOGIA .....	69
3.1.	INTRODUCCION.....	71
3.2.	FORMACION DE MICASQUISTOS Y CUARCITAS.....	72
3.2.1.	Características generales.....	72
3.2.2.	Afloramientos.....	73
3.2.3.	Composición mineralógica.....	75
3.2.3.1.	Descripción microscópica.....	75
3.2.3.2.	Datos de difracción de Rayos X.....	80
3.2.4.	Descripción de algunas rocas-tipo.....	88
3.2.4.1.	Micasquisto grafitoso con granate.....	88
3.2.4.2.	Micasquisto biotítico con cloritoide.....	90
3.2.4.3.	Micasquisto con clorita.....	91
3.2.5.	Características texturales.....	94
3.2.6.	Origen de las rocas.....	103
33.	FORMACION DE FILITAS Y CUARCITAS.....	104
3.3.1.	Características generales.....	104
3.3.2.	Composición mineralógica.....	107
3.3.2.1.	Descripción microscópica.....	107
3.3.2.2.	Datos de difracción de Rayos X.....	113
3.3.3.	Descripción de algunas rocas-tipo.....	114
3.3.3.1.	Filita con biotita verde.....	114
3.3.3.2.	Filita típica.....	128
3.3.3.3.	Filita con rutilo.....	130
3.3.3.4.	Cuarcita micácea.....	132

3.3.4. Características texturales .....	134
3.3.5. Origen de estas rocas .....	136
3.4. FORMACION CALIZODOLOMITICA.....	141
3.4.1. Características generales .....	141
3.4.2. Formación calizodolomítica en el manto de Lújar.....	143
3.4.2.1. Paquete basal calcáreo.....	144
3.4.2.2. Paquete fundamentalmente dolomítico.....	145
3.4.2.3. Paquete de calizas superior.....	149
3.4.2.4. Las rocas ígneas en la formación calizodolomí- tica del manto de Lújar.....	150
3.4.3. La formación calizodolomítica en otros mantos.....	155
4. TECTONICA.....	161
4.1. PRINCIPALES RASGOS ESTRUCTURALES.....	163
4.2. DESCRIPCIONES LOCALES.....	165
4.2.1. Afloramientos Alpujarrides al norte de la depresión Ugíjar-Canjáyar.....	165
4.2.1.1. La esquina NE (proximidades de Canjáyar).....	165
4.2.1.2. El sector centro-oriental .....	167
4.2.1.2.1. La parte septentrional.....	168
4.2.1.2.1.1. Pliegues de dirección aproximada NE-SW	168
4.2.1.2.1.2. Isleos tectónicos.....	170
4.2.1.2.1.3. El contacto entre Nevadofilábrides y Alpujarrides.....	171

4.2.1.2.2. La parte meridional.....	172
4.2.1.2.2.1. Pliegues .....	174
4.2.1.2.2.2. Fracturas.....	175
4.2.1.3. El sector occidental.....	179
4.2.1.3.1. Contacto Alpujárride-Nevadofilábride.....	179
4.2.1.3.2. Fracturas.....	180
4.2.1.3.3. Fallas inversas vergentes al sur.....	181
4.2.2. El frente norte de las estribaciones occidentales de sierra de Gádor .....	185
4.2.2.1. El sector oriental .....	186
4.2.2.1.1. Fracturas.....	188
4.2.2.1.2. Contacto de los Alpujárrides con los mate riales de la depresión Ugíjar-Canjáyar en este sector.....	189
4.2.2.2. El sector occidental.....	189
4.2.3. El sector de Berja.....	194
4.2.3.1. Materiales.....	194
4.2.3.2. Afloramientos del manto de Lújar.....	195
4.2.3.3. Afloramientos del manto de Alcázar.....	196
4.2.3.4. Afloramientos del manto de Murtas .....	197
4.2.3.5. Afloramientos de materiales pertenecientes al complejo maláguide.....	198
4.2.3.6. Fallas normales.....	199

4.2.4. El borde occidental del macizo de sierra de Gádor.....	201
4.2.5. El sector sur.....	203
4.2.5.1. Fallas normales.....	208
4.3. INTRODUCCION AL ESTUDIO DE LAS ESTRUCTURAS MENORES....	213
4.3.1. Generalidades.....	213
4.3.2. Estructuras menores en la formación de micasquistos y cuarcitas.....	215
4.3.2.1. Observaciones referentes a las superficies "s"	216
4.3.3. Estructuras menores en la formación de filitas y cuar- citas.....	225
4.3.3.1. Pliegues.....	226
4.3.3.2. Algunas observaciones sobre las superficies "s".....	231
4.3.3.3. Diaclasas.....	233
4.3.3.4. Otras estructuras.....	237
4.3.4. Conclusiones del estudio de las estructuras menores..	242
4.4. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO DE LA TECTONICA.....	246
4.4.1. Tectónica anterior a los corrimientos.....	247
4.4.1.1. Tectónica prealpina.....	247
4.4.1.2. La cuestión de las deformaciones de probable edad triásica.....	248
4.4.2. Tectónica de corrimiento.....	251



4.4.2.1. El manto de Lújar.....	252
4.4.2.2. El manto de Alcázar.....	253
4.4.2.3. El manto de Murtas.....	254
4.4.2.4. Complejo maláguide.....	255
4.4.2.5. Fracturas relacionadas probablemente con la etapa de corrimientos.....	256
4.4.3. Tectónica posterior a los corrimientos.....	258
4.4.3.1. Tectónica de plegamiento.....	258
4.4.3.2. Tectónica de fractura.....	259
4.4.4. Intento de correlación de los resultados obtenidos del estudio de las estructuras menores con las observacio- nes efectuadas a escala regional.....	262
5. PETROGENESIS.....	265
5.1. INTRODUCCION.....	267
5.2. FASE IGNEA.....	268
5.3. FASES DE METAMORFISMO ALPINO.....	270
5.3.1. Fase 1ª sincinemática.....	272
5.3.2. Fase 2ª. Deformación.....	275
5.3.3. Fase 3ª. Postcinemática.....	276
5.3.4. Fase 4ª. Deformación.....	278
5.3.5. Fase 5ª. ....	278
5.3.6. Fase 6ª. Deformación.....	278
5.3.7. Fase 7ª. Postcinemática.....	279

5.3.8. Fases 8ª y 9ª. Deformación.....	281
5.3.9. Fase 10ª. ....	281
5.3.10. Fase 11ª. ....	282
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	283
7. CORRELACIONES.....	289
7.1. SOBRE EL PROBLEMA DEL METAMORFISMO PREHERCINIANO.....	291
7.1.1. Comparación con los resultados alcanzados en el estudio de áreas próximas.....	291
7.2. ¿OROGENIA HERCINIANA?.....	294
7.2.1. Comparación con los resultados alcanzados en los estudios efectuados en otras áreas del dominio alpujarride.	294
7.3. METAMORFISMO Y OROGENIA ALPINOS.....	295
7.3.1. Comparación con los resultados obtenidos por F. ALDAYA (1969).....	295
7.3.2. Comparación con los resultados obtenidos por E. PUGA (1971).....	299
7.4. DIRECCION, SENTIDO Y EDAD DE LAS TRANSLACIONES.....	303
7.5. INTENTO DE CORRELACION CON LOS TRABAJOS REALIZADOS EN AREAS LIMITROFES.....	307
7.5.1. Comparación con los estudios realizados al oeste del Rio Grande de Adra.....	307
7.5.1.1. El manto de Lújar.....	308

7.5.1.2.	El manto de Cástaras.....	310
7.5.1.3.	El manto de Alcázar.....	311
7.5.1.4.	El manto de Murtas.....	311
7.5.1.5.	El manto de Adra.....	312
7.5.1.6.	Intento de correlación.....	313
7.5.2.	Comparación con los estudios realizados por J. P. JAC- QUIN (1970).....	317
7.5.2.1.	El manto de Lújar.....	317
7.5.2.2.	El manto de Gádor.....	318
7.5.2.3.	El manto de Félix.....	319
7.5.2.4.	Los isleos maláguides.....	320
7.5.2.5.	Intento de correlación.....	320
8.	CONCLUSIONES.....	331
9.	RESUMEN.....	337
10.	BIBLIOGRAFIA.....	357

## INTRODUCCION

*“Vimos... de cuerpo entero... la famosa Sierra de Gádor, llamada en otro tiempo Sierra del Sol (como la Contraviesa se llamaba Sierra del Aire)...”*

P. A. DE ALARCON. “La Alpujarra”.



## 1.1. OBJETO DEL PRESENTE TRABAJO.

=====

El objeto principal de este trabajo es el estudio petrológico y tectónico de los materiales alpujárrides situados al S de Sierra Nevada, entre el Rio Grande de Adra y el meridiano de Canjáyar aproximadamente, en la parte S de la provincia de Almería.

No se hace aquí el estudio paleontológico del Triás ni de los terrenos postorogénicos, trabajo que ya ha sido efectuado por otro autor (JACQUIN, 1970).

Asimismo, tampoco se tocan los interesantes problemas que la geología de Yacimientos Minerales tiene planteados en la sierra de Gádor, los cuales han sido el objetivo principal del trabajo de JACQUIN (1970).

El estudio petrológico está especialmente orientado a las series cuarzoso-arcillosas ya que las series carbonatadas, por hechos a los que más adelante hago alusión, me han merecido una atención mucho más somera.

Se ha iniciado el estudio de las estructuras menores en las series alpujárrides.

Como objetivo-resumen de este trabajo tenemos la confección del mapa geológico detallado a escala 1:50.000 en el cual quedan reflejados los principales rasgos, litológicos y tectónicos, del área estudiada.

## 1.2. METODOS DE TRABAJO

=====

En el trabajo sobre el terreno, se han empleado los métodos habituales: foto aérea a escala aproximada 1:33.000. Posteriormente se han trasladado los datos a los mapas topográficos nacionales a escala 1:50.000 n<sup>os</sup>. 1028, 1029, 1043, 1044, 1057, 1058. De estos mapas los cuatro últimos (1043, 1044, 1057, y 1058) pertenecen a las nuevas hojas fotogramétricas del Servicio Geográfico del Ejército.

Para el estudio de las láminas delgadas he empleado un microscopio ZEISS modelo Standard GFL-POC y un microscopio NACHET, modelo EP-64.

Para las determinaciones mineralógicas he utilizado un microscopio LEITZ modelo ORTHOLUX con platina universal LEITZ de cinco ejes incorporada.

La determinación de los índices de refracción de los granates se ha efectuado con líquidos de índice conocido CARGILLE, a una temperatura de 23<sup>o</sup>C. Estos líquidos dan un intervalo de 0.005 desde  $n=1,700$  hasta  $n=1,800$ . De este valor en adelante el intervalo es de 0,01.

El estudio por difracción de rayos X ha sido realizado con un difractómetro de rayos X, PHILIPS, modelo PW 1010 y PW 1059 equipado con contador de centelleo y discriminación de altura y pulsos.

La medición de estructuras menores en el campo se ha llevado a cabo con una brújula marca MERIDIAM. La representación gráfica de los datos tomados sobre el terreno se han efectuado sobre falsilla equiquiareal de SCHMIDT, proyectando desde el hemisferio inferior.

Las microfotografías se han realizado con una cámara NIKON -F adaptada a un microscopio LEITZ modelo ORTHOLUX.



### 1.3. AGRADECIMIENTOS.

=====

Escribir un apartado de agradecimientos es algo delicado, pues siempre se tiene el temor de que alguien que ha prestado su colaboración queda en el olvido. Intentaré que esto no ocurra, pero, si a pesar del cuidado, se produce el fallo, ruego no se me tome demasiado en consideración.

En primer lugar existe una persona hacia la cual desearía expresar, de la forma más cordial posible, el agradecimiento más profundo, no sólo por sus orientaciones, tanto sobre el terreno como en el laboratorio, por sus críticas, por sus correcciones, etc., sino muy especialmente por ese espíritu de trabajo, visión amplia de los problemas, capacidad crítica, que él trata de imbuir en sus discípulos, entre los cuales afortunadamente me encuentro. Esta persona no es otra que el Profesor Dr. J.M. FONTOBOTE.

Al Prof. Dr. M. RODRIGUEZ GALLEGO por sus orientaciones y consejos en todo lo relativo a las determinaciones de las muestras por difracción de Rayos-X.

Al Prof. Dr. V. GARCIA-DUEÑAS por sus observaciones sobre el terreno respecto a algunos problemas relacionados con los Maláguides.

Al Dr. J. P. JACQUIN con quien he realizado algunas jor-

nadas conjuntas sobre el terreno.

A mi compañero el Dr. F. ALDAYA que ha trabajado asimismo sobre terrenos "alpujárrides", en la región situada al W de la estudia da aquí, por sus inestimables orientaciones.

A los componentes del Departamento de Mineralogía, muy especialmente a R. ARANA con cuya colaboración inestimable ha contado en todo tiempo, particularmente en los problemas relacionados con la de terminación de granates.

Al Prof. Dr. J.A. VERA TORRES por haber puesto a mi disposición de un modo incondicional todo cuanto he necesitado del Departamento que él dirige.

Asimismo quiero expresar mi agradecimiento a los demás componentes del Departamento de Estratigrafía, especialmente a mi compañero el Dr. A.C. LOPEZ-GARRIDO, por su ofrecimiento desinteresado.

A L. GARCIA-ROSELL por las facilidades que me ha prestado para la utilización de material diverso.

A F. NAVARRO-VILA y a J.A. GALLEGOS, compañeros que trabajan también en áreas del dominio alpujárride, con los que he intercambiado opiniones respecto a problemas diversos.

A R. TORRES por su ayuda en cuanto a la realización de las fotografías se refiere.

De forma muy especial quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mis amigos y compañeros la Dra. E. PUGA, M<sup>a</sup> D. RUIZ com

CRUZ y A. DIAZ DE FEDERICO con cuya colaboración y ayuda incondicional he contado en todo momento.

A Don M. MARTIN CALPENA que ha hecho las láminas delgadas.

A Don M. HURTADO.

A todos, en fin, que de una manera u otra han colaborado a la realización de este trabajo.

#### 1.4. CUESTIONES DE NOMENCLATURA

=====

Antes de entrar de lleno en los distintos apartados que comprende este trabajo, conviene aclarar el sentido en que son utilizados algunos de los términos que aparecen en él:

Formación: En el sentido definido por LYELL (1858, in "Glossary of - Geology and related sciences"):

"In Geology, any assemblage of rocks which have some character in common, whether of origin, age, or composition".

La "formación de micasquistos y cuarcitas" definida en este trabajo corresponde a la "formación inferior de micasquistos y cuarcitas" y a la "formación superior de micasquistos y cuarcitas" definidas por ALDAYA (1969) al W del Rio Grande Adra.

Complejo nevadofilábride: En el sentido de EGELER (1963).

Complejo maláguide: En el sentido definido en EGELER et SIMON (1969a - pg. 42).

Complejo alpujárride: En el primitivo sentido definido por SIMON (1963, pg. 20):

"Following BROUWER and his pupils and also following FALLOT, we wish provisionally to

include in this Alpujarride complex all the rocks sequences which—from the regional - point of view— lie between the Nevado-Fila-brides (below) and the Betic of Malaga (above) and which show greater or lesser affinities with the "alpujarride" rock sequences—of the Sierra de las Alpujarras".

Así pues bajo la expresión "complejo alpujárride" s.l.t. incluyo el "complejo de Ballabona-Cucharón" y el "complejo alpujárride" de EGELER y SIMON (1969a).

Manto de Lújar: Este término se utiliza en un sentido algo más amplio que el que fué definido por los primeros autores holandeses (VAN BEMMELEN, 1927; WESTERVELD, 1929), ya que estos autores consideraban que la sierra de Gádor formaba parte de un manto superior (su "manto de Lanjarón") y en este trabajo se defiende que una gran parte del macizo de sierra de Gádor, pertenece al manto de Lújar.

Por otra parte, aunque reconozco que existen ciertas diferencias entre el manto de Lújar y los mantos supraya centes, no soy partidario de separar el manto de Lújar de los demás mantos alpujárrides, como hace ALDAYA (1969 pgs. 393 y 394).

Algunas de las razones por las que no me parece conveniente este cambio de terminología son las siguientes:

El cambio aludido, introduce una mayor complicación en la literatura.

Si bien es verdad, como he apuntado más arriba, que existen diferencias entre el manto de Lújar y los otros mantos alpujárrides, estas diferencias que se reducen a la forma ción calizodolomítica (en el capítulo correspondiente se trata de este punto), son en mi opinión de menor importan cia que las analogías que existen con los demás mantos al pujárrides.

Los términos "nevadofilábride", "alpujárrides" y "maláguide", están basados en diferencias de grado de metamorfismo. En mi opinión no parece justificado introducir junto a estos términos otro basado en ciertas diferencias de composición. Esto sería un precedente peligroso, ya que siguiendo esta misma norma en un plazo de tiempo más o me nos corto, podríamos ver por ejemplo como el que ahora co nocemos como "complejo nevadofilábride" se dividiría en va rios complejos independientes entre sí basándose esta sub división no en la diferencia de grado de metamorfismo, si no en diferencias de composición del sedimento original.

Insisto de nuevo en que existen diferencias entre el manto de Lújar y los otros mantos alpujárrides, y en que estas diferencias deben ser puestas de manifiesto, bien es pecificado claramente estas diferencias (como se ha hecho

en este trabajo), o si se quiere calificando al manto (o mantos) que presenten estas características diferenciales con un término que lo(s) distinga, pero sin que este manto pierda el calificativo de "alpujárride". Esto podría ser de un modo similar a lo efectuado por EGELER & LEINE (1962) que califican a una unidad alpujárride como "unidad alpujárride inferior" ("lower Alpujarride unit") o de algún otro modo similar.

Manto de Alcázar, Manto de Murtas: En el sentido definido por ALDAYA (1969, pg. 48 y ss.). Las razones de emplear los mismos nombres que este autor son: en primer lugar que fueron definidos por primera vez por él en la región situada al W del Rio Grande de Adra; en segundo lugar que dichos mantos tienen continuidad lateral en la región objeto del presente trabajo; finalmente, teniendo en cuenta las dos condiciones anteriores, creo que no está justificado el introducir nuevos nombres que contribuirían a complicar aún más la terminología existente.

Zona Bética, s. str.: En el sentido de FALLOT (1948).

Esquistosidad principal: La que aparece de modo más patente al microscopio. Queda puesta de manifiesto por la orientación de la mayor parte de cristales de mica incolora, grafito, mena metálica y otros.

Esquistosidades secundarias: Al microscopio son mucho menos aparentes que la esquistosidad principal. El espaciado entre superficies de esquistosidad secundaria es mucho mayor que el existente entre superficies de esquistosidad principal -- (ver capítulo de Tectónica).

Fase metamórfica ("episode"): En el sentido de SUTTON (1964).



## 1.5. SITUACION DE LA REGION ESTUDIADA.

=====

El área objeto de este trabajo se encuentra situada en la parte SW de la provincia de Almería, al S de la alineación montañosa - de Sierra Nevada. El límite meridional lo constituyen los denominados "Llanos de Dalías" (región deprimida situada al S del macizo de sierra de Gádor).

El área en cuestión queda limitada por el W por el Rio - Grande de Adra, el cual sirve en gran parte de su recorrido, también - de límite entre las provincias de Almería y Granada.

El límite oriental se ha establecido de un modo aproxima- do, en un meridiano cercano a Canjáyar.

Nos encontramos pues en la parte oriental de "La Alpuja - rra", admitiendo como límites de esta comarca los que da ALARCON en su libro:

"... por Alpujarra se entiende todo el terre- no comprendido entre Sierra Nevada y el mar- y encerrado en una especie de rectángulo por las sierras laterales; es decir todo lo in - cluido dentro del horizonte sensible que se - abarca desde las cimas del Cerrajón de Mur - tas..."

"...Así pues, la frontera occidental de la - Alpujarra principia en el Picacho del Veleta;

baja con el Rio de Lanjarón hasta el Rio de Orgiva; gana luego la Sierra de Lújar, y corre (por donde mismo va la raya del partido judicial de Motríl) hasta caer al mar entre Castel de Ferro y Torre de Baños. Y la frontera oriental empieza hacia Chanes; busca - las cuestas de Sierra de Gador y va a morir en la punta de las Sentinas".

ALARCON (1940, 9ª ed.)

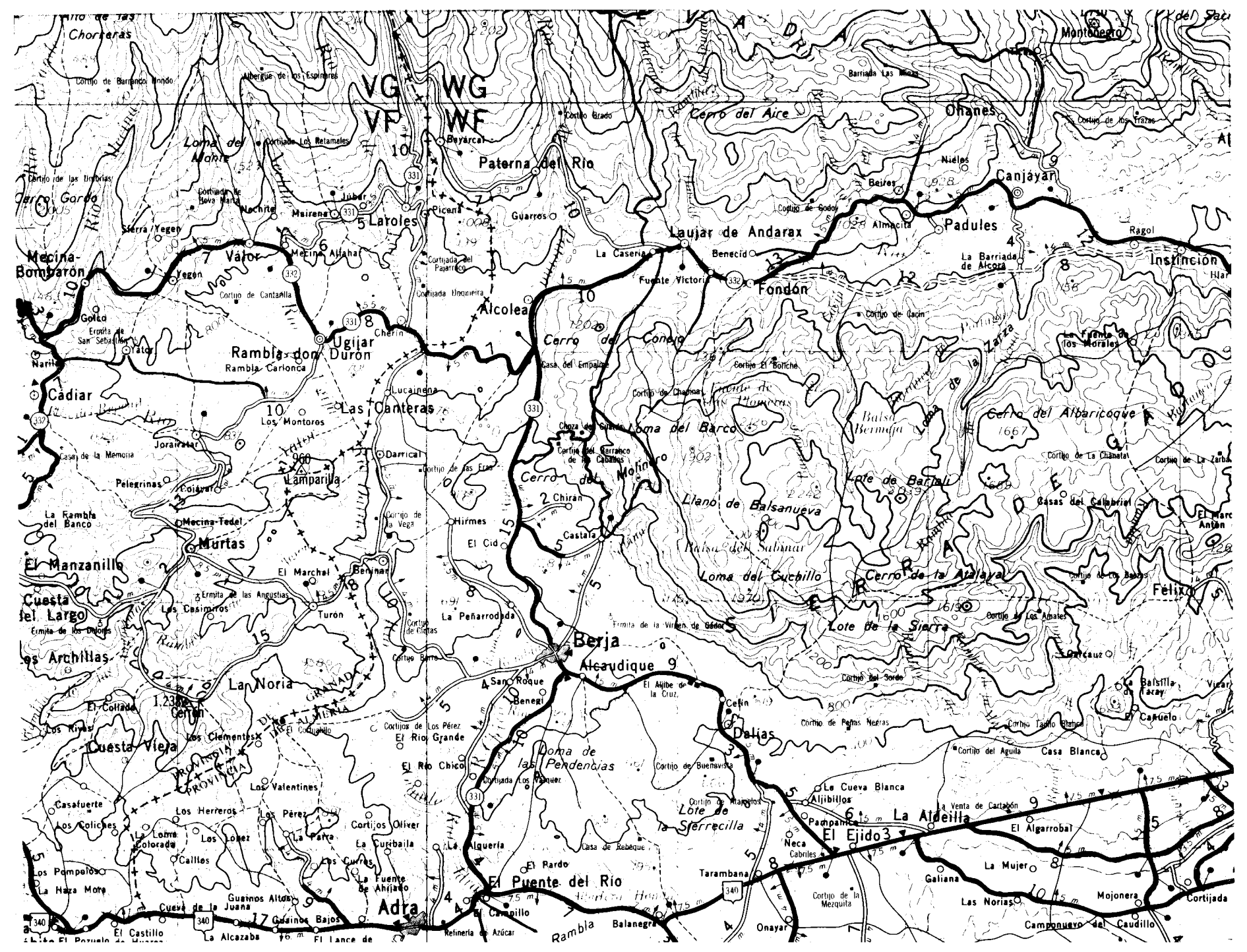
### 1.5.1. VIAS DE ACCESO.

Existen varias carreteras, como puede verse en el mapa adjunto, que permiten el acceso a la región estudiada.

A la parte N de la región estudiada se puede llegar por la carretera comarcal 332 de Orgiva a Almería por Ugíjar y por la también comarcal 331 de La Calahorra a Adra por el Puerto de la Ragua que atraviesa de N a S el área objeto de estudio.

La parte S puede ser alcanzada por la nacional 340 de Málaga a Almería, cuyo trazado en esta región coincide en gran parte con el límite S del área estudiada.

Además de estas carreteras existen otras vías secundarias que permiten la penetración a distintos puntos del área estudiada (carreteras locales, caminos forestales y pistas de concesiones mineras), (ver mapa de carreteras adjunto).



### 1.5.2. LOCALIZACION GEOLOGICA.

La región estudiada está situada en la Zona Bética, s.str., que es la más interna de las tres que constituyen las Cordilleras Béticas (de N a S: Zona Prebética, Zona Subbética y Zona Bética, s.str.).

De los tres complejos estructurales en que se considera dividida la Zona Bética: (complejo nevadofilábride, complejo alpujárride y complejo maláguide), la región estudiada se encuentra prácticamente en su totalidad en el dominio del complejo alpujárride, aunque existen algunos afloramientos de escasa extensión de rocas pertenecientes al complejo maláguide.

Fig. 2. Localización geológica de la región estudiada en el esquema de las Cordilleras Béticas de FONTBOTE (1963).

- |                             |   |
|-----------------------------|---|
| 1 - Paleozoico de la Meseta | 5 - Cobertura mesozoico-paleógena de la Meseta poco o nada plegada. |
| 2 - Zona Bética             | 6 - Unidades del Campo de Gibraltar                                 |
| 3 - Zona Subbética          | 7 - Materiales postorogénicos                                       |
| 4 - Zona Prebética          | 8 - Región estudiada.   |

## **ANTECEDENTES**



## 2.1. PRIMEROS RESULTADOS

=====

A mediados del siglo pasado VERNEUIL y COLOMB (1853) atribuyen al Ordovícico o al Silúrico las rocas de Sierra de Gádor.

Algo más tarde (VERNEUIL y COLOMB, 1856), sin embargo, creen que parte de las rocas de la Sierra de Gádor y de otras cadenas montañosas más o menos próximas, tienen probablemente una edad triásica.

GONZALO y TARIN (1882) basándose en los estudios realizados en la parte occidental de Almería, establece la sucesión siguiente:

### Triásico

Tramo superior:

calizas y dolomías

Tramo inferior:

serie de filadíos de compleja composición, generalmente arcillotalcosos, de color blanco amarillento, gris, violeta, verde y rojo.

¿Base del sistema cambriano

Pizarras, más pobres en mica y de color negruzco y mate.

Estrato Cristalino



Pizarras silíceas y micacitas; gneis.

DE BOTELLA (1882) atribuye a las rocas de sierra de Gádor una edad que va desde un Pérmico medio y superior para las calizas y dolomías, hasta un Cámbrico y más antiguo para las filitas, cuarcitas y micasquistos.

Posteriormente han sido numerosos los investigadores que han tratado del tema de los Alpujárrides en sus trabajos. No voy a resumir los resultados de cada uno de ellos, trabajo que ya ha sido efectuado en varias obras recientes (ver entre otros SIMON, 1963; FERNEX, 1968; ALDAYA, 1969).

Así pues me limitaré a reunir las principales conclusiones de carácter general, a las que se había llegado a finales de los años cincuenta.

La estratigrafía puede resumirse así:

- Calizas y dolomías (localmente fosilíferas) pertenecientes al Trías medio y superior.
- Filitas y cuarcitas, atribuidas al Trías inferior o al Permo-Trías.
- Micasquistos, cuarcitas, gneises y mármoles paleozoicos y más antiguos.

Aunque BLUMENTHAL y FALLOT (1935) hablan de la posible existencia de materiales posttriásicos en los Alpujárrides, el hecho es que hasta nuestros días, no se ha encontrado ningún argumento que pruebe, de manera definitiva, la existencia de depósitos jurásicos o más moderu

nos (1).

Ya en los años veinte BROUWER (1926) y sus discípulos señalan la naturaleza tectónica del contacto entre los Alpujárrides y los materiales subyacentes (su *Mischungszone*). Para estos primeros autores holandeses los Alpujárrides constituyen un conjunto independiente de las unidades que hoy quedan agrupadas en el complejo nevadofilábride.

Tanto BROUWER (1926) como FALLOT (1954) consideran a las distintas unidades tectónicas que constituyen los Alpujárrides como mantos de corrimiento. WESTERVELD (1929, pág. 86) puntualiza, incluso, que se trata de "mantos de segundo género" caracterizados por la falta de los flancos invertidos.

La aloctonía de los Alpujárrides no ha sido admitida por todos (SERMET, J., 1934). Más recientemente, COPPONEX (1958), habla de la posibilidad de que parte de las unidades alpujárrides (las inferiores) fuesen autóctonas o parautóctonas. Para FALLOT (en FALLOT et al., 1960), todos los Alpujárrides son independientes de la "*Mischungszone*" la cual está formada, al menos en parte, por terrenos de edad triásica.

---

(1) HOEPPENER y KOCKEL (1959), han encontrado en sus "Rondaides", restos fósiles pertenecientes al Lías. Pero la correlación de los "Rondaides" con las unidades del complejo alpujárride, situado más al E. no está aún aclarada.

## 2.2. AREAS ALPUJARRIDES INVESTIGADAS EN LOS ULTIMOS AÑOS

=====

Si bien es verdad que los investigadores de diversas nacionalidades, que han dado lugar al comienzo de una "nueva fase" del estudio de las Cordilleras Béticas (con palabras de EGELER y SIMON, 1969a) iniciaron sus estudios hace unos quince años, lo cierto es que, al menos en lo referente a los Alpujárrides, los resultados no aparecieron hasta finales de los años cincuenta.

Creo conveniente recordar, ayudándome incluso de un mapa esquemático, la localización dentro del dominio alpujárride, de las áreas estudiadas por todos los autores que han efectuado recientemente trabajos de cierta extensión, en el complejo alpujárride, ya que me parece de gran utilidad para comprender los puntos de vista de cada autor.

Aunque estas conclusiones puedan tener en algunos casos un carácter general, estarán basadas, al menos en gran parte, en los estudios efectuados por el autor en su área de trabajo.

En la parte occidental del dominio Alpujárride, en la región de Ronda, trabajan los geólogos alemanes de la Universidad de BONN (DÜRR, HOPPENER, HOPPE, KOCKEL, MOLLAT, MUCHOW).

La región comprendida entre Vélez-Málaga y Motril en estos últimos años, ha sido objeto de los estudios de dos investigadores: el

suizo COPPONEX que acabó su trabajo en 1958, y el francés BOULIN que finalizó en 1968.

La región de las "Alpujarras" situada al S. de Sierra Nevada, donde fueron definidos por vez primera los "Alpujárrides" por BROUWER y sus discípulos, ha sido estudiada de nuevo, por ALDAYA, cuyos estudios regionales cubren el área comprendida entre el Río Guadalfeo, que desemboca en el mar por Motril, y el río Grande de Adra. La región de la sierra de Gádor, inmediatamente al E. de la anterior, ha sido objeto de una Tesis, cuyo fin principal era el estudio de las mineralizaciones del Triás de la sierra de Gádor (JACQUIN, 1970). El área estudiada en la presente memoria coincide, en buena parte, con la de este último autor.

La guirnalda alpujárride que rodea a Sierra Nevada por el W. y NW. está siendo en la actualidad estudiada por dos compañeros (GALLEGOS y NAVARRO-VILA), de la Universidad de Granada y la Universidad de Bilbao respectivamente.

En la región situada al NE. de Almería, están las áreas de trabajo de los investigadores de la Universidad de Amsterdam (BICKER, BODENHAUSEN, EGELER, De ROEVER, LEINE, RONDELL, SIMON, VOET, VRIES, ZWAAN y WESTRA).

La transversal de Lorca-Aguilas ha sido estudiada por el suizo FERNEX de la Universidad de París.

La región entre Mazarrón y el cabo de Palos está siendo estudiada por PAVILLON, aunque su estudio está orientado especialmente a

las mineralizaciones.

Finalmente, y aunque los terrenos Alpujárrides solo constituyen una muy pequeña parte del área objeto de su Tesis, debe citarse el trabajo de PAQUET, de la Universidad de Lille, que comprende la parte occidental de la provincia de Murcia.

Fig. 3.- Localización de las áreas de trabajo, objeto de investigaciones recientes en el dominio de los Alpujárrides, en el esquema tectónico de la zona Bética, según EGELER y SIMON (1969a):

- A: DURR (1963)
- B: MOLLAT (1965)
- C: COPPONEX (1958)
- D: BOULIN (1968)
- E: ALDAYA (1969)
- F: JACQUIN (1970)
- G: LEINE (1968)
- H: VOET (1967)
- I: RONDEEL (1965)
- J: BICKER (1966)
- K: SIMON (1963)
- L: DE VRIES & ZWAAN (1967)
- M: WESTRA (1969)
- N: FERNEX (1968)
- O: PAVILLON (1963, 1965, 1966)
- P: PAQUET (1967)
- Q: Area objeto del presente estudio.

## 2.3. PROBLEMAS QUE PLANTEA EL ESTUDIO DE LOS ALPUJARRIDES Y

=====

SOLUCIONES PROPUESTAS RECIENTEMENTE POR LOS DIFERENTES

=====

AUTORES

=====

### 2.3.1. LA EDAD DE LOS DIFERENTES CONJUNTOS LITOLÓGICOS

La columna estratigráfica completa de los Alpujarrides se presenta en poco lugares. Sólo se da en aquellas regiones de tectónica más simple.

COPPONEX (1958) distingue en la Sierra Almirajara: un "Paleozoico antiguo" constituido por esquistos cristalinos y gneises, a los que atribuye una edad presilúrica, basándose en el descubrimiento de una discordancia entre rocas del Silúrico y más jóvenes, nada o escasamente metamórficas, y otras rocas epizonales o de más alto grado de metamorfismo, hecho por DURAND DELGA (1952, 1955) en la Pequeña Kabylia; un "Paleozoico reciente", en el que incluye los "esquistos de Jete" y una serie triásica, que comprende entre otras, unas "filitas azules, satinadas" (COPPONEX, 1958).

En la "unidad de Variegato" de SIMON (1963), de abajo arriba hay micasquistos con granate y cuarcitas, a los que atribuye una

edad presilúrica (por comparación con los descritos por COPPONEX (1958) sobre los anteriores descansan discordantemente unas filitas y cuarcitas con intercalaciones de conglomerados y calizas a las que atribuye al menos aparte de la formación, una edad devono-carbonífera, por similitud con rocas de tal edad del complejo maláguide.

"Some of the bluish-grey and greenish-grey phyllites and quartzites-with stratigraphically intercalated conglomerates and detritical limestones-of the stratigraphically lower formation of this sequence show great resemblances-both in the field and under the microscope-to certain (albeit less recrystallised) rocks of the Graywacke Formation of the Betic of Málaga, for which the attribution of a Devono-Carboniferous age seems warranted. Therefore, we shall tentatively allot a Devono-Carboniferous age to at least part of the bluish-grey and greenish-grey phyllite-quartzite sequence".

SIMON (1963, pág. 108).

En general los distintos investigadores en Alpujarrides se muestran de acuerdo sobre la existencia de una orogenia presilúrica, en la serie Paleozoica (¿y más antigua?) (EGELER y BODENHAUSEN, 1964; BOULIN, 1964; RONDEEL, 1965; BICKER, 1966; VOET, 1967; De VRIES y ZWAAN 1967; WESTRA, 1969; ALDAYA, 1969).

FERNEX (1968, pág. 63 y 64), sin embargo, se muestra algo dubitativo a este respecto:

"Il est sûr que, dans certains secteurs du Bétique, les recristallisations alpines atteignent l'ordre mésozonal, avec le développement de biotite et de grenat. Il s'avère très délicat de tracer le limite

entre les phases alpines et les phases supposées paléozoïques. En effet, en supposant que le métamorphisme paléozoïque soit calédonien, on arrive mal à mettre en évidence la "discordance" métamorphique qui devrait être marquée entre les séries anté et post-calédoniennes..."

y algo más adelante continúa:

"On admet que dans les Alpujarrides s.l. le métamorphisme alpin a pu atteindre un degré mésozonal; mais ceci seulement dans des séries paléozoïques qui sont précisément celles qui présenteraient un métamorphisme ancien similaire".

En la síntesis de la tectónica de la zona Bética, efectuada por EGELER y SIMON (1969a), y basándose en las observaciones realizadas recientemente en la región de Vélez-Rubio, se insiste en asignar, al menos provisionalmente, una edad devono-carbonífera a las filitas, cuarcitas y metagrauvascas.

Por lo que respecta a las filitas y cuarcitas de colores diversos que constituyen la base de la serie carbonatada, aunque no se han encontrado restos fósiles en las mismas (1), todos los autores están de acuerdo en atribuirle una edad permotriásica. Al asignarles esta edad no han hecho más que volver a afirmar lo que ya habían supuesto investigadores anteriores. Así FALLOT en 1948 escribía:

"L'intercalation de gypse dans leurs masse serait un argument déterminant pour en fai

---

(1) DE BOTELLA (1882), habla de impresiones de helechos, de calamites y troncos de coníferas en unos sedimentos de color rojo (¿filitas?).



re du Werfénien".

(FALLOT, 1948, pág. 94).

Así pues uno de los argumentos en que se han basado los diversos investigadores para atribuir a estas filitas una edad permotriásica, es la presencia de yeso. El otro argumento importante es que estas filitas constituyen la base del paquete calizodolomítico en el que se han encontrado restos fósiles pertenecientes al Triás medio-superior.

Para SIMON (1963, pág. 35) incluso el color púrpura o rojizo, que en muchos sectores presenta la parte alta de la serie, es una prueba más a favor de una edad permotriásica. Esta afirmación la basa en comparaciones con otras series de probada edad triásico inferior y permotriásicas, descritas en otros puntos por SHERLOCK, 1947 y VIRGILI, 1958, 1962, entre otros autores.

Finalmente la formación calizodolomítico en la que se encontraron fósiles ya a finales del siglo pasado. GONZALO y TARIN (1882, pág. 104) cita los fósiles siguientes, encontrados en la parte baja de la formación carbonatada de sierra de Gádor:

Myophoria sp.  
Myophoria laevigata  
Myophoria goldfussi  
Hinnites sp.  
Avicula sp.  
Miacites sp.  
Rissoa sp.

BARROIS y OFFRET (1889, pág. 84 y 85) describen un Megalodon sp., encontrado en la parte superior de la formación carbonatada,

en la Sierra de Almirajara.

HETZEL (1923, pág. 11) encuentra también restos fósiles en la parte oriental de sierra de Gádor, se trata de Myophoria sp. Para una reseña más detallada de los principales hallazgos de restos fósiles en las calizas y dolomías alpujárrides, véase SIMON (1963, pág. 39 y ss.). Los restos fósiles pertenecen al Triás medio y superior.

SIMON (1963, pág. 107) habla de la posibilidad de que la parte superior del paquete dolomítico, de sus "Unidades de Ballabona y Cucharón", pertenezca al Triás superior e incluso al Liás:

"...while the bluish-black dolomites would belong to the Upper Triassic and the light-colored oolitic dolomites at the top of this sequence might belong to the Upper Triassic or even the Liassic".

En los "Rondades" de los autores alemanes, (HOEPPENER y KOCKEL, 1959) se han encontrado fósiles que prueban la existencia de terrenos de edad liásica. (Creo de utilidad esta cita, dadas las indudables semejanzas existentes entre las series de los "Rondades" y las de los "Alpujárrides").

## 2.3.2. METAMORFISMO Y OROGENIA EN LOS ALPUJARRIDES

### 2.3.2.1. METAMORFISMO Y OROGENIA PREHERCINIANA

Como ya se dijo en el apartado referente a la edad de los conjuntos litológicos (2.3.1.) COPPONEX (1958) admite la posibilidad de una orogenia presilúrica, que haya afectado a las rocas que constituyen la base de la formación de micasquistos y cuarcitas.

Este metamorfismo regional prealpino ha sido también calificado de presilúrico en la región oriental (EGELER, 1963).

SIMON (1963) también se muestra de acuerdo respecto a la existencia de una orogenia u orogenias presilúricas, basándose en la -según él- marcada diferencia de metamorfismo entre los micasquistos granatíferos de la base y las filitas y cuarcitas con intercalaciones de conglomerados y calizas, a las que él atribuye una edad devono-carboníferas.

Para BOULIN, (1964) existe asimismo, un metamorfismo antepérmico.

RONDEEL (1965, pág. 25), como resultado de las investigaciones llevadas a cabo en la parte occidental de la Sierra de Cabrera (Almería) escribe:

"Disregarding the minerals which were probably formed during the alpine orogeny, the schists as exposed in our area contain garnet, staurolite-

te, oligoclase, biotite and chloritoid, evidencing a pre-alpine metamorphism in the amphibolite facies, more especially in the staurolite-quartz subfacies (FYFE et al., 1958). Though the minerals mentioned are thus considered pre-alpine, it is not known whether they have to be assigned to one or more orogenies".

Así pues, no sólo se establece la existencia de metamorfismo preherciniano, sino que además se especifica el grado del mismo.

Según BICKER (1966, pág. 26), la presencia en los micasquistos y cuarcitas de minerales como andalucita, granate y oligoclase, indica un grado de metamorfismo marcadamente superior que el de las rocas suprayacentes, lo que pone de manifiesto la existencia de al menos un período anterior al depósito de las rocas más modernas.

Para VOET (1967, pág. 70), los minerales que indican el metamorfismo prealpino de la parte basal de los micasquistos son: granate, estauroлита, biotita, albita/oligoclase y cloritoide (este último mineral también se da en el metamorfismo alpino). Según VOET esta paragénesis mineral pertenece a la facies de las anfibolitas almandínicas (en el sentido de FYFE, TURNER & VERHOOGEN, 1958).

Sin embargo, en otra parte VOET (1967, pág. 62), reconoce que no existe un contacto brusco entre micasquistos con granate y micasquistos sin granate:

"Between the garnetiferous and the garnet-free rocks no sharp contact could be drawn".

DE VRIES & ZWAAN (1967), no descartan la posibilidad de que

las rocas que constituyen la base de la secuencia de micasquistos y cuarcitas, hayan sufrido más de una orogenia presilúrica.

FERNEX (1968, pág. 63 y 64), no encuentra pruebas que demuestren la existencia de un metamorfismo prealpino:

"On passe d'une manière progressive du Trias épimétamorphique au Paléozoïque relativement ancien (Paleozoïque comportant des recristallisations d'ordre catazonal) par l'intermédiaire de termes mésozonaux qui semblent correspondre à des niveaux du Paléozoïque moyen supérieur ..."

y continúa más abajo:

"On admet que dans les Alpujarrides s.l. le métamorphisme alpin a pu atteindre un degré mésozonal; mais ceci seulement dans des séries paléozoïques qui sont précisément celles qui présenteraient un métamorphisme ancien similaire."

En otra parte FERNEX (1968, pág. 832), y refiriéndose, a la región de Mayorales-Palos, situada unos 10 Km. al NNW de Aguilas escribe:

"Or certains termes de ces schistes bleutés, associés aux schistes sombres, contiennent de la biotite et du grenat. Ces minéraux sont sans doute de néoformation; les cristaux de grenat en particulier peuvent avoir une taille relativement grande; ces grenats ne semblent donc pas pouvoir provenir, comme matériel détritique, du démantèlement des schistes sombres.

Autrement dit, de la biotite et du grenat se seraient développés dans des sédiments

vraisemblablement post-dinantiens, et même post-carbonifères".

ALDAYA, en cuya zona de trabajo los micasquistos están extraordinariamente bien desarrollados, está a favor de la existencia de una orogenia y un metamorfismo prealpinos, basándose sobre todo en la existencia de una discordancia entre su "Formación Inferior de micasquistos y cuarcitas" y su "Formación Superior" de micasquistos y cuarcitas", la cual él cree probada por los argumentos siguientes:

- a) Salto brusco y positivo de metamorfismo
- b) Diferencia en cuanto a naturaleza e intensidad del plegamiento.
- c) Existencia de minerales de metamorfismo rodados (granates) en la "formación superior".

(ALDAYA, 1969, pág. 77).

El metamorfismo de edad prealpina, sufrido por la "formación inferior de micasquistos y cuarcitas", según ALDAYA (1969, pág. 501), ha llegado al grado de mesozona.

EGELER y SIMON (1969b, pág. 298 y 299), intentan correlacionar el metamorfismo preherciniano, de los Alpujárrides, con un metamorfismo regional, prealpino descubierto en los Nevadofilábrides, por la presencia de restos de granate, estaurolita y distena.

Recientemente KORNPORBST (1971), que ha efectuado un estudio petrológico y estructural de la zona interna del Rif, defiende que el zócalo de la citada zona interna, ha sido afectado por dos ciclos

tectónicos y metamórficos antiguos.

El autor (KORNPROBST, 1971, pág. 304 y 342), a modo de hipótesis de trabajo relaciona el segundo ciclo arriba citado, con el metamorfismo presilúrico descubierto por DURAND DELGA (1955) en la Pequeña Kabylia.

#### 2.3.2.2. ¿OROGENIA HERCINIANA?

Si bien hasta ahora nadie ha dado argumentos concluyentes que prueben que la orogenia herciniana haya afectado a los materiales alpujárrides, algunos autores señalan, sin embargo, que hay ciertos hechos que hablan a favor de la probable existencia de una tal orogenia.

Así SIMON (1963, pág. 82), dice:

"In our opinion, however, some facts, point to the probable existence of such an orogeny:

- a) The rocks of the older phyllite-quartzite sequence have a slightly higher degree of recrystallisation than the younger rocks of the Variegato unit.
- b) There is a marked difference in lithological constitution between the two sequences. The rocks of the older phyllite-quartzite sequence represent, at least partly, "graywacke" sediments deposited by turbidity currents and belonging to a geosynclinal association, whereas the rocks of the younger phyllite-quartzite sequence are thought to belong to a shelf association.
- c) Rock fragments which probably belong to the older sequence have been found in quartzite in-

tercalations in the younger sequence.

d) In the Betic of Málaga, in North Africa and Spain an orogenic period has been recognized between comparable rock sequence.

A pesar de los argumentos aportados por SIMON y por otros autores (DE VRIES & ZWAAN, 1967), en el resumen efectuado por EGELER y SIMON (1969a, pág. 63), reconocen que aún no ha sido probada la existencia de una discordancia angular herciniana:

"Selon les auteurs du présent article une telle discordance n'a été définitivement constatée dans la région d'exploration..."

aunque ellos mismos aclaran que esto podría ser debido a que el plegamiento no fué muy fuerte (EGELER y SIMON, 1969a y 1969b).

En opinión de los autores holandeses el principal indicio de la existencia de perturbaciones hercinianas en la zona Bética, parece ser la presencia de gneises dentro de algunos mantos inavadofilábrides. Estos gneises representan intrusiones graníticas de edad permocarbonífera (NIJHUIS, 1964; PRIEM et al. 1966). Estas intrusiones podrían tal vez estar en relación con una orogenia herciniana, (EGELER y SIMON, 1969b, pág. 298).

En la Sierra Nevada ha quedado probada la existencia de un metamorfismo regional prealpino, si bien su asignación a la orogenia herciniana u a otra anterior es más problemática (E. PUGA, 1971).

En el complejo Maláguide ha sido citada recientemente la discordancia herciniana (FOUCAULT y PAQUET, 1971).



### 2.3.2.3. METAMORFISMO Y OROGENIA ALPINA

Como es sabido, en el complejo Alpujarride no se encuentran terrenos de edad posterior al Triás; todo lo más cabe admitir la posibilidad de un Lías inferior más o menos incompleto. Con ello, la datación precisa de las etapas o fases orogénicas, incluso la propia distinción de varias de ellas, se hace muy difícil, y hay que recurrir a argumentos más o menos indirectos y en todo caso poco seguros.

Así pues, los investigadores en terrenos alpujarrides, se han visto obligados a efectuar dataciones relativas.

SIMON (1963, pág. 36), habla de un "metamorfismo cinemático", que según él. tuvo lugar antes del empilamiento de las diversas unidades que constituyen la Sierra de Almagro.

Más adelante habla también de un "metamorfismo estático", que se superpone al "cinemático", pero no especifica qué minerales constituyen uno y otro metamorfismo.

Según RONDEEL (1965, pág. 30), el metamorfismo alpino que ha afectado a la secuencia de filitas y cuarcitas, pertenece a la facies de esquistos verdes y/o facies de esquistos con glaucofana.

VOET (1967, pág. 69 y 70), distingue dos fases de metamorfismo alpino: una más antigua, que parece de origen sincinemático, y cuya paragénesis está constituida por clorita, mica incolora y ocasionalmente cloritoide. También se han formado de modo predominante en esta fase, albita, cuarzo, epidota, turmalina y la mayor parte de los carbo

natos de las calizas y dolomías. Según VOET, la paragénesis anterior indicaría un metamorfismo de la facies de esquistos verdes, probablemente, en su mayor parte, perteneciente a la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita (FYFE, TURNER & VERHOOGEN, 1958).

La fase más moderna (s. VOET, 1967, pág. 70), es de origen postcinemático y está caracterizada por cristales de albita transversos, clorita y mica incolora que se superponen a la esquistosidad preexistente. Esta paragénesis, indica de nuevo un metamorfismo de la facies esquistos verdes, subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita.

FERNEX (1968, pág. 912 y ss.), se inclina a pensar que una actividad metamórfica importante, ha tenido lugar antes del Mioceno e incluso antes del Oligoceno. Su afirmación se basa, sobre todo, en la presencia de paragonita, según él, de origen detrítico, en las capas Miocenas y Oligocenas.

Por otra parte FERNEX (1968, pág. 909 y ss.), habla de recristalizaciones que han afectado a terrenos que pueden atribuirse con cierta duda, al Terciario. Esta recristalización, según él, podría corresponder a fases tardías de metamorfismo, responsables en los Nevado-filábrides, del crecimiento de la albita, oligoclasa y quizás andesina.

Según FERNEX (1968, pág. 904 y ss.) en el Paleozoico de los Alpujárrides-Estáncides situados al E y al N de la Jara, se puede seguir una evolución:

"... la première étape serait marquée par la présence de traînées (plissotées) de biotite,

ou de cristaux de disthène (plus ou moins tardus); la phase plus tardive serait caractérisée par le développement de chlorite (à la place de la biotite), et d'andalousite (à la place de disthène).

Une étape plus récente pourrait succéder, étant exemple marquée par l'alteration et la fracturation de l'andalousite et le développement de séricite".

Continúa el autor diciendo que muchos investigadores, atribuyen al menos a parte de las etapas anteriores, una edad prealpina, pero que él, si bien no niega la posibilidad de que un metamorfismo paleozoico haya afectado a los micasquistos de la base de los Alpujárri-  
des, es algo que queda por demostrar.

Según LEINE (1968, pág. 76 y ss.) que ha estudiado las "car-  
niolas" y su relación con las diferentes fases de deformación y recris-  
talización alpinas, en la Sierra de los Filabres se pueden distinguir:

A.- Tectogénesis Inicial, en la que tiene lugar individualización y em-  
pilamiento de los mantos, y la formación de un metamorfismo sincinemá-  
tico.

B.- Tectogénesis más joven, que el autor divide en dos fases. En la pri-  
mera de ellas se desarrolla un cambio abrupto de intensidad de las re-  
cristalizaciones metamórficas entre el complejo nevadofilábride, y  
los mantos más altos. En esta primera fase, tiene lugar también una re-  
ducción de las formaciones y una "expulsión por presión" (pinching out)  
de mantos completos, especialmente los existentes entre el complejo Ne-  
vado-Filábride y el complejo de Ballabona-Cucharón, de los autores ho-  
landeses.

La segunda fase, de esta "Tectogénesis más joven", estaría constituida por la formación de "superficies secundarias de cabalgamiento de ángulo bajo", que intersectan oblicuamente la "pila" de mantos. Imbricación de las "masas cabalgadas secundarias" a lo largo del contacto de los Nevadofilábrides con los mantos suprayacentes. Desarrollo de "sucesiones tectónicas anormales". Movimientos diferenciales intensos entre las "grandes lonchas" (mega-slices).

LEINE (1968, pág. 78), distingue después una "Morfogénesis" en la cual, en primer lugar incluye un "Metamorfismo estático progresivo". El depósito del Neógeno antiguo de la cuenca de Vera. Fase tardía de traslaciones menores. A continuación un "Metamorfismo estático retrógrado". Formación de fallas verticales y zonas de fractura. Mineralización en las zonas fracturadas. Formación de pliegues suaves y fallas verticales. Inclinación de las capas.

Como vemos LEINE, aporta además soluciones a dos grandes problemas que se plantean en el estudio de los Alpujárrides: uno la fuerte diferencia de metamorfismo entre los materiales nevadofilábrides subyacentes y los mantos alpujárrides. El otro problema es explicar por qué existen en el complejo alpujárride mantos cuyos materiales presentan un metamorfismo débil, cabalgados por otros mantos en los que al menos una parte de los materiales que los componen, presenta un metamorfismo más intenso que el que tienen los materiales de los mantos subyacentes.

Así pues, la mayoría de los autores hasta ahora citados, insisten en la existencia de dos fases en el metamorfismo alpino que

ha afectado a los Alpujárrides: una de naturaleza sincinemática y otra postcinemática. En opinión de los autores holandeses EGELER y SIMON (1969a, pág. 79 y ss.), se trata de dos procesos fundamentalmente independientes,

"... c'est-à-dire survenus respectivement, l'un en rapport avec la "pile de nappes initiale" formée dans una phase précoce de l'évolution orogénique, et l'autre après la phase de charriage plus jeune qui a considérablement contribué à perturber cette pile".

EGELER y SIMON, 1969a (pág. 80 y 1969b, pág. 303), reconocen, sin embargo, que aún no se sabe si existe una relación entre el "metamorfismo postcinemático" de la Sierra de los Filábrés (de ROEVER y NIJHUIS, 1963; NIJHUIS, 1964), y el "metamorfismo de naturaleza estática", encontrado en las rocas alpujárrides de la Sierra de las Estancias (De VRIES y ZWAAN, 1967).

En la región, entre Motril y Adra, ALDAYA (1969, pág. 418 y ss.), establece lo siguiente:

"En cuanto al metamorfismo de edad alpídica pueden distinguirse dos etapas muy netamente: Una primera etapa ha dado lugar a la paragénesis cuarzo-albita (¿oligoclasa?)-biotita-mica blanca-clorita en la formación superior de micasquistos y cuarcitas y puede presumirse que en la formación inferior de micasquistos y cuarcitas habrá dado lugar a la misma paragénesis o casi la misma.

En la formación de filitas y cuarcitas esta etapa metamórfica ha dado como resultado la paragénesis cuarzo-albita-mica blanca-clorita."

Algo más adelante (pág. 419) agrega:

"La segunda etapa es de metamorfismo esencialmente térmico, tipo Abukuma. Da como resultado una paragénesis de cuarzo-oligoclasa-andalucita-biotita-mica blanca, que se sitúa exclusivamente en las formaciones paleozoicas sin pasar en ningún caso a la formación de filitas y cuarcitas".

En la pág. 420, relaciona el metamorfismo y los corrimientos:

"Evidentemente estas etapas no son anteriores a la tectónica de corrimiento. En efecto, las formaciones que componen los mantos están metamorfizadas hasta su parte más alta.

Antes de la tectónica de corrimiento no había carga que justificase el metamorfismo de la parte alta de las calizas y dolomías alpujárrides".

Más abajo, en la misma pág. (20), ALDAYA continúa:

"También puede afirmarse que el metamorfismo de los Alpujárrides no es posterior a la actual superposición de mantos ... Encontramos materiales superpuestos a otros cuyo grado de metamorfismo es más bajo"

Y concluye (pág. 421).:

"Así pues, de esta discusión debe deducirse que el metamorfismo alpídico no es anterior a la tectónica de corrimiento ni posterior a ella. Debe ser, por consiguiente coetáneo con dicha etapa tectónica."

Ahora bien, según ALDAYA (1969 pág. 422) parecen haber existido dos etapas distintas en la tectónica de corrimiento. La primera

"etapa" de corrimientos. Después tendría lugar la "etapa" de metamorfismo "esencialmente térmico". La segunda etapa de corrimientos "es posterior a todas las manifestaciones metamórficas" (ALDAYA, 1969, pág. 423).

### 2.3.3. EDAD DE LOS CORRIMIENTOS

Como ya hemos apuntado en varias ocasiones, toda datación de un fenómeno que haya afectado a los materiales alpujárrides, se encuentra siempre con el enorme inconveniente de la falta de materiales de edades comprendidas entre el Triásico superior y el Mioceno. Por ello la datación de un fenómeno debería hacerse de una manera relativa, haciendo referencia a otros fenómenos que han ocurrido antes o después, y también estudiando los efectos que dicho fenómeno, ha podido producir en otros complejos estructurales el complejo Maláguide, casi siempre en los que encontramos esos terrenos de edad jurásica y cretácea, que nos faltan en los Alpujárrides.

Cualquiera puede apreciar sin embargo, las limitaciones que imponen estos métodos, y el enorme cuidado que debe de tenerse, especialmente con el segundo, con el que se tratan de extrapolar resultados de un "conjunto alóctono" a otro conjunto también "alóctono". Además, hay que recordar que no está aclarado todavía, si se han trasladado conjuntamente o lo han hecho cada uno en épocas distintas.

Todo esto hace que estos problemas tengan un marcado carácter especulativo. Las soluciones o mejor, las hipótesis, han sido, aún siguen siendo muy diferentes.

Para un resumen de las principales opiniones, respecto al problema de la edad de los corrimientos, emitidas antes del 1963, consultar SIMON (1963, pág. 137 y ss.).



Para SIMON (1963, pág. 136 y 137), los movimientos de traslación importantes, habían acabado antes del depósito de unas calizas con Globigerinas, a las cuales se les atribuye una edad que oscila según los especialistas, entre el Aquitaniense y el Helveciense.

El autor llama también la atención sobre la posibilidad de movimientos diferenciales durante el Mesozoico, en orden a explicar la ausencia de rocas posttriásicas en el complejo alpujárride (SIMON, 1963, pág. 138 y 139).

Según VOET (1967, pág. 82 y ss.), los acontecimientos han tenido lugar en varias etapas diferentes: en una primera etapa o "Tectogénesis temprana" se produce la individualización y cabalgamiento de las diferentes unidades tectónicas y una segunda etapa o "Tectogénesis tardía", en la cual distingue dos fases: en la primera tienen lugar movimientos diferenciales en la "pila de mantos", y en la segunda la formación de dos pliegues superpuestos cabalgantes hacia el N.

El autor intenta relacionar la primera fase de su "Tectogénesis tardía" con el emplazamiento final del complejo malaquíde, que cree tuvo lugar en el Oligoceno superior-Mioceno (VOET, 1967, pág. 106).

PAQUET (1967, pág. 575 y ss.), señala que el final de las traslaciones de los mantos béticos, tuvo lugar antes del Oligoceno superior.

FERNEX (1968, pág. 126), al igual que PAQUET, cree que los movimientos tangenciales habían acabado antes del Oligoceno superior.

LEINE (1968, pág. 77), opina que los últimos movimientos

que condujeron a la colocación de los Maláguides pudieron tener lugar en el Eoceno terminal.

En la síntesis sobre la tectónica de la zona Bética, efectuada por EGELER y SIMON (1969a, pág. 70 y ss.) los autores llaman la atención sobre un hecho que hasta ahora no se ha tenido en cuenta: la determinación de la edad de las intrusiones de naturaleza básica, que se encuentran en los mantos superiores. Estas rocas ígneas han sido afectadas por el metamorfismo cinemático alpino. Son pues anteriores a los corrimientos. Una determinación, por métodos radiométricos, de la edad de estas rocas serviría para atribuir una edad más precisa a los movimientos de los mantos.

EGELER y SIMON (1969b, pág. 301,302), hablan de las teorías que se han dado para explicar la falta de rocas de edad posterior al Triás en los Alpujárrides:

"(1) Tectonic transgression" in Jurassic time (2) a prolonged period of non-deposition during the younger Mesozoic and the early Tertiary, and (3) complete erosion of a relatively thin sequence of post-Triassic deposits".

Los Maláguides, que tanto se han utilizado para intentar datar los movimientos de los mantos béticos, presentan en opinión de estos autores, problemas, uno de los cuales es determinar cuales son las rocas más antiguas transgresivas posteriores a los corrimientos. Por otra parte, indican EGELER y SIMON (1969b, pág. 302):

"Lastly it may be mentioned that the movement that have led to the emplacement of the deeper

tectonic complexes were not necessarily synchronous with those of the Malaguide complex. Neither is it certain that the structural evolution in the eastern part of the Betic Zone was synchronous with that further westward".

JACQUIN (1970, pág. 455), escribe:

"Localement, l'âge de la tectonique tangentielle responsable des superpositions anormales n'a pu être précisé mais on peut avancer que la mise en place des nappes s'est achevée à peu près à la même époque que dans les zones plus orientales de la chaîne, c'est-à-dire à la fin du Lutétien".

#### 2.3.4. SENTIDO DE TRASLACION DE LOS MANTOS

Esta es otra de las cuestiones sobre la que hay divergencia de opiniones, entre los diversos autores que han estudiado la Zona Bética, s.str.

Parece ser que uno de los argumentos que ha favorecido la aparición de las diferentes hipótesis para explicar la procedencia de los mantos béticos, es la existencia de ciertas analogías entre la litología de los materiales maláguides y la de las series del Subbético.

Una excelente discusión de las distintas hipótesis se puede encontrar en FERNEX (1968, pág. 112 y ss.) y en EGELER y SIMON (1969a, pág. 67 y ss.). Aquí me limitaré a exponer cuales son las diferentes hipótesis, y qué autores están a favor de una u otra:

Las dos hipótesis fundamentales son: A.- Los que defienden que los mantos de la Zona Bética se han trasladado de S a N, y B.- Los que están a favor de las traslaciones de N a S.

La hipótesis A la siguen los autores alemanes que trabajan en la parte occidental (prof. HOPPENER y colaboradores); la mayoría de los autores holandeses que trabajan en las provincias de Almería y Murcia (prof. EGELER y colaboradores); ALDAYA, de la Universidad de Granada. Por lo demás fué también la opinión de otros autores más antiguos: BROUWER y sus discípulos, FALLOT y BLUMENTHAL.

Los autores a favor de un origen septentrional de los mantos (respecto a los Nevadofilábrides), hipótesis (B), lanzada por DURAND DELGA, (1963 y 1966) son fundamentalmente, los autores franceses modernos (BOULIN, FERNEX, JACQUIN, etc.).

Existe aún otro punto de vista, el de MacGILLAVRY y sus colaboradores, que han trabajado en la región de Vélez Blanco. Estos autores defienden que si bien el complejo maláguide parece haberse trasladado de N a S, los Alpujárrides parecen haberlo hecho de S a N.

Sin embargo la opinión de EGELER y SIMON (1969b, pág. 300):

"The recent recognition, in the eastern part of the Betic Zone, of transitional elements between "typically Alpujarride" and "Typically Malaguide" units, leaves no doubt as to a more or less close palaeogeographic relationship. The question remains, however, as to whether the two complexes have a northern or a southern derivation".

Los autores holandeses que están a favor de los corrimientos, Sur-Norte, apoyan esta hipótesis, entre otras razones, porque con la misma disponen de "espacio de libre juego" condición necesaria para explicar su concepción del "edificio de mantos":

"La seconde possibilité fondamentale par rapport à la disposition paléogéographique initiale, à savoir une provenance du Sud de l'ensemble malaguide, présente le grand avantage d'un "espace de libre jeu", condition indispensable à notre conception regardant le développement de l'édifice de nappes de la Zone Bétique".

(EGELER y SIMON, 1969a, pág. 69).

Otro partidario de la hipótesis de que los corrimientos ocurrieron en un sentido S - N es ALDAYA.

Entre los argumentos que apoyan su punto de vista, este autor cita:

- Pliegues de arrastre vergente al N. Para ello es necesario excluir la posibilidad de que dichos pliegues puedan estar genéticamente relacionados con un sistema de pliegues mayores.

- Pliegues de arrastre que han aparecido en algunas de las superficies secundarias de traslación.

- Existencia de ciertos accidentes mediante los cuales las filitas de algunos de los mantos llegan a cabalgar su propias calizas.

- La geometría de las superficies de corrimiento.

(ALDAYA, 1969, pág. 445-446).

La hipótesis de que los corrimientos de los mantos béticos, han tenido lugar de N a S, fué expuesta por DURAND DELGA, en una reunión de la "Geologische Vereinigung" que tuvo lugar en Berna en 1963. Según DURAND DELGA, la distribución paleogeográfica, de N a S sería la siguiente:

Prebético-Subbético-Penibético externo-Zona de Flysch occidentales y Penibético medio (queda por precisar la situación paleogeográfica exacta de estos conjuntos) -Bético de Málaga-Dominio (único) de las unidades Alpujarrides-Bético de la Sierra Nevada (o los Nevadofilábrides), que sería el dominio paleogeográfico más interno de la cor-

dillera.

Los cabalgamientos de los elementos tectónicos superiores-el Bético de Málaga- resultarían de un "sous-charriage" de los elementos actualmente profundos-los Nevadofilábrides. Estos últimos, habrían sido atraídos hacia una zona de "succión", situada bajo el límite entre las zonas internas. Al aproximarse a esta zona de "succión", los elementos "sous-charriés" serían arrastrados hacia la profundidad.

(DURAND DELGA, 1963 y 1966)

FERNEX (1968, pág. 870), después de exponer la existencia de una serie de relaciones de índole litológico-estratigráfico, entre materiales pertenecientes al Bético de Málaga y otros Penibéticos, concluye:

"Autrement dit, des ensembles mésozoïques "de type pénibétique" se trouvent intimement liés aux Internides très septentrionales précisément sur une transversale, celle de la Sierra Espuña, où l'on n'a pas pu mettre en évidence de Jurassique de type pénibétique externe entre les Internides et le Subbétique".

Asimismo basándose en consideraciones de tipo tectónico, FERNEX (1968, pág. 879), escribe:

"Le sens de la plupart des déplacements d'unités sous-unités malaguides (déplacements déterminant le chevauchement des niveaux permians, mésozoïques ou éocènes par des niveaux respectivement plus anciens) a une composante sud. La reconnaissance de nombreuses charnières synclinales de plis couchés et de dis-

positifs homologues dans les écaïlles ne laisse guère de doute à ce sujet".

Después, refiriéndose a las relaciones entre Alpujárrides y Maláguides, (FERNEX, 1968, pag. 882):

"On peut ainsi assurer que le domaine des Malaguides nord-orientales et celui des Alpujárrides-Estancides étaient paléogéographiquement voisins, le domaine des unités de la Peña Rubia-Reventon et du Morron Largo servant de transition".

Por tanto, en opinión de FERNEX, tanto el complejo maláguide como el alpujárride se han originado en dominios paleogeográficos próximos. El dominio paleogeográfico de los Maláguides estaba a su vez próximo al del Penibético. Por tanto, en opinión de FERNEX, los corrimientos han tenido lugar desde el norte hacia el sur.



2.3.5. POSICION RELATIVA DE LAS UNIDADES QUE CONSTITUYEN EL COMPLEJO  
ALPUJARRIDE EN LAS DIFERENTES REGIONES

Como resultado de las investigaciones llevadas a cabo por SIMON, en la Sierra de Almagro, este autor distinguió cinco unidades tectónicas (la unidad de Almagro, la unidad de Ballabona, la unidad de Cucharón, la unidad de Variegato y el Bético de Málaga, de abajo arriba). Todas las unidades poseen rocas de edad permotriásica y triásica; la unidad de Variegato posee además rocas paleozoicas. (No incluiré en esta descripción las características dadas por SIMON para los materiales del Bético de Málaga).

Los paquetes carbonatados de las tres primeras unidades presentan filones-capa de rocas subvolcánicas. Existen intercalaciones, de naturaleza estratigráfica, de rocas filitosas, en las formaciones carbonatadas de las unidades de Ballabona y Almagro. La unidad de Almagro posee además intercalaciones de yeso, en el paquete carbonatado.

En una discusión sobre la posible zona de depósito de las rocas de la unidad de Almagro SIMON (1963, pág. 132 y 133), estudia las diferentes posibilidades:

1.- Nevadofilábrides  $\rightarrow$  Unidad de Almagro  $\rightarrow$  Otras unidades Alpujarrides  $\rightarrow$  Bético de Málaga.

2.- Nevadofilábrides  $\rightarrow$  Alpujarrides  $\rightarrow$  U. de Almagro  $\rightarrow$  Bético de Málaga.

3.- (Nevadofilábrides-Alpujárrides-Bético de Málaga-U. de Almagro.

En opinión de SIMON, las dos últimas posibilidades parecen muy improbables, por los problemas tectónicos que implican para poder explicar la posición actual de la unidad de Almagro; por otra parte en tonces sería inexplicable el hecho de que la tectónica de la unidad de Almagro es menos compleja que la de la unidad de Variegato y que la del Bético de Málaga.

SIMON encuentra también argumentos en contra de la hipóte-  
sis (1): No se explica por qué las rocas de la unidad de Almagro han sufrido sólo una suave recristalización alpina; mientras que las rocas que ~~de acuerdo con esta hipótesis~~ estuvieron originariamente depositadas al norte y al sur de las rocas de la unidad de Almagro muestran un grado de recristalización alpina marcadamente mayor. Además el estilo de plegamiento de la unidad de Almagro es mucho menos complicado que el de las unidades nevadofilábrides., lo cual no es comprensible, según SIMON, en el caso de la hipótesis (1).

Teniendo en cuenta todo lo anteriormente expuesto, SIMON (1963, pág. 132-133), habla de la posibilidad de que las rocas de la unidad de Almagro se hubiesen depositado al N del complejo nevadofilá-  
bride. Esta hipótesis explicaría, según él, el bajo grado de recrista-  
lización de las rocas de la unidad de Almagro, así como el estilo de plegamiento relativamente simple, ya que la unidad de Almagro, en su opinión, sólo se habría trasladado una corta distancia. Las rocas del Bético de Málaga y de los Alpujárrides habrían corrido de S a N, sobre

las rocas del complejo nevadofilábride y de la unidad de Almagro. Y concluye SIMON (1963, pág. 133):

"The Almagro unit, in our opinion, represents a new tectonic element in the framework of the Betic Cordilleras, situated to the N of the Nevado-Filábride complex".

Investigaciones posteriores llevadas a cabo por SIMON en la Sierra de Carrascoy, le llevan a la conclusión de que la unidad de Cucharón es la parte estratigráficamente superior de la unidad de Almagro (SIMON, 1966a).

A la vista de los resultados anteriores, propone un nuevo nombre para un elemento estructural que englobe a las anteriores, unidad de Almagro y unidad de Cucharón: "unidad de Almagro-Cucharón" (SIMON, 1966b).

Posteriormente, y como consecuencia de las investigaciones efectuadas en la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia), SIMON (1967), distingue cuatro unidades tectónicas, de abajo arriba: unidad de Almagro-Cucharón; un manto alpujárride que correlaciona provisionalmente con su unidad de Variegato de la Sierra de Almagro y el manto de Málaga. En la parte SW, aflora una serie que litológicamente es semejante a la parte superior de la unidad Almagro-Cucharón, pero en la que las rocas han sufrido un grado de recristalización más elevado. SIMON incorpora provisionalmente esta serie a una unidad que sería el equivalente tectónico de la unidad de Ballabona de la Sierra de Almagro.

Basándose, principalmente, en la semejanza existente entre

la serie de Ballabona y la parte superior de la serie de Almagro-Cucharón, EGELER y SIMON (1969a, pág. 37), incorporan ambas unidades en un gran conjunto tectónico: el "complejo de Ballabona-Cucharón":

"En résumé, on peut donc constater que, en dehors d'arguments non-décisifs tels que l'étroite association sur le terrain et le degré comparable de métamorphisme alpin, l'incorporation de l'unité de Ballabona et de l'unité d'Almagro-Cucharón en un grand ensemble tectonique est surtout basée sur la frappante ressemblance du développement lithologique entre la série de Ballabona d'une part et la partie supérieure de la série d'Almagro-Cucharón d'autre part. Ce dernier point mène a l'interprétation d'une relation de dépôt assez étroite pour les roches en question".

El dominio de este complejo de Ballabona-Cucharón, estaría situado según EGELER y SIMON (1969a, pág. 33), entre el dominio del complejo nevadofilábride y el del complejo alpujárride. (Este "complejo alpujárride" de los autores holandeses, queda restringido a las series consideradas como "típicamente alpujárrides" del antiguo "manto de Lanjarón"; ver Van BEMMELEN, 1927; WESTERVELD, 1929).

Así pues, se abandona la primera interpretación de SIMON (1963, pág. 133), que suponía que la unidad de Almagro estaba situada al N del complejo nevadofilábride, por la hipótesis que defiende que la unidad de Almagro está situada al S del complejo nevadofilábride.

La nomenclatura introducida por SIMON es adoptada por la

mayoría de los autores de la Universidad de Amsterdam (ver entre otros BICKER, 1966; VOET, 1967; LEINE, 1968).

ALDAYA, 1969, establece asimismo una separación entre mantos alpujárrides y manto de Lújar, considerando a este último como equivalente de la unidad de Almagro de SIMON (ALDAYA, 1969a, pág. 258).

En la Sierra de Enmedio, FERNEX (1962, y 1968, pág. 587 y ss.) distingue las siguientes unidades:

1 - Unidad de Perdiz-Agujero, compuesta por esquistos sericíticos de color azul-negro, entre los cuales hay conglomerados. Esta serie se continua por una secuencia cuarcítica, atribuida por FERNEX al Pérmico superior o al Permowerfenense, y a continuación unas argilolitas violáceas, con yeso, carniolas e intercalaciones calcáreas, que según él, pertenecen al Werfenense y posteriormente calizas y dolomías atribuibles al Trías medio superior.

2 - Unidad "alpujárride" de Gabrieles. Se distingue de la anterior por la ausencia de pudingas cuarcíticas en su Permowerfenense.

3 - Serie de la Umbría, constituida por areniscas, cuarcitas y arcillas rojas.

Pero según FERNEX (1968, pág. 589):

"Malgré l'evidence des superpositions anormales on ne peut affirmer qu'elles correspondent à de grandes nappes".

Según EGELER y SIMON (1969a, pág. 60) tanto la unidad de

"Perdiz-Agujero", como la de los "Gabrieles" pertenecen a su complejo de "Ballabona-Cucharón y la "serie de la Umbria", la cual según FERNEX (1968, pág. 588), muestra una gran semejanza con su "unidad de la Peña Rubia" de Lorca, presenta caracteres litológicos intermedios entre el Bético de Málaga y los Alpujárrides.

En la región de la Sierra de Espuña, PAQUET distingue: una unidad alpujárride -su "unidad de los Molinos"-; unidades intermedias con características de Alpujárrides y de Maláguides y el Bético de Málaga, s.str.

En el área comprendida entre Ronda y Málaga, los autores alemanes han distinguido las unidades siguientes: los "Rondaides", la "Unidad de Blanca", "Unidad de Casares" y el Bético de Málaga (HOEPPE-  
NER et al., 1964).

- Los "Rondaides" están constituidos por una potente serie carbonatada, perteneciente al Trías superior fundamentalmente.

- La "Unidad de Blanca", formada por: mármoles pertenecientes probablemente al Trías medio-superior; mármoles, gneises, cuarcitas y anfibolitas, consideradas como Trías inferior y, como términos más bajos gneises con andalucita y cordierita y anfibolitas, atribuibles, al menos en parte al Paleozoico.

- La "Unidad de Casares" está compuesta por gneises; micas quistos; filitas y cuarcitas con yeso y en la parte superior, rocas carbonatadas pertenecientes, al menos en parte, al Trías superior.

En opinión de EGELER y SIMON (1969a, pág. 52) la "Unidad

de Blanca" pertenece al complejo nevadofilábride; los "Rondaides" podrían incluirse en su "complejo de Ballabona-Cucharón" y la "Unidad de Casares" forma parte del "complejo alpujárride".

Entre Almuñécar y Vélez-Málaga, BOULIN (1964, pág. 279) distingue las unidades siguientes: Manto de Málaga; "Unidad Superior" constituida por filitas y cuarcitas, micasquistos con biotita y sillimanita y mármoles cipolínicos; "Unidad Media", formada por calizas y dolomías triásicas, filitas y cuarcitas werfenenses, micasquistos y gneises antiguos y mármoles cipolínicos y la "Unidad Inferior" constituida por calizas y dolomías del Triás y micasquistos con epidota y anfíbol de probable edad Pérmico superior.

En la transversal de la Sierra de Lújar BOULIN (1966a), ha diferenciado las siguientes unidades: la "Unidad de Lújar", la "Unidad de Escalate", la "Unidad de Lanjarón" y la "Unidad de Guájar".

En la región entre Motril y Adra, ALDAYA (1969), ha distinguido los siguientes mantos: "Manto de Lújar", "Manto de Cástaras", "Manto de Alcazar" "Manto de Murtas y "Manto de Adra", de abajo arriba.

- El "Manto de Lújar", con palabras de ALDAYA (1969, pág. 157):

"En líneas generales, la formación calizo-dolomítica del manto de Lújar se compone de una alternancia de calizas y dolomías, cuya potencia total puede estimarse en un mínimo de 1.000 ms., dato que queda impreciso debido a que en ningún punto aflora el muro de la formación calizo-dolomítica".

La serie calizodolomítica de Lújar contiene elementos no carbonatados: niveles de filitas y cuarcitas; filones-capas de rocas verdes y lentejones de yeso primario (ALDAYA, 1969, pág. 156). Además en la formación carbonatada del "Manto de Lújar" ALDAYA (1967 y 1969, pá. 172), encuentra brechas, cuyo origen más probable según él, sería la existencia de perturbaciones tectónicas que afectaron al medio sedimentario.

- Los "Mantos de Cástaras" y de "Alcázar" están constituidos, cada uno de ellos, por una "formación de filitas y cuarcitas" atribuibles al Permo-Werfenense y una "formación calizodolomítica" perteneciente al Triás medio superior.

- Los "Mantos de Murtas" y de "Adra", poseen ambos "formaciones paleozoicas" (micasquistos y cuarcitas). El "Manto de Murtas", tiene además una "formación de filitas y cuarcitas" y una "formación calizodolomítica". La formación calizodolomítica no está representada en el "Manto de Adra" y sólo existe un afloramiento de la formación de filitas en este manto: en la localidad de Los Yesos, en el Km. 33 de la carretera Motril-Almería (ALDAYA, 1969, pág. 154).

Como ya dije antes ALDAYA separa el "Manto de Lújar" de los demás ("Cástaras", "Alcázar",...). Sólo a estos últimos los considera componentes del complejo alpujárride:

"En definitiva, el Manto de Lújar debe considerarse como una unidad tectónicamente superior al complejo de Sierra Nevada, inferior a los Alpujárrides e independiente con respecto a ambos complejos. En la región estudiada



aparece como una unidad autónoma y bien diferenciada"

(ALDAYA, 1969, pág. 393, 394).

Finalmente, haré alusión a los resultados alcanzados por las investigaciones más recientes efectuadas en sierra de Gádor y áreas adyacentes.

En esta región han sido descritos varios afloramientos de materiales pertenecientes al complejo maláguide (DURAND DELGA, 1966; BODENHAUSEN, FONTBOTÉ et SIMON, 1967; JACQUIN, 1968b y 1970).

JACQUIN (1970) distingue en sierra de Gádor y sectores próximos, las siguientes unidades tectónicas:

- "Manto de Lújar"
- "Manto de Gádor"
- "Manto de Félix"
- "Isleos Maláguides"

En lo que se refiere al "Manto de Lújar, JACQUIN (1970, pág. 229 y 230) no se muestra de acuerdo con ALDAYA respecto a la separación del mismo como una unidad tectónica independiente de los Alpujárrides:

"Il en ressort, à mon avis, qu'il faut en rester à la notion de nappes alpujarrides telle qu'elle avait été définie para la première Ecole hollandaise, et continuer à considérer la série de Lújar comme une des séries alpujarrides typiques".

El "Manto de Gádor" de JACQUIN constituye la parte más importante de la sierra de Gádor y está compuesto, de abajo arriba, por: micasquistos, que según JACQUIN (1970, pág. 167), sólo afloran en el valle del Río Grande de Adra; "facies  $t_1$  metamórficas" ( $t_{1a}$  = filitas,  $t_{1b}$  = yeso,  $t_{1c}$  = cuarcitas); "facies  $t_2$ " (dolomías sobre todo), en la base a veces ligeramente metamórficas y "facies  $t_3$ " (calizas) (JACQUIN 1970, pág. 167, 168). Dentro del paquete calizodolomítico del "Manto de Gádor", existen mineralizaciones de fluorita y galena, rocas verdes interestratificadas y yeso (JACQUIN, 1970, pág. 229, 230).

El "Manto de Félix" está constituido por los términos siguientes (JACQUIN, 1970, pág. 136): A - Micasquistos, que afloran en el N y en el W de la Sierra de Gádor. B - Sobre los anteriores, filitas más o menos cuarcíticas, con tintes vivos generalmente, intercalaciones lenticulares de yeso y de dolomías. C - A continuación unos horizontes más detríticos de tonos "rojo-vino", "rosa-vivo", violáceos o verdosos, y en el seno de los cuales se sitúa generalmente el límite superior de metamorfismo. Hacia la parte superior, los tonos se hacen más claros (rosa pálido, amarillo, verde amarillento) al mismo tiempo que empiezan a abundar más y más los carbonatos y las arcillas. D - En cima está la serie carbonatada, que comienza por unas calizas margosas, continua con unas dolomías de tintes grises; localmente, encima de las dolomías, aparecen calizas grises y amarillentas, que pueden tener fósiles (gasterópodos y Mioforias, muy recristalizados).

Posiblemente debido al carácter de los depósitos denominados como C JACQUIN puso en duda, durante un tiempo, la pertenencia del

"Manto de Félix" al complejo alpujárride (JACQUIN, 1968b), pero en la Memoria definitiva de su Tesis (JACQUIN, 1970) lo incluye como un manto alpujárride más.

Los "Isleos Mal'guides". Además de los afloramientos ya citados por autores anteriores (DURAND DELGA, 1966, BODENHAUSEN et al. 1967), JACQUIN (1970, pág. 93), cita tres nuevos afloramientos.

**PETROLOGIA**



### 3.1. INTRODUCCION

=====

En este capítulo se describen los diferentes tipos de rocas pertenecientes al complejo alpujárride, que aparecen en el área objeto de este trabajo. Este estudio está preferentemente orientado hacia las rocas metamórficas procedentes de sedimentos cuarzo-arcillosos, que son en general las que mejor reflejan las condiciones termodinámicas a las que han sido sometidas durante el metamorfismo. Las rocas carbonatadas han sido estudiadas con menor detalle, entre otras razones, porque la recristalización ha borrado en gran parte sus características texturales originarias por lo que una clasificación desde el punto de vista sedimentológico es difícil.

Parece apropiado, puesto que el número de rocas diferentes es pequeño y algunas de ellas, (las filitas por ej.) están presentes en las tres unidades tectónicas, efectuar una subdivisión según los tipos de rocas. En el estudio de cada serie, se especifican las características peculiares de los diferentes tipos de rocas en cada manto.

### 3.2. FORMACION DE MICASQUISTOS Y CUARCITAS

=====

#### 3.2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Constituye la parte más antigua de los materiales alpujárrides en esta región.

Sólo se encuentra en la base del manto tectónicamente más alto: el Manto de Murtas.

Al contrario de lo que ocurre al W del Río Grande de Adra, donde la formación de micasquistos y cuarcitas está extraordinariamente bien representada, en el área estudiada por mí los micasquistos ocupan una extensión relativamente reducida (ver cartografía). Tal vez sea esta la causa de no haber encontrado argumentos a favor de la existencia de la orogenia preherciniana referida por diversos autores (ver 2.3.2.1.), ya que no se presenta la formación completa en ningún punto: en algunos cortes sólo están los términos más bajos, (como ocurre en la carretera de Charín al Pto. de la Ragua), en otros puntos sólo están los términos superiores (al SW de Berja, por ej.).

### 3.2.2. AFLORAMIENTOS

La formación está constituida por micasquistos, con niveles de cuarcitas intercalados entre los mismos. Los bancos de cuarcitas, se distribuyen de un modo irregular dentro de la serie. Estos bancos de cuarcitas tienen una potencia que oscila de 10 a 50 cm., aunque los hay más gruesos (1).

Los colores de los micasquistos y las cuarcitas varían entre gris muy oscuro (más frecuente en los términos basales de la serie, por su mayor contenido en grafito) y marrón-rojizo, debido a la oxidación del hierro contenido en los micasquistos.

Respecto a la potencia de la formación creo que no puede decirse nada concluyente, y ello por varios motivos: como ya dije antes la extensión de los afloramientos es pequeña en el área objeto de estudio, debido entre otras causas, a los efectos de laminaciones tectónicas importantes de las que hablaremos en el capítulo correspondiente. Por otra parte, sería en cualquier caso muy difícil de calcular la potencia real de la formación, debido a los innumerables pliegues existentes (fundamentalmente pliegues del orden del decímetro y más pequeños, hasta microscópicos).

---

(1) Las potencias a las que hago alusión en el texto son en general potencias "secundarias"; estas medidas se refieren a distancias entre superficies de esquistosidad principal que no siempre coinciden con las de estratificación.



La formación de micasquistos y cuarcitas presenta una esquistosidad bien desarrollada que en general, es sensiblemente paralela a las superficies de estratificación, como se puede comprobar cuando existe una alternancia de micasquistos y cuarcitas.

Los minerales que pueden distinguirse a simple vista, son: granate (en los términos basales), cuarzo, mica blanca, biotita, en algunos casos, a veces mena metálica y localmente acumulaciones de grafito.

En los minerales arriba citados no incluyo el cuarzo, la mena metálica y la clorita que aparecen con cierta frecuencia constituyendo a modo de "amígdalas" y filones concordantes con la esquistosidad general en muchos puntos, pero cortándola también en otros.

### 3.2.3. COMPOSICION MINERALOGICA

#### 3.2.3.1. DESCRIPCION MICROSCOPICA

En la parte más baja de la formación que he encontrado en el área objeto de estudio, los tipos de rocas más abundantes son: micasquistos grafitosos, micasquistos con granate, micasquistos con cloritoide y cuarcitas micáceas. Hacia la parte alta de la formación de micasquistos y cuarcitas, desaparecen los micasquistos con granate, el grafito se hace menos abundante, y las intercalaciones cuarcíticas son más numerosas.

Los minerales más abundantes que aparecen en la formación son: cuarzo, micas incoloras, biotita, grafito, mena metálica, granate, cloritoide, plagioclasa, clorita y sericita.

El cuarzo se presenta en cristales xenomorfos, con extinción ondulante, con un tamaño que oscila entre 0'05 y más de 1 cm.

Pueden diferenciarse las siguientes formas:

A - Cristales subredondeados cuyo tamaño más común oscila entre 0'05 y 0'1 mm.

B - Cristales de formas irregulares de hasta 1 mm. de longitud máxima y, a veces más. Presentan extinción ondulante marcada. En su interior pueden verse con frecuencia pequeñas inclusiones. Estos cristales grandes de cuarzo son realmente agregados de otros cristales más pequeños,

ya que en algunos pueden reconocerse las líneas de sutura que servían de límites de los antiguos granos.

C - Cristales de 0,1 mm. de diámetro aproximadamente, que ocupan las "zonas de sombra" de los porfidoblastos de granate, producidas por los fenómenos de "flattening".

D - Cristalillos de cuarzo de 2 mm. de diámetro que aparecen como inclusiones en el interior de algunos granates.

E - Finalmente, los grandes cristales de cuarzo que constituyen, junto con la clorita y mena de hierro, amígdalas y filones.

Las micas incoloras, se presentan fundamentalmente concentradas en lechos que alternan con otros de cuarzo. Esta diferenciación en lechos es más patente en los términos más bajos de la formación.

El ángulo  $2V_x$  varía entre  $37^\circ$  y  $50^\circ$ .

Pueden distinguirse varios tipos de mica incolora según la forma y posición que adoptan los paquetes:

Tipo A.- Paquetes de mica orientados a favor de las superficies de esquistosidad principal (" $s_1$ ").

Tipo B.- Paquetes aislados sin orientación preferencial alguna con una longitud máxima de 0,5 mm.

Tipo C.- Paquetes de mica incolora, paralelos a las superficies de esquistosidad secundarias.

La biotita presenta el pleocroísmo siguiente:

X = amarillo oro

Y = marrón amarillento algo rojizo

Z = marrón amarillento algo rojizo

En todas las medidas efectuadas el valor de  $2V_x$  es aproximadamente igual a  $0^\circ$ .

La biotita no se encuentra ópticamente orientada en dirección preferencial alguna. En numerosos casos es cierto que ha cristalizado a favor de superficies de esquistosidad, pero al verla al microscopio puede comprobarse que la orientación óptica de los cristales respecto a dichas superficies es diversa: hay cristales con el eje X transversa a las superficies de esquistosidad y otros que lo muestran en posiciones muy variadas, hasta paralelo, como puede comprobarse por los diferentes colores que presentan los cristales, tanto sin analizador como con él. Además las propiedades ópticas de todas las biotitas observadas en la formación de micasquistos y cuarcitas, son muy similares y no se ven por ejemplo diferencias entre la biotita aparentemente orientada y aquella que constituye paquetes de unos 0'4 a 0'5 mm., que se ve claramente desorientada respecto a todas las superficies de esquistosidad.

Así pues, da la impresión de que toda la biotita es contemporánea y se ha formado en una misma fase de metamorfismo.

El grafito se encuentra asociado, de forma preferencial a los lechos de mica incolora y se dispone paralelamente a los mismos.

Minas metálicas se presentan en varias formas diferentes:

A.- En cristales pequeños, a veces alargados, de tamaño inferior a los 0'05 mm. orientados a favor de las superficies de esquistosidad principal.

B.- En cristales de tamaño mayor (superior a 0'1 mm.) en algunos puntos alargados, siguiendo a "grosso modo" las superficies de esquistosidad, en otros casos con formas más o menos redondeadas.

C.- Finalmente hay también mena metálica relleno de grietas y fisuras.

El granate se presenta en cristales hipidiomorfos e idiomorfos, de color rosado a simple vista. El diámetro no es superior a 1 mm. en general. Al microscopio puede verse que presentan inclusiones de cuarzo (tipo D), y de mena metálica. Estas inclusiones dibujan en algunos casos formas especiales, como veremos más adelante.

El cloritoide presenta en la mayoría de los casos secciones prismáticas o aciculares de longitud generalmente inferior a 0'5 mm. Estas "agujas" se disponen preferentemente, con su eje mayor contenido en las superficies de esquistosidad, aunque en algunos casos es transversal a las mismas. Hay "agregados de agujas" de cloritoide. Son numerosos los individuos que muestran maclas polisintéticas.

Este mineral sólo aparece en algunas muestras de las estudiadas y siempre en proporción relativamente baja. Es más abundante en la parte alta de la formación (ver análisis modales).

Plagioclasa. Los cristales de plagioclasa son hipidiomorfos o xenomorfos de un tamaño que oscila entre 0'1 mm. y 1 mm. En general los cristales no están maclados.

En los micasquistos con granate parece haber dos tipos de cristales de plagioclasa:

A.- Cristales subredondeados, de un tamaño comprendido entre 0'1 mm. y

0'25 mm. de diámetro.

B.- Peciloblastos de formas diversas, a veces alargados, de hasta 1 mm. o más de longitud. Raras veces maclados según la ley de la Albita. Presentan inclusiones en su interior que dibujan una esquistosidad interna, (Si) que es paralela a la esquistosidad externa (cristales helicíticos, según SPRY, 1969, pág. 169).

El valor de  $2V_x$ , en ambos casos (A y B) varía desde  $2V_x = 80^\circ$  hasta  $2V_x = 92^\circ$ , lo cual corresponde según TRÜGER (1956, pág. 99), a una plagioclasa de composición entre  $An_{25}$  y  $An_{15}$ . Los valores más abundantes están en el margen  $2V_x = 83^\circ - 2V_x = 86^\circ$ , que corresponden a  $An_{22}$  y  $An_{18}$  respectivamente.

En unos micasquistos cuarzosos con biotita, de la parte alta de la formación no he podido diferenciar si existe uno o dos tipos de plagioclasa. En muchas de las rocas de esta parte alta, la plagioclasa está muy escasamente representada.

El valor de  $2V_x$ , en las medidas efectuadas oscila entre  $2V_x = 90^\circ$  a  $2V_x = 98^\circ$  y  $2V_x = 104^\circ$ . Estos valores corresponden, según TRÜGER (1956, pág. 99) a una plagioclasa cuya composición está comprendida entre  $An_{17}$  y  $An_0$ , en el primer caso, siendo los valores más numerosos los comprendidos entre  $An_8 - An_0$ .

La Clorita. En la parte baja de la formación está asociada a la biotita, como ya se dijo cuando se trató de esta última.

Esta clorita que se encuentra en la parte central de los paquetes de cristales de biotita, muestra un color de interferencia

azul anómalo. La elongación es positiva, y  $2V_x$  es aproximadamente igual a  $0^\circ$  en todos los cristales medidos. El pleocroismo es el siguiente: X = incoloro; Y = verde amarillento claro; Z = verde amarillento claro. Estas propiedades ópticas pertenecen a la variedad penninita.

En los términos de la parte alta de la formación, pueden verse manchas verdes de clorita, sin orientación preferencial, en el interior de las cuales aparecen inclusiones, principalmente de mena metálica, que están alineadas con la esquistosidad externa (ver fotos n<sup>os</sup>. 2 y 3).

La Sericita, aparece ocupando las superficies de esquistosidad secundarias, sobre todo hacia la parte alta de la formación.

### 3.2.3.2. DATOS DE DIFRACCION DE RAYOS X.

Se han hecho 12 diagramas de polvo, de roca total de la formación de micasquistos y cuarcitas. En este trabajo sólo se han reproducido los más característicos, (diagramas números 1,2,3,4,5, y 6).

El estudio por difracción de Rayos X de las muestras, ha confirmado los resultados obtenidos en el estudio óptico y ha puesto de manifiesto la existencia de algunos minerales, no discernibles por sus propiedades ópticas. Este es el caso de la paragonita cuya existencia ha quedado manifestada, (aunque al parecer en poca cantidad) en algunas muestras. (Ver diagramas números 2, 4, y 6).

Además de los diagramas de rocas totales, se ha hecho un diagrama de polvo de granates aislados. Se ha efectuado un contaje de pulsos, a diez segundos. Después de realizar las operaciones necesarias se ha obtenido el valor del parámetro  $a_0$  de la celdilla unidad del granate,  $a_0 = 11,5577 \text{ \AA}$ .

El índice de refracción del granate determinado con aceites Cargille, a  $23^\circ \text{ C}$ , ha resultado ser de  $n = 1,805 \pm 0,005$ .

Llevados los valores de  $a_0$  y  $n$  a la gráfica publicada por WINCHELL (1.958) da como resultado que el granate es un término intermedio entre espesartita y almandino, de composición más próxima a la de la espesartita. Este resultado coincide con el obtenido por ALDAYA (1970, pg. 70 y ss.) en la determinación de la composición de los granates de su "formación inferior de micasquistos y cuarcitas".



### 3.2.4. DESCRIPCION DE ALGUNAS ROCAS --TIPO

Con objeto de ilustrar mejor las características principales de las rocas que constituyen la formación de micasquistos y cuarcitas, haré una descripción de algunas de las rocas que se presentan con más abundancia dentro de la citada formación.

#### 3.2.4.1. MICASQUISTO GRAFITOSO CON GRANATE

Solo se presenta en la parte basal de la formación. En el área estudiada este tipo de rocas afloran en una banda de dirección E-W al N del paralelo de Ugíjar, y que es cortada por la carretera de Charín al Pto. de la Ragua (ver cartografía).

La textura suele ser esquistosa-microplegada.

La composición mineralógica, por orden decreciente de abundancia es la siguiente:

- Cuarzo: se presenta en formas diversas:
  - Cristales del tipo A, que suelen tener aquí un diámetro medio aproximado de 0'1 mm.
  - Cristales del tipo B, que llegan a alcanzar 1 ó 2 mm. de longitud máxima.
  - Cristales del tipo C.
  - Cristales del tipo D.

Micas incoloras: En lechos que alternan con otros más ricos en cuarzo. El tipo más abundante, con mucho, es el A, es decir el que aparece orientado siguiendo las superficies de esquistosidad. Determinaciones efectuadas mediante Rayos X muestran que se trata de una mezcla de moscovita y paragonita. (Diagramas nº 2 y 4).

Grafito: Se encuentra asociado, de manera preferente, a los lechos micáceos, siguiendo en general las superficies de esquistosidad principal.

Granate. Se presenta con todas las características descritas en 3.2.3.

Mena Metálica. No se han hecho determinaciones de la misma por los procedimientos normales para el estudio de las menas (microscopía de reflexión, análisis químicos, etc.). Por las formas externas de algunos cristales, así como por el aspecto y color que los productos de alteración muestran al microscopio de luz transmitida, sospecho que, al menos una gran parte de los mismos, son menas de hierro. Las formas en que se presentan, son las descritas en 3.2.3.

Cloritoide. Se presenta con secciones aciculares de hasta 0'3 mm. de longitud, dispuestas tanto paralelas como transversalmente a la esquistosidad marcada por los lechos micáceos.

Plagioclasa. La forma más abundante es como cristales xenomorfos, no maclados, de un tamaño comprendido entre 0'5 mm. y 1 mm. en general. Estos cristales tienen numerosas inclusiones de cuarzo, mena metálica, mica incolora y biotita que con frecuencia aparecen plegadas.

Esta plagioclasa es de una composición comprendida entre  $An_{25}$  y  $An_{15}$  (ver 3.2.3.). Hay también cristales subredondeados de un tamaño comprendido entre 0'1 y 0'2 mm. y de composición similar a los anteriores.

Clorita. Cuando se presenta se encuentra ocupando la parte central de cristales de biotita (ver 3.2.3.).

Sericita. En forma de "pajillas" que siguen superficies de esquistosidad.

Las proporciones relativas de los minerales que se han indicado arriba, según el orden en que han sido descritos, no son siempre las mismas. Es decir puede haber, por ejemplo, micasquistos con más grafito que granate (como es el caso citado), pero también hay micasquistos con más granate que grafito (ver análisis modales).

#### 3.2.4.2. MICASQUISTO BIOTITICO CON CLORITOIDE

Se suele presentar hacia la parte media de la formación, si bien no está restringido exclusivamente a esta posición.

Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, biotita, micas incoloras, cloritoide, plagioclasa, menas metálicas y turmalina.

Cuarzo. En general en cristales de tipo A, con un tamaño comprendido entre 0'05 y 0'1 mm.

Biotita. Los más abundantes son los tipos A y C (ver 3.2.3.) aunque también existe biotita del tipo B.

Micas incoloras. Iguales características a las de los micasquistos granatíferos antes descritos.

Cloritoide. En estas rocas es más abundante que en los micasquistos granatíferos. "Agujas" en gran parte paralelas a las superficies de esquistosidad, aunque también los hay con diversas inclinaciones respecto a dichas superficies. Maclas polisintéticas abundantes según (0,0,1). La longitud de las "agujas" varía entre 0'4 y 0'6 mm. aproximadamente.

Plagioclasa. (Las mismas características que las descritas en 3.2.4.1.).

Menas metálicas. Igual que las descritas en los micasquistos granatíferos.

Turmalina. Se encuentra como componente minoritario, en cristales de bordes algo redondeados. Es pues probable que no sea de neoformación.

### 3.2.4.3. MICASQUISTO CON CLORITA

Se suele presentar en la parte superior de la formación. La diferenciación en lechos micáceos y cuarzosos es sólo incipiente; la textura suele ser esquistosa-microplegada. La composición mineralógica más abundante es: cuarzo, micas incoloras, clorita, biotita, menas me-

tálicas, plagioclasa y turmalina.

El cuarzo se presenta en cristales del tipo A que no suelen alcanzar 0'1 mm. de diámetro.

También existe cuarzo tipo E, en las "amígdalas" y filones de exudación hidrotermal.

Las micas incoloras presentan las mismas características ya descritas anteriormente.

La clorita se presenta en manchas de formas irregulares, que cortan las superficies de esquistosidad. Estas manchas tienen en su interior inclusiones de mena metálica que se alinean paralelamente a la esquistosidad externa.

En algunos casos la clorita está asociada a la biotita (tipo B) de la forma ya descrita en (3.2.3.).

En el interior de algunos de estos cristales de clorita hay zircón en halo pleocroico debido al contenido en elementos radiactivos.

La biotita, se presenta en los tipos A y B, ya descritos en (3.2.3.).

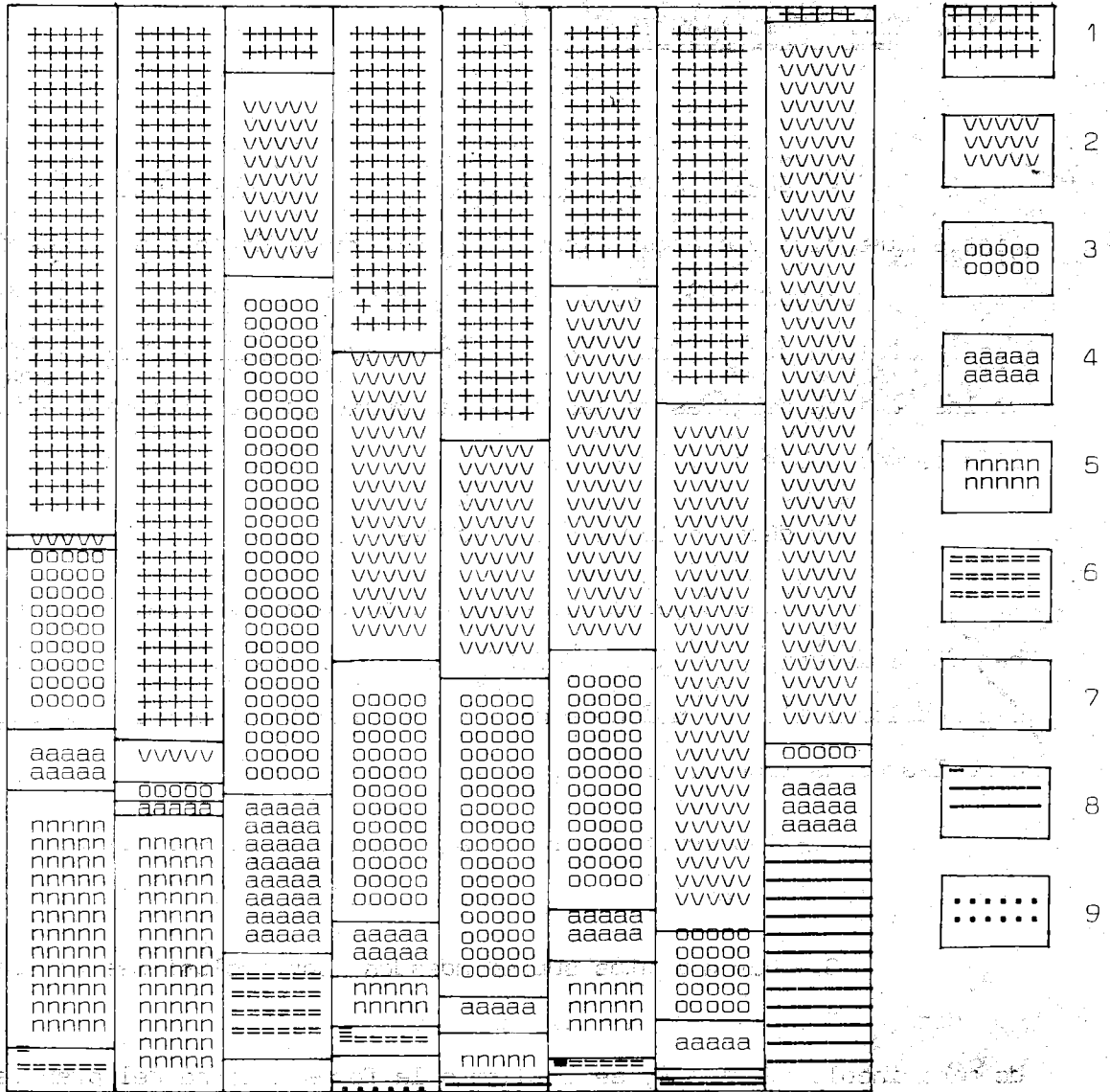
Las menas metálicas presentan las características descritas en (3.2.3.).

La plagioclasa es de una composición entre  $An_{17}$  y  $An_0$  (ver 3.2.3.1.).

La turmalina presenta características similares a las descritas en la roca anterior.

La sericita, se dispone a favor de superficies secundarias

# ANALISIS MODALES



1. Cuarzo+Plagioclasa sin maclar.    2. Mica incolora.  
 3. Biotita.    4. Mena metálica.    5. Grafito  
 6. Granate.    7. Cloritoide.    8. Clorita.    9. Turmalina.

de esquistosidad.

### 3.2.5. CARACTERISTICAS TEXTURALES

En este apartado haré alusión a la relación entre los distintos minerales y ciertos elementos geométricos de la roca (superficies de esquistosidad), así como a la posición espacial de unos minerales respecto a otros. Todos estos datos pueden deducirse del estudio de las láminas delgadas de las diversas rocas que constituyen la formación de micasquistos y cuarcitas.

Se deben citar los siguientes hechos:

1.- Las superficies de esquistosidad principal ( $s_1$ ) se ponen de manifiesto por la orientación de los planos (0 0 1) de las micas incoloras tipo A, así como por la orientación de otros minerales como las menas tipo A, grafito, etc.

2.- Las superficies de esquistosidad secundarias están marcadas por la mica incolora tipo C, menas metálicas tipo B, y sericita.

3.- Hay granates subredondeados, con inclusiones de cuarzo que dibujan "estructuras en bola de nieve" (ver foto nº4 ). Los lechos de mica incolora, tipo A, se adaptan a la forma externa del granate.

4.- Existen granates idiomorfos o hipidiomorfos, en algunos casos alargados, con muy pocas inclusiones o ninguna, que cortan a las superficies de esquistosidad (ver foto nº 5).

5.- Hay granates que presentan inclusiones en la parte central, y en la periferia hay muy pocas o ninguna inclusionón. Estos granates suelen ser hipidiomorfos (ver foto n<sup>o</sup> 6).

6.- Hay cristales xenomorfos de plagioclasa, de un tamaño que oscila entre 0'5 y 1 mm., que presentan en su interior inclusiones que siguen las directrices de las esquistosidades externas.

7.- En las proximidades de algunos granates, en las "zonas de sombra" producidas por los fenómenos de "flattening", se han formado cristales de cuarzo de 0'1 mm. de diámetro aproximadamente. Algunas de estas "zonas de sombra", son cortadas por cristales de biotita cuyas superficies de exfoliación son claramente transversas a la máxima longitud de dichas "zonas" (ver foto n<sup>o</sup> 7).

8.- La biotita, que por las razones dadas en 3.2.3. creo que toda es contemporánea, aparece en muchos casos en forma de "paquetes" en los que está asociada a menudo a clorita. En estos "paquetes" la clorita aparece en el centro y la biotita en la periferia (ver fotos n<sup>os</sup>. 8 y 9).

Las inclusiones de menas metálicas, tipos A y B, se disponen en los paquetes de biotita de forma que Si es paralela a Se; estas inclusiones son más o menos transversas a los planos (001) de la biotita).

La biotita ha cristalizado también, tanto a favor de las superficies de esquistosidad principal, como de las superficies de esquistosidad secundaria, aunque no presenta orientación óptica preferente.



cial en ningún caso.

Hay paquetes de mica desorientados, con la parte interna de mica incolora y la periferia de biotita (ver foto nº 10).

9.- El cloritoide se dispone en forma de "agujas", unas paralelas a la esquistosidad principal y otras transversas a la misma. Alguna aguja transversa corta a una banda de mena metálica que aparece ligeramente plegada.

10.- Los cristales de cuarzo tipo B, micas incoloras tipo B, biotita, clorita y algunos de los de plagioclasa, presentan en su interior inclusiones de mena metálica, cuarzo y sericita que aparecen alineadas con las distintas superficies de esquistosidad de la roca.

### 3.2.6. ORIGEN DE LAS ROCAS

Los micasquistos que constituyen esta formación, son el resultado de la acción del metamorfismo regional alpino (1), sobre rocas sedimentarias procedentes de sedimentos cuarzo-arcillosos con materia orgánica. Esta materia orgánica debe haber sido la que ha dado origen al grafito.

Evidentemente en el caso de las cuarcitas, el sedimento debió haber sido más pobre en arcilla y más rico en cuarzo.

Se debe reconocer que estas simples aclaraciones que se han dado para explicar el origen de las rocas que constituyen la formación de micasquistos y cuarcitas, están basadas en los reducidos afloramientos que dicha formación tiene en el área estudiada por mí, y que en otras áreas donde esta formación aflora más extensamente, pueden existir otras rocas que aquí no aparecen y cuyo origen puede ser diferente.

---

(1) El problema de si parte de las rocas que constituyen la formación, ha sido afectada por otro metamorfismo regional distinto del alpino, será discutido más adelante.

### 3.3. FORMACION DE FILITAS Y CUARCITAS

=====

#### 3.3.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Está constituida por una serie bastante monótona, que se sitúa sobre los micasquistos y cuarcitas, en el manto de Murtas, pero que es la base de los mantos de Alcázar y Lújar, por faltar en estos dos últimos la formación de micasquistos y cuarcitas.

Sobre la naturaleza del contacto entre la formación de filitas y cuarcitas y los micasquistos infrayacentes, se ha discutido en la bibliografía previa (ver 2.3.2.2.). Por mi parte no puedo añadir nada a este respecto, debido a los pocos cortes en que este contacto es visible. Sólo puedo decir que en el área estudiada no existe nada "anormal" que nos haga pensar en la existencia de una discordancia entre la parte superior de la formación de micasquistos y cuarcitas y las filitas.

Al igual que ALDAYA (1969, pág. 100), opino que las cuarci-  
tas no tienen una posición fija dentro de la serie, sino que se distri-  
buyen más o menos irregularmente. Esto al menos por lo que se refiere  
al área estudiada.

Las filitas y cuarcitas presentan colores variados, siendo el más abundante, con mucho, el color azul acerado. Existen también fi-  
litas de tonos grises, verdes y rojizos. Como ALDAYA (1969, pág. 101),

soy de la opinión que, si bien es verdad que en algunos puntos las filitas de tonos rojizos se presentan en las proximidades del contacto con la formación calizo-dolomítica, (como puede verse, por ejemplo, al N de Berja en la carretera de Ugíjar-Berja, entre los Km. 24 y 26), este no es el caso general, ya que en otros lugares, en esta misma posición, encontramos unas filitas de colores grises, verdes e incluso amarillentos (por ejemplo, entre los Km. 5 y 6 de la Carretera de Paterna del Río a Laújar de Andarax). Resumiendo podemos decir que el color de las filitas es, en general azul acerado, aunque en algunos lugares, sobre todo hacia la parte alta de la formación, pueden verse filitas de otros colores (violáceos, rojizos, verdosos, grises o amarillentos).

La formación de filitas y cuarcitas está representada en los tres mantos de corrimiento que se pueden diferenciar en el área estudiada (sin incluir en estos mantos los isleos maláguides).

La extensión que ocupan las filitas y cuarcitas en el área estudiada es mucho menor que la que las mismas rocas ocupan al W del Río Grande de Adra (exceptuando las filitas que constituyen la base de la serie carbonatada del manto de Lújar, en el área estudiada por mí, que no son visibles en la Sierra de Lújar, ni en otros sectores situados al W del meridiano de Adra (ALDAYA, 1969), por esta razón en cualquier estudio que se efectuó en la formación de filitas y cuarcitas debe tenerse en cuenta esta limitación. Máxime cuando la reducción de extensión es debida a causas tectónicas, como se verá más adelante, que han motivado la pérdida de parte de la formación.

Por otra parte, en el área estudiada, la formación de fili-

tas y cuarcitas mejor representada es la del Manto de Alcázar, y precisamente en este manto se desconoce el muro de esta formación, ya que no existen micasquistos y cuarcitas en la base del citado manto.

Teniendo en cuenta lo dicho en los párrafos anteriores, así como el hecho de que existen numerosos pliegues (ver capítulo 4), en la formación de filitas y cuarcitas, creo que es de muy poca utilidad intentar dar cifras, incluso aproximadas, sobre la potencia de la formación.

Respecto a la presencia de yeso dentro de la formación, debo decir que lo he encontrado, sobre todo hacia la parte superior, en algunos lugares en concentraciones lo suficientemente altas como para ser explotado (al N de Laujar de Andarax, al SW de Ohanes).

### 3.3.2. COMPOSICION MINERALOGICA

#### 3.3.2.1. DESCRIPCION MICROSCOPICA

Los minerales más abundantes, que se encuentran en la formación de filitas y cuarcitas son: cuarzo, micas incoloras, mena metálica, plagioclasa, clorita, sericita, biotita y carbonatos. En cantidades menores aparecen turmalina, rutilo, circón y titanita.

El cuarzo, se presenta de varias maneras:

- A.- En forma de cristales más o menos redondeados, de un tamaño que oscila entre 0'03 mm. y 0'05 mm. Ocasionalmente pueden llegar a ser mayores, hasta 0'1 mm.
- B.- Como cristales de forma irregular, extinción ondulante, con inclusiones en su interior y con un tamaño que oscila entre 0'1 mm. y 0'2 mm.
- C.- Cristales grandes, que constituyen junto con la clorita y mena de hierro las argdalas y filones que se encuentran en numerosos puntos en la formación de filitas y cuarcitas.

La mica incolora, al igual que ocurría en la formación de micasquistos y cuarcitas, es de dos clases no discernibles entre sí por medios ópticos: moscovita y paragonita, como puede comprobarse consultando los diagramas de difracción

de Rayos X nº 7, 8, 13, 15 y 16.

Los ángulos  $2V_x$  de estas micas incoloras, oscilan entre  $32^\circ$  y  $50^\circ$ .

Al microscopio la mica incolora se presenta de dos formas:

A.- Como cristales orientados según las superficies de esquistosidad (" $S_1$ ").

A diferencia de lo que ocurría, especialmente hacia la parte baja, en la formación de micasquistos y cuarcitas, donde había una clara diferenciación en lechos cuarzosos y micáceos, en la formación de filitas y cuarcitas esta diferenciación es muy incipiente o no existe.

B.- La mica incolora se presenta también en forma de agregados de distribución radial, alargados, en general, en la dirección de las superficies " $s_2$ ". La longitud máxima de estos agregados no suele superar los 0'5 mm. (foto nº 12).

La mena metálica, se presenta en varias formas diferentes:

A.- En pequeños cristales ( 0'01 mm., en general), que marcan superficies de esquistosidad.

B.- En cristales mayores (de 0'1 mm. a 0'5 mm.) que aparecen dispersos en el seno de la roca.

C.- Junto con cuarzo y clorita constituyendo "amígdalas".

D.- Rellenando fisuras, acompañada en general, de calcita y/o dolomita.

La plagioclasa es en general escasa, aunque hay rocas en las que entre en una gran proporción (ver análisis modales), se presenta también en dos formas algo diferentes:

A.- Como cristales hipidiomorfos-xenomorfos, de tamaño comprendido entre 0,03 mm. y 0,04 mm. En general estos cristales no están maclados. El valor de  $2V_x$  varía desde  $2V_x = 98^\circ$  hasta  $2V_x = 104^\circ$ , lo cual corresponde según TRÖGER (1956, pg. 99) a una plagioclasa cuya composición oscila entre  $An_8$  y  $An_0$ .

B.- Cristales de formas irregulares, cuyo tamaño suele variar entre 0'1 mm. y 0'5 mm. A veces están maclados según la ley de la Albita. En el interior de algunos de ellos pueden verse inclusiones de mica incolora fundamentalmente, que aparecen alineadas con la esquistosidad externa.

El valor de  $2V_x$  varía desde  $2V_x = 86^\circ$  hasta  $2V_x = 104^\circ$ , estando los más numerosos comprendidos entre  $2V_x = 100^\circ$  y  $2V_x = 104^\circ$ , lo que corresponde según TRÖGER (1956, pag. 99), a una composición que oscila entre  $An_{20}$  y  $An_0$ , en el primer caso, y entre  $An_6$  y  $An_0$  en el segundo.

Estos valores se ven confirmados con las medidas de  $\gamma$  (010) efectuadas sobre secciones perpendiculares a (010) en individuos maclados según la ley de



la Albita.

Cuando en una filita hay una cantidad anormalmente alta de plagioclasa, esta suele ser del tipo-B, y presenta, en general, maclas polisintéticas. En estas rocas hay también - cantidades elevadas (al menos en relación con el tipo medio de filita) de clorita y rutilo.

La clorita se presenta en forma de manchas irregulares de hasta 0,3 mm. de diámetro. Pueden distinguirse diversas variedades de cloritas:

Una con un color de interferencia marrón amarillento; elongación negativa; ángulo  $2V_z$  con valores comprendidos entre  $2Vz=46^\circ$  y  $2Vz=68^\circ$ . El pleocroismo es X=incoloro; Y=verde amarillento; Z=verde amarillento. Propiedades que corresponden a la variedad clinocloro.

También hay clorita con color de interferencia azul anómalo elongación positiva. Pleocroismo X=incoloro; Y=verde amarillento claro; Z=verde amarillento claro. El valor de  $2V_x$  - en todos los casos en que se ha medido, es de  $2V_x=0^\circ$  ó muy próximo. Estas propiedades corresponden a la variedad penninita.

En unas pocas preparaciones ha aparecido una clorita de color de interferencia grisáceo. El valor aproximado de  $n_z$  -  $n_x$  es de 0,01. La elongación es negativa y el pleocroismo-

muy débil: X= incoloro; Y=verde amarillento claro; Z=verde amarillento claro. Posiblemente se trate de sheridanita.

La sericita, aparece con abundancia en las rocas que constituyen la formación de filitas y cuarcitas. Muestra las características propias de este mineral; se dispone a favor de las superficies de esquistosidad principal ( $S_1$ ), aunque estas superficies suelen venir marcadas por moscovita y paragonita.

La biotita, sólo se ha encontrado en la formación de filitas y cuarcitas del manto de Alcázar, concretamente en un corte efectuado en la carretera de Paterna del Rio a Láujar de Andarax.

La mayor parte de la biotita muestra el siguiente pleocroísmo:

X = amarillo pálido

Y = verde oliva

Z = verde oliva

Se presenta en forma de paquetes de cristales, que tienen una longitud de 0,2 mm. a 0,4 mm.; los cristales no están orientados respecto a las superficies de esquistosidad. En el interior de los paquetes pueden verse inclusiones de mena metálica que forman una esquistosidad interna ( $s_i$ ) paralela a la esquistosidad externa ( $s_e$ ) (foto nº 13).

En algunos casos se observa, asimismo, una biotita marrón-

particularmente en las inmediaciones de puntos ricos en mena metálica (como fisuras rellenas de mineral de hierro).- Parece que ha habido una removilización de hierro a partir de la mena, y que parte de la mica incolora (¿y de la biotita verde?) se ha transformado en biotita marrón.

Aunque no de un modo general, en algunas muestras, sobre todo hacia la parte alta de la formación, hay cristales de carbonatos. Son cristales hipidiomorfos e idiomorfos. Estos cristales presentan inclusiones de mena metálica.

Existe, especialmente en la formación de filitas y cuarcitas del manto de Murtas, finas laminillas, de un espesor de varios milímetros, de naturaleza fundamentalmente carbonatada, intercaladas entre las filitas.

La turmalina, si bien no llega a ser abundante, está presente en gran parte de las muestras estudiadas.

En general aparece en forma de cristales prismáticos de 0,2 a 0,1 mm. de longitud. Muestra en general, un pleocroísmo entre verde oliva e incoloro. Los cristales no parecen orientados respecto a los planos de esquistosidad.

El rutilo, el circón y la titanita, presentan sus características ópticas propias. Sólo están presentes en algunas de las muestras. A veces el rutilo aparece concentrado, junto con una gran cantidad de mena metálica, formando "manchas oscuras". La titanita está parcialmente alterada a

leucoxeno.

### 3.3.2.2. DATOS DE DIFRACCION DE RAYOS X.

Los diagramas n<sup>os</sup>. 7,8,9,10,11,12,13,14,15 y 16, han sido obtenidos a partir de preparados de polvo de roca total, pertenecientes a la formación de filitas y cuarcitas,.

Al igual que en el caso de la formación de micasquistos- y cuarcitas los diagramas de difracción de rayos X han confirmado la existencia de los minerales determinados por métodos ópticos y también a quí han servido para reconocer la presencia de paragonita.

Se ha efectuado además un diagrama obtenido a partir de clo rita procedente de una "amigdala" (diagrama n<sup>o</sup> 17).

### 3.3.3. DESCRIPCION DE ALGUNAS ROCAS-TIPO.

#### 3.3.3.1. FILITA CON BIOTITA VERDE.

Como se ha dicho anteriormente este tipo de roca, sólo se ha encontrado en el manto de Alcázar, en un corte efectuado en la carretera de Paterna del Rio a Láujar de Andarax.

La textura de estas rocas, al igual que la de todos los de más tipos de filitas es esquistosa o esquistosa microplegada.

Del estudio de las láminas delgadas y de diagramas de difracción de rayos-X, se deduce que la composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, moscovita, paragonita, biotita verde, plagioclasa, clorita, mena metálica, sericita, biotita marrón y como elementos minoritarios, turmalina y circón.

El cuarzo se presenta en cristales subredondeados, de 0.08 mm. de diámetro aproximadamente.

Hay micas incoloras de los dos tipos descritos en 3.3.2.

La biotita verde, cuyas características ya han sido descritas en 3.3.2 aparece en forma de paquete. En el interior de estos paquetes, pueden verse inclusiones de mena metálica, que siguen las directrices de las distintas superficies de esquistosidad (ver foto nº 13). Esta biotita ha cristalizado generalmente a favor de superficies de esquistosidad ya existentes cuando se formó la biotita. Las láminas de bioti-

ta no guardan un paralelismo riguroso con estas superficies "s", como - lo demuestra el hecho ya citado, de que los cristallitos de mena metálica que aparecen en el interior de la biotita que marcan las superficies "s", forman un cierto ángulo con las superficies de exfoliación de la mica. Así pues parece claro que se ha dado una cristalización mimética a favor de ciertas superficies de esquistosidad preexistentes.

Hay también algo de biotita marrón, aunque su origen no aparece totalmente claro. Por una parte, como ya se dijo en 3.3.2, hay biotita marrón en zonas próximas a fisuras que aparecen rellenas de mena metálica. En este caso no parece haber duda de que se trata de una removilización del hierro de la fisura y una transformación parcial de la mica de los hastiales del filoncillo, en biotita marrón. Pero otras veces la relación espacial con la mena de hierro no aparece tan clara. La biotita marrón es en realidad mucho menos abundante que la biotita verde.

La plagioclasa, se presenta en cristales xenomorfos, no maclados, en general. Los valores de  $2V_x$  medidos van desde  $2V_x = 90^\circ$  hasta  $2V_x = 104^\circ$ , pero en realidad los valores de  $2V_x$  inferiores a  $100^\circ$  - son prácticamente una excepción. Lo más frecuente es que  $2V_x$  sea mayor de  $100^\circ$ . Según esto y teniendo en cuenta la tabla de TROGER (1956, pg. 99) los términos más frecuentes están comprendidos entre  $An_6$  y  $An_0$ .

La clorita, se presenta en las variedades de clinocloro y penninita con las características que se han descrito en 3.3.2.1.

Las menas metálicas, se pueden presentar de dos maneras:

-como cristales pequeños (de unos 0.01 mm.) orientados según la esquistosidad principal.

-como cristales mayores (de unos 0.1 mm. a 0.2 mm. a proximadamente) que no parecen estar orientados.

A veces se dan altas concentraciones de mena metálica de los dos tipos descritos.

También hay mena metálica rellenoando fisuras.

La sericita sigue las superficies de esquistosidad secundarias y presenta las características ópticas que le son propias.

La turmalina se presenta en prismas de 0.1 mm. a 0.2 mm. de longitud con las características descritas en 3.3.2.

El circón se presenta también con sus características ópticas normales.

### 3.3.3.2. FILITA TIPICA.

El tipo de roca que voy a describir a continuación, corresponde a una "filita normal" que puede encontrarse en cualquiera de los mantos alpujárrides existentes en la región estudiada.

La textura es esquistosa o esquistosa microplegada.

La composición mineralógica, deducida del estudio óptico y de los diagramas de difracción de rayos-X, es la siguiente: cuarzo, -

moscovita, paragonita, menas metálicas, plagioclasas, clorita, sericita y a veces carbonatos. Como componentes minoritarios hay rutilo, turmalina y circón.

El cuarzo se presenta de dos maneras, fundamentalmente:

- como cristales de 0.03 mm. a 0.05 mm. subredondeados.
- como cristales de un tamaño aproximado de 0.2 mm. de longitud mayor, presentando extinción ondulante. En general con inclusiones en su interior de sericita y mena metálica, fundamentalmente.

Las micas incoloras, se presentan en los dos tipos descritos en 3.3.2.

Las menas metálicas, son en general, bastante abundantes. A veces incluso más que las micas incoloras. Los tipos en que aparecen son los mismos que los descritos en la roca anterior.

Las plagioclasas, (véase lo dicho en 3.3.2.).

La clorita se presenta en dos variedades: clinocloro y penninita que en general aparecen asociadas (véase lo dicho en 3.3.2. y 3.3.4.).

La sericita, aparece con las características que le son propias.

Los carbonatos, aunque no están presentes en todas las filitas, en algunas muestras, sin embargo, son relativamente abundantes. Los cristales de carbonatos alcanzan una longitud máxima de hasta 1 mm.



Presentan abundantes maclas lamelares. En el interior de los cristales de carbonato, existen en muchos casos inclusiones de cuarzo, menas metálicas y otros minerales.

Respecto al rutilo, la turmalina y el circón, no hay nada nuevo que agregar a lo dicho en 3.3.2. Son componentes minoritarios.

### 3.3.3.3. FILITA CON RUTILO.

Antes de empezar con la descripción de la roca, debo advertir que tal vez el nombre con la que la designo no sea el más apropiado. Pues aunque es cierto que este tipo de roca contiene rutilo en una cantidad superior a lo normal en una filita, en otros tipos de filitas también aparece este mineral, como ya se ha visto.

Estas rocas presentan además una cantidad muy elevada de mena metálica, que en general se concentra junto con el rutilo, en "manchas oscuras", que se pueden ver en lámina delgada.

La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, mena metálica, sericita, carbonatos, plagioclasa, clorita, rutilo, turmalina y circón .

El cuarzo se presenta en cristales de dos tamaños diferentes:

- cristales de 0.02 mm. a 0.04 mm. cuyas características ya se han descrito en otras rocas.

- cristales de 0.2 mm de diámetro aproximadamente. Muestran una extinción ondulante marcada. Presentan inclusiones de sericita orientadas y de mena metálica. En las "filitas con rutilo" este tipo de cuarzo presenta además una característica que no aparece en otras rocas; su forma peculiar (ver foto nº 14 ).

La sericita y los carbonatos presentan las mismas características que en otras rocas.

Las plagioclasas, más abundantes que en otros tipos de filitas, se presentan en general macladas según la ley de la Albita. Su composición oscila entre  $An_0$  y  $An_{20}$ .

La clorita, suele ser más abundante en otros tipos de rocas. Se dan todos los términos de la serie de la penninita (penninita, clinocloro y sheridanita).

Las agujas de rutilo no llegan a alcanzar en general los 0.015 mm. de longitud. Aparecen orientadas en las distintas superficies "s". Como ya se ha dicho antes estas agujas se concentran preferentemente en ciertas zonas junto con la mena metálica.

La turmalina y el circón muestran similares características a las descritas en otros casos.

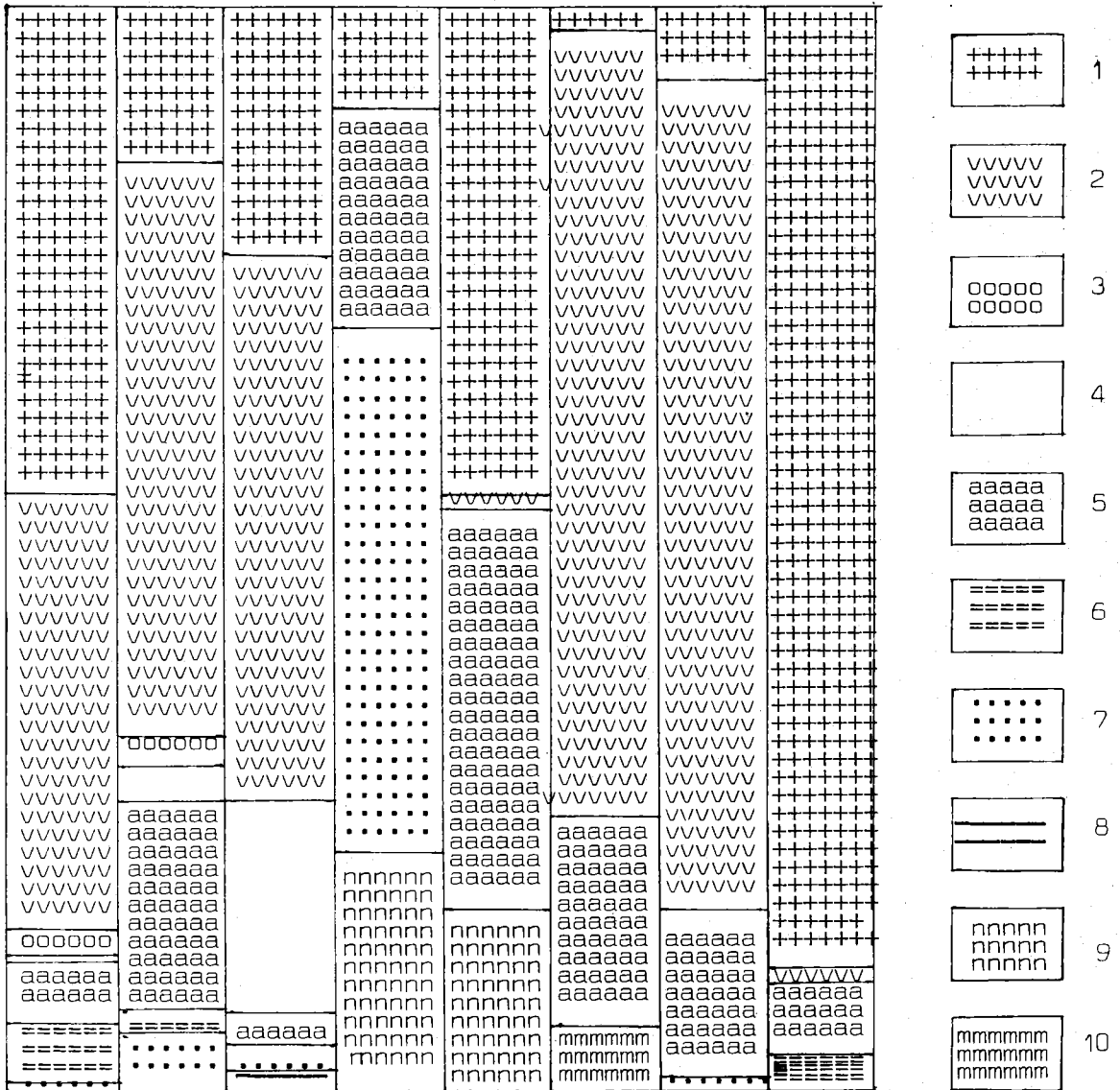
#### 3.3.3.4. CUARCITA MICACEA.

Estas rocas sólo se diferencian de las anteriores en que tienen una proporción de cuarzo más elevada (superior al 80% del total de la roca). Los demás minerales entran en proporciones inferiores a las que tienen en los distintos tipos de filitas antes descritos. Existen todos los términos de transición entre una filita típica y una cuarcita pura (filita, filita cuarzosa, cuarcita micácea y cuarcita pura).

Los minerales presentan las mismas características que en los distintos tipos de filitas descritos anteriormente, y se podría hablar de "cuarcitas con biotita", o de "cuarcitas típicas", según la similitud con uno u otro tipo de filitas.

Por tanto no creo necesario entrar en descripciones de minerales que llevarían a repeticiones inútiles.

# ANALISIS MODALES



1. Cuarzo+Plagioclasa.
2. Mica incolora.
3. Biotita marrón.
4. Biotita verde
5. Mena metálica
6. Sericita.
7. Clorita.
8. Turmalina.
9. Rutilo.
10. Carbonato.

#### 3.3.4. CARACTERISTICAS TEXTURALES.

Del estudio microscópico de las filitas y cuarcitas pueden deducirse las siguientes relaciones geométricas entre los minerales que constituyen estas rocas:

1- Existe una esquistosidad principal ( $s_1$ ) que está marcada fundamentalmente por la orientación de los cristales de mica incolora tipo A pero también por otros minerales que aparecen igualmente orientados a favor de dichas superficies: cuarzo tipo-A, menas metálicas tipo-A...

2- Hay dos o tres superficies (según los casos) de esquistosidad secundarias distintas de ( $s_1$ ) a favor de las cuales aparecen orientadas las pajillas de serícita y la mena metálica tipo-A. (foto nº 11).

3- Existen paquetes de cristales de clorita, de forma más o menos redondeadas, que no están orientados respecto a ninguna superficie de esquistosidad. En estos paquetes de clorita suelen aparecer asociadas las variedades clinocloro y penninita.

4- La mica incolora tipo-B, se presenta en paquetes de forma externa más o menos redondeada y los cristales que constituyen estos paquetes no están orientados respecto a ninguna superficie de esquistosidad (ver foto nº 12).

En algunos casos aparecen asociados cristales de mica incolora tipo-B con los paquetes de clorita antes descritos. Así pueden ver

se paquetes de cristales de clinocloro con "bandas" de penninita y de mica incolora dispuestas a favor de las superficies de exfoliación.

En algún caso puede verse, como cristales de mica incolora tipo-B rodean a paquetes de clorita (foto nº 15). Incluso cristales casi idiomorfos en los que la parte interna es clorita y la externa mica incolora.

5- En las "filitas con biotita", la biotita se dispone en paquetes, a veces groseramente paralelos a las distintas superficies de esquistosidad. En otras ocasiones en paquetes no orientados en absoluto respecto a las superficies (s).

La biotita se dispone en la periferia y a favor de los planos de exfoliación de paquetes de penninita.

Los cristales de: cuarzo tipo-B, mica incolora tipo-B, plagioclasa tipo-B, biotita y algunos de los cristales de carbonato, clorita y turmalina, presentan en su interior inclusiones de sericita y mena metálica orientadas en las direcciones de las superficies (s).

Alrededor de algunos cristales de biotita puede verse clorita (penninita) (ver foto nº 16).

6- Los cristales de mena metálica tipo-B, cortan las diversas superficies de esquistosidad.

### 3.3.5. ORIGEN DE ESTAS ROCAS.

Parece claro que en la mayoría de los casos se trata de un sedimento cuarzo-arcilloso, con diversas impurezas, que ha sufrido los efectos del metamorfismo regional.

Sin embargo, parece difícil que solamente una sedimentación normal y un metamorfismo regional, puedan llegar a producir las concentraciones de rutilo y otros minerales (titanita, clorita, etc.) que se dan en algunas rocas ("filitas con rutilo").

Estas concentraciones de rutilo y mena metálica, clorita, titanita, plagioclasa y circón, podrían estar relacionadas con algún tipo de actividad ígnea, que hubiese tenido lugar durante el depósito de los sedimentos que constituirían más tarde la formación de filitas y cuarcitas. Asimismo la plagioclasa con valores de An superiores a An<sub>6</sub>, aproximadamente, y que aparece en general maclada, puede ser de origen ígneo.

ALDAYA (1969, pg. 149) ha emitido una hipótesis similar para explicar el origen de unas filitas que presentan concentraciones anormales de hornblenda, plagioclasa y menas metálicas.

En el complejo nevadofilábride se ha invocado un origen volcánico para rocas cuya edad es probablemente similar a la de la secuencia de filitas y cuarcitas (PUGA y FONTOBOTE, 1966a; PUGA, 1971).

### 3.4. FORMACION CALIZODOLOMITICA

=====

#### 3.4.1. CARACTERISTICAS GENERALES.

Por las razones que ya di en (3.1.) no voy a profundizar de masiado en el estudio de las rocas carbonatadas, ya que ello requeriría la realización de un estudio sedimentológico-estratigráfico profundo, y el objetivo de este trabajo queda lejos de esto último. Me limitaré pues a referir las características principales que presenta la formación calizodolomítica.

Las rocas carbonatadas ocupan en el área estudiada una gran extensión (consultar mapa), particularmente las que constituyen la formación calizodolomítica del manto de Lújar.

La formación calizodolomítica del manto de Lújar presenta una serie de características propias que no suelen darse en las formaciones carbonatadas de los demás mantos. Estas características diferenciales han sido puestas de manifiesto, en la región situada al oeste del Rio Grande de Adra, por ALDAYA (1969, pgs.157 y ss.). En el apartado siguiente haré alusión a las características propias del manto de Lújar en la región estudiada por mí.

Como característica común a la formación carbonatada de -



los tres mantos, se puede decir que, en general, los términos fundamentalmente calcáreos son más abundantes hacia la base y hacia la parte superior de la serie, y que las dolomías son más abundantes entre los términos intermedios. Lo dicho anteriormente tiene sólo un carácter muy general, pues como veremos más adelante, hay calizas en la parte media de la serie y hay también dolomías en los términos basales y en los superiores. Pero la norma es que las calizas abunden más en la base y en la parte alta de la serie mientras que las dolomías se concentren fundamentalmente en la parte media.

Otra característica común a los tres mantos, es la variación de potencia que sufre la serie carbonatada de unos puntos a otros. Estas variaciones de potencia son debidas a varias causas, como se verá más adelante a la tectónica y a cambios de potencia en la serie original (cambios de naturaleza estratigráfica). Es posible que en algunas ocasiones se hayan sumado los efectos; esto podría explicar, por ejemplo, el espectacular cambio de potencia de la formación calizodolomítica del manto de Lújar, entre el Pecho del Cuchillo donde la serie carbonatada alcanza unos 800 metros de potencia, y el Barranco de las Plomeras, en que la citada formación sobrepasa ligeramente los 250 metros. Estos dos puntos están separados, en línea recta, unos nueve kilómetros.

### 3.4.2. FORMACION CALIZODOLOMITICA EN EL MANTO DE LUJAR.

Si bien es verdad que debido a los cambios, tanto en la horizontal como en la vertical, no se puede dar una columna detallada que tenga validez general, también es cierto como he hecho notar en (3.4.1.) que las calizas y las dolomías se concentran con preferencia a determinadas alturas dentro de la serie.

Teniendo en cuenta, fundamentalmente, las observaciones efectuadas en: el Barranco de las Plomeras, situado al norte del Pico de la Estrella; la pista que va desde la carretera de Berja a Castala, a la concesión minera "18 de Diciembre" y la trinchera de la carretera de Berja a El Ejido, se puede afirmar que la serie carbonatada del manto de Lújar, en la región estudiada, está compuesta por los tres "paquetes" siguientes:

- 1-Paquete basal de calizas escindidas en "hojas" o láminas.
- 2-Paquete fundamentalmente dolomítico.
- 3-Paquete de calizas de la parte superior de la formación.

Como veremos a continuación, estos paquetes engloban otro tipo de rocas que no están especificadas en los nombres arriba citados. Los nombres dados a los distintos paquetes son los de las rocas que abundan más en los mismos.

#### 3.4.2.1. PAQUETE BASAL CALCAREO.

En superficie suele presentar unos colores amarillentos, debidos probablemente a óxido de hierro hidratado. La potencia del paquete es muy variable: así por ejemplo, en la carretera de Dalias a El Ejido parece ser del orden de magnitud de los 150 a los 200 metros, si bien no puede calcularse con seguridad debido a las numerosas fracturas existentes. Sin embargo, en el corte del Barranco de las Plomeras el paquete no tiene más de 20 metros de potencia. Las rocas que constituyen este paquete son de grano muy fino, en general. En algunos casos presentan suturas estilolíticas, marcadas por mena metálica, en general.

Los tipos de rocas más abundantes son: margas, calizas muy hojosas, calizas y dolomías. En algún punto se han encontrado "rocas verdes" en el interior de este paquete: (afloramiento de la pista forestal Castala a Laujar de Andarax, unos 800 metros al ENE de Castala. Este afloramiento ha sido citado en varias publicaciones: WESTERVELD, 1929; OROZCO, 1969 y JACQUIN, 1970).

Las calizas y las dolomías masivas no tienen una posición fija dentro del paquete, sino que se presentan en bancos de 15 a 25 centímetros de espesor, que alternan con las calizas "hojosas". A veces, se dan fenómenos de "boudinage" en las capas dolomíticas encerradas entre las capas de calizas "hojosas", como los espectaculares ejemplos de la pista que conduce a la concesión minera "18 de Diciembre", al E de Berja (foto nº 18).

En las superficies de estratificación de los bancos calizos y de los dolomíticos es frecuente encontrar una película rojiza, de naturaleza más o menos arcillosa y con un alto contenido en mena metálica de hierro.

#### 3.4.2.2. PAQUETE FUNDAMENTALMENTE DOLOMITICO.

Hacia la parte superior del "paquete basal calcáreo" se hacen más abundantes los bancos de dolomía y las calizas "hojosas" escasean cada vez más hasta perderse. Pasa así a lo que he llamado "paquete fundamentalmente dolomítico".

Este paquete ha sido estudiado con detalle por JACQUIN (1966 1968a, 1970) debido a la importancia que tiene desde el punto de vista de la Geología de yacimientos minerales. Me limitaré pues, a resumir algunas de las características generales más sobresalientes.

Las rocas más abundantes son las dolomías, que se presentan en bancos potentes de 50 centímetros a 1 metro. Existen varios tipos de dolomías, entre los que podemos citar tres fundamentales: dolomía masiva oscura, dolomía a bandas claras y oscuras -la "franciscana"- de JACQUIN- y dolomía brechoide. Hay términos de transición entre los distintos tipos de dolomía arriba citados. Así por ejemplo dolomías oscuras con incipientes bandas claras que tienen muy poca continuidad lateral.

Las dolomías oscuras y las bandas oscuras de las dolomías bandeadas están constituidas por cristales pequeños (0.15 mm. por término medio), mientras que las bandas color claro están formadas por grandes cristales de hasta 5 mm. de longitud. En general los cristales grandes presentan abundantes maclas lamelares. (Para una más completa información sobre las dolomías bandeadas y otras rocas asociadas en sierra de Gádor ver JACQUIN, 1966 y 1970; QUESADA GARCIA y ESPEJO MOLINA, 1968), (ver foto nº 17).

Dentro del "paquete fundamentalmente dolomítico" se encuentran también calizas oscuras en bancos de unos 10 a 15 cms. que en general presentan una película roja en las superficies de estratificación.

Localmente pueden encontrarse, dentro del paquete dolomítico, intercalaciones de material filitoso cuya potencia puede variar desde unos centímetros hasta varios metros; (algunas de las intercalaciones de mayor extensión han sido cartografiadas). Las rocas que constituyen las intercalaciones son muy similares a las filitas y cuarcitas que constituyen la formación basal del manto de Lújar, aunque el tamaño de grano suele ser inferior en el caso de las intercalaciones. Intercalaciones de este tipo han sido citadas por diversos autores, (ver entre otros, SIMON, 1963 pgs. 58 y ss.; BICKER, 1966, pgs.31 y ss; EGELER y SIMON, 1969 a, pgs.32 y ss.; en la región que limita por el oeste con el área objeto del presente estudio ALDAYA (1969, pg.158) las encuentra así mismo en la formación calizodolomítica del manto de Lújar.).

El "paquete fundamentalmente dolomítico" no presenta tampoco una potencia uniforme en toda el área estudiada. JACQUIN (1970, pg. 199), habla de unas diferencias de potencia superiores a los cien metros, para este paquete dolomítico, entre la parte oriental y occidental de la sierra de Gádor. Por mi parte debo hacer notar que existe también una considerable variación de potencia entre la parte norte y la sur de sierra de Gádor, en el paquete de dolomías; este cambio de potencia, en mi opinión, es de un orden de magnitud semejante al señalado por JACQUIN en la dirección este-oeste. El cambio de potencia a que hago referencia, se produce en el mismo sentido que en el caso del "paquete basal calcáreo" (3.4.2.1.), es decir las potencias mayores se encuentran en los sectores meridionales.

Como he apuntado antes, es en el seno del paquete dolomítico donde se encuentran las mineralizaciones, fundamentalmente estratiformes, de galena y fluorita. No entraré aquí en el estudio de estas mineralizaciones, que ya han sido objeto de un trabajo especializado (JACQUIN, 1970). Yacimientos similares han sido citados por ALDAYA (1969, pg. 160) en la formación carbonatada del manto de Lújar.

Otro hecho digno de mención, es la existencia de brechas, hacia la parte alta del paquete dolomítico (JACQUIN, 1970, pg. 363). En la Rambla de las Angosturas, no muy lejos de Albuñol, existen unas brechas que han sido estudiadas recientemente por ALDAYA (1967 y 1969). Ambos autores se inclinan, cada uno para los casos estudiados por él, por un origen sinsedimentario. SIMON (1966b) y SIMON y EGELER (1969a, pg. 35), encuentran también brechas sedimentarias en la serie carbonatada del

"complejo de Ballabona-Cucharón".

ALDAYA (1969, pgs. 174 y ss.) encuentra en la formación calizodolomítica del manto de Lújar, unos pliegues de dirección N 40° E - que al parecer, sólo han afectado a una parte de la formación carbonatada, hecho en el que se basa ALDAYA para afirmar que tales pliegues son de edad Triásica. (Volveremos más adelante sobre este particular, en el capítulo de Tectónica).

JACQUIN (1965 y 1970, pgs. 182) ha encontrado algunos fósiles en el paquete de dolomías (foraminíferos, algas, gasterópodos y un Nautilus), sin embargo este paquete es muy pobre en restos fósiles en general.

Hay un hecho, que creo conveniente señalar, y es la existencia en algunos bancos dolomíticos de una "laminación cruzada", que es particularmente bien patente cuando se ha producido una recristalización de dolomía blanca, a favor de las diferentes láminas (ver foto nº 19, ), tomada en la pista de la concesión minera "18 de Diciembre"). Esto aporta un dato más a favor de la posición normal de la serie de Lújar, en la polémica respecto a la polaridad de tal serie (ver BANTING, 1933; BOULIN, 1964 y 1966; BOULIN et al., 1966; LEROY, 1967; ALDAYA, 1968 y 1969; JACQUIN, 1970).

### 3.4.2.3. PAQUETE DE CALIZAS SUPERIOR.

Constituye la parte más alta de la formación calizodolomítica del manto de Lújar. Está formado por calizas que se escinden con facilidad en láminas paralelas a las superficies de estratificación. Estas calizas presentan generalmente una película rojiza o amarillenta, que marca superficies a favor de las cuales se suele producir la separación en láminas, a la que antes se ha hecho referencia.

Además de las calizas, que son las rocas más abundantes en este paquete, hay también bancos de dolomías y calizodolomías grises, que presentan a veces nódulos de sílex de 2 a 3 cms. de diámetro con una distribución "arrosariada".

Otras rocas que aparecen en este paquete son las calizas grises o amarillentas con "cuerpos vermiformes" en su interior. Estos "cuerpos" son también de naturaleza caliza.

Respecto al contenido paleontológico, JACQUIN (1970, pg. 195) opina que si bien es verdad que este paquete es el que presenta una más alta cantidad de restos fósiles, estos en general están muy mal conservados. Este autor ha encontrado restos de Lamelibranquios y de Gasterópodos.

Según JACQUIN (1970, pg. 200) el paquete de calizas (su "serie t<sub>3</sub>") sufre también una disminución de potencia desde la parte occidental de la sierra de Gádor, hacia la parte oriental de la misma. Estas variaciones de potencia tienen -en opinión del autor citado- un origen es-



tratigráfico.

#### 3.4.2.4. LAS ROCAS IGNEAS EN LA FORMACION CALIZODOLOMITICA DEL MANTO DE LUJAR.

En una nota anterior (OROZCO, 1969), resumía las características de unas "rocas verdes" encontradas en tres afloramientos situados en distintos puntos de la parte occidental de sierra de Gádor y sectores adyacentes. Posteriormente he visto rocas muy semejantes en otros puntos (en la pista de Beires a las Minas de hierro; este afloramiento es citado por JACQUIN, 1970, pg. 208).

Todos los afloramientos de rocas verdes que he visto en el área estudiada se encuentran en la formación calizodolomítica del manto de Lújar. (En algún caso he visto trozos de "rocas verdes" en el seno de las filitas., que constituyen la base del manto de Alcázar, muy cerca del contacto con las calizodolomías del manto de Lújar subyacente. Como veremos algo más adelante, se trata de un filón-capa de "rocas verdes", situado primitivamente en el seno de la formación calizodolomítica del manto de Lújar, y que ha sido triturado por el corrimiento del manto de Alcázar sobre el manto de Lújar).

Cuando las condiciones de observación son buenas, pue verse que los "cuerpos" de rocas verdes son filones-capas, de forma lenticular, con una potencia máxima observada de algo más de un metro. En general estos "cuerpos" son concordantes con la estratificación, (JAC-

QUIN, 1970, pg. 208, encuentra unas rocas ígneas intrusivas de naturaleza dolerítica en la parte central de la sierra de Gádor, algo al este - del límite oriental del área objeto de este trabajo).

La textura de estas rocas suele ser dolerítica. En general están muy alteradas y no se conserva ninguno o casi ninguno de los componentes primitivos de la roca.

Cuando el estado de alteración no está muy avanzado, se - pueden distinguir la que probablemente fué la plagioclasa original:

Plagioclasas, en cristales idiomorfos o hipidiomorfos. El valor de  $2V_x$  varía entre  $80^\circ$  y  $84^\circ$ . Valores que según TROGER (1956, pg. 99) corresponden a términos de composición comprendida entre  $An_{25}$  y  $An_{20}$ .

Esta plagioclasa se presenta maclada según la ley de la Albita. Las medidas efectuadas en secciones perpendiculares a (010), proporcionan unos datos que concuerdan con los obtenidos a partir del ángulo  $2V_x$ .

Por lo que respecta a los demás minerales de la paragénesis original no parece quedar ninguno más (si acaso algunos cristales de mena metálica).

En algunas láminas delgadas se han reconocido los siguientes minerales, que probablemente son de una paragénesis posterior:

Anfibol, en forma de cristales hipidiomorfos que tienen - las propiedades siguientes:

Pleocroismo:

X=verde muy claro, casi incoloro

Y=verde-azulado claro

Z=verde-azulado claro

Angulo de extinción:

$$\hat{Z}_c = 21^\circ$$

Angulo de los ejes ópticos:

$2V_x$  presenta valores comprendidos entre  $2V_x = 50^\circ$  y  $2V_x = 66^\circ$ . Los más abundantes están en el margen:  $2V_x = 58^\circ - 62^\circ$ .

Según estos datos no parece que se trate de una horblenda común, sino mas bien de un término de la serie: Pargasita Ferrohastingsita (ver "Rock Forming minerals" v-II, pgs.-264 y ss.), y según la gráfica de la pg. 298 del citado libro, se trataría de un término próximo a la Hastingsita. (Estos resultados concuerdan con los que pueden obtenerse a partir de la gráfica de WINCHELL, 1964, pg. 434).

Epidota. En cristales xenomorfos, con su refringencia elevada característica y con la fuerte birrefringencia que es usual en este mineral, variable incluso dentro de un cristal simple. Las demás propiedades que presenta son las siguientes:

Incolora

Angulo de extinción:

$$\hat{X}_c = 11^\circ$$

Angulo de los ejes ópticos:

$2V_z$  presenta valores comprendidos entre  $2V_z = 92^\circ$  y  $2V_z = 112^\circ$ . Siendo los más abundantes los comprendidos entre  $2V_z = 94^\circ$  y  $2V_z = 100^\circ$ .

Según estas propiedades parece un término próximo a la epidota, dentro de la serie clinzoisita-epidota (ver "Rock - forming minerals", v.I, pgs. 183 y ss.).

Cloritas. Se presentan intercrecidas las dos variedades clinocloro y penninita, presentando sus características propias.

Como se ha dicho anteriormente, se ha encontrado en una ocasión una roca subvolcánica que ha sufrido los efectos de una milonitización. El afloramiento donde ha sido encontrada esta roca, está junto a una superficie de corrimiento (del manto de Alcázar sobre el manto de Lújar). Esta roca muestra una textura típica de milonita, como puede verse en la foto nº 20.

El cuarzo aparece con una extinción ondulante muy marcada y con una distribución casi "fluidal" adaptándose a los cristales de plagioclasa. (Este cuarzo puede proceder, tal

vez, de las filitas próximas).

La plagioclasa se presenta en cristales hipidiomorfos, mac-  
clados según la ley de la Albita. El ángulo  $2V_x$  varia entre  
 $2V_x=96^\circ$  y  $2V_x=104^\circ$ , ángulos que corresponden a plagioclasa  
cuya composición oscila entre  $An_{10}$  y  $An_0$ . Así pues parece-  
que la antigua plagioclasa ha sufrido una transformación -  
en términos más sódicos: Este cambio parece ser el resulta-  
do de la acción del metamorfismo regional alpino.

### 3.4.3. LA FORMACION CALIZODOLOMITICA EN OTROS MANTOS.

Esta formación en los mantos de Alcázar y Murtas, presenta una potencia muy inferior a la que por término medio tiene esta formación en el manto de Lújar. (La máxima potencia medida en el manto de Alcázar, en la región estudiada por mí, apenas sobrepasa los 200 ms. en un afloramiento situado al ENE de Laujar de Andarax). En general, sin embargo, es bastante inferior.

Debido a las laminaciones tectónicas y probablemente a cambios de potencia de origen estratigráfico, la formación carbonatada de los mantos de Alcázar y Murtas no tiene la continuidad que en general presenta (ver mapa) la misma formación del manto de Lújar.

En la formación calizodolomítica de los mantos de Alcázar y Murtas no aparecen (al menos en la región estudiada por mí), ciertos rasgos que se dan en la formación carbonatada del manto de Lújar (rocas subvolcánicas interestratificadas, intercalaciones de filitas de origen estratigráfico, presencia de yeso, pliegues de dirección aproximada  $N 45^{\circ} E$ , etc.).

En general, puede afirmarse que las rocas de la formación carbonatada de los mantos de Alcázar y Murtas, parecen haber sufrido una recristalización más intensa que las del manto de Lújar.



**T E C T O N I C A**





#### 4.1. PRINCIPALES RASGOS ESTRUCTURALES

=====

Antes de entrar en una descripción detallada de las principales estructuras en diversos sectores del área estudiada, y anticipándome en cierto modo a las conclusiones, creo interesante adelantar algunas de las características estructurales más importantes del área objeto de estudio, ya que ello ayudará a una mejor comprensión de los apartados siguientes.

Como ya se indicó en (1.5) la región estudiada se encuentra dentro de la Zona Bética s.str., según el esquema estructural propuesto por FALLOT (1.948). La mayor parte de las rocas que afloran en el área estudiada, exceptuando el Neógeno y el Cuaternario, pertenecen al "complejo alpujárride" (en el primitivo sentido dado por SIMON (1.963, pg.20 a esta expresión, tomado de BROUWER (1.926d); hay también unos cuantos afloramientos, de pequeña extensión, de materiales pertenecientes al "complejo maláguide" (en el sentido de DURAND DELGA, 1968 y de EGELER y SIMON, 1.969a).

Dentro del "complejo alpujárride", en el área estudiada, — han podido ser diferenciados tres mantos de corrimiento, a los que hemos denominado de abajo arriba, siguiendo la terminología de ALDAYA (1.969):

- Manto de Lújar
- Manto de Alcázar

- Manto de Murtas

(Las razones de emplear estos nombres han quedado expuestas en 1.4.)

Existen, además, algunos isleos tectónicos ("Klippes") de materiales "maláguides".

Los mantos de Lújar y Alcazar están constituidos por una Formación de filitas y cuarcitas en su base, y una Formación carbonatada situada sobre la anterior. La Formación carbonatada del manto de Lújar - presenta algunas características peculiares, que han sido descritas en - (3.4.2.).

El manto de Murtas es el más completo de los que aparecen - en la región estudiada. Está compuesto por una Formación de micasquitos y cuarcitas, en su base; otra de filitas y cuarcitas en la parte media; - y una formación de calizas y dolomías en la parte más alta.

Como se verá en los apartados siguientes, los mantos no se - presentan completos (como acaban de ser descritos) en todas partes, sino que en muchos puntos, debido a causas tectónicas, carecen parcial o to - talmente de alguna de las formaciones referidas.

## 4.2. DESCRIPCIONES LOCALES

=====

### 4.2.1. AFLORAMIENTOS ALPUJARRIDES AL NORTE DE LA DEPRESION UGIJAR-CANJA

YAR.

Entre las rocas de edad neógena y cuaternaria como techo y los materiales del complejo nevadofilábride como muro, pueden distinguirse, en este sector, materiales pertenecientes al complejo alpujárride. Este complejo comprende uno, dos o tres mantos de corrimiento, según la transversal que se considere.

Los mantos en cuestión no están igualmente representados en todos los puntos, como ya he apuntado en (4.1.). En unos puntos se encuentra un manto completo o casi completo, es decir con sus distintas formaciones bien desarrolladas; sin embargo, el caso más general, es que las formaciones no se presenten completas e incluso que falte totalmente alguna de ellas. Estos hechos concuerdan con los descritos por ALDAYA (1.969) más al W.

#### 4.2.1.1. LA ESQUINA NE. (PROXIMIDADES DE CANJAYAR).

Al SE de Ohanes y sobre los materiales del complejo nevado-

filábride existe un retazo de materiales alpujárrides. Como puede apreciarse en el mapa geológico y en el corte nº 1, sólo está representado aquí un manto. Por sus características litológicas, potencia, y por correlación lateral con las rocas que aparecen al oeste de Ohanes, podemos deducir que se trata del manto de Alcázar.

La disposición de los materiales alpujárrides en este afloramiento puede apreciarse, con relativa facilidad, siguiendo el trazado de la carretera Canjáyar-Ohanes. Al dejar los terrenos Neógenos de la depresión Ugíjar-Canjáyar, nos introducimos en materiales alpujárrides típicos: filitas, que en algunos puntos tienen yeso -al SSE de Ohanes-, y paquete carbonatado suprayacente. En las proximidades de Ohanes, puede verse que el contacto entre Alpujárrides y Nevadofilábrides, se realiza, en la parte septentrional del afloramiento, entre la formación carbonatada alpujárride y los materiales nevadofilábrides; en este punto faltan las filitas.

Este tipo de dispositivo (ver corte nº 1), que como veremos más adelante se da en otros puntos del contacto Nevadofilábrides-Alpujárrides, se puede deber a dos factores: a laminaciones del paquete de filitas y/o a la existencia de despegues entre el paquete carbonatado y el filitoso-cuarcítico que constituyen el manto alpujárride, producidos por el diferente comportamiento mecánico de cada paquete.

Como ya se ha dicho más arriba, por el sur estos materiales alpujárrides se ponen en contacto con las rocas de edad neógena, las cuales descansan discordantemente sobre las anteriores.

El Neógeno dibuja un sinclinal cuyo flanco norte está poco-inclinado respecto a la horizontal. El flanco sur no puede observarse — bien en este punto (al sur de Canjáyar), ya que hay materiales pliocenos y/o cuaternarios que lo cubren. Sin embargo, debido al poco espacio disponible, la estructura sinclinal no podría recuperarse totalmente y es — muy probable que una falla normal, de dirección aproximada E-W, límite — del macizo de sierra de Gádor de los materiales que rellenan la cuenca — neógena, como ocurre en otros puntos.

Existen además otras fracturas de relativo interés: una de — dirección N 30°W, a favor de la cual se ha excavado el barrando que hay — al W de Ohanes (fracturas de esta dirección abundan en toda el área obje — to de este trabajo), y otra de dirección aproximada N 10°E, situada al — SSE de Ohanes, que afecta a los materiales alpujárrides que se han des — crito más arriba.

#### 4.2.1.2. EL SECTOR CENTRO-ORIENTAL.

A continuación se describen los principales rasgos estructu — rales del sector comprendido entre Canjáyar y el denominado Rio de Pater — na.

En este sector pueden delimitarse, según el relieve y la — constitución geológica, dos partes: una septentrional caracterizada por — elevadas cotas y en la que aflora en grandes extensiones el manto de Lú — jar; y una parte meridional, más deprimida , en la que se acumulan prin —

principalmente los materiales del manto de Alcázar e incluso del manto de Murtas, aparte de los materiales de edad neógena y cuaternaria que se han depositado transgresivamente sobre los Alpujárrides.

#### 4.2.1.2.1. La parte septentrional.

Como ya he dicho más arriba, en esta parte septentrional aflora extensamente el manto de Lújar, representado aquí por la formación calizodolomítica, la cual muestra aquí sus características intercalaciones de filitas, algunas de las cuales se han representado en la cartografía, y sus no menos típicos filones-capas de rocas verdes. (La pista que sube desde Beires a las Minas de hierro, corta algunos de ellos, como el existente al E de la Loma del Elero, que tiene una longitud visible de unos veinte metros y una potencia máxima visible de 1,5 metros).

##### 4.2.1.2.1.1. Pliegues de dirección aproximada NE-SW.

En varios puntos de lo que he denominado "parte septentrional", pueden verse, en el paquete carbonatado del manto de Lújar, pliegues cuyas direcciones varían entre  $N 40^{\circ} E$  y  $N 50^{\circ} E$ . La amplitud de estos pliegues es de varios decámetros.

En algunos puntos, como al NE del vértice Cabañuelas, puede verse la relación geométrica entre estos pliegues y la superficie de corrimiento del manto de Alcázar.

Puede deducirse que la superposición actual del manto de Alcázar sobre el manto de Lújar tuvo lugar después de que los citados pliegues estuviesen formados, al menos en parte (ver corte nº 3). He concretado con "al menos en parte", porque podría haber ocurrido que: 1º-se hubiesen iniciado el plegamiento, 2º-que el manto de Alcázar se hubiese superpuesto al manto de Lújar, pudiendo cortar la superficie de corrimiento, en algunos puntos a los pliegues que ya había en el manto inferior y 3º-los mismos esfuerzos que han dado lugar a la superposición del manto de Alcázar sobre el manto de Lújar, pudieron hacer que los pliegues ya formados se acentuasen y se transformaran en estructuras más comprimidas.

Caben otras explicaciones, pero creo que debo limitarme ahora a exponer el hecho observado en este punto y más adelante, cuando se hayan descrito los rasgos estructurales de los diferentes sectores, estaremos en condiciones de analizar, con todos los elementos de juicio existentes, los distintos hechos que nos pueden servir para realizar una datación relativa del plegamiento de dirección aproximada NE-SW.

Los hechos, al NE del citado vértice Cabañuelas, son:

Que en la formación calizodolomítica del manto inferior, desde un punto de vista geométrico, hay de S a N, una estructura sinforme seguida de otra antiforme, y que ambas estructuras tienen una dirección aproximada NE-SW con sus ejes inclinados hacia el NE.

Que las filitas de un manto superior, cortan mediante una superficie, que donde ha sido medida -ver mapa- tiene una dirección de -



N 20° E y que buza 25° al W, a las capas plegadas de la formación calizo dolomítica del manto inferior. La superficie que separa al manto superior del inferior, aparece brechificada en algunos puntos.

#### 4.2.1.2.1.2. Isleos tectónicos.

Como se dijo antes, esta parte norte está ocupada en gran extensión por calizas y dolomías del manto de Lújar, pero sobre ellas encontramos en algunos puntos isleos tectónicos, que por su composición, filitas y calizas allí donde están más completos; filitas solamente cuando falta el paquete carbonatado; y por las relaciones con la "parte meridional", podemos considerarlos como pertenecientes al manto de Alcázar.

Los isleos del manto de Alcázar que pueden verse en la "parte septentrional", tienen formas diversas. En algunos puntos están delimitados por uno de sus bordes, por fallas normales, y, en tales casos, los límites en cuestión de los isleos tienen un trazado más o menos rectilíneo (ver en el mapa el isleo situado al norte de la "Loma del Elero" o el situado al norte de "La Lobera").

Hay sitios en que los isleos se han conservado en zonas deprimidas, al menos en relación con las cotas próximas. En otros puntos, sin embargo, se encuentran constituyendo vértices elevados (isleo situado al norte del vértice "Cabañuelas", corte nº 3).

No se ven estrias, acanaladuras u otras estructuras propias del deslizamiento de unos materiales sobre otros. Incluso, las superfi-

cies de corrimiento aparecen mal individualizadas. En el caso del isleo, ya citado, situado al norte del vértice Cabañuelas, hay una brechificación en la superficie que separa calizas y dolomías del manto de Lújar de las filitas del manto de Alcázar, pero no hay pruebas para asegurar -- que esta brechificación sea debida a la etapa de los corrimientos, ya -- que también podría haberse producido por un deslizamiento posterior a la colocación del manto de Alcázar sobre el manto de Lújar.

En otros puntos, como ha ocurrido al oeste del "Pecho del Agua", la superficie de corrimiento ha cortado un nivel del paquete carbonatado del manto de Lújar, donde se encontraban "rocas verdes". Se ha producido la fracturación de las citadas "rocas verdes", y la dispersión de los trozos a lo largo de dicha superficie. Incluso se han encontrado trozos de rocas verdes milonitizadas (ver 3.4.2.4.).

#### 4.2.1.2.1.3. El contacto entre Nevadofilábrides y Alpujárrides.

En general el contacto entre ambos complejos estructurales se realiza en esta "parte septentrional", entre el manto alpujárride más inferior en la región estudiada --el manto de Lújar--, y los materiales -- del complejo nevadofilábride indiferenciado.

Existe, sin embargo, un isleo del manto de Alcázar apoyado directamente sobre los materiales del complejo nevadofilábride (en "Las Minas", el punto más septentrional del área estudiada). Por el sur de es te isleo se apoya sobre las calizas y dolomías del manto de Lújar, pero

estas desaparecen hacia el N y las filitas y calizas del manto de Alcázar descansan sobre unos mármoles muy ricos en mineral de hierro. Este yacimiento estuvo en explotación en otro tiempo. Dichos mármoles pertenecen sin duda al complejo nevadofilábride.

Exceptuando el afloramiento del manto de Alcázar citado en el párrafo anterior, el contacto entre los materiales alpujárrides y el complejo nevadofilábride se realiza siempre, en este sector, entre el manto de Lújar y el complejo nevadofilábride. Además, en general, el contacto tiene lugar entre la formación calizodolomítica del manto de Lújar y los materiales nevadofilábrides. En la superficie faltan las filitas de la base del manto de Lújar. Esto puede explicarse de varias maneras, como ya vimos en 4.2.1.1. y se discute más adelante, en 4.4.

#### 4.2.1.2.2. La parte meridional.

Al contrario de lo que ocurre en la parte norte, la parte meridional se caracteriza por no presentar cotas elevadas y está ocupada en su mayor parte, por los mantos superiores (manto de Alcázar y manto de Murtas) y por materiales de edad neógena y cuaternaria.

El manto de Alcázar, que ocupa la mayor extensión de esta parte meridional, exceptuando, tal vez, los materiales neógenos y cuaternarios, se encuentra representado de forma bastante completa en este sector; al menos la parte superior del manto, la formación calizodolomítica es aquí donde alcanza la máxima potencia encontrada en toda la región estudiada.

En algunos puntos, tal como ocurre unos dos kilómetros al E de Láujar de Andarax, la erosión de las filitas del manto de Alcázar, ha dejado al descubierto el paquete carbonatado del manto de Lújar en dos ventanas tectónicas (ver mapa y corte nº 3).

Además de las dos ventanas tectónicas antes citadas, existe otro lugar donde afloran las dolomías del manto de Lújar. Si bien no es una ventana tectónica, ya que no está rodeado totalmente por materiales de los mantos superiores, su estudio detallado merece cierta atención, porque aquí se ponen en contacto los materiales del manto de Lújar y los del manto de Murtas. Se trata del Cerro del Capitán y sus alrededores.

Como puede apreciarse en el corte nº 4 efectuado unos tres kilómetros al E de Fondón, los micasquistas del manto de Murtas se ponen en contacto directo con las calizas y dolomías del manto de Lújar, existiendo incluso pequeños isleos tectónicos de micasquistas de Murtas sobre las dolomías de Lújar. Esto demuestra que ha habido una laminación tectónica del manto de Alcázar.

La superposición tectónica "normal", además de en otros puntos de la región estudiada, puede deducirse al E de Beires, donde existe un isleo tectónico de micasquistas de Murtas sobre calizas del manto de Alcázar, ya que a su vez estas calizas y las filitas subyacentes puede verse cómo se apoyan sobre el paquete carbonatado del manto de Lújar (ver mapa).

Siguiendo hacia el W podemos llegar, sin interrupción en el manto de Alcázar, hasta las ventanas tectónicas citadas arriba, en las que aflora el manto de Lújar.

En este apartado debo también hacer mención a la existencia de unos trozos aislados de material conglomerático rojizo, encontrados-- por JACQUIN (1.970, pg.94), encima de las calizas y dolomías del Cerro -- Capitán, pertenecientes, según él, al complejo maláguide. La posición de estos materiales atribuibles al complejo maláguide, parece algo incierta --en este punto-- ya que puede tratarse de restos de isleos maláguides, en principio con una extensión mayor, o de trozos detríticos de la base del Neógeno. En cualquier caso no parece que los materiales maláguides estuviesen muy lejos de este punto en otro tiempo.

#### 4.2.1.2.2.1. Pliegues.

No voy a hacer aquí mención de todas las estructuras de plegamiento que hay en esta parte meridional, sino simplemente citar aque-- llas que quedan reflejadas en una cartografía geológica a escala 1:50000

En este sector no he observado pliegues de dirección aproximada NESW, como ocurría en la parte septentrional; sin embargo existen -- al menos dos estructuras sinformes de dirección E-W.

Una está situada al W del Cerro Capitán. El núcleo de la -- estructura está ocupado por las calizas y dolomías del manto de Murtas, y los flancos son las filitas y micasquistos de este mismo manto, y las calizas y dolomías del manto de Lújar. Esta estructura sinforme queda de terminada por el trazado de los contactos entre el manto de Murtas y el manto de Lújar y por la geometría del trazado del contacto entre las dis

tintas formaciones, que constituyen el manto de Murtas. Sin embargo, la dirección y buzamiento de las capas carbonatadas del manto de Lújar, no siempre es concordante con la estructura.

La otra estructura sinforme a que se ha hecho alusión anteriormente, es la formada por los terrenos de edad neógena que rellenan la depresión existente entre Sierra Nevada y Sierra de Gádor. Esta estructura sólo es visible en parte, en este sector, ya que algo más al oeste el Cuaternario cubre discordantemente todos los materiales de edad anterior y no es posible observar la disposición de estos últimos (vuelve a reaparecer el Mioceno en el sector occidental, que se estudia más adelante).

Esta estructura sinforme que algo al E de este sector, presenta un amplio desarrollo (JACQUIN, 1.970, pg.57), a la altura del meridiano de Beires sufre un estrechamiento importante.

#### 4.2.1.2.2.2. Fracturas.

En este sector pueden verse numerosas fracturas de diversas clases y direcciones. Entre las que pueden representarse a escala 1:50.000, tenemos las siguientes:

Fallas de desgarre, como la que afecta al isleo tectónico de micasquitos situado al este de Beires. Se trata de una fractura de dirección aproximada  $N 120^{\circ} E$  inclinadas unos  $35^{\circ}$  hacia el norte. Las estrias horizontales deben corresponder a los movimientos diferenciales de bloques producidos por una falla de desgarre; las estrias de dirección  $N 10^{\circ} E$

podrían corresponder a movimientos de distensión posteriores, producidos a favor de la antigua superficie de la falla de desgarre.

Fallas normales. Son las que están mejor representadas en este sector.— Existen varios lotes: el de dirección N 145° a N 150° E del cual tenemos una representación bastante numerosa (ver mapa); las fracturas de dirección N 20° a N 25° E que si bien en este sector están escasamente representadas, ya veremos más adelante que en otros puntos son muy numerosas; fracturas de dirección N 125° a N 130° E y finalmente las fracturas de dirección N 75° a N 80° E, que es, al menos aparentemente, el lote más importante. Este último lote es el que ha acabado de modelar la depresión neógeno-cuaternaria existente entre Sierra Nevada y las cadenas montañosas más meridionales. Fallas de las citadas en último lugar — las — N 80° E— separan las que he denominado "parte septentrional" y "parte meridional".

Muchos isleos tectónicos, están limitados, al menos por uno de sus bordes por fallas pertenecientes a los sistemas arriba descritos, las cuales han dado lugar a áreas más deprimidas en las que han quedado protegidos de la erosión, en muchas ocasiones, materiales de mantos superiores (ver cortes n<sup>os</sup>. 2 y 4).

Fallas inversas. En el kilómetro 35 de la carretera Almería-Orgiva por Ugíjar, 1 kilómetro al WSW de Beires, puede verse como unas filitas y calizas alpujárrides (manto de Alcázar) cabalgan hacia el sur sobre los materiales de edad miocena (ver corte n<sup>o</sup> 4).

#### 4.2.1.3. EL SECTOR OCCIDENTAL.

Incluyo en este sector los materiales del complejo alpujárride situados entre el complejo nevadofilábride y las rocas de edad neógena y cuaternaria de la depresión de Ugíjar-Canjáyar, comprendidos entre el Rio Ugíjar y el Rio de Paterna.

En este sector encontramos representados dos mantos alpujárrides: uno, el más inferior, constituido por filitas y calizas, se apoya directamente sobre el complejo nevadofilábride. Siguiendo este contacto hacia el E, hasta el "sector centro-oriental", puede observarse como las calizas y dolomías del manto de Lújar, se sitúan bajo las filitas de ese manto más inferior del "sector occidental" (ver corte nº 5). El manto superior de este "sector occidental", está constituido por micasquitos, filitas y en algún punto pueden verse también representaciones del paquete carbonatado. De todo esto se deduce que los mantos representados en este sector son el manto de Alcázar y el manto de Murtas; no aflora el manto de Lújar, que desaparece bajo las filitas del manto de Alcázar, algo al E del Rio de Paterna.

##### 4.2.1.3.1. Contacto Alpujárride-Nevadofilábride.

Este contacto tiene lugar, en este sector, en general entre las rocas del complejo nevadofilábride y las filitas del manto de Alcázar. Existe, sin embargo, un punto al sur de Mairena donde entran-



en contacto directo los micasquistos del manto de Murtas con la serie-nevadofilábride.

Hay mecanismos similares a los que se ha hecho alusión en el "sector centro-oriental" para explicar el contacto entre la formación carbonatada del manto de Lújar y las rocas del complejo nevadofilábride, (ver corte nº 6 efectuado unos dos kilómetros al W de Paterna del Rio). Sin embargo, los afloramientos de calizas y dolomías son mucho menos abundantes aquí que en otros sectores ya descritos.

#### 4.2.1.3.2. Fracturas.

Pueden distinguirse varias direcciones de fractura:

A-	Fracturas	de	dirección	N 50°	E	aproximadamente
B-	"	"	"	N 115°	E	"
C-	"	"	"	N 30°	E	"
D-	"	"	"	N 150°	E	"

Las fracturas A y B parecen tener una componente de desgarre de cierta importancia. En este caso no se han encontrado estrias, como ocurrió en el sector "centro-oriental" (ver 4.2.1.2.2.2.).

Las fracturas tipo C y D son fallas normales, a favor de las cuales se han excavado, en ocasiones, largos barrancos, como el que une, según una línea recta, Picena con Cherín.

#### 4.2.1.3.3. Fallas inversas vergentes al sur.

En este sector, al igual que ocurría en el "centro-oriental" se han formado fallas inversas de vergencia sur, que han hecho cabalgar las filitas alpujárrides, y en alguna ocasión los materiales nevadofilábrides, sobre el Neógeno. Particularmente curioso es el caso que puede verse un kilómetro al S de Mairena, donde además de las filitas cabalgando sobre el Neógeno hacia el sur, hay unos grandes retazos de filitas situados sobre el Mioceno que parecen el resultado de una acción erosiva, posterior a la formación de estas fallas inversas de vergencia sur, y que habría reducido a las filitas cabalgadas sobre el - Mioceno, a unos retazos aislados (corte nº 8).

En algún punto existen dos fallas inversas vergentes al - sur: una que hace cabalgar a los materiales nevadofilábrides sobre las filitas alpujárrides y otra, situada inmediatamente al S de la primera que hace cabalgar a las filitas alpujárrides sobre el Mioceno.



#### 4.2.2. EL FRENTE NORTE DE LAS ESTRIBACIONES OCCIDENTALES DE SIERRA

##### GADOR.

Se incluye en este apartado el área situada inmediatamente al sur de la depresión de Ugíjar-Canjáyar, así como el contacto de los materiales neógenos y cuaternarios de la citada depresión, con los Alpujárrides situados al S. Queda excluido el Cerro del Capitán y sus alrededores, en la parte oriental de este sector, por haber sido ya estudiado en 4.2.1.2.2.

Este "frente norte", al igual que la mayor parte del macizo de sierra de Gádor, está constituido, en mi opinión, por materiales pertenecientes al manto de Lújar, si exceptuamos un pequeño afloramiento de rocas del complejo maláguide, situado al sur de Cherín, que fué citado por BODENHAUSEN, FONTBOTE, et SIMON (1.967), y un pequeño isleo tectónico de materiales pertenecientes al manto de Murtas, existente a unos 1.200 ms. al SW del Km. 12 de la carretera Ugíjar-Adra.

En este frente se pueden distinguir, para su estudio, dos partes algo diferentes:

- 1 - Sector oriental
- 2 - Sector occidental

#### 4.2.2.1, EL SECTOR ORIENTAL.

En este área incluyo los materiales alpujárrides que afloran entre los meridianos de Fondón y Alcolea, aproximadamente. Los límites por el N y por el S son los mismos que los del "frente norte" a que me estoy refiriendo (ver 4.2.2.).

En este sector existen numerosos afloramientos de filitas.- Un detallado examen en el contacto entre las filitas y las rocas carbonatadas próximas, nos demuestra que estas filitas están situadas bajo la formación carbonatada, es decir, que son la base del manto de Lújar. En algunos puntos, sin embargo, el contacto filitas-calizas ha sido afectado por accidentes tectónicos de carácter local, y las filitas llegan incluso a cabalgar, mediante fallas inversas, sobre el paquete carbonatado suprayacente -tal como ocurre a unos 2,5 kms. al SE de Alcolea- y también a unos 2 kms. al SSW de Láujar de Andarax. Pero insisto en que tales accidentes tienen un carácter muy local, y que en general, siguiendo el trazado de la falla inversa, se llega a un punto donde el contacto es "normal", es decir, el paquete carbonatado se sitúa sobre las filitas.

Así pues disiento de JACQUIN (1.970) en este punto, ya que este autor considera a estas filitas como pertenecientes a un manto geoméricamente superior (su "Manto de Felix") situado sobre las calizas y dolomías que forman la mayor parte del macizo de sierra de Gádor.

Hay varios hechos, en mi opinión, que inducen a considerar a estas filitas, como la base del paquete calizodolomítico. Entre otros-

se deben citar los siguientes:

1) Las medidas efectuadas en la formación carbonatada y en la formación de filitas y cuarcitas, indican que las calizas y dolomías están situadas sobre las filitas y cuarcitas. Algunas de estas medidas han sido trasladadas al mapa:.

2) La existencia de afloramientos de filitas en el fondo de barrancos profundos, y la forma del contacto en relación con la topografía de dichos barrancos (ver Bco. de las Plomeras en el mapa).

3) El trazado del citado contacto en relación con la topografía de este sector oriental. Las áreas más deprimidas están ocupadas en general por las filitas y las más elevadas por calizas y dolomías.

4) Existencia de testigos de filitas en un sondeo efectuado al SE del Pecho del Conejo, unos 400 metros al S del contacto paquete carbonatado-filitas (ver mapa).

Cabe hacer además otras observaciones respecto a este contacto. En un corte litológico efectuado en el Bco. de las Plomeras ( ver 3.4.2.) se ha observado que el "paquete de calizas" de la base de la formación carbonatada falta aquí casi totalmente, estando el contacto filitas-formación carbonatada muy próximo al "paquete de dolomías" (esto explica la diferente altura, respecto a las filitas, a que se encuentran las mineralizaciones de galena y fluorita, en la concesión minera "18 de Diciembre" y en las explotaciones del frente septentrional de la sierra de Gádor).

Las causas de esta disminución de potencia, de sur a norte,

pueden ser de tipo estratigráfico o de tipo tectónico (laminaciones),-- incluso pueden haberse combinado las dos anteriores sumándose los efectos.

Respecto a la posibilidad de laminaciones tectónicas, debemos admitir que no parece nada remota, ya que estas laminaciones pueden deducirse con seguridad en otros puntos, cuando falta, por ejemplo parcial o totalmente, la formación basal de un manto, como ocurre al SW de Berja con la parte inferior de la formación de micasquistos del manto de Murtas; por otra parte no parece extraño pensar que las fuerzas de unión que existían entre las calizas hojosas de la base y el paquete "fundamentalmente dolomítico", pudieron no ser muy grandes debido al comportamiento mecánico, probablemente bastante diferente, de los dos paquetes (el de calizas y el "fundamentalmente dolomítico"). Además, la existencia de movimientos diferenciales en el paquete de calizas viene efectivamente comprobada por los fenómenos de "boudinage"-- que en muchos puntos pueden verse dentro del paquete citado, a favor de niveles dolomíticos intercalados entre las calizas hojosas (ver foto nº 18).

#### 4.2.2.1.1. Fracturas.

En este sector pueden distinguirse al menos dos direcciones de fracturas de cierto interés:

A--Fracturas de dirección aproximada  $N 15^{\circ} E$  a  $N 30^{\circ} E$

B-Fracturas de dirección aproximada N 145° E a N 150° E

Si bien estas direcciones de fractura no corresponden en todos los casos a fallas sino a diaclasas, y algunas de las fallas con estas direcciones no tienen saltos importantes, son bastantes aparente en la cartografía, ya que en ocasiones se extienden de forma visible a lo largo de casi dos kilómetros.

Existe alguna otra fractura que no sigue estas direcciones, pero en general son casos aislados, que no parecen formar sistemas.

#### 4.2.2.1.2. Contacto de los Alpujárrides con los materiales de la depresión Ugíjar-Canjáyar, en este sector.

Los materiales de edad cuaternaria cubren discordantemente el frente septentrional de sierra de Gádor en este sector, por lo que no es posible ver la estructura interna del Mioceno (si es que existe aquí). Parece que la depresión pierde profundidad, con respecto a la parte occidental (ver corte nº 9).

#### 4.2.2.2. EL SECTOR OCCIDENTAL.

El área incluida en este sector es la comprendida entre el meridiano de Alcolea y el límite occidental de la región estudiada.



Por el N el sector en cuestión está limitado por la depresión de Uguí - jar-Canjáyar, y por el S por la banda de materiales de edad miocena que se extiende al ENE de Beninar.

Los materiales que ocupan la mayor parte de este sector occidental pertenecen al manto de Lújar. Hay también algunos isleos tectónicos ("klippes") constituidos esencialmente por filitas y en algún punto por retazos de micasquitos. Estos isleos pertenecen, en mi opinión, al manto de Murtas. Existen así mismo, en la parte más occidental del sector retazos de Miocena que han quedado preservados de la erosión gracias al juego de fallas normales de direcciones diversas.

Este sector occidental constituye una estructura en "horst" respecto a las áreas existentes al N y al S del mismo (ver cortes nº 10 y 11). Existen unas fallas normales de direcciones comprendidas entre  $N 60^{\circ} E$  y  $N 70^{\circ} E$  que delimitan por el N y por el S al sector en cuestión.

Como he dicho más arriba, los materiales que ocupan una mayor extensión en este sector occidental son los del manto de Lújar (que es el manto alpujárride más inferior de los que afloran en la región estudiada).

Las áreas deprimidas existentes al N y al S de esta estructura en "horst", están ocupadas por materiales pertenecientes a mantos superiores: manto de Alcázar, manto de Murtas e incluso por materiales del complejo maláguide, (un afloramiento situado al S de Cherín, citado por BODENHAUSEN, FONTBOTE et SIMON, 1967), y otro afloramiento situado

al E del km. 20 de la carretera Ugijar-Adra citado por DURAND DELGA - (1966 y 1968) y por JACQUIN (1970). Sobre los materiales de los distintos mantos citados y ocupando la mayor extensión de las áreas deprimida están las rocas de edad miocena.

Además de las fallas de dirección aproximada  $N 65^{\circ} E$ , existen otras fallas de dirección  $N 150^{\circ} E$  aproximadamente. Los bloques hundidos son en general los occidentales.

#### 4.2.3. EL SECTOR DE BERJA.

Con esta denominación algo ambigua, hago referencia al sector cuyo límite norte es el de la banda de materiales de edad miocena - que se extiende al ENE de Beninar; por el E queda limitada por el borde occidental del macizo de sierra de Gádor; establezco como límite S el paralelo de Berja y por el W sus límites coinciden con los de la región objeto del presente estudio.

##### 4.2.3.1. MATERIALES.

En este sector deprimido -al menos relativamente con respecto a la estructura en "horst" citada en 4.2.2.2., y respecto al macizo - de sierra de Gádor- se pueden encontrar extensiones considerables ocupadas por materiales de edad neógena y cuaternaria, así como por materiales pertenecientes a las formaciones de mantos superiores: complejo maláguide está representado en un afloramiento situado a unos 800 ms. al E - del km. 20 de la carretera Ugíjar-Adra; este afloramiento fué citado por primera vez por DURAND DELGA (1966), posteriormente este mismo autor da una descripción del mismo (DURAND DELGA, 1968) y también JACQUIN (1970,- pg.99). Este último autor describe un pequeño nuevo afloramiento de materiales maláguides, situado 1 km. al sur del anterior aproximadamente - (JACQUIN, 1970, pg. 99 y ss.).

Además de los materiales pertenecientes al complejo maláguide, arriba citados, hay también micasquistos y algunas filitas del manto de Murtas, en el afloramiento citado en primer lugar, debajo de los materiales maláguides (ver corte nº 12).

Uno de los mantos que aflora más extensamente en este sector, es el manto de Alcázar, con sus dos formaciones, la de filitas y cuarcitas y la de calizas y dolomías, aunque la primera aparece mejor representada.

Existen también extensos afloramientos del manto de Lújar, que aparece bajo las filitas del manto de Alcázar cuando la erosión lo deja al descubierto, a veces en extensiones considerables, como las existentes al NW de Berja; otras constituyendo pequeñas ventanas tectónicas—como la que atraviesa la carretera de Berja a Beninar (corte nº 13)—.

#### 4.2.3.2. AFLORAMIENTOS DEL MANTO DE LUJAR.

Los afloramientos de este manto rodean casi todo este sector. Los límites por el N y el E tienen un trazado prácticamente rectilíneo, debido a las fallas que delimitan la cuenca por estos bordes. En otros casos el contacto entre el manto de Lújar y los materiales de mantos superiores, sigue un trazado totalmente irregular, tal como ocurre en las proximidades del Rio Grande de Adra, donde las filitas del manto de Alcázar dejan al descubierto las calizas y dolomías del manto de Lújar, constituyendo ventanas y semi-ventanas tectónicas.

Además de bordear la "depresión" de Berja, el manto de Lújar aflora también de manera bien patente, en el interior de la misma, constituyendo el conjunto Cerro de Tomillares-Cerro del Pingurucho, situado al NW de Berja. En este afloramiento pueden verse alguna de las características propias del manto de Lújar como son las intercalaciones de rocas de naturaleza filitosa, algunas de las cuales han sido cartografiadas.

En el Cerro Tomillares existe también un afloramiento de filitas, sobre las que hay unos retazos de rocas carbonatadas; por la extensión del afloramiento y por la proximidad del contacto con el manto de Alcázar, creo que se trata de un isleto de este último manto.

#### 4.2.3.3. AFLORAMIENTOS DEL MANTO DE ALCAZAR.

El manto de Alcázar es uno de los que aparece más extensamente en este área. En algunos puntos falta casi completamente la formación carbonatada, como ocurre al este de Beninar, en otras esta formación aparece más completa, esquina NE del sector en cuestión.

El manto de Alcázar constituye en ocasiones pequeños islotes tectónicos tales como el que ha sido citado antes del Cerro Tomillares, y el existente al NE del km. 19 de la carretera Ujíjar-Adra.

También se ha encontrado una pequeña ventana tectónica en la cual afloran rocas carbonatadas pertenecientes muy probablemente, al manto de Alcázar. Aunque, debido a las limitaciones que impone el aflora-

miento, no se pueden hacer determinaciones precisas, la proximidad del contacto con el citado manto de Alcázar, hace pensar en esta probabilidad. Este afloramiento se encuentra también al NE del km. 20 de la carretera de Ugíjar-Adra, bajo los micasquistos del manto de Murtas (ver mapa).

Respecto al contacto entre el manto de Lújar y el manto de Alcázar, como puede apreciarse en el mapa, en algunos puntos está cubierto por el Neógeno o por rocas cuaternarias; en otros lugares este contacto ha sido más o menos modificado por fallas normales posteriores a los corrimientos; en un punto, sin embargo, se han podido medir unas estrias de dirección  $N 165^{\circ} E$  inclinadas  $4^{\circ}$  hacia el norte. Estas estrias están situadas sobre una superficie que tiene una dirección aproximada  $N 155^{\circ} E$  y que buza  $40^{\circ}$  al NE. Esta superficie separa a los materiales carbonatados del manto de Lújar y a las filitas del manto de Alcázar entre los kilómetros 24 y 26 de la carretera de Ugíjar-Adra. Las estrias son especialmente bien visibles a la altura del kilómetro 24,5 aproximadamente.

La dirección de la superficie, la de las estrias y la poca inclinación de estas últimas respecto a la horizontal, nos hacen pensar en una falla con una componente fundamental de desgarre.

#### 4.2.3.4. AFLORAMIENTOS DEL MANTO DE MURTAS.

Los únicos afloramientos del manto de Murtas existentes en este área se encuentran en la esquina NE de la misma. Está representado-

el citado manto, por micasquistos biotíticos, sobre los que descansa un delgado paquete de filitas pertenecientes al mismo manto.

Estos micasquistos descansan en gran parte sobre el manto de Alcázar, que aflora en una pequeña ventana tectónica, ya citada arriba; en la parte norte del afloramiento, se sitúan directamente sobre las dolomías del manto de Lújar (ver mapa).

#### 4.2.3.5. AFLORAMIENTOS DE MATERIALES PERTENECIENTES AL COMPLEJO MALAGUI DE.

En la misma localidad a que nos hemos referido en diversos apartados anteriores (afloramiento situado a unos 800 ms. al E del km.-20 de la carretera Ugíjar-Adra), se encuentra el que puede ser considerado, sin duda, como el mejor afloramiento del complejo maláguide existente en la región objeto de este trabajo, y muy probablemente en toda la zona que se extiende al sur de Sierra Nevada.

Como ya se dijo en 4.2.3.1., este afloramiento ha sido citado en diversos trabajos (DURAND DELGA, 1966 y 1968; JACQUIN, 1970). - Este último autor además de estudiar detenidamente este afloramiento, ha descubierto un nuevo afloramiento de materiales maláguides situado 1 km al sur del anterior (JACQUIN, 1970, pgs. 99 y ss.).

Así pues no creo necesario seguir insistiendo sobre este punto; envío al lector interesado a la obra de JACQUIN (1970, pgs. 93 y ss.).

Sin embargo, me parecen conveniente hacer algunas consideraciones sobre el contacto de los materiales maláguides con las rocas subyacentes. Estos materiales maláguides descansan sobre una delgada banda de filitas del manto de Murtas (ver cortes nº 10 y 12). Falta pues una gran parte de la formación de filitas y toda la formación carbonatada. Además en una visita al afloramiento efectuada con ALDAYA (1), GARCIA DUEÑAS (2) y NAVARRO-VILA (3) los dos primeros hicieron notar que parecía existir un salto brusco entre las filitas y los micasquistos subyacentes; dato que ha sido corroborado con el estudio de las muestras al microscopio. Todo esto lleva a la conclusión de que han existido laminaciones tectónicas que han producido adelgazamiento en los mantos (en el de Murtas, en este caso) por supresión de parte de las formaciones.

#### 4.2.3.6. FALLAS NORMALES.

Sin duda los factores que han influido, de forma principal, en la delimitación de este sector deprimido, son las fallas que han actuado con posterioridad a los corrimientos. Se pueden encontrar dos direcciones fundamentales de fractura:

- 
- (1) Profesor Agregado Interino de Geología Estructural. Fac. Ciencias. Univ. de Granada.
  - (2) Catedrático de Geología. Facultad de Ciencias. Univ. Autónoma de Bilbao
  - (3) Prof. Adjunto de Geología. Facultad de Ciencias. Univ. Autónoma de Bilbao.



1-Fallas de dirección aproximada N  $140^{\circ}$  E.

2-Fallas de dirección aproximada N  $50^{\circ}$  a N  $60^{\circ}$  E, que limitan la cuenca miocena, situada al E de Beninar, por el N, separándola de la estructura en "horst" que existe al N de este sector.

Las fallas de ambos sistemas están en general fuertemente-inclinadas respecto a la horizontal. En muchos casos estas fallas ponen en contacto a formación calizodolomítica del manto de Lújar y a las filitas del manto de Alcázar (como la falla existente al sur de Beninar).

Además de las direcciones de fractura citadas, que son las que están mejor representadas, se debe mencionar la falla de dirección-aproximada N  $120^{\circ}$  E, delimita al Cerro Tomillares por el SW.

#### 4.2.4. EL BORDE OCCIDENTAL DEL MACIZO DE SIERRA DE GADOR.

Al E del sector estudiado en el apartado anterior, la pendiente hacia el W se hace más abrupta: estamos en el borde occidental del macizo montañoso de sierra de Gádor.

Este borde occidental de la sierra de Gádor está formado exclusivamente por los materiales que constituyen la formación carbonatada del manto de Lújar, fundamentalmente calizas "hojosas", dolomías (con abundante representación de las de tipo "franciscana"), particularmente en la concesión minera "18 de Diciembre" y calizas. Hay también otro tipo de rocas propias de la formación carbonatada del manto de Lújar (rocas subvolcánicas, pequeñas intercalaciones filitosas, algo de yeso, y brechas).

Entre los accidentes tectónicos dignos de mención en este sector se debe citar en primer lugar un anticlinal de dirección aproximada  $N 45^{\circ} E$ , existente al NW del Alto de la Estrella (ver mapa). En su extremo occidental puede verse como el anticlinal presenta su flanco norte invertido, apareciendo plegados el "paquete fundamentalmente dolomítico" y por lo menos, los términos basales del "paquete calizo" que constituye la parte superior de la formación carbonatada. Hacia el E, donde vemos los términos superiores de la serie, el flanco norte deja de estar invertido y la estructura se hace menos "apretada" (¿ se atenúa el pliegue a medida que se sube en la serie?). Se está tentado de relacionar este pliegue con los citados por ALDAYA (1969, pg.265) -

como intratriásicos.

Otro accidente tectónico que debe mencionarse es el fenómeno del "boudinage" que se presenta con frecuencia en el "paquete decalizas" de la parte basal de la formación, a favor de los bancos dolomíticos intercalados en él. Pueden verse magníficos ejemplos en la pista que va de Berja a la concesión minera "18 de Diciembre" (ver foto nº 18).

Respecto a las fracturas, debemos decir que existen dos sistemas importantes: uno de dirección aproximada  $N 140^{\circ} E$  y otro de dirección N-S. El de dirección  $N 140^{\circ} E$ , en mi opinión, es muy importante ya que es el responsable (junto con la inclinación de las capas hacia el SW) de la terminación brusca del macizo de sierra de Gádor por el W (ver corte nº 13) y de que las filitas, que constituyen la base de la serie carbonatada que forma la mayor parte de la sierra de Gádor, afloren a poca altura (al E de Berja).

El otro sistema de fracturas importante es el de dirección NS aproximadamente. Parece posterior al anterior ya que las fallas de dirección aproximada NS han desplazado, en algunos puntos, a las de dirección  $N 140^{\circ} E$  (ver en el mapa el área situada al W del Alto de la Estrella).

#### 4.2.5. EL SECTOR SUR.

Incluyo aquí el sector que se extiende al S del paralelo de Berja; los demás límites son los mismos que los de la región objeto de este estudio.

Si se hacen una serie de cortes geológicos, de dirección aproximada NW-SE, desde el Rio Grande a Adra hasta unos 7 kms. al NE de Dalias, podemos observar lo siguiente:

Tanto en los cortes, como en el mapa, pueden apreciarse una disminución de potencia, de W a E, en los mantos de Alcázar y Murtas. Así el manto de Alcázar, cuya formación de filitas tiene un apreciable potencia actual en el corte nº 14, se reduce hacia el E (cortes nº 15 y 16) y aunque no es posible verlo, por estar cubierto por materiales cuaternarios, más al E el manto de Alcázar llega a laminarse totalmente.

De manera similar, el manto de Murtas que en el corte del Rio Grande (corte nº 14) muestra una considerable potencia actual de micasquistos y filitas, y que más al E presenta también la formación carbonatada (si bien se ha reducido ya notablemente la potencia de la formación de micasquistos), corte nº 15, se va adelgazando de forma rápida hacia el E, hasta laminarse totalmente y desaparecer bajo los sedimentos cuaternarios de la cuenca de Berja (corte nº 16).

Si se observa la cartografía geológica del sector situado al S de Berja y la parte S de los cortes nº 15 y 16, vemos que sobre la formación calizodolomítica del manto de Murtas, se sitúan, mediante un accidente tectónico de dirección aproximada  $N 30^{\circ} E$ , unas filitas con su correspondiente formación carbonatada suprayacente. Ante este accidente tectónico cabría pensar dos cosas:

A-Que se tratase de un manto alpujárride, superior al manto de Murtas.

B-Que sea una falla inversa, que haya hecho cabalgar a cualquiera de los mantos (Lújar, Alcázar o Murtas) sobre la formación carbonatada del manto de Murtas.

La hipótesis A no parece probable, y ello por varias razones:

1-Si bien es cierto que inmediatamente al W de la región estudiada ALDAYA (1969) ha distinguido un manto alpujárride situado sobre el manto de Murtas (su manto de Adra), este manto de Adra está constituido casi exclusivamente, por una potente serie de micasquistas y cuarcitas. Así pues parece un tanto difícil que en una distancia de apenas dos kilómetros, se hubiese laminado totalmente la formación de micasquistas y cuarcitas que al NW de Adra tiene una potencia actual máxima, según ALDAYA (1970, pg. 58) de 2,5 kms., y una gran parte de la formación de filitas y cuarcitas.

2-En la región estudiada, no existen isleos tectónicos de mantos alpujárrides, superiores al manto de Murtas. Los únicos

materiales que llegan a encontrarse en posición superior al manto de Murtas, además de las rocas de edad neógena y cuaternaria, son rocas pertenecientes al complejo maláguide (ver 4.2.3.4.).

3-En la formación carbonatada que puede verse al E del citado accidente, hay intercalaciones de material de naturaleza filitosa. Como ha quedado expuesto en el capítulo correspondiente, estas intercalaciones de naturaleza filitosa en la serie carbonatada, parecen propias del manto de Lújar.

4-Algo más al E, corte nº 17, puede verse como las mismas filitas cabalgan, mediante una superficie de dirección aproximada  $N 80^{\circ} E$  y un buzamiento de unos  $45^{\circ}$  al S, sobre la formación carbonatada del manto de Lújar (esto es especialmente visible entre los kilómetros 4 y 5 de la carretera de Berja a El Ejido).

5-Más al E aún, y con toda probabilidad en continuidad con la banda de filitas citadas en (4), no se vé en la superficie pues existen materiales cuaternarios que impiden la observación, hay una falla inversa de dirección aproximada NE-SW. Esta falla hace cabalgar las filitas del manto de Lújar sobre la formación carbonatada del mismo manto (que son del mismo manto las calizas y dolomías, parece claro, pues la falla se atenúa hacia el NE hasta desaparecer). Ver corte nº 18.

6-Existe continuidad entre las calizas y dolomías que hay al SE del accidente y la formación carbonatada que constituye la mayor parte de la sierra de Gádor (ver mapa, sector al sur de Dalias).

7-En un corte de la formación carbonatada atravesada por la carretera de Dalias a El Ejido, se ha observado que las características de estas rocas son propias de las rocas carbonatadas del manto de Lújar (hay películas de naturaleza arcillosa en la superficie de estratificación; se han encontrado restos fósiles; en la parte más meridional del corte, en las cercanías de un "manchón" de Mioceno se ha visto dolomía tipo "franciscana").

Por todas las razones anteriormente expuestas, creo que el accidente tectónico a que estamos refiriéndonos, es una falla inversa de dirección  $N 30^{\circ} E$  y que buza entre  $40^{\circ}$  y  $50^{\circ}$  al SE (esto último deducido de las medidas efectuadas en la banda de filitas).

Los materiales cabalgantes son pués filitas y calizas y dolomías del manto de Lújar. Los cabalgados, en la parte occidental, el manto de Murtas; y en la parte central y oriental, la formación carbonatada del manto de Lújar.

Parece claro que la falla inversa situada al sur de Berja debe ser posterior al empilamiento actual de mantos, ya que ha cabalgado sobre el manto de Murtas el cual a su vez ha corrido sobre el manto de Alcázar...

Una cuestión que queda por resolver es la datación relativa de estas fallas inversas de dirección aproximada  $N 30^{\circ} E$ , que pueden verse al S de Berja y al NE de Dalias y la de dirección  $N 80^{\circ} E$  (a la que me he referido en (4)). A la vista del mapa, parece que primero pudo producirse la dirección  $N 30^{\circ} E$ , y posteriormente la de direc-

ción N 80<sup>o</sup> E que desplazaría a la anterior. Más adelante se tratará de nuevo este problema, en las Conclusiones del capítulo de Tectónica.

Hay otro punto, que en mi opinión, queda un poco en el ai re, se trata de los afloramientos discontinuos de filitas existentes - en la parte más meridional de este área. Estos afloramientos, como aca bo de decir, tienen poca continuidad lateral, en general puede verse - que se acuñan con cierta rapidez. Me siento más inclinado a considerar los como intercalaciones de naturaleza estratigráfica, dentro de la - formación calizodolomítica de Lújar, aunque reconozco no haber encon - trado argumentos concluyentes. Otra posibilidad es que se traten del - manto de Alcázar; entonces habría que admitir la existencia de lamina - ciones tectónicas que hubieran suprimido las filitas, en algunos pun - tos. El problema está en que estas laminaciones no se habrían efectua - do siempre en el mismo sentido (por ejemplo, disminuyendo la potencia - de las filitas hacia el E o hacia el W) sino que en unos casos la po - tencia disminuye en el sentido E-W y en otros en sentido contrario. - Por todo esto es por lo que me parece más probable, que los afloramien tos de filitas en cuestión sean intercalaciones de origen estratigráfi - co.

Por último haré referencia a unos afloramientos de fili - tas y calizas existentes en el paraje de la Fuente Alta, unos 7 kms. - al NE de Dalías. Por las medidas efectuadas en las filitas y en las ca pas carbonatadas próximas se comprueba que este afloramiento constitu - ye un isleo tectónico, muy probablemente del manto de Alcázar (ver ma - pa). La explicación de la preservación de un isleo en estas elevadas -



cotas topográficas, puede encontrarse en la falla inversa existente al SW del mismo, la cual pudo haber creado un área deprimida, desde un punto de vista relativo, respecto a los relieves circundantes. Por acciones tectónicas posteriores se produjo una elevación del conjunto.

#### 4.2.5.1. FALLAS NORMALES.

Existen dos lotes de fracturas, perfectamente visibles en foto aérea, aunque no siempre estas fracturas pueden identificarse en el terreno. Estos lotes son: el N 30° E y el N 150° E. Las fracturas de ambos lotes a veces se extienden a lo largo de 4 ó 5 kms., pero en general el salto de falla suele ser pequeño.

Además de los dos lotes citados anteriormente, debemos mencionar las fallas de dirección aproximada N 75° - N 80° E, que delimitan por el sur el macizo de sierra de Gádor separándolo de los llamados "Llanos de Dalías". Estas fallas han afectado indudablemente al Mioceno del que han quedado algunos retazos en la parte meridional de este sector sur. El Mioceno del bloque hundido (el situado inmediatamente al S del macizo de sierra de Gádor) está cubierto por materiales pliocenos y cuaternarios. El salto de esta falla (¿ o conjunto de fallas en escalón?) puede estimarse en ocasiones del orden del centenar de metros, como puede deducirse de los datos obtenidos a partir de sondeos efectuados por el I.N.C.

#### 4.3. INTRODUCCION AL ESTUDIO DE LAS ESTRUCTURAS MENORES

=====

##### 4.3.1. GENERALIDADES.

Puede decirse que el Análisis Estructural apenas está iniciado en la Zona Bética, s.str. Los distintos autores que han investigado en la citada Zona Bética, o bien no han tocado el tema (caso más frecuente), o bien se han limitado a presentar algunas gráficas en las que exponen los resultados de algunas series de medidas efectuadas (NIJHUIS, 1964; RONDEEL, 1965; WESTRA, 1969; ALDAYA, 1969; PUGA, 1971).

El presente apartado no pretende ser en absoluto, un estudio completo de las estructuras menores de una región extensa, como la que es objeto del presente trabajo. Por otra parte la región estudiada no parece la más apropiada para efectuar dicho estudio, y ello entre otras razones, por la escasa extensión que tienen las rocas de naturaleza pelítica, que son las más favorables, en relación con las de naturaleza carbonatada; por otra parte, como se ha dicho en el apartado anterior, existen abundantes laminaciones tectónicas que hacen desaparecer partes importantes de las formaciones. Otra limitación de cierta importancia para el estudio de las estructuras menores, es que no existen todos los cortes recientes (fundamentalmente trincheras de carreteras) que sería de desear.

A pesar de las limitaciones arriba apuntadas, y aún reconociendo que los resultados que se obtengan no pueden aplicarse de forma indiscriminada a todo el ámbito alpujarride, he preferido iniciar el estudio de las estructuras menores, ya que ello ayudará, sin duda, al mejor conocimiento de la Tectónica de la región, así como de la Historia Geológica de la misma.

Los resultados obtenidos están basados fundamentalmente, en observaciones efectuadas en las trincheras de tres carreteras: la local de Berja-Adra, por S. Roque; la de Berja a Beninar y la de Cherín al Pto. de la Ragua. Como se verá no todas las estaciones han sido igualmente adecuadas respecto a la calidad y número de las estructuras observadas.

#### 4.3.2. ESTRUCTURAS MENORES EN LA FORMACION DE MICASQUISTOS Y CUARCITAS.

Se han efectuado 111 medidas de ejes de micropliegues y linealidades de crenulación y de estiramiento en la formación de micasquistos y cuarcitas. En la carretera de Cherín al Pto. de la Ragua, se han tomado medidas de la parte basal de la formación (micasquistos grafitosos con granate), y en la carretera de Berja a El Carmen, de términos superiores de la citada formación (micasquistos y cuarcitas con biotita).

En la figura nº 4 se representan 92 polos de ejes de micropliegues sobre falsilla equiareal de Schmidt, correspondientes a la formación de micasquistos y cuarcitas del manto de Murtas.

En la citada figura 4, puede verse que existe una concentración de pliegues cuyo eje tiene una dirección comprendida entre  $N 70^{\circ} E$  y  $N 90^{\circ} E$ , que hay otra concentración entre  $N 20^{\circ} E$  y  $N 40^{\circ} E$  aunque de menor importancia que la anterior, y que hay además otras dos concentraciones, que en el caso de la formación de micasquistos están poco marcadas, pero como veremos más adelante en las formaciones de filitas y cuarcitas quedan bien delimitadas; estas concentraciones se encuentran una entre  $N 130^{\circ} E$  y  $N 140^{\circ} E$  y la otra entre  $N 160^{\circ} E$  y  $N 180^{\circ} E$ .

Respecto al estilo de los pliegues habría que decir que se dan términos de transición entre pliegues de tipo concéntrico, más o menos puro, y pliegues similares. Los pliegues concéntricos son más abundantes en cuarcitas, aunque tampoco es raro ver en este tipo de rocas,-

pliegues de tipo similar, si bien es verdad que estos últimos parecen más numerosos en rocas más micáceas.

Por lo que se refiere a la envergadura de estos pliegues, hay que señalar que oscila entre fracciones de milímetro (sólo visibles al microscopio), hasta varios metros. Estos últimos se dan con cierta abundancia en las cuarcitas de la parte alta de la formación (ver foto nº 21).

En la parte superior de la formación, en la trinchera de la carretera de Berja a Adra, por El Carmen, se han encontrado magníficos ejemplos de pliegues superpuestos, uno de los cuales puede verse en la foto nº 22. La historia del ejemplo representado en la foto anteriormente citada, tiene al menos los siguientes episodios:

- 1-Formación de unas venas de cuarzo (V-1).
- 2-Plegamiento de las venas formadas.
- 3-Formación de nuevas venas de cuarzo (V-2), que cortan a las (V-1) ya plegadas.
- 4-Nuevo plegamiento del conjunto (V-1) y (V-2).

#### 4.3.2.1. OBSERVACIONES REFERENTES A LAS SUPERFICIES "s".

Hay una superficie de esquistosidad que es la más patente de todas las que pueden ser observadas, no sólo en la formación de mi

casquistos y cuarcitas, sino también en la de filitas y cuarcitas. A esta superficie le llamaremos " $s_2$ ", y como digo es la más potente, no sólo a la escala de la región, sino también a la escala del afloramiento. La razón de la notación " $s_2$ " precisamente será expuesta más adelante.

Estas superficies " $s_2$ " aparecen plegadas en las direcciones  $N 30^\circ E$ ,  $N 135^\circ E$  y  $N 170^\circ E$  aproximadamente. También hay algunos pliegues de dirección  $N 90^\circ E$  a  $N 100^\circ E$ , constituidos por superficies " $s_2$ " plegadas.

Los pliegues de dirección aproximada  $N 70^\circ E - N 80^\circ E$ , tienen, según puede observarse en los afloramientos de la carretera de Berja a Adra por El Carmen, a " $s_2$ " como esquistosidad de plano axial.

En principio, se podría pensar que estas superficies de esquistosidad (" $s_2$ ") más patentes, son las más antiguas, sin embargo un examen atento de diversos afloramientos y, fundamentalmente, la recogida de muestras orientadas y su ulterior estudio al microscopio revelan la existencia de dispositivos como los que pueden verse en la foto nº 23, en la que " $s_2$ " es una esquistosidad de crenulación (en el sentido utilizado por WHITTEN, 1966, pg. 230 y ss.). Las caras (001) de los cristales de mica incolora, ponen de manifiesto la existencia de una superficie de esquistosidad más antigua (puesto que está afectada, e incluso desplazada por las superficies " $s_2$ ") a la que llamaremos " $s_1$ ". La distancia entre superficies " $s_1$ " es de unos 0,010 mm. (ver foto nº 24).

Fig. 4. Proyección equiareal de 92 medidas de ejes de micropliegues de la formación de micasquistos y cuarcitas del manto de Murtas. Hemisferio inferior.

Curvas a: 10,5%; 5%; 3% y 1%.

Fig. 5. Proyección equiareal de 85 medidas de ejes de micropliegues de la formación de filitas y cuarcitas - del manto de Alcázar. Hemisferio inferior.

Curvas a: 12,2%; 6,3%; 3% y 0,6%.

La existencia de estas superficies " $s_1$ " no se pone clara - mente de manifiesto mas que en las charnelas de los pliegues de direc - ción aproximada  $N 75^\circ E$ . En otros puntos las superficies " $s_1$ " son, en - general, paralelas a las superficies " $s_2$ " o al menos casi paralelas (es decir, hay una acordancia). Este último suele ser el caso que ocurre en los flancos de los pliegues de dirección  $N 75^\circ E$ .

La distancia que separa las superficies " $s_2$ ", que debe me - dirse en puntos en que existen charnelas de pliegues de dirección  $N 75^\circ E$ , con objeto de no confundir las superficies " $s_1$ " con las " $s_2$ ", es varia - ble, según la naturaleza de roca; así en cuarcitas bastante puras puede llegar a ser de unos milímetros, mientras que en rocas más micáceas es - en general de 0,15 mm. a 0,3 mm.

Parece que la estratificación (" $s_0$ ") es paralela a " $s_1$ ". En muchos casos pueden verse "exudaciones" de cuarzo paralelas a " $s_1$ " y - que a veces ocupan las charnelas de los pliegues.

En un punto de la carretera de Berja-Adra por El Carmen, en la trinchera de la misma, puede verse una falla inversa que hace cabal - gar, hacia el NW, los micasquistos de la parte alta de la formación so - bre filitas del mismo manto (el de Murtas). Debajo de la superficie de - falla pueden verse unos pliegues de arrastre de dirección aproximada -  $N 125^\circ E$  a  $N 135^\circ E$ , que presentan una esquistosidad de plano axial de - dirección  $N 125^\circ E$  a  $N 135^\circ E$ , y que buza unos  $70^\circ$  al SW. Esta esquistosidad sólo ha sido vista en un afloramiento de unos  $4 m^2$  de superficie (medidos sobre el corte que ofrece la trinchera de la carretera). La -



distancia que separa estas superficies de esquistosidad es en general superior a 0.5 cms. Las superficies que aparecen plegadas por los pliegues de arrastre son las " $s_2$ ".

En algunos puntos de la citada carretera Berja-Adra por El Carmen, puede verse una linearidad que ha sido plegada por un pliegue de dirección  $N 30^\circ E$ . La dirección de esta linearidad en un flanco del pliegue es  $N 58^\circ E$  y en el otro  $N 85^\circ E$  aproximadamente. Evidentemente esta linearidad, antes de ser afectada por el plegamiento oblicuo a la misma (el  $N 30^\circ E$ ) debió tener una dirección próxima a  $N 75^\circ E$ . La linearidad a que aquí me refiero es de crenulación.

Como ha hecho notar DIAZ DE FEDERICO (1), en algunos puntos de la carretera Berja-Adra por El Carmen, a favor de superficies " $s_2$ "- existe una linearidad producida por la "alineación" de cristales de clorita y a veces de biotita, en una dirección aproximada  $N 30^\circ E$  -  $N 40^\circ E$ .

---

(1) A. DIAZ DE FEDERICO, Prof. Ayudante de Petrología de Rocas Igneas y Metamórficas, de la Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

#### 4.3.3. ESTRUCTURAS MENORES EN LA FORMACION DE FILITAS Y CUARCITAS.

En la formación de filitas y cuarcitas del manto de Alcázar, se han efectuado 85 medidas de ejes de micropliegues y en la misma formación del manto de Murtas 406 medidas de ejes de micropliegues.

Se han realizado además 350 medidas de superficies de esquistosidad en las filitas y cuarcitas del manto de Murtas.

También se han medido la dirección de 11 ejes de "boudinage" en la formación de filitas y cuarcitas del manto de Murtas.

Asimismo, se han efectuado 300 medidas de diaclasas.

En este apartado incluyo también los resultados de 54 medidas de linealidad, efectuadas en la formación de micasquistos y en las formaciones de filitas de los mantos de Alcázar y Murtas.

Los resultados de estas medidas se han representado sobre falsilla equiareal de Schmidt, proyectando desde el hemisferio inferior.

#### 4.3.3.1. PLIEGUES.

Las figuras nº 5 y 6, representan las proyecciones equiareales de 85 y 406 medidas de polos de ejes de micropliegues correspondientes, a las formaciones de filitas y cuarcitas de los mantos de Alcazar y de Murtas, respectivamente.

Comparando las figuras arriba citadas con la figura nº 4, correspondiente a la formación de micasquistos y cuarcitas, se deduce que en la formación de filitas y cuarcitas aparecen las mismas direcciones de plegamiento que en la formación de micasquistos. (1).

Es decir, existen las cuatro direcciones de plegamiento siguientes:

- Dirección comprendida entre  $N 65^{\circ} E$  y  $N 100^{\circ} E$
- " " " "  $N 125^{\circ} E$  y  $N 145^{\circ} E$
- " " " "  $N 20^{\circ} E$  y  $N 40^{\circ} E$
- " " " "  $N 160^{\circ} E$  y  $N 180^{\circ} E$

---

(1). No pretendo decir que no pueda haber otra dirección de plegamiento en los micasquistos que no esté representada en la formación de filitas. Para comprobar esto serían necesarias muchas medidas en la formación de micasquistos, efectuadas en un área más extensa. Por mi parte lo único que afirmo es que en las medidas efectuadas por mí en la formación de micasquistos y cuarcitas, no hay ninguna dirección de plegamiento que no se dé igualmente en la formación de filitas y cuarcitas.

Con respecto al estilo de los pliegues debe decirse algo se mejante a lo que ya se dijo al hablar de la formación de micasquistos y cuarcitas: en las cuarcitas hay pliegues de tipo concéntrico y de tipo, similar. En las filitas los más abundantes son los de tipo similar. A llí donde hay alternancias de filitas y cuarcitas puede haber tipos de pliegues que presenten un carácter mixto.

La envergadura de los pliegues, al igual que en el caso de los micasquistos, depende de la naturaleza litológica (en la carretera de Berja a Beninar pueden verse magníficos pligues de varios metros de envergadura constituidos por bancos cuarcíticos de notable espesor, 40 a 60 cms.). Sin embargo, lo más común es que sólo tengan unos centímetros. En las filitas pueden verse a veces "chevron-folds" de aproximadamente 1 m. de envergadura (ver foto N<sup>a</sup> 24).

Como puede verse en la figura n<sup>o</sup> 6, realizada a partir de medidas efectuadas en la trinchera de la carretera de Berja a Adra, por El Carmen, en esta estación, abundan los pliegues de dirección aproximada N 135<sup>o</sup> E.

En la carretera citada anteriormente, en el tramo de El Carmen a Adra, hay (principalmente en cuarcitas), pliegues de dirección aproximada N 135<sup>o</sup> E con "ensilladuras" de dirección N 170<sup>o</sup> E, aproximada mente.

En el mismo lugar antes citado, puede verse una linearidad de dirección N 170<sup>o</sup> E, sobre pliegues de dirección N 135<sup>o</sup> E, sin que la citada linearidad sufra cambio de dirección cuando pasa de uno a otro flanco del pliegue.

Fig. 6. Proyección equiareal de 406 medidas de ejes de micropliegues de la formación de filitas y cuarcitas del manto de Murtas. Hemisferio inferior.

Curvas a: 6%; 3,7%; 2,5%; 1,2% y 0,4%.

Fig. 7. Diagrama de polos de superficies de esquistosidad, realizado a partir de 350 medidas. Hemisferio inferior.

Curvas a: 15%; 7,5%; 2,5% y 1%.

#### 4.3.3.2. ALGUNAS OBSERVACIONES SOBRE LAS SUPERFICIES "s".

La superficie de esquistosidad más patente, al igual que ocurría en la formación de micasquistos y cuarcitas, es la que se ha llamado " $s_2$ ".

En la trinchera de la carretera de Berja a Beninar, pueden verse magníficos ejemplos en los que " $s_2$ " es "esquistosidad de crenulación", de pliegues de dirección aproximada N  $75^\circ$  E (ver foto nº 23). La distancia entre superficies " $s_2$ ", como ya se dijo en 4.3.2.2., oscila entre varios milímetros y unas décimas de milímetro.

Hay pruebas claras de la existencia de traslaciones relativas a favor de las superficies " $s_2$ ". Existen "estructuras de transposición" que a veces son observables sólo con la ayuda de un microscopio, pero que en otros casos son perfectamente visibles en el afloramiento. Estas "estructuras de transposición" son particularmente bien visibles en la trinchera de la carretera de Berja a Beninar.

Respecto a la relación " $s_2$ " - " $s_1$ " debería repetirse lo que se dijo en 4.3.2.2., en general parece haber un "paralelismo imperfecto" (una acordancia) que sólo se rompe en las crestas de los pliegues de dirección aproximada N  $75^\circ$  E. (En general es necesario hacer una lámina delgada de estas "crestas" para observar bien la relación entre las dos superficies).

Los plegamientos de direcciones N  $135^\circ$  E, N  $30^\circ$  E y N  $170^\circ$  E, han afectado a las superficies " $s_2$ ", a veces, acentuando, tal vez, las-

estructuras de transposición ya formadas, otras plegando incluso las superficies "s<sub>2</sub>".

En algunos puntos de la carretera Berja-Adra por El Carmen, se ha visto que los pliegues de dirección aproximada N 30° E, van acompañados en algunos casos, de una esquistosidad de plano axial que sólo ocupa extensiones reducidas en los cortes que ofrece la trinchera de la carretera (hasta unos 10 m<sup>2</sup>). La distancia existente entre los planos de esta esquistosidad es de 5 a 10 mm. generalmente.

En la figura nº 7 puede verse un diagrama de polos de superficies de esquistosidad, proyectado desde el hemisferio inferior en falla silla equiareal de Schmidt. Se han efectuado 350 medidas, todas ellas en la trinchera de la carretera de Berja-Adra, que pasa por El Carmen.

Existe un máximo de superficies de esquistosidad con dirección comprendida entre N 30° E y N 10° E y un buzamiento comprendido entre 30° y 50° hacia el ESE. Esto está de acuerdo con la falla inversa, de gran envergadura que existe al este, y que hace cabalgar al manto de Lújar sobre el manto de Murtas (ver 4.2.5.).

Hay además superficies de esquistosidad de otras direcciones comprendidas entre N 150° E y N 60° E, todas buzando hacia el E o SE, lo que pone más de manifiesto la importancia de la falla inversa citada en el párrafo anterior.

#### 4.3.3.3. DIACLASAS.

Se han efectuado 300 medidas de diaclasas, en las filitas y cuarcitas del manto de Murtas, en el tramo de carretera El Carmen-Adra, de la carretera Berja-Adra.

La concentración de los puntos donde se han tomado las medidas en un sector tan pequeño, hace que la representatividad de dichas medidas sea local. Sin embargo, he preferido exponer los resultados de las medidas efectuadas en este área, por considerar que puede tener algún interés, tanto en relación con las demás características estructurales locales, como a modo de punto de partida para un ulterior desarrollo de este estudio sobre otros sectores.

Pueden resumirse los resultados expresados en el diagrama diciendo:

- Hay diaclasas cuya dirección oscila entre  $N 90^{\circ} E$  y  $N 115^{\circ} E$  principalmente, que en general son verticales o con fuertes buzamientos (mayores de  $75^{\circ}$  en general) en unos casos al norte y en otros al sur.
- Otro sistema de diaclasas está constituido por las de dirección aproximada  $N 50^{\circ} - N 70^{\circ} E$ , y que buzan unos  $60^{\circ} - 80^{\circ}$  al NW.
- Finalmente hay un sistema muy bien representado, de dirección aproximada N-S con un buzamiento de  $45^{\circ}$  a  $75^{\circ}$  hacia el oeste.



Fig. 8. Diagrama de polos de diaclasas, realizado a partir de 300 medidas. Hemisferio inferior.

Curvas a: 9%; 6%; 3%; 1% y 0,3%.

Fig. 9. Proyección equiareal de 54 polos de linealidad. Las medidas han sido efectuadas en la formación de micasquistos y cuarcitas del manto de Murtas y en la formación de filitas y cuarcitas de los mantos de Alcázar y Murtas.

#### 4.3.3.4. OTRAS ESTRUCTURAS.

En el diagrama de la figura nº 9, se han representado los pliegues de 54 medidas de linearidad tomadas en la formación de micasquistos del manto de Murtas y en la de filitas, de los mantos de Alcázar y Murtas. La proyección se ha efectuado desde el hemisferio inferior, sobre falsilla equiareal de Schmidt.

Como puede verse en la figura, existen linearidades con las mismas direcciones, aproximadamente, que los ejes de pliegues:

- Una linearidad de dirección aproximada  $N 70^{\circ} E$  a  $N 90^{\circ} E$ , producida por la intersección de las superficies " $s_2$ " sobre las " $s_1$ " ( y sobre las " $s_0$ " ). Es una linearidad de crenulación.

- Linearidad de dirección aproximada  $N 25^{\circ} E$  a  $N 45^{\circ} E$ , producida por la "alineación" de los cristales de clorita, fundamentalmente, en esa dirección.

- La linearidad de dirección  $N 130^{\circ} E$ , aproximadamente, parece en general de crenulación.

- Hay algunas medidas de una linearidad de dirección aproximada  $N 175^{\circ} E$ .

A la vista del diagrama, se podría quizá pensar que el plegamiento de dirección aproximada  $N 35^{\circ} E$ , se produjo después que el de dirección  $N 135^{\circ} E$ , pues hay linearidades, con esta última dirección inclinadas unas veces hacia el NW y otras hacia el SE. Sin embargo, son -

Fig. 10. Proyección equiareal de 11 polos de ejes de "boudinage". Las medidas han sido efectuadas en la formación de filitas y cuarcitas del manto de Murtas.

necesarias muchas más medidas, así como otras observaciones, para poder asegurar esto.

Se han representado asimismo, 11 medidas de ejes de "boudinage", efectuadas en la formación de filitas y currcitas del manto de Murtas, en la trinchera de la carretera de Berja-Adra, por El Carmen. Como puede verse por los resultados, queda de nuevo acentuada la importancia que ha tenido el plegamiento N 30° E, en este área.

En algunos puntos se han visto otras estructuras ("mullions" a escala reducida, "kink-bands"...), pero aparecen de modo muy aislado.

#### 4.3.4. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO DE LAS ESTRUCTURAS MENORES.

Si bien es verdad que serian necesarias muchas más medidas, tomadas en áreas donde aflorasen más extensamente las distintas formaciones que constituyen los mantos alpujárrides, lo cierto es que las etapas de plegamiento de distinta dirección que han afectado al complejo alpujárride, son al menos las que han quedado reflejadas en esta región de la sierra de Gádor occidental. Esto no quiere decir que estas direcciones de plegamiento hayan de ser exactamente las mismas en todo el dominio alpujárride, ya que en otros puntos estas direcciones, pueden sufrir modificaciones.

De todo lo expuesto en apartados anteriores, pueden deducirse varias conclusiones, entre las cuales están las siguientes:

1-Existen cuatro direcciones de plegamiento, puestas de manifiesto por las medidas efectuadas en las tres estaciones mencionadas al principio. Estas direcciones son:

A - N  $70^{\circ}$  a N  $90^{\circ}$  E aproximadamente

B - N  $135^{\circ}$  E aproximadamente

C - N  $30^{\circ}$  E "

D - N  $170^{\circ}$  E "

La dirección A coincide con la general de las Cordilleras Béticas. Es la más conocida, y es citada de modo directo o indirecto por todos los investigadores que han trabajado en las citadas Cordilleras Béticas.

Los pliegues de dirección aproximada N-S (D), son citados por primera vez en el dominio alpujárride por ALDAYA (1969, pg.480).-

El plegamiento de dirección N 135<sup>0</sup> E, aproximadamente, ha sido citado en el complejo nevadofilábride por PUGA (1971). En los Alpujárrides, según mis noticias, estos pliegues aparecen citados por primera vez en una nota mía (OROZCO, 1970a) (1).

Posteriormente han sido vistos micropliegues con esta misma dirección en el sector comprendido entre Almuñecar y Salobreña (CHACON, 1971 y RIAZA, 1971).

La existencia en los Alpujárrides de un plegamiento de dirección N 30<sup>0</sup> E aproximadamente, posterior al de dirección N 75<sup>0</sup> E, - creo que no había sido puesta de manifiesto hasta ahora. Pues los pliegues de dirección N 40<sup>0</sup> E encontrados por ALDAYA son de edad triásica (ALDAYA, 1969, pg. 278). En el complejo nevadofilábride esta dirección de plegamiento aparece con cierta abundancia (ver, entre otros, NIJ - HUIS, 1964 y PUGA, 1971). Queda por determinar la edad relativa de esta dirección de plegamiento en el complejo nevadofilábride.

2-Al menos una parte importante de los pliegues cuya dirección está comprendida entre N 65<sup>0</sup> E y N 100<sup>0</sup> E, es más antigua que -

---

(1) En una representación gráfica de 200 medidas de ejes de pliegues efectuada por ALDAYA (1969, pg. 353) hay unos pliegues de dirección N 135<sup>0</sup> E. Pero ALDAYA (1969) no hace referencia expresa en el texto a dichos pliegues.

los pliegues de otras direcciones (pliegues de direcciones denominadas B, C y D en el punto 1 de este apartado). (1). Esto no excluye la existencia de posibles plegamientos prealpinos.

3-El plegamiento de mayor importancia, a escala regional, es el de dirección N  $75^{\circ}$  E aproximadamente.

4-Las diferentes etapas de plegamiento, que han dado lugar a las cuatro direcciones de pliegues mencionados en 1, pertenecen todas a la orogenia alpina. Esta conclusión va implícita en la 2 y se deduce también del hecho de que se encuentren pliegues de todas las direcciones citadas en la formación de filitas y cuarcitas, incluso en los términos próximos al contacto con la formación carbonatada.

5-Los pliegues de dirección N  $135^{\circ}$  E parecen anteriores a los de dirección N  $170^{\circ}$  E.

6-Del hecho de que la linealidad, de dirección N  $135^{\circ}$  E esté inclinada unas veces al SE y otras al NW, parece deducirse que el plegamiento de dirección N  $30^{\circ}$  E ha sido posterior al de dirección N  $135^{\circ}$  E, aunque no se han encontrado otras pruebas que confirmen esta datación relativa.

---

(1). Cabe la posibilidad de que una parte de los pliegues de dirección comprendida entre N  $65^{\circ}$  E y N  $100^{\circ}$  E, sea posterior a los pliegues de direcciones conocidas como B, C y D. Debe recordarse que en la región situada más al oeste se ha distinguido un plegamiento de dirección N  $80^{\circ}$  E bastante reciente (ALDAYA, 1969, pg. 485). Así pues es probable que al menos una parte de los pliegues de dirección comprendida entre N  $80^{\circ}$  E y N  $100^{\circ}$  E sea posterior a todos los demás pliegues.

7-Queda sin establecer la datación relativa de los pliegues de dirección N  $30^{\circ}$  E respecto a los de dirección N  $170^{\circ}$  E.

8-La esquistosidad que aparece de un modo más patente y con la más amplia distribución (" $s_2$ "), es la esquistosidad de plano axial - de los pliegues de dirección N  $75^{\circ}$  E, los cuales están formados a su vez por lechos cuarzosos y micáceos plegados. Estas superficies plegadas - que quedan marcadas por la orientación de los planos (001) de la mayor parte de la mica incolora, son por tanto anteriores a " $s_2$ " y las he llamado " $s_1$ ".

9-En algunos puntos los pliegues de direcciones N  $135^{\circ}$  E y N  $30^{\circ}$  E van acompañados de una esquistosidad de plano axial, con una separación entre planos de esquistosidad que suele oscilar entre 5 mm. y 10 mm., y que tiene una distribución muy restringida.



#### 4.4. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO DE LA TECTONICA.

=====

En este apartado se exponen las conclusiones relativas a las deformaciones tectónicas. Tanto las que se deducen del estudio de las - estructuras a la escala del afloramiento y microscópicas como de las es tructuras a escala regional.

Esta exposición se hace de un modo cronológico. Dada la im- portancia que la tectónica de corrimiento ha tenido en la región, se ha subdividido el estudio de las conclusiones relativas a cada manto.

#### 4.4.1. TECTONICA ANTERIOR A LOS CORRIMIENTOS.

##### 4.4.1.1. TECTONICA PREALPINA.

Las pruebas para demostrar la existencia de una orogenia prealpina habría que encontrarlas en la formación de micasquistos y cuarcitas. Desgraciadamente el desarrollo que dicha formación alcanza en la región de la sierra de Gádor occidental es bastante restringido y no hay ningún corte en el que se pueda recorrer la formación completa, desde los términos basales hasta los superiores pasando por los intermedios, sino que en unos puntos se encuentran representados términos correspondientes a la parte superior de la formación y en otros puntos, términos basales, no existiendo por tanto, un corte completo y continuo.

Así pues las diferencias de metamorfismo bruscas, en caso de existir, podrían atribuirse a la falta (por efecto de las laminaciones tectónicas) de los términos intermedios de la formación.

Por otra parte el estudio de las estructuras menores no ha revelado la existencia de una fase o fases orogénicas anteriores a las alpinas. Aunque hay que reconocer que por la misma limitación de buenos cortes en que aflore la formación de micasquistos y cuarcitas, sobretudo su parte inferior, y debido a la diversidad de direcciones de plegamiento alpinas que han quedado puestas de manifiesto en 4.4., las

eventuales estructuras prealpinas podrian haber pasado inadvertidas.

Por tanto de los datos obtenidos en el estudio tectónico de esta región no se puede demostrar la existencia o no existencia de una o varias orogénias prealpinas. (Volveremos más adelante sobre esta cuestión, en el capítulo dedicado a la Petrogénesis).

Además, como ya quedó reflejado en 2.3.2., si bien es verdad que la tendencia más general, es a admitir la existencia de orogénias prealpinas que hayan afectado a una parte de las formaciones que constituyen los mantos alpujárrides, el acuerdo no es unánime.

#### 4.4.1.2. LA CUESTION DE LAS DEFORMACIONES DE PROBABLE EDAD TRIASICA.

En la formación calizodolomítica del manto de Lújar, en la región situada al oeste del Rio Grande de Adra, ALDAYA ha puesto de manifiesto la existencia de un sistema de pliegues de dirección media a proximada  $N 40^{\circ} E$ . Aunque ALDAYA (1969, pg. 278) no ha encontrado una superficie de discordancia que le sirviese para datar de modo preciso, la época de formación de estos pliegues, hay varios hechos que le inclinan a considerar estos pliegues como triásicos:

- En varios puntos estos pliegues están cortados por la superficie de corrimiento de los mantos superiores. (ALDAYA, 1969, pg.275).
- Estos pliegues no han afectado a toda la formación carbonatada del manto de Lújar. Los niveles superiores no han sufrido los efectos de este plegamiento (el de dirección  $N 40^{\circ} E$ ). (ALDAYA, 1969, pg.276).

Por mi parte debo decir que también he encontrado pliegues de dirección aproximada NE-SW en la formación calizodolomítica del manto de Lújar (ver 4.2.1. y 4.2.4.).

Al igual que ALDAYA (1969, pg. 272), opino que es difícil decidirse sobre el estilo tectónico de estos pliegues; en unos puntos aparecen como concéntricos y en otros puede observarse un comportamiento disarmónico. Estas variaciones podrían estar en relación con los cambios de litología existentes dentro de la formación carbonatada del manto de Lújar y diferente comportamiento mecánico de cada tipo de roca, (así por ejemplo, los paquetes en que predominaran los bancos más o menos gruesos de dolomías y calizas, sería más probable que presentarían pliegues de tipo concéntrico, mientras que cuando abundan las calizas "hojosas" y las margas, aunque no sean estos los únicos tipos de rocas, parece más probable un comportamiento disarmónico). Por otra parte hay que tener en cuenta el hecho apuntado por ALDAYA de que los niveles superiores de la formación carbonatada no se encuentran afectados por el plegamiento,.

En un afloramiento (ver 4.2.1.2.1.1.), he podido ver como la superficie de corrimiento del manto de Alcázar, corta a los pliegues de dirección N 45<sup>o</sup> E que aparecen en la formación carbonatada del manto de Lújar.

No tengo pruebas concluyentes de que los niveles superiores de la formación carbonatada del manto de Lújar no hayan sido afectados por el plegamiento NE-SW, sin embargo, los hechos apuntados en -

4.2.4., concordarían bien con esto.

La dirección  $N 30^{\circ} E$ , que aparece entre las direcciones de micropliegues citados en 4.3., no es contemporánea de los pliegues NE-SW de la formación carbonatada del manto de Lújar, por las razones que quedaron expuestas en 4.3. aunque no hay que descartar la posibilidad de que algunos de los pliegues de dirección NE-SW aproximadamente, haya sido incluido en el grupo de los pliegues de dirección aproximada  $N 30^{\circ} E$ .

Así pues, por todo lo apuntado más arriba, parece lógico admitir la existencia de una etapa de plegamiento de dirección aproximada NE-SW, anterior a los corrimientos de los mantos. No puede precisarse si este plegamiento tuvo lugar inmediatamente antes del comienzo de los corrimientos o bien transcurrió un lapso de tiempo prolongado entre el citado plegamiento y los corrimientos.

#### 4.4.2. TECTONICA DE CORRIMIENTO.

Del estudio detallado de las diferentes áreas o sectores efectuado en 4.2., podemos deducir que los materiales que ocupan la región estudiada, exceptuando los de edad neógena y cuaternaria, pertenecen en su mayor parte al complejo alpujárride, s.lt., existiendo algunos afloramientos, muy poco extensos, de materiales atribuibles al complejo maláguide.

El complejo alpujárride, s.sl, está representado en esta región por tres unidades tectónicas. No voy a repetir aquí todos los argumentos invocados por ALDAYA (1969, pg. 284 y ss.) para demostrar que tales unidades son en realidad mantos de corrimiento. Como quiera que la terminología utilizada en este trabajo es la misma que la que aparece en la obra de ALDAYA, remito al lector al trabajo de este autor. Por mi parte me limitaré a hacer algunas consideraciones de tipo general respecto a cada uno de los mantos presentes en la región estudiada.

Teniendo en cuenta, fundamentalmente, que las rocas que constituyen el manto más inferior en esta región, (el manto de Lújar) muestran un grado de metamorfismo menor que el que presentan las rocas constituyentes de mantos superiores, es lógico admitir al igual que lo hacen EGELER y SIMON (1969a, pg. 64 y ss,) para las áreas alpujárrides por ellos investigadas, que los corrimientos han tenido lugar, al menos, en dos fases.

#### 4.4.2.1. EL MANTO DE LUJAR.

Es el que aflora más extensamente en la región estudiada. Constituye la mayor parte del macizo montañoso de sierra de Gádor; - también lo encontramos en la parte norte descansando sobre los mate -  
riales del complejo nevadofilábride.

Está constituido por una formación de filitas y cuarcitas en la base y una formación carbonatada en su parte superior, siendo - esta última la que aflora más extensamente. (Las características lito -  
lógicas de ambas formaciones ya han sido estudiadas anteriormente; -  
ver capítulo 3).

Además de en los extensos afloramientos antes citados, el manto de Lújar aparece en ventanas tectónicas o en semiventanas, que -  
dejan al descubierto la erosión de materiales pertenecientes a mantos  
de corrimiento tectónicamente superiores, (ver 4.2.1.2.2. y 4.2.3., -  
principalmente).

El contacto entre el manto de Lújar y los materiales in -  
frayacentes (el complejo nevadofilábride), puede verse en la parte -  
norte de la región estudiada, entre Chanes y Paterna del Río, aproxi -  
madamente. En este contacto se observa que, en general, las filitas -  
se han laminado y se ponen directamente en contacto los materiales ne  
vadofilábrides con la formación carbonatada del manto de Lújar. Lami -  
naciones probablemente similares, se han producido en otros puntos en  
que aflora el manto de Lújar (ver 4.2.2.2.).

En un capítulo posterior (el 7º), se hace un intento de correlación entre las distintas unidades diferenciadas por los autores que han trabajado en regiones limítrofes, y las que se diferencian en este estudio.

#### 4.4.2.2. EL MANTO DE ALCAZAR.

Se encuentra constituido, al igual que el de Lújar, por filitas y cuarcitas en su base y por una formación carbonatada. Como ya quedó apuntado en 3.4. la formación carbonatada del manto de Lújar presenta algunos rasgos propios que no se dan en los demás mantos.

El manto de Alcázar aflora ampliamente en una banda de dirección E-W que se extiende al norte de la depresión neógena de Ugijar-Canjáyar. También aflora extensamente en el área de Berja y sus alrededores. Se encuentra además constituyendo isleos tectónicos sobre el manto de Lújar, en diversos puntos. (ver mapa y descripción de los distintos sectores).

El manto de Alcázar en general está colocado sobre la formación carbonatada del manto de Lújar, sin embargo, en el sector situado entre Paterna del Rio y Mairena, se pone en contacto directo con los materiales del complejo nevadofilábride.

Son abundantes las laminaciones tectónicas en las formaciones que constituyen el manto de Alcázar; a veces estas laminaciones son tan importantes, que llega a perderse totalmente el manto de Alcázar, -



descansando entonces el manto de Murtas directamente sobre el de Lújar (esto es lo que ocurre en las proximidades del vértice Capitán, al NE de Fondón, ver 4.2.1.2.2.). En otros puntos se produce sólo un adelgazamiento de las formaciones o la pérdida de una de ellas.

#### 4.4.2.3. EL MANTO DE MURTAS.

En la región estudiada es el que está menos extensamente representado. Desde el punto de vista estratigráfico es el más completo, pues está constituido por micasquitos y cuarcitas, en la base, a continuación filitas y cuarcitas y sobre la formación anterior, los términos más altos, la formación carbonatada.

En general el manto de Murtas descansa sobre el manto de Alcázar, sin embargo, hay algunos afloramientos en los que puede verse al citado manto de Murtas directamente encima de la formación carbonatada del manto de Lújar (el ya citado del Cerro Capitán; un pequeño isleo existente a la derecha de la carretera Ugíjar-Adra, a la altura del kilómetro 18; en parte, el isleo que puede observarse 1 km. al este del km. 20 de la carretera Ugíjar-Adra y otros). Estos efectos son debidos a laminaciones tectónicas del manto de Alcázar.

Los efectos de las laminaciones tectónicas en el manto de Murtas, pueden ser observadas en varios puntos. Así por ejemplo, en el área situada al SW de Berja, puede verse como la potencia de la formación de micasquitos y cuarcitas del manto de Murtas, decrece rápida-

mente desde el Rio Grande de Adra hasta las proximidades de Berja. Esta disminución de potencia es tan grande que mientras inmediatamente al oeste del Rio Grande de Adra, la formación de micasquistos y cuarcitas alcanza un amplio desarrollo (ver esquema de unidades en ALDAYA 1969, pg. 348), al este del citado Rio Grande, prácticamente sólo se encuentran representados los términos superiores de la formación.

En otros puntos los términos que quedan laminados de forma más o menos completa, son los de la parte alta de la formación (es lo que ocurre en la banda de micasquistos del manto de Murtas, que corta la carretera que va de Cherín al Pto. de la Ragua), estando apoyadas las filitas, prácticamente, sobre los términos basales de la formación de micasquistos

#### 4.4.2.4. COMPLEJO MALAGUIDE.

Se encuentra representado en unos cuantos afloramientos aislados, de escasa extensión que ya han sido estudiados por diversos autores (DURAND DELGA, 1966 y 1968; BODENHAUSEN, FONTBOTE y SIMON, 1967; JACQUIN, 1970).

Como muy bien afirma JACQUIN (1970, pg. 111), el contacto de los materiales maláguides con las rocas subyacentes no siempre se establece entre los mismos niveles. En ocasiones es el Paleozoico maláguide el que se sitúa sobre la formación de filitas del manto de Murtas; otras veces el contacto se establece entre el Paleozoico malá

guide y los micasquistos del manto de Murtas.

La pequeña extensión de los afloramientos, y el hecho de que en general están, al menos parcialmente, cubiertos de materiales neógenos y cuaternarios, constituyen unas limitaciones importantes - para todo intento de explicación de los diferentes tipos de contactos existentes entre los materiales maláguides y las rocas del complejo alpujárride. No parece extraño pensar que la causa de estos tipos de contactos citados fuese la existencia de laminaciones tectónicas, ya que como se ha visto en apartados anteriores estas son abundantes también dentro de los diferentes mantos alpujárrides. Pero - creo que cualquier explicación en este sentido, debe quedar en el terreno de la hipótesis.

#### 4.4.2.5. FRACTURAS RELACIONADAS PROBABLEMENTE CON LA ETAPA DE CORRIMIENTOS.

Entre los kilómetros 24 y 26 de la carretera de Ugíjar-A<sup>A</sup>dra, puede verse una falla, cuya superficie presenta una dirección aproximada de N 155° E que en ocasiones tiene unas estrias de dirección N 165° E que son casi horizontales. No parece haber duda de que se trata de una falla de desgarre. Por la dirección de la superficie y de las estrias puede relacionarse lógicamente con unos empujes de dirección N 10° - N 20° W, dirección que coincide con la de los empujes que han dado lugar a los corrimientos.

Así pues, parece lógico relacionar esta falla de desgarre con la etapa de los corrimientos.

En el norte de la región estudiada, existen otras fallas con componente de desgarre importante (ver 4.2.1.2.2.2. y 4.2.1.3.2.), pero es más problemático conocer qué dirección tuvieron los empujes - que las ocasionaron.

#### 4.4.3. TECTONICA POSTERIOR A LOS CORRIMIENTOS.

##### 4.4.3.1. TECTONICA DE PLEGAMIENTO.

En el apartado referente a las estructuras menores, ha quedado puesta de manifiesto la existencia de pliegues de diversas direcciones, que se han formado, con posterioridad a la tectónica de corrimientos. A escala hectométrica o kilométrica, se ha reconocido algún pliegue de las direcciones que han quedado puestas de manifiesto en el apartado de las estructuras menores (como la estructura sinforme, de dirección aproximada  $N 40^{\circ} E$ , existente unos 1.000 mts. al SW del km.-12 de la carretera Ugíjar-Adra. En esta estructura ha quedado preservado un isleo tectónico del manto de Murtas). En general, sin embargo, los pliegues a escala hectométrica o kilométrica, posteriores a los corrimientos son raros en la región estudiada

La formación de la estructura anticlinal de gran radio que constituye la sierra de Gádor, puesta de manifiesto por la dirección y buzamiento de las capas carbonatadas que forman la mayor parte de la citada sierra de Gádor, tiene lugar como una última etapa de la tectónica de compresión.

La formación de "abombamientos" de gran radio en las Cordilleras Béticas ya había sido puesta de manifiesto por FONTBOTE (1957).

#### 4.4.3.2. TECTONICA DE FRACTURA.

Las direcciones de fractura que aparecen mejor representadas en la región estudiada, son las siguientes:

- Fallas de dirección comprendida entre  $N 135^{\circ} E$  a  $N 150^{\circ} E$ .
- Fallas de dirección comprendida entre  $N 20^{\circ} E$  y  $N 40^{\circ} E$ .
- Fallas de dirección comprendida entre  $N 60^{\circ} E$  y  $N 80^{\circ} E$ .
- Fallas de dirección aproximada N - S.

Entre las fallas cuya dirección aproximada está comprendida entre  $N 135^{\circ} E$  y  $N 150^{\circ} E$ , las hay inversas, como la que puede verse en la carretera local de Berja a Adra por El Carmen que hace cabalgar hacia el N a unos términos de la parte superior de la formación de micasquitos del manto de Murtas, sobre filitas del mismo manto. Las fallas inversas de dirección aproximada  $N 135^{\circ} E$ , están genéticamente relacionadas con el plegamiento de esta misma dirección, que ha puesto de manifiesto el estudio de las estructuras menores.

Sin embargo, la mayoría de las fallas de dirección comprendida entre  $N 135^{\circ} E$  y  $N 150^{\circ} E$  que quedan reflejadas en el mapa, son fallas normales producidas en una etapa de distensión como las que delimitan por el W al macizo de sierra de Gádor.

Entre las fallas de dirección aproximada  $N 20^{\circ} E$  las hay a simismo de dos clases: inversas y normales.

La importante falla inversa situada al S de Berja (ver mapa) que hace cabalgar al manto de Lújar sobre las calizas y dolomías - del manto de Murtas, tiene esta dirección ( $N 20^{\circ} E$  aproximadamente). - El origen de esta falla inversa debe estar relacionada con el plega - miento de dirección  $N 30^{\circ} E$ , aproximadamente (ver apartado de "estructuras menores").

Hay también fallas normales cuya dirección está dentro del intervalo  $N 20^{\circ} E - N 40^{\circ} E$  (ver mapa). Estas últimas parece lógico asociarlas con una etapa de distensión.

Las fallas de dirección comprendida entre  $N 60^{\circ} E$  y  $N 80^{\circ} E$  son también de las dos clases arriba citadas: inversas y normales.

De las inversas sólo hay una que por su importancia merezca ser representada en el mapa geológico a escala 1:50.000: la existente al ESE de Berja.

Las fallas inversas de dirección  $N 80^{\circ} E$  están relacionadas con la última etapa de plegamiento que ha afectado a la región: la que ha producido los "abombamientos" de gran radio (FONTBOTE, 1957) y el plegamiento intramioceno de parte de los materiales que constituyen hoy la cuenca de Orgiva-Ugíjar-Canjáyar (ALDAYA, 1969; JACQUIN, 1970).

Las fallas de dirección comprendida entre  $N 60^{\circ} E$  y  $N 80^{\circ} E$

son las que han tenido más importantes consecuencias en la región estudiada. Han contribuido de forma decisiva en la formación de la cuenca-neógeno-cuaternaria de Ugfjar-Canjáyar, así como a la delimitación por el S del macizo de sierra de Gádor. Por otra parte son las que han dado lugar a la estructura en "horst" existente entre la depresión de Ugfjar-Canjáyar y el "sector de Berja" (ver apartado 4.2.).

Asimismo deben citarse las fracturas de dirección N-S aproximadamente, algunas de las cuales han quedado reflejadas en el mapa.

Todas las fallas que he encontrado con esta dirección, son fallas normales formadas en relación con una etapa de distensión.

Finalmente, haré alusión a las fallas inversas de vergencia S, producidas en varios puntos de la vertiente S del macizo de Sierra Nevada (ver apartado 4.3.).

Mediante estas fallas se han producido cabalgamientos locales de materiales alpujárrides (y a veces también de rocas del complejo nevadofilábride), sobre rocas de edad miocena de la cuenca de Ugfjar-Canjáyar.

Estas fallas inversas tienen un origen gravitatorio. Están en relación con los últimos movimientos de elevación del macizo de Sierra Nevada, puestos de manifiesto por FONTBOTE (1957).



4.4.4. INTENTO DE CORRELACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS DEL ESTU  
DIO DE LAS ESTRUCTURAS MENORES CON LAS OBSERVACIONES EFEC -  
TUADAS A ESCALA REGIONAL.

Trataré de seguir un orden histórico de los acontecimientos, especificando cuando haya duda sobre la edad relativa de un determinado suceso.

Como ya se dijo en 4.4.1.1., en la región estudiada no existen pruebas concluyentes de la existencia de una tectónica prealpina. Aunque no se puede descartar la posibilidad de que tales pruebas, hayan quedado enmascaradas por la tectónica alpina posterior. Como se verá más adelante (capítulo de Petrogénesis), del estudio de las rocas en la región objeto de este trabajo no se deduce, en mi opinión, la existencia de fases de metamorfismo prealpinas.

Respecto a los pliegues, de escala decamétrica, encontrados en la formación calizodolomítica del manto de Lújar, no tengo certeza si también existen otros de la misma edad entre las estructuras menores medidas. En caso de existir, estarían bastante enmascarados, pues después de su formación han tenido lugar las diversas etapas tectónicas que han dado lugar a las distintas direcciones de plegamientos mencionados en 4.3.

Parece lógico pensar que, al menos, la fase más importante de

los corrimientos de los mantos, guarda una estrecha relación con los micropliegues de dirección comprendida entre  $N 65^{\circ} E$  y  $N 80^{\circ} E$ . Y que la esquistosidad que aparece de modo más patente, y que es paralela a los planos axiales de los pliegues anteriormente citados ( la que hemos denominado " $s_2$ ") se ha formado precisamente en esta etapa de corrimientos (recordar la existencia de estructuras de transposición a favor de estas superficies " $s_2$ ").

Los micropliegues de dirección aproximada  $N 135^{\circ} E$ , no tienen (al menos de manera clara) su equivalente en las estructuras representables a escala 1:50.000.

Tanto el estudio de las estructuras menores, como el de las macroestructuras, revelan que existen pliegues y fallas inversas de dirección aproximada  $N 30^{\circ} E$ . (Estas estructuras tienen gran importancia en el área situada al sur de Berja).

De las observaciones efectuadas, tanto en las estructuras menores (4.3.2.2. y 4.3.3.1.) como en las macroestructuras (4.2.5.), se deduce que la vergencia de los accidentes tectónicos (pliegues y fallas inversas), de dirección  $N 135^{\circ} E$  y  $N 30^{\circ} E$  es respectivamente, hacia el NE y hacia el NW.

No me ha sido posible reconocer, con seguridad, macroestructuras que estén en relación con el plegamiento de dirección aproximada  $N 170^{\circ} E$ , observado entre las estructuras menores.

El plegamiento más reciente de dirección aproximada  $N 80^{\circ} E$ , que deformó los niveles basales de la cuenca miocena de Ugíjar (ALDAYA,-

(1969, pg. 485), parece que está también representado entre las estructuras menores (muy posiblemente una buena parte de los microplegues de dirección comprendida entre  $N 80^{\circ} E$  y  $N 100^{\circ} E$ , sean debidos a este plegamiento).

Las pocas medidas de ejes de "boudinage" efectuadas, resaltan igualmente la importancia que han tenido los plegamientos de dirección  $N 75^{\circ} E$  y  $N 30^{\circ} E$ , al menos en el sector sur de la región estudiada.

Por lo que se refiere a las fracturas, la correlación es más delicada, pues como ya se dijo en 4.3.3.3., las medidas de diaclasas se han efectuado en un área de extensión reducida. Se debe poner de relieve que tanto el sistema  $N 70^{\circ} E$  aproximadamente, como el N-S, reflejados en la cartografía, están perfectamente representados entre las medidas efectuadas en diaclasas en la carretera de Berj-Adra, por El Carmen.

## PETROGENESIS



## 5.1. INTRODUCCION

=====

Según SUTTON (1964), la "vida total" (life-span) de un complejo metamórfico está constituida por "episodios" ("episodes") mineralogénicos y de deformación. En la historia de una cadena metamórfica suelen alternar ambos tipos de episodios.

Al igual que PUGA (1971), prefiero utilizar el término fase al de episodio, entre otras razones porque el primero está mucho más extendido en la literatura especializada escrita en lengua castellana. Lo que sí me parece importante es que este término fase no implica que tenga una duración más o menos larga. Lo utilizo pues con criterio amplio, sin prejuzgar importancia relativa ni duración grande.

El estudio mineralógico de las rocas, así como el de las relaciones texturales existentes entre los diversos componentes minerales, junto con las observaciones efectuadas sobre estructuras menores, conducen al establecimiento de una serie de fases (en el sentido definido - más arriba) en la historia metamórfica de la región objeto del presente trabajo.

## 5.2. FASE IGNEA

=====

Como ha quedado expuesto en el capítulo de Petrología (3), en el área estudiada hay rocas de origen ígneo indudable (los filones-capas de rocas subvolcánicas existentes en la formación carbonatada del manto de Lújar). Hay además otras rocas (ver 3.3.5.), cuyo origen es también ígneo muy probablemente.

Así pues esta fase ígnea está integrada por los minerales de origen ígneo que se conservan en las rocas arriba citadas. Aunque la textura de las antiguas rocas ígneas se conserva en muchos casos, los minerales originarios han sufrido cambios en muchos puntos (ver 3.4.2.4.).

Los minerales que pertenecen a la fase ígnea son la plagioclasa de composición aproximada  $An_{20}-An_{25}$  y, posiblemente parte de la mena metálica, que se encuentran en las rocas subvolcánicas (ver 3.4.2.4.), y muy probablemente, al menos parte del rutilo, titanita, plagioclasas, y otros minerales, que forman algunas filitas (ver 3.3.3.3.).

Respecto a la edad de esta fase ígnea, en el caso de las "filitas con rutilo" (ver 3.3.3.3.) parece claro que debe ser anterior a todas las fases de metamorfismo alpino, posiblemente contemporánea de las rocas cuarzo-arcillosas que posteriormente se transformarían en filitas, por efecto del metamorfismo.

En el caso de las rocas subvolcánicas existentes en la forma -

ción carbonatada del manto de Lújar, puede decirse que son anteriores a los empilamientos actuales de los mantos ya que existen restos de roca-subvolcánica, resultado de una trituration, junto a una superficie de - corrimiento del manto de Alcázar sobre el manto de Lújar. Otro argumen- to que confirma lo anterior es la existencia de rocas probablemente sub- volcánicas, milonitizadas (ver 3.4.2.4.).

Parecen asimismo, anteriores al metamorfismo alpino, aunque esto es difícil de asegurar debido a que la formación carbonatada del - manto de Lújar apenas está afectada por el metamorfismo; sin embargo, - la existencia de albita, anfíboles, epidota y clorita en muchas de es - tas rocas hacen pensar en la acción de un metamorfismo sobre la roca íg- nea originaria.



### 5.3. FASES DE METAMORFISMO ALPINO

=====

Del estudio de las rocas, así como de las observaciones efectuadas sobre el terreno, como ha quedado apuntado anteriormente, se deduce la existencia de una serie de fases mineralogénicas (de formación de minerales metamórficos) y de otras fases de deformación.

En el área estudiada no he encontrado ninguna prueba concluyente de que alguna o algunas, de las fases pertenezcan a una orogénesis prealpina. Hay que tener en cuenta, sin embargo, que sólo pueden establecerse las fases que quedan reflejadas en la textura de los minerales ahora existentes, es decir, pueden haber existido otras fases cuyas huellas hayan sido borradas por los efectos de fases posteriores.

Por tanto, el número de fases que constituyen la historia metamórfica de la región estudiada, es al menos, el de las que han quedado reflejadas en las rocas que en ella afloran. Es posible pues, que el número de fases, en que se desarrolló el metamorfismo, fuese mayor.

Cada fase ha tenido lugar bajo unas condiciones termodinámicas determinadas. Por lo tanto, los minerales formados en las distintas fases, pertenecerán a una serie de facies, a una facies y a una subfacies concreta. Sin embargo, no siempre es posible determinar la facies y la subfacies de cada una de las fases, debido a que en algunas ocasiones los minerales que integran una fase son "críticos"; o bien a que -

los minerales críticos se hayan destruido en fases posteriores.

En el área estudiada se han podido establecer con seguridad nueve fases, a las que muy probablemente hay que añadir una más, si bien la existencia de esta última no está totalmente confirmada.

### 5.3.1. FASE 1ª SINCINEMATICA.

En el área estudiada, es la fase mineralogénica más importante, ya que a pesar de ser la más antigua, es a la que pertenece la mayor proporción de los minerales que constituyen las rocas que afloran en el área citada.

El carácter sincinemático de esta fase viene dado por la disposición de las inclusiones existentes en el interior de algunos cristales (estructuras en "bola de nieve" de algunos granates), y por la orientación preferencial de cristales de mica incolora, mena metálica, grafito y otros, a favor de las superficies de esquistosidad ( $s_1$ ).

Los minerales que constituyen esta fase son los siguientes: Cuarzo, micas incoloras, grafito, granate (espesartita-almandino), oligoclasa, mena metálica y cloritoide, en los términos inferiores de la formación de micasquistos.

En términos superiores de la formación de micasquistos, desaparece el granate y la plagioclasa se hace más sódica. Los demás minerales no muestran variación, aunque en general el cloritoide y el grafito se hacen mucho más escasos.

En la formación de filitas y cuarcitas, los minerales que constituyen esta primera fase son los siguientes: cuarzo, micas incolo-

ras, albita, mena metálica, carbonatos y rutilo (?) (1).

Estas paragénesis minerales que constituyen la fase 1ª, coinciden en gran parte con las descritas por WINKLER (1967) para la serie de facies de tipo barrowiano.

Los minerales de los términos inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas de esta fase 1ª, podrían pertenecer tanto a la parte inferior de la facies de los Esquistos verdes, como a la parte superior de la facies de las anfibolitas almandínicas, ya que hay características de una y otra.

Según la composición de la plagioclasa, parece que debería pertenecer a la facies de las anfibolitas almandínicas, ya que en la facies de los Esquistos verdes no es estable la plagioclasa con un contenido en An superior al 7% (WINKLER, 1967).

La composición del granate, sin embargo, es más propia de la facies de los Esquistos verdes.

El cloritoide, si bien no siempre está excluido de la facies de las anfibolitas almandínicas, pues parece ser estable en algunas paragénesis minerales de la región de menor temperatura de dicha facies, es un mineral típico de la facies de los Esquistos verdes (WINKLER, 1967).

---

(1) Con este signo (?), quiero indicar que no es totalmente seguro que el mineral en cuestión forme parte de esta paragénesis.

Por otro lado entre los minerales citados más arriba no a parece la estaurolita, que es un mineral típico de la primera subfacies (B 2.1) de la facies de las anfibolitas almandínicas, pero esto puede ser debido a un control químico.

Teniendo en cuenta todo lo dicho anteriormente y muy especialmente la composición de la plagioclasa que aparece en los términos inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas, puede concluirse que la paragénesis de la fase 1ª existente en los términos basales de la formación de micasquistos y cuarcitas pertenece a la facies de las anfibolitas almandínicas, subfacies almandino-estaurolita.

Por otra parte, hay que tener en cuenta las diferencias existentes entre el metamorfismo alpino de las Cordilleras Béticas y el metamorfismo tipo barrowiano. Estas diferencias ya han sido puestas de manifiesto por diversos autores (DE ROEVER y NIJHUIS, 1963; WINKLER, 1967; PUGA, 1971). Esto podría explicar algunas de las diferencias existentes entre la paragénesis de la fase 1ª de los términos inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas que afloran en el área estudiada, y las de la serie de facies tipo barrowiano descrita por WINKLER.

La paragénesis de la fase 1ª en los términos superiores de la formación de micasquistos y cuarcitas, en la que falta ya el grnate y la plagioclasa es más sódica, podría clasificarse dentro de la facies de Esquistos verdes, y dentro de esta en la subfacies B 1.2. Es muy probable que la subfacies B 1.3. esté también representada, pues -

como se dijo en 3.2.3.1. la plagioclasa en los términos intermedios y superiores de la formación de micasquistos y cuarcitas, es de una composición que oscila entre  $An_{17}$  y  $An_0$ , aunque los valores más abundantes estén en el intervalo  $An_8 - An_0$ .

Los minerales constituyentes de esta fase 1ª en la formación de filitas y cuarcitas, representan un grado de metamorfismo que puede clasificarse como B 1.1.

Respecto a las condiciones termodinámicas, WINKLER (1967) si tua el comienzo de la facies de los Esquistos verdes a una temperatura que oscila entre  $390^\circ$  y  $400^\circ$  C para una presión comprendida entre 1 y 10 kilobares. El comienzo de la subfacies B 1.2. entre  $450^\circ$  y  $470^\circ$  C. No da WINKLER (1967) los límites de temperatura entre B 1.2 y B 1.3. El final de la facies de los Esquistos verdes, lo situa a unos  $550^\circ$  C.

El comienzo de la facies de las anfibolitas, tiene lugar según WINKLER (1967), entre  $540^\circ \pm 20^\circ$  C a una presión de 2 kilobares y  $560^\circ \pm 20^\circ$  C a una presión de 7 kilobares.

### 5.3.2. FASE 2ª DEFORMACION.

Esta fase está posiblemente, en continuación con la fase 1ª. Consiste en la formación de grietas y fisuras, a favor de las cuales ascienden los fluidos, que al cristalizar dan lugar a filones unas veces transversos y otras paralelos, a la esquistosidad preexistente ( $s_1$ ) y a

la estratificación ( $s_0$ ).

El relleno de estos filones está constituido por cuarzo, clorita y mena metálica. En general se admite que estos filones son productos de exudación, que pueden ser el resultado final de una acción metamórfica (en este caso esta acción sería la fase 1ª).

Estos filones han sido afectados por fases de deformación posteriores (como lo demuestra la existencia de fenómenos de "boudinage" originados a partir de estos filones. Ver 4.3.).

### 5.3.3. FASE 3ª POSTCINEMATICA.

Si bien la existencia de esta fase no es un hecho totalmente establecido, hay una serie de hechos que inducen a pensar en su existencia.

Como ya se dijo en 3.2.5. hay paquetes de cristales de biotita, desorientados totalmente respecto a las superficies de esquistosidad, en la parte interna de los cuales hay clorita.

Logicamente la biotita se formó después de la clorita, ya que como quedó expuesto en 3.2.5., la clorita ocupa la parte central de estos paquetes mixtos. Además las condiciones termodinámicas, bajo las cuales tiene lugar la formación de la clorita, son diferentes de aquellas en las que se origina la biotita.

Hay además otro hecho a favor de que la formación de la biotita ha tenido lugar después que la de la clorita, estando además separada la formación de ambas por un cierto intervalo de tiempo. Este hecho, - que ha sido puesto de manifiesto por PUGA(1), es que en el interior de - algunos cristales de clorita pueden verse cristalillos de circón, alrededor de los cuales hay un halo pleocroico originado probablemente por el - contenido en elementos radiactivos del circón. En otros puntos pueden - verse también cristales de circón dentro de biotita, pero entonces el circón carece de halo.

Como se verá más adelante, hay pruebas claras de que la biotita se formó en una etapa posterior (fase 9ª). Así pues parece muy probable que la clorita que aparece en el centro de los paquetes de cristales de biotita, se haya originado en esta fase 3ª postcinemática.

Puede considerarse a esta fase 3ª, como de metamorfismo retrógrado, ya que la formación de la clorita, refleja la existencia de unas condiciones propias de la facies de los Esquistos verdes, subfacies-B. 1.1.

Además de la clorita se formaron probablemente micas incoloras, en paquetes que aparecen desorientados respecto a las superficies - "s".

---

(1) E. PUGA, Profesora encargada de curso de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.



#### 5.3.4. FASE 4ª DEFORMACION.

Es la fase de deformación más intensa que ha tenido lugar en el área estudiada. En esta fase se forma la esquistosidad  $s_2$ , y el plegamiento de  $s_1$  y  $s_0$  según una dirección aproximada N 75° E (ver capítulo de Tectónica).

Como ya quedó apuntado en 4.4.4., la formación de las superficies  $s_2$  parece estar en relación con los corrimientos.

#### 5.3.5. FASE 5ª.

Está íntimamente relacionada con la anterior a la que se puede considerar unida, en cierto modo. En esta fase se ha formado cuarzo en las "zonas de sombra" de los granates.

#### 5.3.6. FASE 6ª. DEFORMACION.

En esta fase 6ª tiene lugar posiblemente el plegamiento de dirección aproximada N 135° E, aunque no he encontrado hasta ahora ninguna prueba definitiva que permita afirmar de manera concluyente que el plegamiento de dirección N 135° E tuvo lugar antes de la fase 7ª mineralogenética de carácter postcinemático.

Como quedó expuesto en 4.3. en relación con el plegamiento antes citado, se formaron en algunos lugares, superficies de esquistosidad con poca continuidad lateral, linearidades, etc .

### 5.3.7. FASE 7ª. POSTCINEMATICA.

No se sabe si como consecuencia exclusiva del cese de las presiones o como resultado conjunto del cese de las presiones y de un aumento relativo de temperatura, el hecho es que se produce una fase mineralogénica de carácter postcinemático, muy importante.

El reconocimiento del carácter postcinemático de los minerales que constituyen esta fase, está basado en la existencia de peciloblastos de biotita, plagioclasa, cuarzo y clorita, que presentan en su interior inclusiones que dibujan una esquistosidad interna ( $s_i$ ) (o más de una) paralela (s) a la(s) superficie(s) de esquistosidad externa(s).

Como se dijo en el capítulo de Petrología, estos peciloblastos aparecen desorientados respecto a las distintas superficies "s", y cortándolas.

Las paragénesis minerales que constituyen esta fase 7ª son las siguientes:

En los términos inferiores de la formación de micasquitos y cuarcitas: cuarzo, granate (espesartita-almantino), oligoclasa,-

biotita marrón, cloritoide, mena metálica y micas incoloras.

De modo similar a lo que ocurría en la fase 1ª, creo que esta paragénesis representa un metamorfismo cuyo grado es B 2.1.

En los términos superiores de la misma formación de micascuistos y cuarcitas: cuarzo, plagioclasa, biotita marrón, mena metálica, micas incoloras y algo de cloritoide (?).

Esta paragénesis corresponde a la facies de los Esquistos verdes, subfacies B 1.2. Probablemente también esté representada la subfacies B 1.3., pues de modo similar a lo que ocurría con la fase 1ª sincinemática, la plagioclasa que forma parte de la paragénesis de esta fase 9ª postcinemática, es de una composición comprendida entre  $An_{17}$  y  $An_0$ .

En la formación de filitas y cuarcitas, hay que distinguir dos casos: uno el de las filitas con biotita verde, que sólo han sido encontradas en un punto (ver 3.3.3.1.). En estas filitas la paragénesis correspondiente a esta fase 7ª es la siguiente: cuarzo, albita, biotita verde, mena metálica y micas incoloras.

El otro caso es el de las filitas, que constituyen la mayor parte de la formación. La paragénesis es la siguiente: cuarzo, albita, mena metálica y micas incoloras.

El primer caso parece un paso intermedio entre la paragénesis observada en los términos superiores de la formación de micascuistos y cuarcitas y que puede verse en la mayor parte de las fili-

tas, ya que como se sabe la biotita verde en general es de menor temperatura de formación que la biotita marrón.

En el primer caso, la paragénesis corresponde a la subfacies B 1.2., posiblemente a la región de menor temperatura.

En el segundo es la paragénesis típica de la subfacies B 1.1. de la facies de los Esquistos verdes.

#### 5.3.8. FASES 8ª y 9ª. DEFORMACION.

En estas fases tuvieron lugar probablemente los plegamientos de direcciones aproximadas  $N 30^{\circ}E$  y  $N 170^{\circ}E$ .

Cabe también la posibilidad de que el plegamiento de dirección aproximada  $N 135^{\circ}E$  hubiese ocurrido después de la fase postcinemática anterior.

#### 5.3.9. FASE 10ª.

En esta fase tiene lugar la transformación parcial de biotita en clorita. Esta transformación se da en los bordes de algunos cristales de biotita, tanto de la verde como de la marrón.

5.3.10. FASE 11a.

No es una fase metamórfica propiamente dicha. Consiste en el relleno de diaclasas de tensión con cuarzo, carbonatos y mena metálica, principalmente. Así pues, se trata seguramente de procesos hidrotermales.

**HISTORIA GEOLOGICA**



La Historia Geológica de la región comienza con el depósito de unos sedimentos cuarzo-arcillosos, durante el Paleozoico (o talvez antes), en un área que debía estar a una distancia considerable - del sitio que ahora ocupan las rocas que se derivaron de aquellos antiguos sedimentos. Esto se deduce del hecho de que estos terrenos han - participado en la tectónica de corrimientos.

No he encontrado pruebas concluyentes que demuestren que las rocas formadas a partir de estos antiguos sedimentos fueran afectadas por una orogenia prealpina. Sin embargo, no hay que descartar to- talmente esta posibilidad pues, como se ha visto en el capítulo de Antecedentes, en otros puntos parecen haberse encontrado pruebas que indican que una orogenia preherciniana ha afectado a los materiales más- antiguos que constituyen la Zona Bética, s.str.

Continúa el depósito de sedimentos cuarzo-arcillosos, y - posiblemente hacia el Paleozoico superior (¿antes del Pérmico?) la sedimentación se hace más rica en cuarzo.

De modo similar a lo dicho más arriba, respecto a la posibilidad de una orogenia preherciniana, puede decirse en relación con - la probabilidad de que la orogenia herciniana haya afectado a los materiales paleozoicos que existen en la región estudiada. No he encontrado ninguna prueba que demuestre su existencia.

La sedimentación cuarzoso-arcillosa prosigue hasta el - Trias medio. Durante el Trias inferior (¿y antes?) parece que tiene lugar una actividad ígnea. Asimismo en el Trias inferior se deposita ye-



so y algo de carbonatos (calcita y dolomita).

En el Trias medio la sedimentación se hace más rica en carbonatos y más pobre en materiales detríticos cuarzoso-arcillosos, hasta que llega a ser totalmente carbonatada.

En algunos dominios de la cuenca, persisten aún los episodios arcillosos, los de yeso y se depositan sulfuros de plomo. En estos dominios continua la actividad ígnea. (¿Son los depósitos de sulfuros de plomo y de fluorita el resultado de una actividad vulcanosedimentaria?).

Antes de finalizar el Trias tiene lugar un plegamiento de dirección aproximada  $N 40^{\circ} E$  (ver ALDAYA, 1969). Según los datos obtenidos por este autor parece ser que el plegamiento debió realizarse sin que se interrumpiera la sedimentación.

La sedimentación carbonatada continua con seguridad hasta el Trias superior y posiblemente hasta el Lías (ver Antecedentes).

Después hay un periodo de inactividad cuya duración se desconoce.

A continuación tiene lugar la Fase 1ª, sincinemática de Metamorfismo Regional Alpino. En esta fase se forman una serie de minerales (ver capítulo de Petrogénesis) como resultado de un metamorfismo regional dinamotérmico. Los minerales planares que se han formado en esta Fase 1ª, aparecen orientados constituyendo superficies de esquistosidad (" $S_1$ ").

Después tiene lugar una fase de deformación y otra mineralo-  
genética de naturaleza postcinemática (Fase 2ª y Fase 3ª).

A continuación ocurren los corrimientos (al menos la etapa-  
más importante de los mismos). Se produce un plegamiento de dirección-  
N 75° E aproximadamente, que afecta a las superficies "s<sub>1</sub>" y "s<sub>0</sub>" y se  
forma una nueva superficie de esquistosidad, la "s<sub>2</sub>" a favor de la cual  
se producen los corrimientos (Fase 4ª. Deformación).

Después tiene lugar una fase mineralogenética de carácter -  
postcinemático, muy importante (Fase 7ª). Como ya ha quedado apuntado-  
en el capítulo de Petrogénesis desconozco la relación temporal existen-  
te entre esta fase 7ª mineralogenética y la fase de deformación que ha  
dado lugar a los pliegues de dirección N 135° E.

Posteriormente tienen lugar plegamientos en las direcciones  
N 30° E y N 170° E (Fases 8ª y 9ª; ver capítulos de Tectónica y Petro-  
génesis).

A continuación tiene lugar una fase de metamorfismo retró -  
grado (Fase 10ª).

No conozco la relación temporal existente entre la Fase 10ª  
citada en el párrafo anterior y el depósito de los materiales postorogé-  
nicos que forman la cuenca de Ugíjar-Canjáyar, pero lo que sí creo que  
puede afirmarse es que el depósito del Mioceno fué posterior a la Fase  
7ª.

Posiblemente después, aunque no tengo ninguna prueba para -

asegurarlo, se produce una fase de relleno de diaclasas de tensión (Fase 11ª).

En el Mioceno superior tiene lugar la individualización de grandes pliegues de fondo de Sierra Nevada, sierra de Gádor y otros macizos montañosos béticos. Se producen también entonces estructuras de origen gravitatorio y a continuación, posiblemente ya en el Plioceno, se desarrollan estructuras en bloques fracturados (FONTBOTE, 1957).

## CORRELACIONES



## 7.1. SOBRE EL PROBLEMA DEL METAMORFISMO PREHERCINIANO.

=====

### 7.1.1. COMPARACION CON LOS RESULTADOS ALCANZADOS EN EL ESTUDIO DE AREAS PROXIMAS.

Como he dicho en los capítulos 4 y 5, no he encontrado pruebas que demuestren de un modo concluyente que en el área objeto de este trabajo, haya existido un metamorfismo de edad prealpina. Ahora bien, - hay que tener en cuenta las limitaciones que el área de trabajo presenta para el estudio de problemas relacionados con la posible existencia de - orogénias prealpinas. Estas limitaciones vienen impuestas por la exten - sión relativamente escasa que los micasquistos ocupan en la región estu - diada, y por la falta de cortes completos de la formación de micasquis - tos y cuarcitas.

En la región situada al W del Rio Grande de Adra, según ALDAYA (1969) existen dos formaciones de micasquistos y cuarcitas, separadas por una discordancia (su "formación inferior de micasquistos y cuarcitas" t sy "formación superior de micasquistos y cuarcitas").

La existencia de esta discordancia est. basada fundamentalmen - te, en los tres argumentos siguientes (ALDAYA, 1969, pg. 77):

- a) Salto brusco y positivo del grado de metamorfismo

- b) Diferencia en cuanto a naturaleza e intensidad del plegamiento.
- c) Existencia de minerales de metamorfismo rodados (granates) en la formación superior.

En la región objeto de este estudio no he encontrado ninguna prueba que permita asegurar que ha existido una orogenia preherciniana. Tanto de los datos que han proporcionado las medidas de estructuras menores efectuadas (capítulo 4), como del estudio petrológico (capítulos 3 y 5) de las rocas que constituyen la formación de micasquistos y cuarcitas no se infiere que la región estudiada haya sido afectada por una orogenia u orogenias prealpinas.

Con lo que acabo de afirmar arriba, no quiero decir que la región estudiada no haya podido ser afectada por una orogenia u orogenias prehercinianas. Lo que afirmo es que no he encontrado pruebas que demuestren, de una manera concluyente, que el área objeto de este estudio haya sufrido los efectos de un metamorfismo preherciniano.

Así pues no he encontrado salto brusco del grado de metamorfismo dentro de la formación de micasquistos y cuarcitas (ver capítulo 5).

En las rocas que contienen granate, este se haya acompañado de otros minerales que son propios de la misma facies y subfacies metamórficas que el granate (ver capítulo 5).

En las medidas de estructuras menores efectuadas en la parte

basal de la formación de micasquistos y cuarcitas, aparecen las mismas direcciones de plegamiento que en la formación de filitas y cuarcitas, (ver capítulo 4). Sin embargo, hay que reconocer que de haber existido unos pliegues formados en relación con una orogenia prealpina, podrían haber quedado enmascarados por los efectos de las sucesivas fases de plegamiento de la orogenia alpina (ver capítulos 4 y 5).

JACQUIN (1970) aunque no estudia ,en general, los problemas petrológicos, admite que debe existir un metamorfismo prealpino (JAC - QUIN, 1970, pg. 137), pero no especifica de qué edad (herciniano o más antiguo).



## 7.2. ¿ OROGENIA HERCINIANA ?.

=====

### 7.2.1. COMPARACION CON LOS RESULTADOS ALCANZADOS EN LOS ESTUDIOS EFECTUADOS EN OTRAS AREAS DEL DOMINIO ALPUJARRIDE.

Al igual que la mayoría de los autores que han investigado en el dominio alpujárride, no he encontrado argumentos que prueben de manera concluyente que la orogenia herciniana, produjo sus efectos en los materiales alpujárrides.

Al contrario de lo que parece ocurrir en los sectores orientales del dominio alpujárride (ver SIMON, 1963; RONDEEL, 1965; DE VRIES & ZWAAN, 1967, entre otros), en donde hay ciertos hechos que están a favor de la probable existencia de una orogenia herciniana (ver 2.3.2.2.), en la región situada al sur de Sierra Nevada no se han encontrado argumentos que induzcan a pensar en tal orogenia (WESTERVELD, 1929; BANTING 1933; COPPONEX, 1958; DURAND DELGA y FONTBOTE, 1960; BOULIN, 1968; ALDAYA, 1969).

No obstante, los trabajos de PUGA (1971) y DIAZ DE FEDERICO (1971) en áreas del complejo nevadofilábride; la evolución sedimentaria del dominio maláguide, etc. aunque no presentan pruebas definitivas, sí muestran indicios de que algo debió ocurrir.

### 7.3. METAMORFISMO Y OROGENIA ALPINOS

=====

#### 7.3.1. COMPARACION CON LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR F. ALDAYA (1969).

ALDAYA (1969, pg. 205 y ss.) distingue una primera paragénesis alpina que para su "formación superior de micasquistos y cuarcitas" sería la siguiente: cuarzo-albita (oligoclasa?) mica blanca-biotita (cloritoide-epidota-anfiboles sódicos). El interrogante de la oligoclasa se debe, según ALDAYA, a que puede pertenecer a una paragénesis posterior.

Para la formación de filitas y cuarcitas, la paragénesis sería: cuarzo-albita-mica blanca-clorita (cloritoide). Este último mineral es poco frecuente en la formación de filitas y cuarcitas, según ALDAYA.

ALDAYA (1969) no da la paragénesis alpina correspondiente, para su "formación inferior de micasquistos y cuarcitas".

ALDAYA (1969, pg. 206), dice que durante el desarrollo de estas paragénesis "debieron tener lugar algunos movimientos, como lo demuestra la existencia, si bien esporádica, de cristales helicíticos de albita..."

Así pues, parece que estas "paragénesis alpinas" de ALDA-

YA, podrian corresponder, en una gran parte, con las paragénesis descrititas en este trabajo como "fase 1ª. Sincinemática". (En gran parte, porque ALDAYA como ha quedado expuesto arriba, cree que durante esta fase- se ha formado biotita) y en mi opinión, toda la biotita se ha originado en una fase ulterior (en la fase 7ª).

En su "formación inferior de micasquistos y cuarcitas" ALDAYA (1969, pg. 198 y ss.) habla de una "etapa de metamorfismo", posiblemente compleja, que según él está en relación con una orogenia antigua- (prealpina).

La paragénesis de esta "etapa" según ALDAYA (1969, pg.202), fué la siguiente: cuarzo-oligoclasa-granate (almandino-espesartita)-estauroлита.

Aunque él no hace una diferenciación de fases dentro de su "etapa", sin embargo, indica que hay cristales de "granate y estauroлита, que exhiben texturas helicíticas" (ALDAYA, 1969, pg. 201) y que "otra buena parte de los cristales de granate y estauroлита han cristalizado tras la etapa de plegamiento, como lo demuestra el hecho de que - presenten inclusiones plagadas" (ALDAYA, 1969, pg. 201).

Creo que los minerales de esta paragénesis que muestran estructuras rotacionales, son equivalentes a los descritos por mí en este trabajo, como pertenecientes a la fase 1ª sincinemática, en los términos inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas. Como se verá más adelante, los cristales que muestran un carácter postcinemático (los que presentan inclusiones plegadas en su interior) creo que pueden ser comparables con los de la fase 7ª postcinemática, descritos aquí.

ALDAYA(1969, pgs. 207 y 208) habla de una etapa en la cual se ha producido un microplegado, a veces de naturaleza similar. No queda claro si esta etapa es contemporánea de la formación de las "paragénesis alpinas" o si es posterior a las mismas.

A continuación ALDAYA (1969, pg. 208) habla de una esquistosidad  $s_2$  que afecta a toda la serie. Pero no especifica si la formación de estas superficies " $s_2$ " ha sido contemporánea o posterior al microplegado a que se refiere en el párrafo precedente.

En cualquier caso parece que se puede correlacionar la formación de " $s_2$ " de que habla ALDAYA, con la fase 4ª de deformación diferenciada en este trabajo.

Según ALDAYA (1969, pg. 209), posteriormente se desarrollan estructuras de "flattening" alrededor de cristales de granates, estaurolita y a veces de plagioclasa. Esta etapa puede ser correlacionada con la fase 5ª citada en el capítulo de Petrogénesis.

Después tiene lugar, según ALDAYA (1969, pg. 210), la aparición de nuevas superficies de esquistosidad, " $s_3$ ". Esta etapa de ALDAYA, podría correlacionarse con la fase 6ª de deformación a que he hecho referencia en el capítulo 5.

Posteriormente tiene lugar, según ALDAYA (1969, pg. 211),- "una etapa de retrometamorfismo, que da como resultado la deferrificación de biotita y granates y el paso de la biotita a clorita".

Esta etapa puede correlacionarse con las fase 3ª (ver capítulo 5).

Después aparece una paragénesis, desarrollada en medio estático a una temperatura relativamente alta, que ALDAYA (1969, pg.213) cree confinada a su "formación inferior de micasquistos y cuarcitas" y que sólo en algunos puntos consigue "invadir el dominio de la formación superior" (su "formación superior de micasquistos y cuarcitas").

Esta etapa se correlaciona, al menos en parte, con la fase 7ª descrita en este trabajo. Existen diferencias entre esta etapa de ALDAYA y la fase 7ª, ya que como ha quedado dicho más arriba ALDAYA piensa que sólo ha afectado a la parte basal de los micasquistos (su "formación inferior de micasquistos y cuarcitas"), y en mi opinión esta fase mineralogénica ha afectado tanto a los micasquistos como a las filitas, aunque naturalmente el grado de metamorfismo fué mayor en el caso de los micasquistos.

Finalmente ALDAYA (1969, pg. 214) distingue una nueva fase de retrometamorfismo, que podría correlacionarse con la fase 10ª descrita en este trabajo.

### 7.3.2. COMPARACION CON LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR E. PUGA (1971).

Si bien es cierto que el trabajo de esta autora se ha efectuado en el complejo nevadofilábride (en la parte occidental de Sierra Nevada), la relación que sin duda existe entre el citado complejo nevadofilábride y el complejo alpujárride s.lt., tanto desde el punto de vista petrológico (ambos complejos han sido afectados por el metamorfismo alpino) como desde el punto de vista tectónico (las estructuras en mantos de corrimiento son comunes a los dos complejos), y la pertenencia de ambos complejos estructurales a un ente común (la Zona Bética, s.str.), hacen que los intentos de correlación entre ambos complejos sean, no sólo posibles, sino además de una gran utilidad en orden a dilucidar la historia completa de la citada Zona Bética s. str.

Por otra parte el completísimo estudio petrológico efectuado por E. PUGA (1971), hace que el trabajo de esta autora deba ser tenido en cuenta en cualquier intento de correlación de fases de metamorfismo que se efectue en la Zona Bética.

PUGA (1971, pg. 559 y ss.) ha diferenciado una serie de fases de metamorfismo (mineralogenéticas unas y de deformación otras), basándose en el estudio de las condiciones de formación de los minerales y en las relaciones texturales existentes entre los mismos.

Para facilitar la lectura he creído conveniente confec -

cionar un cuadro en el que pongo de manifiesto la probable relación que existe entre las fases establecidas por PUGA (1971), y las que se han diferenciado en el área objeto de este estudio.

#### 7.4. DIRECCION, SENTIDO Y EDAD DE LAS TRANSLACIONES.

=====

Las medidas de estructuras menores efectuadas ponen de manifiesto que existen unas superficies de esquistosidad (las " $s_2$ "), que son las que aparecen de forma más patente y que afectan a todos los mantos de corrimiento.

Como ya dije en el capítulo de Tectónica, en el apartado de estructuras menores (4.3.), existen pruebas de que a favor de las superficies " $s_2$ ", se han producido translaciones (producción de estructuras de transposición, fenómenos de "boudinage", etc.).

Teniendo en cuenta que las superficies " $s_2$ " son esquistosidades de plano axial de los micropliegues de dirección aproximada  $N 75^\circ$  a  $N 80^\circ E$ , parece lógico deducir que, al menos una fase importante de los corrimientos tuvo lugar en una dirección  $N 10^\circ W$  a  $N 15^\circ W$ . Esta dirección coincide con la de las estrias, casi horizontales, que se encuentran sobre una superficie de falla existente al N de Berja (junto a la carretera Ugíjar-Adra, entre los kilómetros 24 y 25) (ver 4.2.3.).

ALDAYA (1969, pg. 444) había llegado también a esta misma conclusión.

JACQUIN (1970, pg. 296 y ss.) cree, sin embargo, que las translaciones se produjeron según una dirección aproximada NW-SE, ya que él piensa que las translaciones son contemporáneas de pliegues cu-



ya dirección oscila entre N 30° E y N 50° E:

"On a vu que les cisaillements affectant l'é  
difíce de nappe recoupaient une tectonique -  
intense déformant la série t<sub>3</sub> de la nappe de  
Gador et se traduisant par des plies couchés  
dont la direction des axes oscille entre --  
N 30° E et N 50° E (Pl. XIII). J'ai supposé-  
que cette tectonique était contemporaine de-  
la véritable tectonique de nappe et qu'un mé-  
tamorphisme lui était associé".

JACQUIN (1970, pg. 208)

El problema del sentido de las translaciones, es de más difi-  
cil solución, ya que los pliegues que, en mi opinión, son contemporáneos  
de los corrimientos, los N 75° E a N 80° E, han desarrollado una esquis-  
tosidad de plano axial (la "s<sub>2</sub>") muy patente que obstaculiza el estudio  
de las vergencias de los pliegues, ya que en muchos casos los flancos de  
estos pliegues se vén laminados por las superficies "s<sub>2</sub>".

Por otra parte tampoco puede saberse con seguridad si los mi-  
cropliegues son en cierto modo pliegues subsidiarios de otro de mayor ta-  
maño (no me refiero a pliegues del orden del hectómetro o el kilómetro -  
sino a pliegues de varios metros de envergadura).

Sin embargo, entre los micropliegues de dirección N 135° E y  
N 30° E aproximadamente sí se observa una preponderancia manifiesta de -  
vergencias al NE y al NW respectivamente. Incluso se han observado es -  
tructuras mayores con las mismas vergencias que las de los micropliegues  
(alguna falla inversa de dirección aproximada N 135° E en la carretera -

local de Berja-Adra por El Carmen, (ver 4.3.2.2.); la falla inversa - que hay al sur de Berja que hace cabalgar al manto de Lújar sobre el manto de Murtas (ver 4.2.5.).

Así pués, de lo anteriormente expuesto, se deduce que si bien no puede afirmarse nada con certeza respecto al sentido de los - corrimientos, lo que sí parece probado es que los empujes posteriores (plegamiento de dirección  $N 135^{\circ} E$  y  $N 30^{\circ} E$ , aproximadamente) se produjeron hacia el NE y hacia el NW.

Como ya se vió en 2.3.4., ALDAYA se muestra partidario de la hipótesis que defiende que los mantos se han trasladado de sur a norte.

Por el contrario JACQUIN se muestra de acuerdo con la hipótesis de DURAND DELGA que defiende un origen septentrional de los - mantos, respecto al complejo nevadofilábride.

En relación con el problema de la edad de las translaciones, no tengo nada nuevo que añadir a lo que ya ha sido dicho por otros autores: lo único absolutamente seguro es que estas se desarrollaaron después del Trias y antes del Mioceno.

Parece que el hecho de que hayan existido varias etapas de plegamiento de direcciones diferentes, con posterioridad a los corrimientos, puede implicar que estos (los corrimientos) debieron producirse en una etapa temprana de la orogenia alpina, pero no puede afirmarse nada con seguridad.

Como argumento indirecto debe decirse que en la Zona Sub-

bética ha habido corrimientos durante el Cretáceo (anteriores al Senonense) e incluso se han producido nuevos desplazamientos durante el -  
Mioceno inferior (FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS, 1968).

7.5. INTENTO DE CORRELACION CON LOS

=====

TRABAJOS REALIZADOS EN AREAS LIMITROFES.

=====

7.5.1. COMPARACION CON LOS ESTUDIOS REALIZADOS AL OESTE DEL RIO

GRANDE DE ADRA.

En la región comprendida entre el Rio Guadalfeo de Motril y el Rio Grande de Adra, ALDAYA (1969) ha diferenciado las siguientes unidades tectónicas, de abajo arriba:

- Complejo de Sierra Nevada
- Manto de Lújar
- Manto de Cástaras
- Manto de Alcázar
- Manto de Murtas
- Manto de Adra

Como ya dije en 2.3.5., ALDAYA considera al Manto de Lújar como una unidad tectónica independiente con respecto al complejo de - Sierra Nevada y con respecto a los Alpujárrides.

Los materiales alpujárrides según ALDAYA (1970, pg. 503) han sufrido los efectos de un metamorfismo dinamotérmico que ha llegado al grado de epizona en los mantos de Cástaras y Alcázar y en la "formación de filitas y cuarcitas" del manto de Murtas; asimismo en la "formación superior de micasquistos y cuarcitas" de los mantos de Murtas y Adra el metamorfismo ha alcanzado el grado de epizona. En la "formación inferior de micasquistos y cuarcitas" el metamorfismo ha llegado al grado de meso zona. (ALDAYA, pg. 501).

Consideraremos ahora algunas características de los mantos que ha diferenciado ALDAYA en el área estudiada por él.

#### 7.5.1.1. EL MANTO DE LUJAR.

La formación carbonatada del manto de Lújar (que es la única que aflora en el área estudiada por ALDAYA), presenta unas características que permiten diferenciarla de las formaciones calizodolomíticas alpujárrides (ALDAYA, 1969, pg. 155 y ss).

- La potencia de la formación calizodolomítica del manto de Lújar puede estimarse en un mínimo de unos 1.000 ms.
- La estratificación suele ser bien perceptible.
- Hay delgadas intercalaciones de material arcilloso-filitoso en las superficies limitantes de muchos estratos.

- En la formación calizodolomítica del manto de Lújar, existen intercalaciones de filitas y cuarcitas, cuya potencia es del orden del metro y excepcionalmente la decena de metros.
- Hay cantidades no despreciables de yeso primario entre las calizas y dolomías del manto de Lújar.
- En la formación en cuestión, existen filones-capa de rocas subvolcánicas básicas.
- Hay sulfuros de origen sinsedimentario, generalmente galena, en la serie carbonatada del manto de Lújar.
- La formación calizodolomítica del manto de Lújar es relativamente rica en restos fósiles.
- Presencia de brechas intraformacionales, en la formación carbonatada del manto de Lújar.
- Existen pliegues de dirección N 40° E en numerosos afloramientos de la formación calizodolomítica del manto de Lújar.

#### 7.5.1.2. EL MANTO DE CASTARAS.

Está compuesto por una formación calizodolomítica y una formación de filitas y cuarcitas.

La formación calizodolomítica alpujárride solamente aparece continua en el manto de Cástaras (ALDAYA, 1969, pg. 186).

La potencia de la formación carbonatada es relativamente uniforme en toda su extensión.

En la formación calizodolomítica del manto de Cástaras pueden verse esporádicamente algunas intercalaciones de material filitoso (ALDAYA, 1969, pg. 186).

Inmediatamente al norte de Yátor, próximo a Mecina Bombaron (manto de Cástaras), existen unas masas de rocas subvolcánicas aparentemente aisladas en el seno de un gran afloramiento de yeso, (ALDAYA, 1969 pgs. 189 y ss.).

El manto de Cástaras se extiende por todo el borde septentrional del área estudiada por ALDAYA, desde Lanjarón hasta Válor.

Su límite norte son los materiales del complejo nevadofilábride y por el sur se extiende aproximadamente hasta el Rio Guadalfeo (ALDAYA, 1969, pg. 294).

#### 7.5.1.3. EL MANTO DE ALCAZAR.

Está constituido por la formación de filitas y cuarcitas, en su base, y la calizodolomítica en su parte superior.

El manto de Alcázar no descansa siempre sobre la misma unidad tectónica. En el borde norte descansa en todos los puntos sobre el manto de Cástaras. Hacia el sur, el manto de Cástaras se lamina y desaparece, el de Alcázar descansa sobre el de Lújar. (ALDAYA, 1969, - pg. 300).

De ordinario las calizas y dolomías (del manto de Alcázar) han desaparecido y sobre las filitas se sitúa el manto de Murtas.

La formación calizodolomítica del manto de Alcázar tiene poca continuidad: "Son contados los puntos donde las calizas jalonan este contacto -el de las filitas de Alcázar con los micasquistos de Murtas suprayacentes- y aún así, cuando aparecen lo hacen en forma de pequeños lentejones". (ALDAYA, 1969, pg. 187).

#### 7.5.1.4. EL MANTO DE MURTAS.

Está constituido, de abajo arriba, por micasquistos y - cuarcitas, filitas y cuarcitas y formación calizodolomítica.

Es el que ocupa una mayor extensión en el área estudiada por ALDAYA y el único "en el que están representadas las cuatro forma



ciones que constituyen la serie Alpujárride". (ALDAYA, 1969,pg.303).

La formación calizodolomítica del manto de Murtas es discontinua -de modo similar a como ocurría en el manto de Alcázar- como puede deducirse de la observación del contacto del manto de Adra sobre el manto de Murtas (ALDAYA, 1969, pg. 188).

En la mayor parte de los casos el manto de Murtas descansa sobre el de Alcázar, pero a veces cuando falta el manto de Alcázar, el manto de Murtas se apoya directamente sobre el de Lújar, en unos puntos, y en el borde norte del área estudiada por ALDAYA, sobre el de Cástaras. (ALDAYA, 1969, pg. 308 y ss.).

#### 7.5.1.5. EL MANTO DE ADRA.

"En los afloramientos del manto de Adra sólo está representado el Paleozoico, si se exceptua un pequeño afloramiento de filitas, -cuarcitas, algunos calcoesquistos y yeso primario, que existe en la localidad de los Yesos" (ALDAYA, 1969, pg. 313).

El manto de Adra descansa siempre sobre el de Murtas aunque no siempre sobre los mismos términos.

Los afloramientos del manto de Adra se encuentran en el borde meridional del área estudiada por ALDAYA(1969, pg. 313).

#### 7.5.1.6. INTENTO DE CORRELACION.

En el área objeto de este trabajo, he podido diferenciar tres mantos de corrimiento, que por sus características litológicas pertenecen al complejo alpujárride, s.lt., y unos afloramientos de extensión reducida de materiales pertenecientes al complejo malóguide.

Las características litoestratigráficas de estas tres unidades tectónicas han quedado descritas en el capítulo tercero.

La unidad tectónica más inferior, es la que constituye la mayor parte de la sierra de Gádor, y que aflora también en una ancha banda de dirección N 80° E al norte de la depresión Ugíjar-Canjáyar, entre Paterna del Rio y Canjáyar, aproximadamente.

En la formación carbonatada de esta unidad tectónica, se dan todos los hechos peculiares que presenta el manto de Lújar en el área estudiada por ALDAYA (ver 6.5.1.1. y 3.4.2.), aunque hay algunas diferencias, fundamentalmente de tipo cuantitativo (por ejemplo, en el área estudiada por mí, existen intercalaciones de filitas en el seno de la formación carbonatada del manto más inferior, pero estas no llegan a alcanzar la decena de metros, como excepcionalmente ha comprobado ALDAYA en un afloramiento de la sierra de Lújar; la potencia máxima de la formación carbonatada de esta unidad inferior en la sierra de Gádor no creo que sobrepase los 900 ms...). Insisto en que se trata de diferencias de tipo cuantitativo, de modo similar a las-

que existen entre dos puntos de la sierra de Gádor que están separados entre sí unos cuantos kilómetros.

En la sierra de Gádor, sin embargo, de modo diferente a lo que ocurre en sierra de Lújar, aflora la formación de filitas y cuarcitas, base del manto inferior.

Sobre el manto más inferior a que me he referido arriba, - descansa otro manto constituido por filitas y cuarcitas en su base, y una formación carbonatada discontinua en general.

La discontinuidad de la formación carbonatada queda reflejada claramente en el mapa. En muchos afloramientos los micasquistos - del manto superior descansan directamente sobre las filitas de esta unidad intermedia (ver en el mapa la parte norte, el sector entre Mairena y Paterna del Rio, y el área situada al SW de Berja).

Al norte de la línea Láujar de Andarax-Canjáyar, la formación carbonatada de esta unidad intermedia, es algo más continua.

Esta unidad sufre cambios importantes de potencia, llegando en algún punto a faltar completamente; esto hace que el manto suprayacente se apoye directamente sobre el manto más inferior (ver sector del Cerro Capitán, al oeste de Padules).

Sobre la unidad que hemos denominado como "intermedia" en los párrafos anteriores se apoya, en general, (salvo cuando lo hace sobre la unidad más inferior, por faltar la unidad intermedia) un manto - que es el más completo de los que aparecen en el área estudiada.

Está constituido este tercer manto por micasquistos y cuarcitas, filitas y cuarcitas y formación calizodolomítica.

Como ya he dicho, este manto no se apoya en todas partes - sobre la misma unidad tectónica, y cuando descansa sobre la unidad intermedia en unos puntos lo hace sobre unos términos (las filitas, por ejemplo), y en otros sobre la formación carbonatada de la citada unidad intermedia.

Estableciendo una comparación entre las características litológicas y estratigráficas de cada una de las tres unidades diferenciadas por mí en la región de sierra de Gádor occidental y sectores adyacentes, y las de los mantos establecidos por ALDAYA al oeste del Rio Grande de Adra, y comparando asimismo la posición relativa de las diferentes unidades tectónicas en uno y otro sector, se llega a la conclusión de que existe la correlación siguiente:

Manto de Lújar ————— Unidad más inferior

Manto de Alcázar ————— Unidad intermedia

Manto de Murtas ————— Unidad superior

Esto está además apoyado en la continuidad de los contactos entre unidades tectónicas y entre las formaciones litológicas de cada unidad, a uno y otro lado del Rio Grande de Adra, que es el límite entre las dos regiones que se comparan.

Respecto al manto de Cástaras de ALDAYA, que no aparece en el área estudiada por mí, caben, en mi opinión, dos posibilidades:

A - Que sufra una laminación lateral, y que llegue a perderse totalmente entre las poblaciones de Yegen y Válor. (Esta posibilidad ya había sido apuntada por ALDAYA, 1969, pg. 294).

B - A la vista de las características peculiares que presenta el manto de Cástaras, tanto en lo que se refiere a litología como a su posición geométrica respecto a los demás mantos descritos por ALDAYA (ver 6.5.2.1.), así como por el hecho de que no parece haber isleos de Cástaras sobre el manto de Lújar, uno se siente inclinado a pensar que el manto de Cástaras puede ser en realidad una escama más o menos ligada al manto de Lújar, y cuya extensión será relativamente reducida.

Naturalmente la distancia que ahora separa los afloramientos del manto de Cástaras de los del manto de Lújar más próximos, es menor que la que debió existir antes de que se formaran las fallas inversas que describe ALDAYA (1969, pg. 491) al norte de la alineación sierra de Lújar-sierra de la Contraviesa. Este acortamiento podría explicar algunas de las diferencias que parecen existir entre el manto de Lújar y el manto de Cástaras.

Según GALLEGOS (1) (com. pers.), que trabaja en la guirnalda Alpujárride que rodea a Sierra Nevada por el W no encuentra ningún manto asimilable al de Cástaras de ALDAYA, descansando sobre el manto de Lújar.

---

(1). Profesor Encargado de Geomorfología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

### 7.5.2. COMPARACION CON LOS ESTUDIOS REALIZADOS POR J. P. JACQUIN.

En la sierra de Gádor, JACQUIN (1970) ha diferenciado las siguientes unidades tectónicas, de abajo arriba:

- Complejo nevadofilábride
- Manto de Lújar
- Manto de Gádor
- Manto de Félix
- Isleos maláguides

#### 7.5.2.1. EL MANTO DE LUJAR.

Según JACQUIN (1970), el manto de Lújar sólo aflora en el área estudiada por él, en unas ventanas tectónicas existentes al oeste - de Berja, próximas a la ventana de Turón, que está en una gran parte fuera del área estudiada por él.

Así pues los datos que proporciona JACQUIN sobre el manto - de Lújar son citas bibliográficas fundamentalmente, tomadas de otros autores que han trabajado en la sierra de Lújar y en otros puntos en que - aflora el manto de Lújar, al oeste del Rio Grande de Adra (JACQUIN, 1970, pg. 227).

#### 7.5.2.2. EL MANTO DE GADOR.

"Constituye el elemento tectónico más importante de la Sierra de Gádor y sus afloramientos ocupan alrededor de las tres cuartas partes de la superficie estudiada, es decir más de 700 km<sup>2</sup>". (JACQUIN 1970, pg. 167).

El manto de Gádor de JACQUIN está compuesto por una "plantilla" (semelle) de micasquistos, que sólo afloran en la parte oeste del macizo, en el valle del Rio Grande de Adra.

Sobre los anteriores descansan las "facies t<sub>1</sub>" (filitas, yesos y cuarcitas) y sobre estas las "facies t<sub>2</sub>" (dolomías sobre todo) y las "facies t<sub>3</sub>" (calizas).

Según JACQUIN (1970, pg. 229), la potencia de la serie carbonatada del manto de Lújar no es mayor que la del manto de Gádor.

Las mineralizaciones en el manto de Lújar no son más abundantes que en el manto de Gádor. (JACQUIN, 1970, pg. 229).

En el manto de Gádor hay rocas verdes interestratificadas que no son menos abundantes que en el manto de Lújar (JACQUIN, 1970, pg. 229).

En la formación carbonatada del manto de Gádor hay yeso (JACQUIN, 1970, pg. 230).

Tanto en la formación carbonatada del manto de Lújar como en la del manto de Gádor existen dolomías de facies "franciscana" (JAC

QUIN, 1970, pg. 239).

JACQUIN ( 1965 y 1970, pg. 182 y ss.). ha encontrado en la formación carbonatada del manto de Gádor, restos fósiles.

Entre los bandos dolomíticos que constituyen la "facies  $t_2$ " hay materiales más o menos arcillosos, amarillo o rojo (JACQUIN, 1970, pg. 181).

La "facies  $t_2$ " tiene horizontes de brechas diagenéticas - (JACQUIN, 1970, pg. 200).

#### 7.5.2.3. EL MANTO DE FELIX.

"En gros, la nappe de Felix affleure à la périphérie du ma ssif montagneux étudié sous la forme de lambeaux isolés affectée d'une manière variable par la tectonique tortonienne". (JACQUIN, 1970, - pg. 115).

El manto de Felix está compuesto por: (JACQUIN, 1970, pg.- 136):

- Una "plantilla" (semelle) de micasquistos, que desaparece hacia el SE y hacia el E.
- Sobre los micasquistos anteriores, hay una serie de filtas de colores vivos, entre las que hay intercalaciones lenticulares - de dolomias y de yeso.
- Encima unos horizontes más detríticos de color rojo vivo,



rosa vivo, violáceo o verdoso, en el seno de los cuales se situa generalmente el límite superior de metamorfismo.

- Finalmente, sobre los anteriores, calizas y dolomías.

La máxima potencia del manto de Felix, apenas sobrepasa - los 200 ms. (JACQUIN, 1970, pg. 139) de los cuales unos 100 ms. corresponden a la formación carbonatada (JACQUIN, 1970, pg. 141).

#### 7.5.2.4. LOS ISLEOS MALAGUIDES.

Los isleos maláguides descansan en todos los puntos sobre el manto de Felix, pero no siempre sobre los mismos términos del citado manto: en unos puntos lo hacen sobre las filitas; en otros sobre la formación carbonatada y en otros incluso sobre los micasquistos. (JACQUIN, 1970, pg. 111.).

(No insistiré más sobre este punto, que por otro lado no ha sido objeto de estudio por mi parte).

#### 7.5.2.5. INTENTO DE CORRELACION.

Como ha quedado expuesto anteriormente (ver 7.5.2.2.), - JACQUIN admite que en la serie carbonatada de su "manto de Gádor", existen una serie de rasgos que también se dan en la formación carbonatada del manto de Lújar. Tanto es así que él utiliza esta semejanza -

como argumento en contra de la idea de ALDAYA de considerar el manto de Lújar como una unidad independiente del complejo alpujárride (ver 2.3.5.) (JACQUIN, 1970, pg. 229).

JACQUIN (1970, pg. 226) encuentra una gran dificultad para correlacionar su manto de Gádor, con los estudios realizados por ALDAYA al W del Rio Grande de Adra:

"Cette cartographie est maintenant achevée (F. ALDAYA, 1969 b) et son examen révèle immédiatement une nouvelle difficulté considérable: au sud de l'axe de la Sierra - Contraviesa, les nappes alpujarrides ne - sont guère représentées que par les semelles de micaschistes. Ce fait, à lui seul, empêche presque complètement l'exercice - d'anatomie comparée auquel j'ai invité le - lecteur à participer jusqu'à présent".

Las relaciones geométricas existentes entre los distintos mantos de corrimiento que ocupan el área de la sierra de Gádor y sectores próximos, se ponen de manifiesto de una manera clara, especialmente al norte de la depresión Ugijar-Canjayar.

De acuerdo con JACQUIN (1970, pg. 167 y 208), creo que al N de la línea imaginaria que une Láujar de Andarax y Canjayar, las calizas y dolomías con filones-capas de rocas subvolcánicas, que descansan sobre los materiales del complejo nevadofilábride, pertenecen al mismo manto del que forman parte la mayoría de las rocas carbonatadas que constituyen el macizo de la sierra de Gádor.

En un corte efectuado por JACQUIN (1970, pg. 207) entre -

Beires y las antiguas minas de hierro, este autor distingue de abajo arriba, lo siguiente: Nevadofilábrides, constituidos en este sector por micasquistos, cloritosquistos y mármoles ferruginosos. Sobre el complejo nevadofilábride JACQUIN situa su manto de Gádor y sobre este último el manto de Felix, constituido por filitas y por una formación carbonatada.

A unos 500 ms. al E de Beires y claramente sobre el mismo paquete carbonatado que JACQUIN atribuye a su manto de Felix, existe un isleo de micasquistos (ver mapa).

Más al W las posiciones relativas de los distintos mantos y la composición de los mismos están aún más claras: Al N de Laújar de Andarax hay unas filitas y cuarcitas, sobre las que descansan unas calizas y dolomías atribuibles todas ellas al manto de Felix por JACQUIN (1970, pg. 131 y mapa geológico de este autor).

Bajo las filitas últimamente citadas, están las calizas y dolomías del manto de Gádor (JACQUIN, 1970, pg. 131).

Algo más al W, fuera ya del área estudiada por JACQUIN, al S de Paterna del Rio, puede observarse el corte siguiente, de NE a SW: sobre los materiales del complejo nevadofilábride tenemos las calizas y dolomías atribuidas algo más al E por JACQUIN a su manto de Gádor. Sobre esta formación carbonatada puede verse algún isleo asimilable a los que han sido atribuidos por JACQUIN (1970, pg. 207) algo más al E al manto de Felix.

Un poco más hacia el SW está la misma falla que JACQUIN (1970, pg. 131) encuentra al N de Laújar, separando a las calizas y-

dolomías de su manto de Gádor de las filitas y calizas del manto de Felix.

Al S de la falla, y ocupando el bloque hundido de la misma, hay filitas sobre las que descansa la formación carbonatada en algunos puntos. Estas filitas y calizas pueden correlacionarse lateralmente, - con los afloramientos del manto de Felix citados por JACQUIN (1970, pg. 131) al norte de Laújar de Andarax.

Algo más al SW, puede verse muy claramente, cómo sobre las filitas y calizas ultimamente citadas, descansa una unidad constituida por micasquitos, filitas y cuarcitas y en algunos puntos retazos de - la formación carbonatada.

Es decir, existe el orden de superposición siguiente, de a bajo arriba: complejo nevadofilábride; manto cuya formación carbonatada alcanza una gran potencia y en la que pueden verse intercalaciones de - filitas, filones-capa de rocas subvolcánicas, pliegues a escala decamé - trica de dirección  $N 45^{\circ} E...$ ; sobre este manto descansa otro consti - tuido por filitas y por una formación carbonatada muy discontinua; fi - nalmente sobre el anterior hay un nuevo manto constituido por micas - quistos, filitas y en algunos puntos, puede verse también la formación carbonatada.

Al SW de Berja, y siguiendo una dirección NW-SE desde el - Rio Grande de Adra, se encuentra el mismo orden de superposición (ex - ceptuando el complejo nevadofilábride que no aflora en este punto), un manto que aflora en ventana tectónica (la ventana de Turón) constitui-

do por calizas y dolomías (aquí no afloran las filitas de la base), y que ha sido reconocido por ALDAYA (1970, pg. 286) y por JACQUIN (1970, pg. 236) como el manto de Lújar.

Sobre el anterior hay unas filitas encima de las cuales, - en algunos puntos puede verse "retazos" de la formación carbonatada. - Tanto las filitas como la formación carbonatada que de modo muy discontinuo aparece sobre ellas, son atribuidas por ALDAYA (1970, mapa), al manto de Alcázar.

Más al SE y sobre el anterior hay un nuevo manto constituido por micasquistos, filitas y formación calizodolomítica. Este es el manto de Murtas, por una correlación lateral simple con el área de ALDAYA.

Esta misma superposición puede verse en otros puntos, aunque en general no tan claramente como en los dos casos que acaban de ser citados. Así por ejemplo, unos 7 kms. al N de Berja, en la falda occidental de sierra de Gádor, sobre las calizas y dolomías que constituyen la sierra de Gádor, hay unas filitas, muy poco potentes, y sobre estas una formación carbonatada; algo más al W puede observarse cómo sobre la formación carbonatada citada en último lugar, descansan unos micasquistos y a veces sobre estos unas filitas; en algún punto sobre las filitas y/o sobre los micasquistos citados últimamente, hay materiales pertenecientes al complejo maláguide (ver 4.4.2.4.).

El manto de Alcázar sufre importantes variaciones de potencia (este hecho ya ha sido puesto de relieve por ALDAYA (1969, pg. 308), llegando a veces a faltar completamente. En estos casos los mi-

casquistos del manto de Murtas llegan a apoyarse directamente sobre el manto de Lújar. Esto es lo que ocurre en el Cerro Capitán, al sur de Beires.

A la vista de todo lo anteriormente expuesto, como puede suponerse, la correlación entre las unidades de JACQUIN y las que han sido diferenciadas por mí, es muy difícil, al menos en el área occidental de sierra de Gádor. Esto es así, en mi opinión, por muchas razones: en ocasiones JACQUIN (ver su mapa geológico) considera un manto único, lo que en mi opinión son dos (esto es lo que ocurre al SW de Berja); otros puntos considera como filitas cabalgantes sobre las calizas y dolomías de la sierra de Gádor, lo que a mí me parece la base de las citadas calizas y dolomías (afloramientos de filitas existentes unos 4 kms. al norte del Alto de la Estrella), etc.

La correlación con el área que se extiende al este de la región estudiada por mí, parece en principio, más fácil de establecer.

En la parte oriental de la sierra de Gádor, JACQUIN (1970, pg. 122) distingue dos unidades tectónicas: la inferior, constituida por calizas y dolomías bajo las que hay unas filitas y cuarcitas raramente llegando a aflorar (JACQUIN, 1970, pg. 171); la unidad superior constituida por filitas con intercalaciones de yeso, y cuarcitas sobre las que descansa la formación carbonatada (JACQUIN, 1970, pg. 122 y ss.).

Teniendo en cuenta que JACQUIN no cita ningún afloramiento de micasquistos en esta parte oriental de la sierra de Gádor (JACQUIN, 1970, pg. 116 y ss.), y que las filitas y cuarcitas que se sitúan claramente sobre la serie carbonatada que constituye la mayor parte de la sierra de Gádor, ocupan en el área de Felix y Enix una gran extensión,

Fig. 11.- Intento de correlación de las unidades alpujárrides al S de Sierra Nevada. (Esquema compuesto con datos de ALDAYA, (1969) para el área situada al oeste del Rio Grande de Adra; de JACQUIN (1970) - para el sector oriental de sierra de Gádor y con los datos aportados en este trabajo para el área de sierra de Gádor occidental y sectores adyacentes).

Leyenda:

- 1 - Complejo nevadofilábride indiferenciado
- 2 - Manto de Lújar
- 3 - Manto de Cástaras
- 4 - Manto de Alcázar
- 5 - Manto de Murtas
- 6 - Manto de Adra
- 7 - Mioceno
- 8 - Plioceno-Cuaternario
- 9 - Contacto de manto de corrimiento
- 10 - Falla inversa
- 11 - Falla normal
- 12 - Contacto discordante

parece que pueda establecerse la siguiente correlación entre esta parte oriental de la sierra de Gádor, y el área estudiada por mí:

Manto de Lújar ————— Manto de Gádor, de la parte -  
oriental.

Manto de Alcázar ————— Manto de Felix, de la parte -  
oriental.

Manto de Murtas ————— No existe en la parte oriental

Isleos Maláguides ————— No existen en la parte oriental

La figura nº 11, es un intento esquemático de correlación de las distintas unidades del complejo alpujarride s.l.t. existente al sur de Sierra Nevada. Este esquema ha sido construido con datos de — ALDAYA, para la región situada al W del Rio Grande de Adra; de JACQUIN para la región oriental de la sierra de Gádor y los que aporta este — trabajo para la parte occidental de la sierra de Gádor y sectores adyacentes.

Se han conservado los nombres de las unidades de ALDAYA, — por ser este autor el primero en definir las y porque las que aparecen al E del Rio Grande son, en mi opinión, la continuación lateral de al gunas de las unidades definidas por ALDAYA (1969), más al W.





## CONCLUSIONES



- 1ª.- Los materiales preorogénicos que afloran en la región estudiada pertenecen casi en su totalidad al denominado "complejo alpujárride" s.l.t. Existen algunos afloramientos de escasa extensión, de materiales pertenecientes al "complejo maláguide".
- 2ª.- Los materiales alpujárrides de edad anterior al Trias medio ( "formación de filitas y cuarcitas" y "formación de micasquitos y cuarcitas" ) proceden de sedimentos cuarzoso-arcillosos. En algunos niveles de la "formación de filitas y cuarcitas" existen rocas de probable origen ígneo.
- 3ª.- No he encontrado argumentos que prueben de modo concluyente una orogenia ( u orogenias ) prealpinas, en la región estudiada.
- 4ª.- La "formación calizodolomítica" descansa de un modo sensiblemente concordante sobre la "formación de filitas y cuarcitas", aunque en general el contacto entre ambas formaciones ha sido afectado por la tectónica de corrimiento y aparece ahora como un contacto de despegue.
- 5ª.- En la región estudiada el complejo alpujárride está constituido por tres unidades tectónicas. Por sus dimensiones y por la magnitud de las traslaciones respectivas, pueden ser consideradas las tres como mantos de corrimiento.
- 6ª.- Las características litológicas de cada uno de estos mantos de corrimiento, así como su continuidad lateral, han permitido correlacionarlos con los mantos de Lújar, Alcázar y Murtas definidos por ALDAYA (1969) en la región situada inmediatamente al W- del área objeto de este estudio.

- 7ª.- En el dominio del manto inferior de los que afloran en la región estudiada (el manto de Lújar) se desarrollan durante el Trias intrusiones subvolcánicas de naturaleza básica.
- 8ª.- Parece confirmarse en la región estudiada la existencia del plegamiento según ejes de dirección aproximada  $N 40^{\circ} E$ . Su edad sería triásica, lo que coincide con lo puesto de manifiesto por ALDAYA (1969) en el área situada al W del Rio Grande de Adra.
- 9ª.- Los materiales alpujárrides han sido afectados por un metamorfismo alpino plurifacial. Este metamorfismo se ha realizado en cinco fases mineralogénicas y cinco fases de deformación.
- 10ª.- Las dos fases mineralogénicas principales (Fases 1ª y 7ª) han alcanzado en el manto de Murtas la facies de las anfibolitas almandínicas, (en la formación de micasquistos y cuarcitas), mientras que en los mantos infrayacentes (mantos de Alcázar y Lújar) sólo han llegado a la facies de los esquistos verdes.
- 11ª.- Teniendo en cuenta lo expuesto en el punto anterior, puede afirmarse que la superposición actual de los mantos en la región estudiada, es posterior a estas fases principales (1ª y 7ª) de metamorfismo regional alpino.
- 12ª.- Al menos una etapa importante de los corrimientos tiene lugar en relación con un plegamiento de dirección aproximada  $N 75^{\circ} E$ .
- 13ª.- Después del plegamiento de dirección  $N 75^{\circ} E$ , han tenido lugar otros plegamientos cuyas direcciones en la región estudiada han sido  $N 135^{\circ} E$ ,  $N 30^{\circ} E$  y  $N 170^{\circ} E$ , aproximadamente. La importan-

cia de estos tres plegamientos parece haber sido mucho menor que la del plegamiento de dirección  $N 75^{\circ} E$ .

- 14ª.- Tanto en la formación de filitas y cuarcitas como en la de micasquistos y cuarcitas, se han desarrollado varias superficies de esquistosidad: una esquistosidad (" $s_1$ ") puesta de manifiesto por la orientación de los planos (001) de la mayor parte de los cristales de mica incolora, y de otros minerales; una esquistosidad ( $s_2$ ) relacionada genéticamente con el plegamiento de dirección  $N 75^{\circ} E$ . Estas dos superficies de esquistosidad ( $s_1$ ) y ( $s_2$ ) se encuentran en toda la región estudiada. Localmente pueden verse otras superficies de esquistosidad que están en relación con los plegamientos de otras direcciones ( $N 135^{\circ} E$ ,  $N 30^{\circ} E$ ,  $N 170^{\circ} E$ ) existentes en la región estudiada.
- 15ª.- Al menos los plegamientos de dirección aproximada  $N 30^{\circ} E$  y  $N 170^{\circ} E$  parecen haber tenido lugar después de que se lograra la actual superposición de mantos.
- 16ª.- Por último tiene lugar un plegamiento de gran radio de dirección aproximada  $N 80^{\circ} E$  y una tectónica de distensión subsecuente. Según datos de otros investigadores (FONTBOTE, 1967; ALDAYA, 1969) estos fenómenos comienzan en el Mioceno medio-superior y se continúan en el Plioceno.



## RESUMEN





## OBJETO DEL PRESENTE TRABAJO.

El objeto principal de este trabajo es el estudio petrológico y tectónico de los materiales alpujárrides situados al S de Sierra Nevada, entre el Rio Grande de Adra y el meridiano de Canjáyar, en la parte S de la provincia de Almería.

Como objetivo-resumen de este trabajo tenemos el levantamiento del mapa geológico a escala 1:50.000 en el cual quedan reflejados los principales rasgos, litológicos y tectónicos, de la región estudiada.

## LOCALIZACION Y LIMITES.

La región estudiada se encuentra situada al S de Sierra Nevada, en su mayor parte en la provincia de Almería, aunque la esquina NW pertenece a la provincia de Granada. El límite occidental del área objeto de este trabajo lo constituyen el Rio Grande de Adra y el Rio de Ugíjar, el septentrional viene dado por el contacto entre alpujárrides y los materiales del complejo nevadofilábride; por el E el límite está constituido por un meridiano situado a unos 2 km. al E de Canjáyar. El límite meridional lo constituye la depresión denominada Campos de Dalías situada al S del macizo de sierra de Gádor.

## SITUACION GEOLOGICA.

El área estudiada se encuentra dentro de la Zona Bética s. str. la cual es la más interna de las tres zonas en que se consideran divididas las Cordilleras Béticas (FALLOT, 1948), (Prebética, Subbética, Bética). La Zona Bética a su vez se considera dividida en tres dominios: el nevadofilábride, el alpujárride y el llamado complejo maláguide (de más interno a más externo) (1).

Los Alpujárrides comprenden varios mantos de corrimiento compuestos por materiales cuyas edades oscilan entre el Paleozoico y el Trias, que están comprendidos entre el complejo nevadofilábride y el maláguide.

Los materiales objeto principal de este trabajo, han sido los pertenecientes al complejo alpujárride s. l. que se encuentran ocupando casi totalmente la región estudiada. Hay además algunos pequeños afloramientos del complejo maláguide, aparte de los materiales neógenos y cuaternarios que llenan algunas depresiones que existen en la región.

---

(1). Modernamente los autores holandeses (EGELER et SIMON, 1969 a) - han introducido un nuevo término, en la división de la Zona Bética, s. str., el complejo Ballabona-Cucharón, quedando dividida la Zona Bética, según dichos autores, en: complejo nevadofilábride, complejo de Ballabona-Cucharón, complejo alpujárride y complejo maláguide.

## ANTECEDENTES.

Los primeros trabajos efectuados en áreas del hoy denominado complejo alpujárride, s. lt., datan del siglo pasado: VERNEUIL y COLOMB (1853 y 1856); GONZALO y TARIN (1882), DE BOTELLA (1882) y otros. En dichos trabajos se estudia la litología y se intenta una datación de los terrenos con los restos fósiles encontrados en los mismos.

En la segunda década del presente siglo el investigador holandés BROUWER (1926) y sus discípulos dan unas interpretaciones tectónicas bastante acertadas: afirman que los Alpujárrides están constituidos por una serie de unidades tectónicas que pueden ser consideradas mantos de corrimiento.

No hago un resumen de los resultados alcanzados por los investigadores que han trabajado sobre el tema de los Alpujárrides en la primera mitad de este siglo ya que dicho resumen ya ha sido realizado en varias obras recientes (ver entre otros SIMON, 1963; FERNEUX, 1968; ALDAYA, 1969...).

En los últimos años se han efectuado numerosos trabajos en distintas áreas del dominio alpujárride:

- En la parte occidental han trabajado los geólogos de la Universidad de Bonn (DÜRR, HOEPPENER, HOPPE, KOCKEL, MOLLAT, MUCHOW).

- En la región comprendida entre Velez Málaga y Motril, se han desarrollado los trabajos de COPPONEX (1958) y BOULIN (1968).

- La región de "Las Alpujarras" ha sido estudiada de nuevo por ALDAYA (1969).

- La sierra de Gádor ha sido objeto de una Tesis, cuyo fin era el estudio de las mineralizaciones del Trias (JACQUIN, 1970).

- En la parte oriental del dominio alpujárride han trabajado los investigadores de la Universidad de Amsterdam (BICKER, BODEN-HAUSEN, EGELER, LEINE, de ROEVER, RONDEEL, SIMON, VOET, de VRIES, ZWAAN, WESTRA...). En la parte oriental han trabajado asimismo, el suizo FERNEX y la investigadora francesa Srta. PAVILLON.

#### PETROLOGIA.

En el conjunto de los Alpujárrides presentes en el área estudiada se han diferenciado tres unidades tectónicas superpuestas que presentan suficientes analogías entre sí para ser atribuidas al citado dominio alpujárride. Todos ellos tienen una formación filitosa-cuarcítica (atribuible al Permo-Werfenense, WESTERVELD (1929), FALLOT (1948) y otros autores) y una formación calizodolomítica del Trias Medio y Superior (edad establecida por criterios paleontológicos por autores que han investigado anteriormente esta región: ver entre otros BOTELLA, (1882), GONZALO y TARIN (1882) y otras áreas del dominio alpujárride, (SIMON 1963).

La unidad más superior presenta además, en su base, micas quistos grises atribuibles al Paleozoico.

Los desplazamientos relativos de cada unidad respecto a -

la infrayacente, son de una magnitud sobradamente suficiente para que - cada una de estas unidades pueda ser considerada como un manto de corrimiento.

Debido a la gran semejanza existente entre las formaciones correspondientes de cada manto, y con objeto de evitar repeticiones inútiles, se hará el estudio de cada formación de una manera conjunta, haciendo resaltar en su caso, las características que presenta una formación en un manto dado.

Formación de micasquistos y cuarcitas. Dentro del área sólo se encuentran en la base del manto más superior, los demás mantos no contienen micasquistos de modo que en su base de corrimiento se encuentran las filitas.

La formación está constituida por micasquistos y cuarcitas. En la parte más inferior de la formación, los micasquistos grises, en general oscuros, debido a la presencia de grafito entre sus constituyentes minerales. Los términos de la parte superior presentan en general colores marrones rojizos, debidos a la oxidación del hierro contenido en los micasquistos.

El estudio microscópico de estos materiales nos revela que existen todos los términos de transición entre un micasquisto típico y una cuarcita pura.

Los minerales más abundantes en la formación de micasquistos y cuarcitas son los siguientes: cuarzo, micas incoloras (moscovita y paragonita), biotita marrón, mena metálica, grafito, granate (espesarita-alandino), cloritoide, plagioclasas (albita-oligoclasa), clorita,

carbonatos, turmalina, rutilo y circón.

De los minerales anteriormente citados, el granate está restringido a los términos basales. El grafito, el coritoide y la oligoclasa son muy escasos en la parte alta de la formación. Los demás minerales están igualmente presentes, tanto en los términos superiores como en los inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas.

Entre los tipos de rocas más abundantes en la formación de micasquistos y cuarcitas deben citarse: micasquistos grafitosos con granate, micasquistos biotíticos con cloritoide, micasquistos con clorita y cuarcitas más o menos micáceas.

Formación de filitas y cuarcitas. Los constituyen filitas y cuarcitas que presentan diversas coloraciones, siendo más abundantes, con mucho, las filitas de tonos azules y violáceos. Las cuarcitas no parecen tener una posición fija, sino que se distribuyen más bien a modo de lentejones dentro de la formación.

Al igual que ocurría en los micasquistos, existen todos los términos de transición entre una filita típica y una cuarcita pura.

La textura es esquistosa en los términos micáceos y granoblástica en las cuarcitas. El grano suele ser muy fino (los granos de cuarzo no suelen superar los 0,03 mm).

Los minerales más abundantes son los siguientes: cuarzo, micas incoloras (moscovita y paragonita), mena metálica, sericita, plagioclasa (albita) (en algunas filitas se ha observado oligoclasa de -

origen ígneo probablemente).

Los tipos de rocas más característicos en la formación de filitas y cuarcitas son: filitas con biotita verde, filitas típicas, filitas con rutilo y cuarcitas.

Formación carbonatada. Se encuentra descansando sobre la formación de filitas y cuarcitas. En general, debido al diferente comportamiento mecánico el contacto está tectonizado por deslizamientos diferenciales de las calizas sobre las filitas subyacentes.

En la formación carbonatada es donde pueden encontrarse más diferencias entre los diversos mantos al menos entre el más inferior y los otros dos. En el manto más inferior, que es el que ocupa con notable diferencia, mayor extensión en el área estudiada y que constituye la mayor parte de la sierra de Gádor, el paquete calizodolomítico llega a alcanzar potencias superiores a los 800 metros, (parte central y meridional de sierra de Gádor occidental), espesor muy diferente del que alcanza esta misma formación en otros mantos en los que no suele pasar de los 200 metros.

Además la formación carbonatada de este manto inferior presenta otros hechos característicos como son: la presencia de rocas subvolcánicas, existencia de intercalaciones estratigráficas de naturaleza filitoso-cuarzosa y un hecho de gran importancia, que es la presencia en las dolomias de esta unidad más inferior de mineralizaciones estratiformes de plomo y fluorita, las cuales no se presentan en ninguna de las otras unidades existentes en la región.



El estudio microscópico revela que hay una gran cantidad de rocas recristalizadas especialmente en las calizas pertenecientes a las dos unidades más superiores.

### TECTONICA.

No se han encontrado, en la región investigada, pruebas de la existencia de una orogenia u orogenias prealpinas. Desgraciadamente la formación de micasquistos y cuarcitas que es donde, en caso de existir podrian encontrarse estas pruebas, tiene un desarrollo bastante restringido en el área objeto de este trabajo y no hay ningún corte en el que se pueda recorrer toda la formación completa sino que en unos puntos hay términos de la parte inferior de la formación y en otros términos de la base.

Del estudio de las muestras de micasquistos y cuarcitas procedentes de esta región, no se deduce, en mi opinión, la existencia de una orogenia u orogenias prealpinas. Cabe la posibilidad, sin embargo, de que estas pruebas no se hayan encontrado debido a las limitaciones que imponen los afloramientos existentes en la región.

Hay un plegamiento cuyos ejes tienen una dirección aproximada NE-SW, que ha quedado reflejado en la formación carbonatada del manto más inferior. De acuerdo con ALDAYA (1969) creo que estos pliegues pueden ser de edad triásica.

Los estudios detallados llevados a cabo en esta región revelan que existen tres unidades tectónicas, que como ya se ha dicho en párrafos anteriores, pueden ser considerados, cada una de ellas, como mantos de corrimiento.

El estudio de las características litológicas de cada uno de estos mantos, la posición relativa de los mismos y la correlación lateral existente entre esta región y la situada inmediatamente al W estudiada por ALDAYA (1969), han permitido identificar los mantos que aparecen en la región de la sierra de Gádor occidental, como los mantos de: Lujar, Alcázar y Murtas definidos por ALDAYA (1969) en la región comprendida entre el meridiano de Motril y el Rio Grande de Adra, al S de Sierra Nevada.

El manto de Lújar. Es la unidad más inferior, y como se ha dicho, es la que constituye la mayor parte de la Sierra de Gádor, al menos de su borde occidental; se extiende además al N por encima de los materiales nevadofilábrides, ocupando una buena extensión en la falda de Sierra Nevada.

Aparece además en ventanas tectónicas por debajo del manto de Alcázar como las que pueden verse al NE de Laujar de Andarax, cerca de Beninar y en la carretera de Berja-Turón.

En el contacto del manto de Lújar con las rocas del complejo nevadofilábride, que es visible en el sector comprendido entre Paterna del Rio y Canjáyar se observa cómo la formación calizodolomítica alpujárride se apoya directamente sobre las rocas del complejo nevadofilá-

bride, faltando en este sector las filitas base del manto de Lújar.

Manto de Alcázar. Aparece cabalgando directamente sobre el anterior, si bien en algunos lugares ha sobrepasado al manto de Lújar y se apoya directamente sobre el complejo nevadofilábride como ocurre en la parte W del límite septentrional del área de trabajo.

La erosión debe haber jugado un papel importante, ya que ha barrido una buena parte del manto de Alcázar dejando como testigos numerosos isleos tectónicos repartidos por toda la región. Estos isleos en algunas ocasiones están constituidos exclusivamente por filitas pero no son raros los que presentan al manto completo, es decir filitas y encima paquete calizodolomítico (están especialmente bien representados en la parte N del área estudiada).

En cuanto a la forma de los isleos, podemos ver que en ocasiones es irregular, pero otras muchas veces estos isleos están delimitados por fallas adquiriendo alguno de sus contornos formas rectilíneas.

La superficie de corrimiento en ocasiones es limpia y deja ver estrias, pero en general no ocurre así.

Manto de Murtas. Es el manto más superior. Se apoya en general sobre el manto de Alcázar, aunque a veces, cuando falta este, se puede encontrar al manto de Murtas directamente sobre el de Lújar, como ocurre al NE de Fondón.

De modo similar a lo que ocurre con el manto de Alcázar el manto de Murtas no se encuentra igualmente representado en todos los aflora

mientos, en unos sólo existen micasquistos y en otros como al N de Ugí jar micasquistos y filitas y finalmente hay también afloramientos donde están presentes todos los componentes del manto: micasquistos, filitas y formación carbonatada (tal como ocurre al NE de Adra).

En muchas ocasiones falta parte de una formación, por ejemplo en los micasquistos a que hemos hecho referencia en último lugar - (los situados al NE de Adra) falta la parte baja, es decir, los micasquistos granatíferos. Esto puede ser debido, bien a que la superficie de corrimiento ha cortado los niveles estratigráficos a distinta altura, según la zona o bien a que durante el deslizamiento del manto de Murtas sobre el de Alcázar, los términos inferiores del manto de Murtas han quedado algo atrasados respecto a los superiores, de esta manera pueden adelgazarse enormemente las potencias de una formación e incluso llegar a perderse (como ocurre con las filitas del manto de Lújar en la parte septentrional de la región, donde como ya se ha dicho la formación calizodolomítica del citado manto se pone en contacto con los materiales nevadofilábrides.

Complejo maláguide. Se encuentra muy escasamente representado.

En el afloramiento situado a unos 8 kms. al N de Berja los materiales maláguides se apoyan directamente sobre un delgado paquete de filitas del manto de Murtas las cuales a su vez descansan sobre los micasquistos del mismo manto; faltan por tanto las calizas y una buena parte de las filitas. Por el W el afloramiento de "Maláguides" queda en pocos metros cubierto por materiales de edad neógena.

Se ha iniciado el estudio de las estructuras menores en las formaciones de micasquistos y cuarcitas y en las de filitas y cuarcitas. En la formación de micasquistos y cuarcitas se han realizado 92 medidas de ejes de micropliegues y 85 y 406 medidas, también de ejes de microñliegues, en la formación de filitas y cuarcitas de los mantos de Alcázar y Murtas respectivamente.

Se han realizado además 350 medidas de superficies de esquistosidad; 11 medidas de ejes de "boudinage"; 54 medidas de linealidad y 300 medidas de diaclasas.

Como conclusiones de este estudio podemos decir.

A. Que existen cuatro direcciones de plegamiento (  $N 75^{\circ} E$ ,  $N 135^{\circ} E$ ,  $N 30^{\circ} E$  y  $N 170^{\circ} E$ , aproximadamente), formadas todas ellas en la Orogenia Alpina.

B. El plegamiento de mayor importancia, a escala regional, es el de dirección  $N 75^{\circ} E$ , que está relacionado genéticamente con una etapa importante de corrimiento de los mantos.

C. De las cuatro direcciones de plegamiento anteriormente citadas, la primera en el tiempo es la de dirección aproximada  $N 75^{\circ} E$ ; en segundo lugar parece que se produjo la de dirección  $N 135^{\circ} E$  y las dos últimas en originarse fueron las de dirección  $N 30^{\circ} E$  y  $N 170^{\circ} E$ , no habiéndose establecido aún la datación relativa de estas dos últimas.

D. La esquistosidad que aparece de un modo más patente y con la más amplia distribución (" $s_2$ "), es la esquistosidad de plano -

axial de los pliegues de dirección  $N 75^{\circ} E$ , los cuales están formados a su vez por lechos cuarcíticos y micáceos plegados. Estas superficies plegadas que quedan marcadas por la orientación de los planos (001) - de la mayor parte de la mica incolora, son por tanto anteriores a " $s_2$ " y las he llamado " $s_1$ ".

E. En algunos puntos los pliegues de direcciones  $N 135^{\circ} E$  y  $N 30^{\circ} E$  van acompañados de una esquistosidad de plano axial, con una separación entre planos de esquistosidad que, en general, oscila entre 5 mm. y 10 mm. y que tiene una distribución muy restringida.

Si bien es verdad que serían necesarias muchas más medidas tomadas en áreas donde aflorasen más extensamente las distintas formaciones que constituyen los mantos alpujárrides, lo cierto es que las etapas de plegamiento de distinta dirección que han afectado al complejo alpujárride, son al menos las que han quedado reflejadas en esta región de la sierra de Gádor occidental. Esto no quiere decir que estas direcciones de plegamiento hayan de ser exactamente las mismas en todo el dominio alpujárride, ya que en otros puntos estas direcciones pueden sufrir modificaciones.

Además de las distintas etapas de plegamiento puestas de manifiesto por el estudio de las estructuras menores, ha existido una última etapa de compresión de dirección aproximada  $N 80^{\circ} E$  que ha dado lugar a los pliegues de gran radio de Sierra Nevada, Sierra de Gádor y otros macizos montañosos. La existencia de esta etapa había si-

do puesta de manifiesto por otros investigadores (FONTBOTE).

Finalmente tiene lugar una etapa de distensión puesta de manifiesto por la formación de fracturas de direcciones diversas.

### PETROGENESIS.

Del estudio de las características texturales, así como de las relaciones espaciales existentes entre los distintos minerales y ciertos elementos geométricos de las rocas (superficies de esquistosidad principalmente), se ha podido deducir la existencia de una serie de fases, mineralogenéticas unas y de deformación otras. Estas fases son las siguientes:

A. Fase ígnea, que ha dado lugar a las rocas subvolcánicas que aparecen en la formación carbonatada del manto de Lújar y a otras rocas cuyo origen es muy probablemente ígneo también.

B. Fases de metamorfismo alpino;

Fase 1ª. Sincinemática. Fase mineralogenética muy importante.

Los minerales que constituyen esta fase en los términos inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas son: cuarzo, micas incoloras (moscovita y paragonita), grafito, granate (espesartita-almandino), oligoclasa, mena metálica y cloritoide.

Esta paragénesis puede considerarse perteneciente a la Facies de las anfibolitas almandínicas, subfacies almandino-estaurolita de la "serie de facies tipo Barrowiano" descrita por WINKLER (1967).

En los términos intermedios y superiores de la formación de micasquistos y cuarcitas falta el granate, el grafito es más escaso que en los términos inferiores y la plagioclasa es más sódica ( la composición oscila entre  $An_{17}$  y  $An_0$ , pero abundan más las plagioclasas comprendidas entre  $An_8$  y  $An_0$ . Los demás minerales son los mismos que existen en la parte basal de la formación.

Los minerales pertenecientes a esta fase 1ª sincinemática que aparecen en las partes intermedia y superior de la formación de micasquistos y cuarcitas pueden clasificarse dentro de la facies de esquistos verdes, subfacies B.1.2 y muy probablemente B.1.3.

En la formación de filitas y cuarcitas los minerales formados en esta fase 1ª sincinemática son: cuarzo, micas incoloras, albita, mena metálica y carbonatos. Estos minerales representan un grado de metamorfismo que puede clasificarse como B.1.1.

Fase 2ª. Deformación. Consiste en la formación de grietas a favor de las cuales ascienden fluidos mineralizadores, que al cristalizar dan lugar a filones paralelos y transversos a las superficies de esquistosidad ( $s_1$ ).

Fase 3ª. Postcinemática. Su existencia no es un hecho totalmente establecido, aunque hay ciertos datos que inducen a pensar en ella. En esta fase se formaron muy probablemente clorita y micas incoloras.



Fase 4ª. Deformación. Es la fase de deformación más importante. Se originan las superficies de esquistosidad ( $s_2$ ).

Fase 5ª. Está relacionada de modo inmediato con la anterior. En esta fase 5ª se ha formado cuarzo en las "zonas de sombra" de los granates.

Fase 6ª. Deformación. En esta fase se desarrolla posiblemente el plegamiento de ejes de dirección N 135° E.

Fase 7ª. Postcinemática. Es la segunda fase mineralogénica importante.

Los minerales que constituyen esta fase en los términos inferiores de la formación de micasquistos y cuarcitas son: cuarzo, granate (espesartita-almendino), oligoclasa, biotita marrón, cloritoide, mena metálica y micas incoloras.

Hacia la parte alta de la formación desaparece el granate, la plagioclasa se hace más sódica y el cloritoide más escaso.

En un punto de la formación de filitas y cuarcitas se ha encontrado la siguiente paragénesis: cuarzo, albita, biotita verde, mena metálica y micas incoloras.

En general, sin embargo, la biotita verde no se encuentra en las filitas.

El grado de metamorfismo en el caso de la formación de micasquistos está comprendido entre B.2.1. y B.1.2. y en el caso de la formación

de filitas y cuarcitas es de B.1.1., salvo en el caso de las filitas con biotita verde que pueden corresponder a la región de menor temperatura de la subfacies B.1.2.

Fases 8ª y 9ª. Deformación. En estas fases tienen lugar los plegamientos de ejes de dirección N 30° E y N 170° E, aunque no puedo determinar, por ahora, cual de los dos se produjo antes.

Fase 10ª. En esta fase se produce la transformación parcial de biotita en clorita.

Fase 11ª. No es una fase metamórfica propiamente dicha. Consiste en el relleno de diaclasas de tensión con cuarzo, carbonatos y mena metálica.



## BIBLIOGRAFIA



## B I B L I O G R A F I A

=====

- ALARCON, P.A. (1940). "La Alpujarra". Victoriano Suarez. Editor. Madrid.
- ALDAYA, F. (1967). Nuevas observaciones de las calizas triásicas de la ventana tectónica de Albuñol (zona Bética, provincia de Granada). Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, t. 101-102, pp. 101-106.
- ALDAYA, F. (1968): Sobre la posición tectónica de la Sierra de Lújar (provincia de Granada). Acta Geol. Hisp., t. III, - pp.87-92.
- ALDAYA, F. (1969). Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Tesis, Univ. Granada (inédita), pp.527.
- ALDAYA, F. (1970a). Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides del Sur de Sierra Nevada, (zona Bética, prov. de Granada). Cuad. Geol., nº 1,- pp. 35-37.
- ALDAYA, F. (1970b). Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona-Bética, prov. de Granada. (Nota preliminar). Bol. Geol. y Min. t. LXXXI-VI, pp. 593-600.
- ALDAYA, F.; FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V.(1970). Brechas intra - formacionales y pliegues de slumping en el dominio Nevado Filábride (zona Bética, prov. de Granada). Cuad. Geol., - nº 1, pp. 117-122.
- ARGAND, E. (1922). La tectonique de l'Asie. C.R. XIII. Congrès Géol. Int. Bruxelles. pp. 171-372.

- AZEMA, J. (1961). Etude géologique des abords de Málaga (Espagne). Estudios geológicos. XVII, 131-160.
- AZEMA, J= J.W.A. BODENHAUSEN, F.; F. FERNEX et O.J.SIMON(1965). Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy (prov.- de Murcie, Espagne). C.R. somm. S.G.F., 51-53
- BANTING, A.H.(1933a). Sur le Pli-nappe de Lújar-Gádor. (Cordillères - Bétiques). Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., t.XXXVI, pp.98-106.
- BANTING, A.H.(1933b). Der Bau der Betischen Kordilleren und ihre Stellung im Mediterranen Orogen. Geol. Rundsch., t.XXIV, pp: 311-319.
- BARROIS, Ch. et OFFRET, A. (1889a). Sur la constitution géologique de la Sierra Nevada, des Alpujarras et de la Sierra de la - Almiijara. C.R. Ac. Sc. Paris. Ed. Esp. en Bol. Com. Mapa Geol. España 1885.
- BARROIS, Ch. et OFFRET, A. (1889b). Mémoire sur la constitution géologique du Sur de L'Andalousie, de la Sierra Tejeda à la - Sierra Nevada. Mem. Ac. Sc. Paris. t.XXX, pp.79-169.
- BARTH, T.F.W.(1962). Theoretical Petrology. Ed. John Willey and Sons. Inc. New York, pp.387.
- BEMMELEN, R.W. van (1927). Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada. Tesis. E.T.S. Delft. pp. - 176.
- BERTRAND et KILIAN (1889). Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga (Mission D'Andalousie). Mem. Ac. Sc. Inst. Nat. France, vol. 30, pp. 377-599.

- BICKER, R. E. (1966). Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas de Almanzora, south-eastern Spain. Thesis. Univ. Amsterdam, pp.124.
- BLUMENTHAL, M.M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest-Andalusien. Ecl. geol. Helv. XX, 487-532.
- BLUMENTHAL, M.M. (1928). Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie). Ecl. Geol. Helv.-vol. 21, pp. 358-365.
- BLUMENTHAL, M.M. (1930). Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. Ecl. Geol. Helv. - XXIII, 41-293.
- BLUMENTHAL, M.M. (1933c). Sur les relations tectoniques entre les zones bétiques, pénibétiques et subbétiques du Sud-Ouest de L'Andalousie. C. R. Ac. Sc., 197, 1138-1139.
- BLUMENTHAL, M. M. (1935). Relief füberschiebungen in den weslichen Betic Cordilleren. Géol. Méd. occid. vol. IV, pp. 3-29.
- BLUMENTHAL, M.M. (1949). Estudio geológico de las cadenas costeras - al oeste de Málaga, entre el Rio Guadalhorce y el Rio Verde. Bol. Inst. geol. y min. España. LXII, 11-203.
- BOOY, T. De et C.G. EGELER. (1961). The occurrence of Bétic of Málaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhamilla (SE Spain). Geol. en Mijnb. 40, 209-218.
- BORDET, P. (1961). Sur la détermination des albites, oligoclases - et andesines au moyen des sections perpendiculaires à  $g'$  (010). Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. vol. 2, pp. 203.



- BORDET, P. (1968). Précis d'optique cristalline appliqué à l'identification des minéraux. Masson & Cie. Paris. pp. 219.
- BOTELLA, F. (1882). Reseña física y geológica por el SW de Almería. - Bol. Com. Mapa Geol. España, vol. IX, pp.227-318.
- BOTELLA, F. (1882b). Descripción geológica de Almería. Bol. Com. Mapa Geol. España. Madrid, vol. IX.
- BOULIN, J. (1962a). Sur la série métamorphique de Velez-Málaga (province de Málaga, Espagne). Bull. Soc. géol. France, (7), IV 165-169.
- BOULIN, J. (1963). Tectonique et métamorphisme dans les Alpujarrides occidentales (Andalousie du Sud). C.R. somm. S.G.F. 99-101
- BOULIN, J. (1964). Problemes structuraux dans le domaine alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada. Geol. en Mijnb. 43, n° 7, pp. 277-281.
- BOULIN, J. (1966a). Séries inverses et style pennique, dans les Cordillères bétiques internes au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne). C.R.Ac.Sc., 263, 708-711.
- BOULIN, J. (1966b). Troncatures et cisaillements, dans les Cordillères bétiques internes, au Sud-Ouest de la Sierra Nevada, - C.R.Ac.S.c, 263, 1932-1935.
- BOULIN, J. (1968). Etudes géologiques dans les zones internes des Cordillères bétiques de Málaga a Motril (Espagne méridionale). Thèse Paris, 487 p.
- BOULIN, J.; DIMPAULT-DARCY, P; LEROY, H. (1966). Observations géologiques en Sierra de Lújar (Cordillères bétiques internes, - Espagne). B.S.G.F. 7e série, pp.585-591.

- BOULIN, J. et CHENEVOY, M. (1968). Metamorphisme à disthène-sillimantite. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 226.
- BOWEN, N.L. (1956). The evolution of the Igneous rocks. Ed. Dover Publications, Inc. New York, pp.332.
- BROUWER, H.A.(1-26a). Zur geologie der Sierra Nevada. Geol. Runds. vol. XVII, pp. 118-137.
- BROUWER, H.A.(1926b). Overthrust structure in the Eastern Betic Cordillere. XIV Congrès. Géol. Int. Madrid, pp.1885-1888.
- BROUWER, H.A.(1926c). The structure of the Sierra Nevada. Proc. Kon. - Ned. Akad. v. Wet. vol. XXIX, pp. 878-882.
- BROUWER; H.A.(1926d). Zur Tektonik der betischen Kordilleren. Geol. - Runds. vol. XVII, pp.332-336.
- BROUWER, H.A.(1934). Über die Struktur der penninischen Zone in den Beticischen Kordilleren. Geol. Runds. vol. XXV, pp. 383-387.
- BROUWER, H.A.; ZEYLMANS van EMMICHOVEN, C.P.A. (1924). De tektonik van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Zuid Spanje). Versl. Kon. Ned. Akad. v. Wet. vol. XXXIII, pp.-788-790.
- BROWN, C. (1961). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralog. Soc. London. pp. 1-544.
- CAREY, S.W. (1956). The Rheid concept in geotectonics. Dep. of Geol.- Univ. of Tasmania. Publication n° 11.
- CAREY, S.W. (1964). Folding-Journ. Alberta. Soc. Petro. Geol. vol. 10 pp. 95-144, 47 figs. (Trad. esp. de J.M. Rios in Not y - Com. Inst. Geol. Min. España, n° 74, pp. 75-142).

- COOK, E.F. (1966). Tuffelavas and ignimbrites. Ed. Elsevier. pp.210.
- COPPONEX, J.P. (1957). Sobre un sistema de relevos de mantos en los Alpujarrides occidentales. Not. y Com. Inst. Geol. Min. - vol. 42, pp. 1-7.
- COPPONEX, J.P. (1959). Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales (Cordillères Bétiques, Espagne). Thèse Genève, 130 p. Aussi dans: Bol. Inst. Geol. y Min. España.LXX.
- CHACON, J. (1971). Estudio geológico del sector de Almuñecar. Tesis de Licenciatura. Mem. inéd.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMANN, J. (1962). Rock forming minerals. - Longmans ed. London, vol. 1-5.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971). Estudio geológico de un área al sur de Jéres del Marquesado (Zona Bética, Granada). Cuad. Geol. Univ. Granada, nº 2. (en curso de impr.).
- DUPLAIX, S. and FALLOT, P. (1960a). Sur la constitution et la signification de la roche appelée, "Konglomeratische Mergel" dans la zone Bétique, (Andalousie, Espagne). C.R. Ac. Sc. vol.-250, pp. 1403-1408.
- DUPLAIX, S. and FALLOT, P. (1960b). Les "Konglomeratische Mergel" des Cordillères Bétiques. Bull. Soc. Geol. France, vol. 7, - pp. 308-317.
- DURAND DELGA, M. (1952). Le Sud-Ouest de la Petite Kabylie. XIX Congrès géol. int. Alger. Monographies régionales, 1re. Série. Algerie. nº 10, pp.5-62.
- DURAND DELGA, M. (1955). Etudes géologiques de L'Ouest de la Chaîne numidique. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 2me. Série. nº. 24, pp. 1-533.
- DURAND DELGA, M. (1963). Essai sur la structure des domaines émergées autour de la Méditerranée occidentale. Geol. Rundschau,-LIII, 534-535.

- DURAND DELGA, M. (1968). Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne). C.R. Ac. Sc. 266, 190-193.
- DURAND DELGA, M. et FONTBOTE, J.M. (1960). Les problèmes de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dun. Paris. vol. III, pp. 181-187.
- DURAND DELGA, M. et MAGNE, J. (1958). Notes sur certaines formations tertiaires situées entre Almeria et la Sierra de Carthagène (Espagne méridionale). Notas y Com. Inst. geol. y min. España, 51, 129-143.
- DURAND DELGA, M. et FOUCAULT, A. (1967a). La Dorsale Bétique, nouveau élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord sud de la Sierra Aran (prov. de Grenade, Espagne). Bull. Soc. géol. France (7). IX, 723-728.
- DURAND DELGA, M. (1967b). Un élément de la Dorsale bétique: Le Jabalcon (prov. de Grenade, Espagne). Bull. Soc. géol. France, (7). X. 65-74.
- DURR, St.H. (1967). Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien). Thèse Bonn, 122 p. Aussi dans Estratto da Geologica Romana, VI, 1-73.
- DURR, St.H.; HOEPPENER, R.; HOPPE, P. et KOCKEL, F. (1960-1962). Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Livre mém. Prof. P. Faillot, I. 209-217.
- EGELER, C.G. (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras, Geol. Rundschau, LIII, 260-269.
- EGELER, C.G. (1969). Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structure. Geoen Mijnb. vol. 48.

- EGELER, C.G. et DE BOOY T. (1960-1962). Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Malaga dans la Sud-Est des Cordillères bétiques, avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Malaga et Subbétique. Livre. - mém. Prof. P. Fallot, I, 155-162.
- EGELER, C.G. and BODENHAUSEN, J.W.A. (1964). Distinct phases of alpine overthrusting and subsequent thrusting in the eastern part of the Betic zone of Spain. Geol. en Mijnb. vol. 43, pp.— 316-320.
- EGELER, C.G. and SIMON, O.J. (1969a). Orogenic evolution of the Betic - Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. Geol. en Mijnb. vol. 48, pp. 296-305.
- EGELER, C.G. and SIMON, O.J. (1969b). Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. AFD. Nat., vol. XXV, pp. 5-90.
- ELLENBERGER, F. (1958). Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. explo. Carte Géol. France. Thèse. pp. 562.
- FALLOT, P. (1944). Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères Bétiques. C.R. Ac. Sc. vol. 219, pp. 337.
- FALLOT, P. (1945). Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Rio Guadiana Menor. Inst. Inv. geol. Lucas Mallada (C.S.I.C.) Madrid, 719 p.
- FALLOT, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. Est. Geol. vol. IV, pp.— 259-279.
- FALLOT, P; SOLE SABARIS, L; LEMOINE, M. (1954). Observations sur le Trias Bétique et ses Algues Calcaires. Mém. y Com. Inst. Geol. prov. Barcelona, vol. 11, pp. 23-60.

- FALLOT, P; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J.M.; SOLE SABARIS, L. (1961).  
Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada  
Mischungszone. Bol. Inst. Geol. Min. España, vol. LXXI, pp.  
347-557.
- FALLOT, P; SOLE, L. et COLOM, G. (1960). Sur le bassin Néogène du Sud de  
la Sierra Nevada. C.R. des sciences. Ac.Sc. Instit. de Fran-  
ce. v.230, pp. 1625-1627.
- FAURE-MURET, A.; SOLE SABARIS, L.; FONTBOTE, J.M.; FALLOT, P. (1955b).  
Profil géologique à travers le massifs du Veleta (Sierra -  
Nevada, Andalousie). C.R. Acad. Sc., vol. 248, pp. 3247 -  
3252.
- FAURE-MURET, A.; SOLE SABARIS, L.; FONTBOTE, J.M.; FALLOT, P. (1955c).-  
Sur la géologie de l'extrémité orientale de la Sierra de -  
los Filabres et sur l'individualité de la Sierra Nevada. -  
C.R. Ac. Sc., vol.249, pp.9-13.
- FAURE-MURET, A.; SOLE SABARIS, L.; FONTBOTE, J.M. et FALLOT, P. (1955d).-  
Le Bétique de la partie occidentale de la Sierra de Fila -  
bres (Andalousie), Espagne. C.R. Ac. Sc. vol.258, pp.3655-  
3659.
- FERNEX, F. (1962). Les unités de la Sierra de Enmedio près de Puerto-  
Lumbreras (Espagne méridionale). Arch. Sc. Genève. 15 fasc.  
2, pp. 363-373.
- FERNEX, F. (1963a). Remarques sur la structure et le métamorphisme de  
la Mischungszone orientale ( Espagne méridionale). Arch. Sc.  
Genève, 16, fasc. 1, 63-85.
- FERNEX, F. (1964c). Remarques sur les roches éruptives basiques du Bé  
tiques oriental de la Sierra de las Estancias (Espagne me-  
ridionale). C.R. Ac. Sc. 258, 5482-5485.
- FERNEX, F. (1965). L'origine probable de certains éléments structuraux  
des zones internes des Cordillères Bétiques orientales (Es-  
pagne méridionale). Bull. Soc. Géol. France, vol. 7, 511-520.

- FERNEX, F. (1968). Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pé-nibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale). Thèse Paris, 983 p.
- FERNEX, F.; LORENZ, F. et MAGNE, J. (1965). A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale). C.R. - Ac. Sc. 260, 1324-1326.
- FONTBOTE, J.M. (1961). Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada - (Cordillères Bétiques, Espagne). C.R. Acad. Sc. vol. 245, pp. 1324-1326.
- FONTBOTE, J.M. (1966). Las Cordilleras Béticas. La Depresión del Guadalquivir. In Map. Geol. España y Portugal 1:1.250.000. Librería Paraninfo. Madrid.
- FONTBOTE, J.M. (1970). Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. Cuad. Geol. nº 1. pp. 71-78.
- FONTBOTE, J.M.; GARCIA-DUEÑAS, V. (1966). Itinerario geológico Granada-Jaén. pp.1-12.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968). Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes Bétiques. C.R. Ac. Sc. vol. 266, pp. 186-189.
- FOUCAULT, A. et PAQUET, J. (1971). Sur l'importance d'une tectogenèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques (Sud de la Sierra Arana, province de Grenade, Espagne). C.R.Acad. Sc. Paris. t.272, serie D. pp. 2756-2758.
- FUSTER, J.M. (1954). El concepto de facies metamórficas y su evolución actual. Cursill. y Conf. Inst. Lucas Mallada.
- FUSTER, J.M. (1956). Análisis químicos de rocas españolas publicados desde 1952 hasta 1956. Est. Geol. nº 29 y 30.
- FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. (1956). Une nouvelle interpretation des structures zonées dans les plagioclases. III Reun. Int. React.- à l'état sol.
- FYFE, W.S.; TURNER, F.J. and VERHOGEN, J. (1958). Metamorphic facies. - Geol. Soc. Am. Mem., 73, pp. 259.

- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; PARGA, J.R. (1968). Sobre los ortogneises de Traguntia. Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica. Acta. Geol. Hisp. t.III, pp. 69-72.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967a). La Zona Subbética del Norte de Granada. - Tesis. Mem. inéd.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1968). Hipótesis sobre la posición tectónica de la Sierra Arana (Granada). Acta Geol. Hisp. t. III. pp. 29-34.
- GLOSSARY OF GEOLOGY AND RELATED SCIENCES (1957). Amer. Geol. Institute, 2nd. Edition. 1960.
- GONZALO y TARIN, J. (1882). Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería. Bol. - Com. Mapa Geol. España. vol. IX, pp. 97-111.
- GOODYEAR, J. and DUFFIN, W.J. (1954). The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method. Min. Magazin, vol. 30. pp.306-326.
- GUIGUES, J. et DEVISMES, P. (1969). La prospection minière à la batée dans le Massif Armoricain. Editions B.R.G.M. Paris.
- HALL, A.J. (1941). The relation between colour and chemical composition in the biotites. Am. Min. vol. 26, pp. 29-34.
- HARKER, A. (1932). Metamorphism. London, Methuen and Co. Ltd. pp.362
- HELMERS, H.; VOET, H.W. (1967). Regional extension of the Nevado-Filábride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain). Proc. Kon. Ned. Akad. Wet. serie B, vol. 70, pp. 239-253.
- HETZEL, W.N. (1923). Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (prov. Almería). Thèse Delft. pp. 104.
- HIRSCH, F. (1966). Contribución al conocimiento de las Myophorias - del Triásico de la Sierra Alhamilla. Estudios geológicos XXII, 181-184.



- HOEPPENER, R.; KOCKEL, F. (1969). Lias vor und in den Rondaiden (Süds-  
panien). N. Jb. Geol. Paläont. Mn. pp. 417-424.
- HOEPPENER, R.P.; HOPPE, P.; MOLLAT, H.; MUCHOW, St. DURR et KOCKEL. F. (1964).  
Ueber den westlichen Abschnitt der Betischen Kordillere -  
und seine Beziehungen zum Gesamtrogen. Geol. Rundschau. LIII  
269-296.
- HOEPPENER, R.M.; HOPPE, P.; DURR, St.; MOLLAT, H. (1964). Ein Querschnitt  
durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). Ge  
ol. en Mijnb. vol. 43, pp. 282-298.
- JACQUIN, J.P. (1965). Présence et situation de microfaune dans le Trias  
alpujarride de la Sierra de Gador (Prov. d'Almeria, Es -  
pagne). C.R. somm. S.G.F. Fasc. 8; p. 265.
- JACQUIN, J.P. (1970). Contribution à l'étude géologique et minière de -  
la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). Thèse Nantes, 501-  
p.
- JANSEN, H.4 (1936). De geologie van de Sierra de Baza en van de sangre  
zende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres  
(Zuid Spanje). Thèse Amsterdam, pp. 99.
- KORNPROBST, J. (1971). Contribution à l'étude pétrographique et struc-  
turale de la zone interne du Rif. Thèse Faculté des S -  
ciences de Paris.
- KAMAL KANDI (1967). Carnets as indices of progressive regional meta -  
morphism. Min. Mag. vol. 36. pp.89
- LEINE, L. (1962). On the so-called "Konglomeratische Mergel" in the  
Sierra de los Filabres (SE Spain). Geol. en Mijnb. vol. 41  
pp. 135.
- LEINE, L. (1966). On the tectonics of the Menas de Serón, region, -  
western Sierra de los Filabres, SE Spain. Proc. Kon. Ned.  
Akad. v. Wet. serie B, vol. 69. pp. 403-414.
- LEINE, L. (1968). Rauhuckles in the Betic Cordilleras (Spain). Thè-  
se. Univ. Amsterdam. pp. 112.

- LEINE, L. y EGELER, C.G. (1962). Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associate Rauhwa-  
ckes, in the region of Menas de Seron, Sierra de los Fila-  
bres, (SE Spain). Geol. in Mijnb. vol. 41, pp. 305-314.
- LEROY, H. (1967). Le gisement de plomb de Sierra de Lújar (Espagne).  
Thèse. Limoges. Poitiers. p.1-189.
- LINTHOUT, K.; WESTRA, L. (1968). Compositional zoning in almandinerich  
garnets and its relation to the metamorphic history of -  
their host rocks. Kon. Ned. Akad. Wet. vol. 71, p.297-312.
- LOCKE, J. (1690). "An essay concerning Human Understanding". Edición  
en castellano: "Ensayo sobre el entendimiento humano". -  
Fondo de cultura económica, México-Buenos Aires. 1956.
- LODDER, W. (1966). Gold-Alunite Deposits and zonal Wali-Rock alte -  
ration near Rodalquilar, SE Spain. H. Weenman and Zonen.  
Wageningen.
- LOPEZ GARRIDO, A.C.; OROZCO, M. (1970). Estudio estratigráfico del sec-  
tor centro oriental de Sierra Arana (Cordilleras Béticas).  
Acta Geol. Hisp. vol. V, pp. 4-7.
- Mc GILLAVRY, H.J. (1964). Speculations based upon a comparison of the-  
stratigraphies of the different tectonic units between Vé-  
lez Rubio and Moratalla. Geol. en Mijnb. 43, 299-309.
- Mc GILLAVRY, H.J.; GEEL, T; ROEP, B. et SOEDIONO, H. (1963). Further -  
notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbético,  
and the zone between these two units, in the region of Vé-  
lez Rubio (southern Spain). Geol. Rundschau LXIII, 233-256.
- MEHNERT, K.R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. Else-  
vier Publishing Company. pp. 393.
- MICHEL, P.; VIALON, P. (1965). Etude de quelques phyllites colorées -  
des schistes cristallin des Alpes piémontaises à la micro-  
sonde électronique de Castaing. Bull. Soc. Franc. Min. -  
Crist. vol. LXXXCI, pp. 267-272.

- MICHOT, P. (1938). Etude petrographique et géologique du Ruwenzori Septentrional. Mem. Inst. Royal Colom. Belg. Secc. Sc.-nat. vol. VIII.
- MISSION D'ANDALOUSIE. (1889). Etudes relatives au tremblement de terre du 25 décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses. Mém. Ac.Sc. Inst. Nat. France XXX, no.2, 772 p.
- MOLLAT, H. (1965). Die Geologie der Sierra Blanca und ihrer Umgebung. Thèse Bonn. 75 p.
- NAVARRO, A. y TRIGUEROS, E. (1963). Problemas de las Béticas españolas. Bol. Inst. Geol. Min. España. vol. LXXIV, pp. 413-469.
- NAVARRO-VILA, F. (1970). Nuevas observaciones para la diferenciación de varias unidades alpujárrides al N de Sierra Nevada.- Cuad. Geol. nº 1. pp. 57-61.
- NICOLAS, A. (1966). Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis. (Alpes piémontaises). Thèse. Univ. Nantes.
- NIGGLI, E. (1956). Stilpnomelan als gestainsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. vol. 36-pp. 511-514.
- NIGGLI, E. (1960). Mineral zonen des Alpiner Metamorphose in der Schweizer Alpen. Inter. Geol. Congr. Rep. pp. 132-138.
- NIJHUIS, H.J. (1964). Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres south of Lubrin SE Spain Thèse. Amsterdam, pp. 151.
- OROZCO, M. (1969). Sobre unos afloramientos de rocas verdes en Sierra de Gádor (Cordilleras Béticas). Acta Geol. Hisp. - vol. IV, pp. 96-98.
- OROZCO, M. (1970a). Sobre la zona de contacto entre Sierra Nevada y Sierra de Gádor comprendida entre Láujar de Andarax y Canjáyar (prov. de Almería). Acta Geol. Hisp. vol.IV pp. 44-47.

- OROZCO, M. (1970b). Los alpujárrides en Sierra de Gádor occidental (prov. de Almería). Cuad. Geol. nº 1, pp. 61-63.
- OROZCO, M. (1970c). Los alpujárrides en la sierra de Gádor occidental (provincia de Almería). Cuad. Geol. 1, fasc. II, pp 107-115.
- ORUETA, D. De. (1917). Estudio geológico y petrográfico de la Sierra - ña de Ronda. Mem. Inst. geol. y min. España, 28. 1-517.
- ORUETA, D. (1922). Estudio petrográfico de Sierra Almirajara y de la parte occidental de Sierra Nevada y los Alpujarras. Bol. Inst. Geol. Min. España. vol. XLIII, pp. 1-155.
- PAQUET, J. (1967). Etude géologique de l'Ouest de la province de - Murcie (Espagne). Thèse Lille. 593 p.
- PATIJN, R.J.H. (1937). Geologische onderzoekingen in de oostelijke - Betische Cordilleren. Thèse Amsterdam. pp. 130.
- PAVILLON, M.J. (1963). Sur un passage latéral de Trias de "couvertu - re" au Trias métamorphique dans la région à l'Ouest de - Cartagène (Cordillères Bétiques, Espagne). C.R. somm. - somm. Soc. Geol. France, pp. 328-332.
- PAVILLON, M.J. (1965). Sur une discordance stratigraphique au sein - des terrains métamorphiques dans la région à l'Est de - Carthagène (Cordillères Bétiques, Espagne). C.R. Somm. - Soc. Geol. France. pp. 114-116.
- PAVILLON, M.J. (1966). Mise en evidence d'une relation spatio-tempo - relle entre un bombement post-tectonique majeure et une richesse particulièrement grande en dolérites intrusi - ves dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères - Bétiques, Espagne). Notas y Com. Inst. Geol. Min. Espa - ña. vol. 89, pp. 75-78.
- PITCHER, W.S. and FLINN, G.W. (1965). Control of metamorphism. Oli - ver and Boyd Edinburgh and London. pp. 368.
- PLAS van der L. (1960). Petrology of the Northern-Adula region, Swi - zerland, with particular reference to the Glaucophane - bearing rocks. Thesis Leiden 185 pp. in Leidse Geol. - Med. vol. 24-2. pp. 418-602.

- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERSCHURE, R.H. (1966). Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (South eastern Sierra de los Filábrés). SE Spain. Geol. en Mijnb. vol. 45, pp. 184-187.
- PUGA, E. (1965). Nuevos datos sobre las anfibolitas del borde NW - de Sierra Nevada. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España.- nº 80, pp. 137-156.
- PUGA, E. (1970). Sobre la existencia de "ortogneises porfiroides" en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). Bol. Geológico MIn. España, nº LXXXI-II-III, pp. 175-184.
- PUGA, E. (1970). Tres variedades de cloritoide en Sierra Nevada - (Cordilleras Béticas, España). Cuad. Geol. nº 1, pp.65-70.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. (1966a). Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade, Espagne). C.R. Acad. Sc. París. vol. 262. pp. 2681-2681.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. (1966b). Albite filonienne et albitisation dans les formations métamorphiques de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne). C.R. Acad. Sc. París. vol. 263 pp. 13-15.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. y MARTIN-VIVALDI, J. (1968). Caracterización-petroológica del tramo de la Caldera en la serie de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Bol. Geol. Min. España, nº-LXXIX-IV, pp. 388-406.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J. M. and MARTIN-VIVALDI, J. (1969). Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southern Spain). en prensa Schweiz. Min. Mitt.
- QUESADA GARCIA, A. y ESPEJO MOLINA, J.A. (1968). Aportación al conocimiento geológico minero de la Sierra de Gádor en las proximidades de Berja (Almería). Bol. Inst. Geol. y Min. España. LXXIX, fasc. II; pp. 143-158.

- RIAZA, C. (1971). Estudio geológico del sector Salobreña-Molvizar Tesis de Licenciatura. Granada. Mem. inédita.
- RITTMANN, A. (1963). Les volcans et leur activité. Ed. Masson and Cie. pp. 461.
- ROEP, Th.B et McGILLAVRY H.J. (1962). Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Málaga of the Vélez Rubio region. Geol. en Mijnb. 41. 423-429.
- ROEVER de, W.P.; EGELER, C.G. y NIJHUIS, H.J. (1961). Nota preliminar sobre la Geología de la llamada zona mixta tal como se desarrolla en el extremo este de la Sierra de los Filabres (SE de España). Not. y Com. Inst. Geol. y Min. - España. vol. 63, pp.223-232.
- ROEVER de W.P.; and NIJHUIS, H.J. (1963). Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain) with special reference to the genesis of glaucophane (a preliminary note). Geol. Rund. vol. 53. pp. 324-336.
- RONDEEL, H.E.(1965). Geological investigations in the western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain. Thèse Amsterdam, 161 p.
- ROSENFELD, L.T.; THOMSON, J.B. and ZEU, E. (1958). Data on coexisting muscovite and paragonite. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 69- pp. 1632.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, A.; BELTRAN, A.J. (1966). Estudio petrológico de los diques de pórfidos graníticos de la garganta-del Ter entre Pasteral y Susqueda (Gerona). Inst. Inv.- Geol. vol. XX, pp.73-80.
- SERMET, J. (1934). Le relief de la Sierra Contraviesa (Alpujarras) et l'absence de nappes de charriage. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. vol. XXXIV, pp. 237-248.
- SHERLOCK, R.L. The Permo-Triassic formations. A world review. London 367 p.

- SIMON, O.J. (1963). Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain. Thèse. Amsterdam. pp. 164.
- SIMON, O.J. (1964). The Almagro unit: a new structural element in the Betic Zone?. Geol. en Mijnb. 43. 331-334.
- SIMON, O.J. (1967). Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcie et d'Alicante, Espagne). C.R. somm. S. G.F. 42-44.
- SMIRAMADAS, A. (1957). Diagram for correlations of unit cell edge and refractive index with the chemical composition of garnets. Amer. Min. vol. 42. pp. 294-298.
- SPRY, A. (1969). Metamorphic textures. Pergamon Press. London. - pp. 350.
- STAUB, R. (1924). Der Bau der Alpen (Versuch einer Synthese). Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. M.F. vol. 52, pp. 271-332.
- STAUB, R. (1926). Gedanken zur Tektonik Spaniens. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. LXXI, 196-261.
- STAUB, R. (1934). Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren, Viert. Nat. Ges. Zürich. vol. LXXIX, pp. 271-332.
- STILLE, H. (1927). Ueber westmediterrane Gebirgszusammenhänge (Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete). - Abh. Ges. Göttingen, Math. Phys. Klas. N.F. XII, Hft. 3, 1-62.
- STILLE, H. (1937). Geologische Untersuchungen im westlichen Mediterrangebiet. Geol. Rundschau. XXVIII. 101-105.
- STURT, B.A. (1962). The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. Jour. Petr. vol. 3. pp. 181-191.
- SUTTON, J. (1964). Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism; in "controls of metamorphism". Oliver & Boyd. Edinburgh and London, 1965.

- TERMIER, P. (1911). Les problèmes de la Géologie tectonique dans le Méditerranée occidentale. Rev. Gén. Sc. n° 30. mars, pp. 1-33.
- TEX. E. DEN. (1963). A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. Geologie en Mijnb. 42 pp. 170-176.
- TROGER, W.E. (1956). Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Nägele u Obermiller. Stuttgart, vol. I, pp. 147.
- TROGER, W.E. (1969). Optische Bestimmung Gesteinsbildenden Minerale. Nägele u Obermiller, vol. II. pp.822.
- TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J. (1951-1960). Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Company INC. pp. 545.
- VERA, J.A. (1969). Estudiogeológico de la zona subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Mem. inéd. I.G.M.E. vol. LXII, pp. 191.
- VERNEUIL, M. de; COLOMB, Ed. (1853). Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bull. - Soc. Géol. France. vol. 2, t.X. pp.61-147.
- VIRGILI, C. (1962). Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. Livre Mém. - P. Fallot. T.I. pp. 301-311.
- VOET, H.W. (1967). Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, south-eastern Spain. Proefsch. Amsterdam, vol. 122.
- VOLK, H.R. (1967a). Zur geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien. Thèse Amsterdam, 160 p.
- VRIES, W.C.P. de et ZWANN, K.B. (1967). Alpujarride succession in the central part of the Sierra de las Estancias, province of Almería, SE Spain. Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Series B, 70, 443-453.
- WAGER, L.R. and BROWN, G.M. (1968). Layered igneous rocks. Ed. Oliver and Boyd. pp. 587.



- WEPPE, M. et JACQUIN, J.P. (1966). Etude préliminaire du gisement plom-  
bifère de Coto-Laisquez, Sierra Alhamilla-Almería. Bull.-  
Soc. Hist. nat. Doubs. 68, fasc. 4. 105-120.
- WESTERVELD, J. (1929). De bouw der Alpujarras en het tektonisch ver-  
band der oostelijke betische ketens. Thèse delft. 120 p.
- WESTRA, G. (1969). Petrogenesis of a composite metamorphic facies -  
series and intricate fault-zone in the south-eastern Sierra  
Cabrera, SE Spain. Geol. Inst. vol. 383, pp. 8-164.
- WESTRA, L. (1970). The role of Fe-Ti-oxides in plurifacial metamor-  
phism of alpine age in the south-eastern Sierra de los Fi-  
labres, SE Spain. Geol. Inst. n° 334, pp. 1-82.
- WHITTEN, E.H.T. (1966). Structural geology of folded rocks. Rand McNa-  
lly and Company Chicago. pp. 678.
- WILSON, G. (1961). The tectonic significance of small scale structu-  
res and their importance to the geologist in the field. -  
Bull. Soc. Geol. Belgique vol. LXXXIX, pp. 423-548.
- WINCHELL, H. (1958). The composition and physical properties of garnet  
Amer. Min. vol. 43. p. 595.
- WINCHELL, A.N. and WINCHELL, H. (1959). Elements of optical mineralogy  
. Part. II. Description of minerals. New York. J. Wiley -  
and Sons. pp. 551.
- WINCHELL, A.N. and WINCHELL, H. (1964). Elements of optical mineralogy  
Part. II. London Chapman and Hall.
- WINKLER, H.G.F. (1967). Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin-Hei-  
delberg. N. Y. Springer Verlag. pp. 237.
- ZECK, H.P. (1968). Anatectic origin and further petrogenesis of al-  
mandine-bearing biotite-cordierite-labradorite-dacite with  
many inclusions of testite and basaltoid material Cerro -  
del Hoyazo, SE Spain (with data on the adjoining part of-  
the Sierra Alhamilla). Thesis Amsterdam, pp. 161.

- ZEN, E-An.; ROSS, M.; BEARTH, P. (1964). Paragonite from Täsch Walley near Zermatt, Switserland. Amer. Min. vol. 49. pp.183—190.
- ZEN, E-An.; ALBEE, A.L. (1964). Coexistent muscovite and paragonite - in pelitic schists. Amer. Min. vol. 49, pp.904-925.
- ZERMATTEN, H.L.J. (1929). Geologische onderzoekingen in de randzone - van het venster der Sierra Nevada (Spanje). Thèse delft. pp. 104.
- ZEYLMANS van EMMICHOVEN, C.P.A. (1925). Geologische onderzoekingen in de Sierra de los Filabres (prov. Almería, Spanje). Thèse Delft. pp. 160.
- ZWART, H.J. (1960). Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succesion. Geol. en Mijnb. vol. 5.
- ZWART, H.J. (1962). On the determination of polymetamorphic mineral-association and its application to the Bosost area (Central Pyrénées). Geol. Rundsch. vol. 52, pp. 38-64.
- ZWART, H.J. (1963). Some examples on the relations between deforma - tions and metamorphism from the Central Pyrénéés. Geol.-en Mijnb. vol. 5 pp. 143-154.
- ZWART, H.J. (1963). Metamorphic history of the central Pyrénées. Valle de Arán. Leid. Geol. Med. vol. 28. pp. 321-376.

**DILIGENCIA:**

Reunido el Tribunal examinador en el día de la fecha, constituido por:

- D. Jose Maria Fontbote
- D. Jose Maria Rios Garra
- D. Manuel Julibert Casagualda
- D. Manuel Rodriguez Gallego
- D. Juan Antonio Vera Torres

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado Miguel A. Orozco Fernandez

se acordó por unanimidad otorgar la calificación de sobresaliente "cum laude"

y para que conste, se extiende firmada por componentes del Tribunal, la presente diligencia.

Granada, a 17 de enero de 1972

El Secretario,

El Presidente,

Juan Antonio Vera Torres

Juan Antonio Vera Torres

El Vocal,

El Vocal,

El Vocal,

[Signature] [Signature] [Signature]



Biblioteca Universitaria de Granada



01052262