

Prov. T. 13/40

T  
14  
50

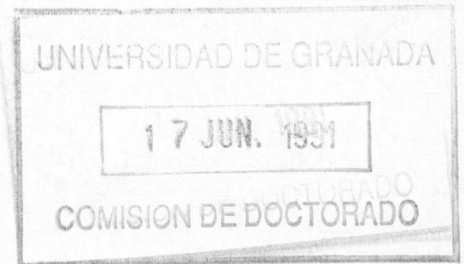
UNIVERSIDAD DE GRANADA

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA

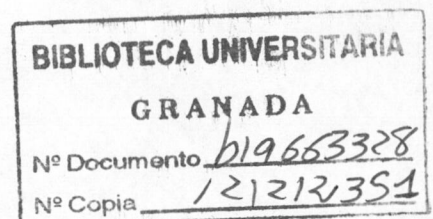
**ESTRUCTURA Y EVOLUCION METAMORFICA  
DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE  
EN LA TERMINACION ORIENTAL DE LA  
SIERRA DE LOS FILABRES**

**Juan Ignacio SOTO HERMOSO**



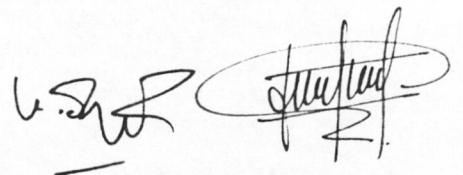
TESIS DOCTORAL

GRANADA 1991



Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas D. Juan Ignacio Soto Hermoso, para aspirar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas han sido realizados bajo nuestra dirección.

Granada, 14 de Junio 1991

Two handwritten signatures in black ink. The first signature on the left is 'V. García-Dueñas' and the second signature on the right is 'J.M. Martínez Martínez'.

Fdo. Victor García-Dueñas, Catedrático del Departamento de Geodinámica, Univ. de Granada.

J.M. Martínez Martínez, Prof. Titular del Departamento de Geodinámica, Univ. de Granada.

## INDICE

<b>1. INTRODUCCION</b>	<b>1</b>
1.1 Localización geográfica	2
1.2 Localización geológica	2
<b>2. DESCRIPCION LITOLOGICA Y PETROGRAFICA</b>	<b>3</b>
2.1 Manto de Calar-Alto	3
2.1.1 Formación Tahal	3
2.1.1.1 Esquistos con distena y cloritoide	5
2.1.1.2 Esquistos con albita y granate	7
2.1.2 Formación Huertecica	8
2.1.2.1 Calcoesquistos y mármoles calcícticos y dolomíticos	8
2.1.2.2 Esquistos oscuros con granate	9
2.1.3 Metabasitas blastoporfídicas	10
2.1.3.1 Metabasitas con texturas ígneas relíctas	11
2.1.3.2 Transformaciones metamórficas de las metabasitas	13
2.2 Manto de Bédar-Macael	18
2.2.1 Formación Montenegro	18
2.2.1.1 Metagranitos con turmalina	18
2.2.1.2 Micaesquistos grafitosos con granate	23
2.2.1.3 Mármoles y calcoesquistos con granate	27
2.2.1.4 Rocas con granate y clinopiroxeno	28

2.2.2 Formación Tahal	30
2.2.2.1 Micaesquistos con albita y granate	30
2.2.2.2 Calcoesquistos con granate	32
2.2.2.3 Mármoles	32
2.2.2.4 Esquistos anfibólicos	33
2.2.3 Serpentinitas	36
2.2.4 Formación Atalaya	36
2.2.4.1 Mármoles	37
2.2.4.2 Anfibolitas con epidota y granate	38
<b>3. FASES DE DEFORMACION</b>	<b>40</b>
3.1 Manto de Calar-Alto	40
3.1.1 Fase de deformación $D_s$	42
3.1.2 Fase de deformación $D_t$	43
3.1.3 Fases de deformación pst- $D_t$	44
3.2 Manto de Bédar-Macael	44
3.2.1 Características de la fábrica $D_s$	44
3.2.1.1 Esquistosidad $S_s$	45
3.2.1.2 Lineación de estiramiento $L_s$	46
3.2.1.3 Pliegues $P_s$	47
3.2.1.4 Microestructuras y fábricas $D_s$	49
3.2.1.5 Deformación asimétrica	64
3.2.2 Condiciones de flujo de la deformación $D_s$	65
3.2.2.1 Esfuerzos desviatorios	67
3.2.2.2 Velocidad de deformación	71
3.2.2.3 Temperatura de recristalización	72
3.2.2.4 Discusión	75
3.2.3 Estructuras pre- $D_s$ . Problemática	76
3.2.4 Fase de deformación $D_t$	77
3.2.4.1 Microestructuras $D_t$	78
3.2.5 Fases de deformación post- $D_t$	79

	<b>iii</b>
<b>4. METAMORFISMO</b>	<b>80</b>
4.1 Relaciones blastesis-deformación	80
4.1.1 Manto de Calar-Alto	80
4.1.2 Manto de Bédar-Macael	83
4.1.2.1 Metapelitas grafitosas	83
4.1.2.2 Metapelitas albíticas	87
4.1.2.3 Esquistos máficos	89
4.1.2.4 Anfibolitas	91
4.2 Paragénesis minerales	93
4.2.1 Manto de Calar-Alto	93
4.2.1.1 Metapelitas	94
4.2.1.2 Metabasitas	96
4.2.2 Manto de Bédar-Macael	98
4.2.2.1 Metapelitas grafitosas	98
4.2.2.2 Metapelitas albíticas	99
4.2.2.3 Esquistos máficos	99
4.2.2.4 Anfibolitas	99
<b>5. ESTRUCTURA</b>	<b>100</b>
5.1 Estructura del Manto de Bédar-Macael	100
5.1.1 Estructura del manto en el Sector El Marchal	100
5.1.2 Estructura del manto en el Sector Norte	101
5.1.3 Estructura del manto en el Sector Almocaizar	102
5.1.4 Estructura general del manto	102
5.2 El contacto actual entre mantos	103
5.2.1 Geometría del contacto	104
5.2.2 Estructuras asociadas al contacto	104
5.2.2.1 Fase de deformación $D_m$	104
5.2.2.2 Fase de deformación $D_f$	108
5.2.3 Cronología relativa de las deformaciones	109
5.3 Cuantificación de la deformación interna finita ("strain")	109

5.3.1 Metodología	109
5.3.1.1 Método de centro a centro o Método de Fry	109
5.3.1.2 Método de la orientación angular de líneas	111
5.3.2 La deformación interna finita de los ortogneises	116
5.3.2.1 Análisis bidimensional de la deformación finita	116
5.3.2.2 Análisis tridimensional de la deformación finita	125
5.3.2.3 Componentes de la deformación finita $D_s$ en la zona de cizalla	132
5.3.2.4 Influencia de deformaciones posteriores	139
5.3.2.5 Desplazamiento en la zona de cizalla	141
5.3.3 Reorientación progresiva de pliegues	141
5.3.3.1 Relaciones angulares $P_s$ vs. $L_s$ y tipo de distribución inicial	142
5.3.3.2 Modelo conceptual de deformación	147
5.3.3.3 Mecanismos de plegamiento	149
5.3.3.4 Modelo cuantitativo de deformación	149
<b>6. BIBLIOGRAFIA</b>	<b>153</b>
<b>7. APENDICES</b>	<b>164</b>

## 1. INTRODUCCION

Los estudios geológicos en las Cordilleras Béticas hasta la década de los ochenta, han estado dirigidos a distinguir los grandes conjuntos estructurales de la cordillera, así como a estimar sus sentidos de traslación tectónica, mediante el análisis cartográfico regional. Tras el desarrollo teórico y práctico del análisis microestructural en zonas de cizalla, experimentado en otras cordilleras alpinas, como los Alpes y el Himalaya, se ha puesto de manifiesto, la importancia de su estudio para diferenciar las etapas de deformación y los sentidos de movimiento de los contactos entre unidades.

El estudio de las relaciones existentes entre el metamorfismo y las fases de deformación, ha mostrado ser indispensable para deducir la evolución térmica de las zonas internas de las cordilleras. La cuantificación de las condiciones P-T, mediante la utilización de geotermobarómetros calibrados experimentalmente, es utilizada ampliamente en todas las cordilleras desde principios de la década de los ochenta. La comparación entre la historia metamórfica y el análisis microestructural ha aportado, en los últimos años, una visión nueva de los dominios metamórficos de las cordilleras. Fruto de este nuevo enfoque, los autores discuten y polemizan sobre el carácter contractivo *vs.* extensional de contactos considerados previamente como cabalgamientos.

El área de estudio de este trabajo ha sido seleccionada para discriminar, mediante el estudio comparado metamorfismo-deformación, el carácter contractivo *vs.* extensional de una unidad tectónica, en el Complejo Nevado-Filábride de las Cordilleras Béticas, considerada previamente como un conjunto de mantos.

## 1.1 Localización geográfica

El área estudiada se ubica en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (prov. de Almería), comprendiendo las Sierras de Bédar, de la Atalaya y la vertiente meridional de la Sierra Lisboa. La extensión areal aproximada es de 220 km<sup>2</sup>, comprendida entre los meridianos 2°8´W - 1°55´W y los paralelos 37°16´N - 37°8´N. Las altitudes oscilan entre los 150 m y los aproximadamente 900 m de La Atalaya.

Las localidades más importantes incluidas en esta zona son Lubrín, Bédar y Los Gallardos. Los accesos a este área pueden hacerse a partir de la carretera nacional N-340, utilizando la comarcal C-3325 hasta Uleila del Campo, desviándose, con dirección ENE, hacia Lubrín.

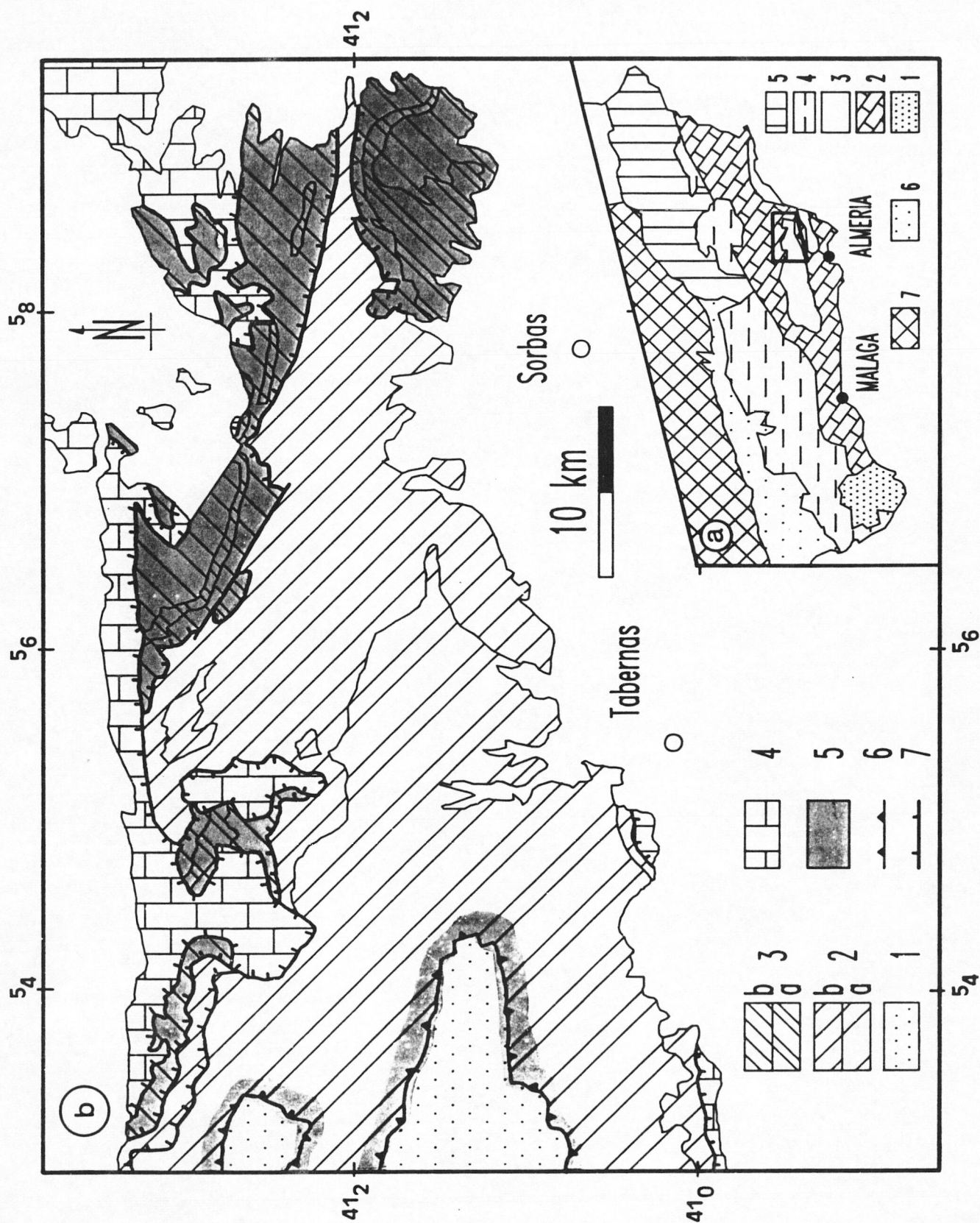
## 1.1 Localización geológica

En las Cordilleras Béticas se distinguen tres grandes dominios estructurales. Descritos en orden ascendente estos conjuntos son: Dominio Sudibérico, Dominio de Alborán y sobre ambos, el Dominio de los Flysch (Balanyá y García-Dueñas 1987). El Dom. de Alborán está constituido por tres complejos, con distintas historias metamórficas y estructurales. El inferior es el Complejo Nevado-Filábride (Durand-Delga 1963, Egeler 1964), el intermedio es el Complejo Alpujárride (Van Bemmelen 1927, Westerveld 1929) y el superior es el Complejo Maláguide (Blumenthal 1927; Durand-Delga 1963, 1968).

Dentro del C. Nevado-Filábride se diferencian tres conjuntos, con carácter de mantos (s. García-Dueñas *et al.* 1988 a y b). El inferior o Unidad del Veleta, con un carácter alóctono no probado, la intermedia o Manto de Calar-Alto y por último el denominado Manto de Bédar-Macael. Este trabajo atiende a la evolución estructural y metamórfica del M. de Bédar-Macael, justo bajo el contacto con el Complejo Alpujárride, y de la parte superior del M. de Calar-Alto. El contacto actual entre ambos mantos se sobreimpone a una estructuración previa de ambas unidades. Las condiciones metamórficas y la historia de deformaciones se describen para ambas unidades, analizándose posteriormente la naturaleza y significado del contacto actual entre ambos.



Fig. 1.1. Las unidades del Complejo Nevado-Filábride en el sector central y oriental de la Sierra de los Filabres (tomado de García-Dueñas et al. 1988).



## 2. DESCRIPCION LITOLÓGICA Y PETROGRAFICA

Dentro de este capítulo se describen las características litológicas del Manto de Calar-Alto y posteriormente del Manto de Bédar-Macael. Para cada litotipo, una vez mostradas estas características macroscópicas, se hace un análisis mineralógico y textural de los minerales.

### 2.1 MANTO DE CALAR-ALTO

#### 2.1.1 Formación Tahal

Está constituida por una sucesión de esquistos y cuarzoesquistos con tamaño de grano fino y de colores claros, entre azulado y gris. Dentro de esta formación pueden distinguirse dos conjuntos litológicos: un miembro inferior metapsammítico que aflora desde el meridiano de Uleila del Campo hacia el W, con una potencia de 3 km (s. García-Dueñas *et al.* 1988) y un miembro superior metapelítico con 1.5-1.7 km de potencia.

El miembro metapsammítico se caracteriza por la abundancia de niveles potentes (1-2 m) de cuarzoesquistos albíticos con cristales verdes de clorita, cloritoide y epidota. La litología predominante del miembro metapelítico son los esquistos albíticos y micaesquistos con cloritoide y distena, con intercalaciones de cuarcitas y cuarzoesquistos progresivamente más abundantes hacia el muro. La foliación principal  $S_s$  es paralela a los planos de estratificación y es penetrativa en toda la sucesión de la formación Tahal.

Las rocas carbonatadas son escasas y aparecen exclusivamente como intercalaciones en el techo de la formación Tahal. En los esquistos superiores del miembro metapelítico de esta formación y en los mármoles de la formación Huertecica intruyen diques, "stocks" y

		Gar	Ky	Clt	St	Pl	FK	Amp	Mo	Ep	Rut
<b>Metabasitas</b>		■ ■	□	□	-	■ ■	-	■ ■	□	■	□
<b>Fm.</b>	<b>Mármoles</b>	□	-	-	-	■	-	-	□	-	-
<b>Huertecica</b>	<b>Esquistos y Calcoesq.</b>	■	□	-	-	■ ■	-	-	■	-	-
<b>Fm.</b>	<b>Esq. con Plag</b>	■ ■	-	-	-	■ ■	-	-	■ ■	■	□
<b>Tahal</b>	<b>Esq. con Cltd</b>	■	■	■ ■	■	-	-	-	■ ■	□	□

*Tabla 2.1.- Minerales en las rocas del Manto de Calar-Alto. Minerales frecuentes y muy frecuentes (uno y dos cuadrados rellenos), minerales poco frecuentes (cuadrados blancos) y no presentes (raya).*

bolsadas de rocas básicas con texturas variables (granoblásticas, doleríticas y subofíticas).

Los minerales mayoritarios reconocibles a simple vista en las metapelitas de la formación Tahal son: mica incolora, en cristales pequeños de color blanco, agregados de clorita de dimensiones centimétricas, secantes a la foliación  $S_s$  y cristales subeuhédricos blancos de plagioclasa (de hasta 4 cm). Otros minerales presentes son el cloritoide en prismas desorientados de color verde oscuro, distena en agregados blancos englobados por la foliación  $S_s$  y de forma subordinada granate en cristales subeuhédricos de pequeño tamaño (diámetro máximo 2 cm). En las rocas más cuarcíticas son muy abundantes los cristales prismáticos verdes de epidota.

Los minerales observables a escala microscópica, en orden decreciente de abundancia, son: cuarzo, mica incolora, plagioclasa, clorita, cloritoide, distena, granate, estaurolita, epidota, biotita, turmalina, titanita, rutilo, menas metálicas (ilmenita, hematites), apatito, calcita y ankerita (*cf.* Tabla 2.1).

Los esquistos de la formación Tahal pueden clasificarse en dos grupos, en función de los minerales índice. Estos grupos son esquistos con distena, cloritoide, granate y estaurolita y esquistos con albita y granate.

#### 2.1.1.1 Esquistos con distena y cloritoide

Las asociaciones mineralógicas, frecuentes en estos esquistos, son: cloritoide+ granate+ clorita+ mica incolora; distena+ estaurolita+ clorita+ mica incolora± cloritoide; estaurolita+ clorita+ mica incolora y clorita+ mica incolora.

*Cloritoide.*- En cristales prismáticos cortos (de hasta 4 mm de largo), subeuhédricos y aneuhédricos, con pleocroismo intenso en azul-verdoso oscuro y verde-amarillento. En algunos cristales pueden verse zonaciones y maclas lamelares. Los porfidocristales de cloritoide, sin una orientación preferente, están rodeados por la foliación  $S_s$ . Poseen inclusiones rectas, tanto paralelas como oblicuas a la foliación externa  $S_s$ , de rutilo, menas metálicas (ilmenita, hematites) y cristales prismáticos de apatito (longitud máxima 0.5 mm). Todos los cristales de cloritoide están corroidos por un agregado de cristales desorientados de mica incolora, sobre los que crecen cristales grandes de clorita transformados parcialmente a mica marrón-dorada. Se pueden observar todos los pasos de esta transformación, desde cristales de cloritoide casi sin alterar, en las rocas más cuarcíticas, hasta cristales relíctos en agregados tabulares de clorita rodeados por biotita.

Son cloritoides del tipo otreilita, con una sustitución importante de Mn por Fe<sup>2</sup> (av. 5.3%) y un contenido en Fe<sup>2</sup> y Mg semejante (*ratio* Fe<sup>2</sup>:Mg 1.1-1.3), (cf. Fig 2.1).

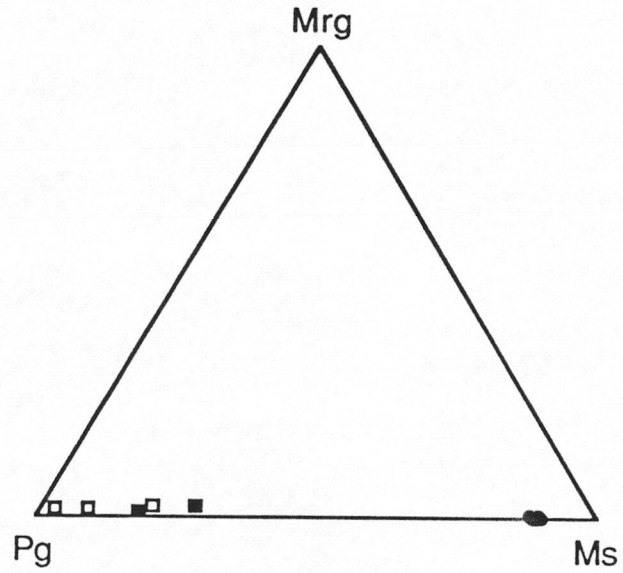
*Distena.*- Los cristales de distena son prismáticos y poseen formas subeuhédricas y euhédricas. Crecen sin orientación preferente en la matriz y en agregados rectangulares de mica incolora rodeados por la foliación S<sub>g</sub>. En ambos casos engloban cristales de cuarzo, mica incolora, rutilo e ilmenita. Las inclusiones son rectilíneas y definen una foliación interna paralela y continua con la foliación externa S<sub>g</sub>. En los agregados de mica incolora (paragonita y fengita) hay también mica marrón, clorita, epidota y en cantidades subordinadas talco (s. Gómez-Pugnaire y Cámara 1990). Los cristales de distena en estos agregados tienen formas subeuhédricas y presentan evidencias de corrosión y alteración a cristales grandes con textura decusada de clorita, mica marrón y mica incolora. Los cristales en la matriz, por el contrario, son euhédricos, prismáticos y no están corroídos.

*Estaurolita.*- Cristales euhédricos de estaurolita con formas prismáticas, aparecen en cantidades subordinadas en las metapelitas con distena. La estaurolita crece, sin orientación preferente ni evidencias de corrosión, en la matriz y en los agregados de mica incolora, clorita y mica marrón procedentes de la transformación de distena y cloritoide. Los porfidocristales poseen inclusiones de cuarzo, mica incolora y menas metálicas.

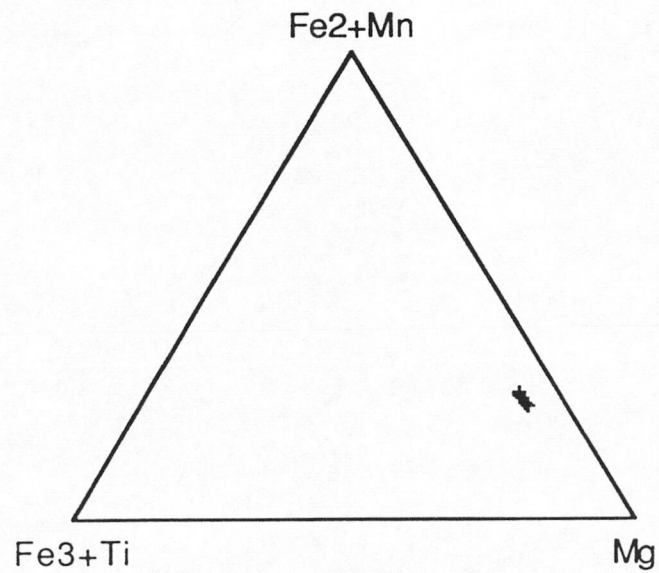
*Granate.*- El granate siempre se ha encontrado en asociación con cloritoide y no con distena. Son cristales euhédricos, de hasta 2 cm de diámetro y con múltiples fracturas rellenas de óxidos de hierro. Los porfidocristales de granate no suelen poseer inclusiones, salvo algunos cristales que engloban en el núcleo, prismas de cloritoide de menor tamaño que los de la matriz. La foliación externa S<sub>g</sub> se prolonga a veces en el borde de los blastos de granate con inclusiones paralelas de mica incolora. Los productos de transformación del granate son cristales pequeños de mica marrón y mica incolora.

*Mica incolora.*- Definiendo la foliación S<sub>g</sub> se encuentran cristales prismáticos largos de mica incolora. Estas micas son de composición fengítica (%Mo= 89.7, %Par=10.1, %Mar=0.2). Otros cristales prismáticos cortos y tabulares, euhedrales, crecen en agregados y alrededor de porfidoblastos de distena. Son paragonitas con un contenido en Ca importante (%Mo= 16.7, %Par= 78.1, %Mar= 2.2), (cf. Fig 2.2).

*Flogopita.*- Cristales de mica marrón-verdosa, subeuhedrales y sin orientación preferente, crecen en la matriz, sobre la foliación S<sub>g</sub>. Son flogopitas con una *ratio* Mg:Fe<sup>2</sup> superior a 2.5 y un contenido importante de la componente eastonítica (Al<sup>vi</sup> de 0.71 sobre 1), (cf. Fig. 2.3).



**Fig. 2.1.** Tipos de micas en metapelitas; diagrama paragonita (Pg, 100%Na), moscovita (Ms, 100%K) y margarita (Mrg, 100%Ca). Metapelitas de la Fm. Tahal (M. de Calar-Alto, □) y de la Fm. Montenegro (M. de Bédar-Macael, ■ ●).



**Fig. 2.2.** Tipos de flogopitas en metapelitas del M. de Calar Alto.

*Minerales minoritarios.*- Además de clorita y mica marrón-dorada procedentes de la transformación de cristales previos de distena y cloritoide, existen cantidades subordinadas de los siguientes minerales: turmalina, epidota, ilmenita, hematites, rutilo, apatito y titanita.

#### 2.1.1.2 Esquistos con albita y granate

Son esquistos de color azul, con abundantes cristales de clorita verde y plagioclasa subredondeada blanca. A simple vista pueden verse cristales verdes prismáticos de epidota. La asociación típica de los esquistos con albita es: plagioclasa+ clorita+ mica incolora+ granate; en una muestra tan sólo se ha encontrado la agrupación plagioclasa+ granate+ cloritoide.

*Albita.*- Crece en los dominios-M (s. Bell 1985) de la matriz, en cristales subesféricos, no orientados, sobreimpuestos a la foliación  $S_s$ . Algunos de ellos tienen maclas de tipo Carlsbad y están zonados, con un borde más rico en plagioclasa cálcica. Los cristales de albita poseen numerosas inclusiones rectas, rotacionales y plegadas, contínuas con la foliación externa  $S_s$ , de: cuarzo, mica incolora, menas metálicas, rutilo, turmalina, epidota y titanita. Son muy escasos los cristales con evidencias de deformación interna tales como subgranos y extinciones ondulantes. En algunos micaesquistos se han encontrado agregados densos de menas metálicas, englobados total o parcialmente por cristales subesféricos de albita, con dimensiones centimétricas (hasta 2 cm).

*Granate.*- Los cristales de granate son de dimensiones milimétricas (longitud máxima 2 cm), tienen formas subesféricas y prismáticas cortas, con tendencia a desarrollar bordes euhédricos rectos. En los dominios-Q (s. Bell 1985) de las rocas más cuarcíticas, los cristales tienen texturas "en panel", englobando cristales de cuarzo de la matriz. Los granates aparecen en dos situaciones texturales: sobreimpuestos a la foliación  $S_s$  de la matriz o por el contrario, rodeados por ella y con texturas rotacionales. Las inclusiones en el primer caso son rectas o ligeramente curvadas, contínuas con la foliación externa  $S_s$  y en el segundo son rotacionales o rectas, no siempre contínuas con la foliación de la matriz. Los minerales incluidos son: ilmenita, rutilo, epidota, cuarzo y mica incolora.

*Epidota.*- Los cristales de epidota (zoisita y clinozoisita) son mineral mayoritario en las cuarcitas y cuarzoesquistos con albita. Son cristales prismáticos largos (de hasta 2 cm) de color verde claro a incoloro.

*Minerales minoritarios.*- La clorita y la mica marrón pueden llegar a ser minerales

mayoritarios. También están presentes en cantidades subordinadas: turmalina verde, débilmente zonada, menas metálicas, rutilo, titanita y calcita-dolomita.

### 2.1.2 Formación Huertecica

Las rocas que constituyen la formación Huertecica son: mármoles y calcoesquistos de baja cristalinidad (calcita  $<80 \mu\text{m}$ , mica  $<100 \mu\text{m}$ ), con colores ocre los de composición dolomítica y azules o blancos los calcíticos, e intercalaciones delgadas (potencia máxima 2-4 m) de esquistos oscuros y cuarcitas. La potencia máxima de esta formación es de 100-150 m.

Los mármoles dolomíticos se caracterizan por poseer numerosas oquedades, producidas por la disolución total o parcial de clastos calcíticos. Los mármoles de composición calcítica tienen texturas bandeadas con alternancia de capas bancas y otras azul-gris oscuro; poseen además clastos alargados de dolomita y agregados microgranulares de mica, cuarzo y limonita. Otros minerales visibles a simple vista son: mica incolora, clorita, cuarzo y a veces cristales blancos de plagioclasa (de hasta 5 mm).

Cuerpos de yeso de reducidas dimensiones (longitud máxima 5 m) se encuentran entre los mármoles y los esquistos superiores de la Fm. Tahal. El yeso tiene una textura granuda y masiva. Entre los mármoles existen cuerpos globulosos de metabasitas blastoporfídicas con dimensiones métricas (longitud máxima 900 m, *e.g.* afloramiento 1 km al SE de El Pocico).

#### 2.1.2.1 Calcoesquistos y Mármoles calcíticos y dolomíticos

Los minerales principales son: calcita, dolomita y ankerita; los accesorios: mica incolora, plagioclasa (albita), clorita, cuarzo, granate, mica marrón, escapolita, distena y talco.

*Mica incolora.*- Los cristales de mica incolora están orientados según la foliación principal  $S_1$  y presentan diversas texturas de deformación como: peces de mica con "bending" intracristalino, extinciones ondulantes y maclas de deformación. Otros cristales, generalmente de mayor tamaño de grano, crecen oblicuamente a esta foliación y sin evidencias de deformación intracristalina.

*Albita.*- Existen tres tipos texturales de cristales de albita. Uno de ellos sin evidencias de deformación interna, en cristales no orientados, con formas prismáticas cortas (longitud



máxima de 5 mm) y maclas frecuentes, de tipo Carlsbad y polisintéticas tipo albita. Algunas de estas plagioclasas están zonadas. El segundo tipo de cristales son subsféricos y están deformados, con extinciones ondulantes, fracturaciones y subgranos. Por último hay cristales minoritarios de albita con texturas en "atolón" y "en panal" englobando cristales de mica incolora y calcita de la matriz. Dos de estos tipos texturales de albita nunca se han encontrado coexistiendo en una misma lámina.

*Granate.*- El granate es un mineral minoritario, presente en cristales euhédricos de pequeño tamaño (menor de 3 mm). Algunos de estos cristales poseen inclusiones rotacionales y rectas de mica incolora, cuarzo y calcita. La foliación interna por ellas definida es continua con la foliación externa  $S_s$  de la matriz.

*Distena.*- Se han encontrado cristales prismáticos euhédricos de distena (longitud máxima 1 cm) en asociación con talco. Los cristales crecen sin orientación preferente sobre la foliación  $S_s$ , englobando minerales orientados de la matriz.

*Paragonita.*- En los planos de foliación  $S_s$  se encuentran cristales blancos de talco, desorientados y con hábito acicular (longitud máxima 3-4 mm), en asociación con distena.

*Escapolita.*- Algunos mármoles poseen un entramado de cristales aciculares blancos de escapolita, de dimensiones centimétricas (longitud máxima de 5 cm). La escapolita se superpone, sin orientación preferente, a la foliación principal  $S_s$ , englobando agregados de cristales de la matriz, compuestos por: ilmenita, grafito, calcita, plagioclasa, turmalina y cuarzo. Las relaciones texturales, quimismo y origen de la escapolita han sido descritas por diversos autores: Nijhuis (1964), Martínez Martínez (1978), Gómez-Pugnaire *et al.* (1981) y Gómez-Pugnaire y Cámara (1990).

El contenido meionítico de la escapolita ( $\%Me=100 (Ca+Mg+Fe+Mn+Ti)/Ca+Na+K+Mg+Fe+Mn+Ti$ , s. Deer *et al.* 1966) -empleando los análisis químicos realizados por Gómez-Pugnaire y Cámara 1990- oscila entre 25.7% y 37.6% (av.  $\%Me=33.2$ ). Esta composición es la de una escapolita tipo dipyro ( $Me_{20-50}$ , s. Deer *et al.* 1966). La cantidad de Cl y de  $SO_3$  puede llegar a ser importante (av.  $\%Cl=3.04$ ,  $\%SO_3=0.32$ ), oscilando entre 2.66-3.46 y 0.26-0.39, respectivamente. El contenido en K, por sustitución de Na, llega a ser como máximo del 3.9% (av.  $\%K_{por Na}=3.1$ ). Los cristales poseen una variación composicional desde el núcleo hacia el borde, con aumento del contenido en Na desde 0.62 hasta 0.71 y en K desde 0.02 hasta 0.03; mientras que el Ca disminuye, desde 0.36 en el núcleo hasta 0.25 en el borde.

#### 2.1.2.2 Esquistos oscuros con granate

A veces entre los mármoles hay niveles delgados de esquistos oscuros, ricos en grafito y con cristales de granate. La potencia de estas intercalaciones suele ser reducida (centímetros), aunque a veces es métrica (4 m, *e.g.* afloramiento 800 m al SE de la barriada El Pocico). Los esquistos están constituidos por los siguientes minerales: grafito, cuarzo y mica de pequeño tamaño de grano (inferior a 0.5 mm), calcita y granate.

*Granate.*- En cristales subsféricos de reducido tamaño (longitud máxima 2-4 mm). Crecen sobre la foliación  $S_s$  de la matriz, englobando cristales orientados de cuarzo y moscovita.

### 2.1.3 Metabasitas blastoporfídicas

Diques alargados y "stocks" de rocas básicas cortan a la estratificación original de los esquistos de techo de la formación Tahal y de los mármoles de la formación Huertecica. Estos cuerpos básicos son de dimensiones variables (máximo 1 km de largo por 200 m de ancho, *e.g.* 800 m al S de la cortijada de Los Martínez) y tienen una continuidad lateral limitada. La foliación principal  $S_s$  de las metapelitas encajantes rodea a las rocas básicas, que no poseen una foliación interna penetrativa. Únicamente los márgenes poseen una débil orientación planar de anfíboles, plagioclasas y agregados claros de epidota. El color verde intenso de las metabasitas es producido por los cristales de piroxeno, anfíbol y epidota. Sobre la matriz oscura destacan cristales blancos (de hasta 2-3 cm) de plagioclasa con hábito euhédrico y subeuhédrico. Venas blancas de calcita cortan a las rocas básicas en toda direcciones.

Las metabasitas presentan una transformación metamórfica ubícua y continua a eclogitas y anfibolitas, a pesar de la cual en algunos afloramientos (*e.g.* 200 m al W de Lubrín) pueden encontrarse núcleos con texturas ígneas relictas (*s.* Nijhuis 1964, Martínez Martínez 1978, Morten *et al.* 1987). El protolito ígneo de este afloramiento ha sido clasificado como gabro troctolítico con acumulados de plagioclasa y olivino (Morten *et al.* 1987 y Puga *et al.* 1989 a), pero las texturas intergranulares, subofíticas e intersertales, con fenocristales poco zonados, descritas por estos autores (*cf.* fig. 3a, Morten *et al.* 1987; foto 7 y 8, Puga *et al.* 1989 a) y por Franz *et al.* (1988), indican una cristalización fraccionada en condiciones hipoabisales más que la de una acumulación por densidad en un cuerpo estratoide (*cf.* Franz *et al.* 1988). Existen diques basálticos y doleríticos con texturas afanítico-vesiculares en los bordes e interiores porfídicos con texturas intergranulares (Franz *et al.* 1988). Algunos bordes lobulados de diques (*s.* Franz *et al.* 1988) y la disyunción "en bolas" de las rocas básicas, han sido interpretados como estructuras de flujo en coladas superficiales ("pillow"-lavas, *s.* Puga *et al.* 1989 a).

En la transformación metamórfica continua del protolito ígneo (metabasitas con texturas ígneas relictas) se pueden distinguir textural y mineralógicamente los siguientes estadios: metabasitas anfíbolíticas con granate, eclogitas y eclogitas anfíbolitizadas. Las descripciones texturales y mineralógicas que se hacen a continuación proceden de la reutilización y síntesis de los siguientes trabajos: Martínez Martínez (1978, 1986), Gómez-Pugnaire *et al.* (1979, 1985), Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987), Morten *et al.* (1987), Franz *et al.* (1988), Muñoz *et al.* (1988), Puga *et al.* (1989 a,b y c) y Gómez-Pugnaire y Muñoz (1990, 1991).

### 2.1.3.1 Metabasitas con texturas ígneas relictas

Existen dos tipos esenciales de texturas ígneas relictas, sean granulares, en las rocas de composición dolerítica y gabroide, y porfídicas o blastoporfídicas en las de composición basáltica. Las texturas de las doleritas y gabros son intergranulares, subofíticas y ofíticas, con fenocristales euhédricos de piroxeno y plagioclasa, englobados parcial (Puga *et al.* 1989 a) o totalmente (Morten *et al.* 1987) por cristales de clinopiroxeno. Los cristales de plagioclasa y olivino minoritario, pueden llegar a constituir agregados glomeroporfídicos.

Las rocas porfídicas y blastoporfídicas poseen texturas afaníticas, microintergranulares, porfídicas e hialopiliticas (Puga *et al.* 1989 a). En esta última textura cristales aciculares de plagioclasa están rodeados por una matriz afanítica con escasos cristales de olivino.

Recientemente se han descrito, entre doleritas olivínicas con textura granular, xenolitos centimétricos de rocas pelíticas con porfiroblastos de andalucita (Gómez-Pugnaire y Muñoz 1990, 1991). Los xenolitos han sufrido asimilación parcial, neoformación de cristales y fusión parcial durante los procesos de enfriamiento de las rocas básicas encajantes.

Los minerales principales de las doleritas y basaltos son: clinopiroxeno, plagioclasa cálcica y olivino; anfíbol y biotita marrones e ilmenita son constituyentes accesorios (Nijhuis 1964, Martínez Martínez 1978, Morten *et al.* 1987, Franz *et al.* 1988, Puga *et al.* 1989 a).

*Clinopiroxeno.*- En cristales poiquilíticos, de color verde claro, englobando plagioclasa, olivino e ilmenita. El clinopiroxeno es de tipo salita-augita (av. %Wo=44, %En=46, %Fsl=10), sin Mn y con un contenido alto en Ti (av. %TiO<sub>2</sub>=1.5), Ca (av. %CaO=21.9) y Al (av. %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=3.4). Algunos cristales poseen una zonación débil, con enriquecimiento hacia el borde en Ca y empobrecimiento en Mg (núcleo av. %Wo=45.74, %En=43.1; borde av. %Wo=47.86, %En=40.81), mientras que el contenido en Fe, no varía sustancialmente (av.

11.25).

*Plagioclasa.*- Se encuentra en cristales aciculares y prismáticos, con frecuentes maclas de Carlsbad y polisintéticas con la ley de albita. Las plagioclasas son tipo labradorita (av.  $X_{Ab}=0.41$ ,  $X_{An}=0.59$ ). En las rocas basálticas los cristales están débilmente zonados (av. núcleo  $X_{An}=0.65$  y borde  $X_{An}=0.63$ ), mientras que en las doleritas los cristales de labradorita poseen una zonación algo más marcada, con núcleos  $X_{An}=0.61-0.68$  y bordes  $X_{An}=0.52-0.59$ .

*Olivino.*- El olivino es un fenocristal frecuente en las metabasitas con texturas porfídicas, pudiendo constituir agregados glomeroporfídicos junto con la plagioclasa. En las rocas basálticas los cristales de olivino (av. %Fo=78.5, %Fo=69-85) están ligeramente empobrecidos en Mg, con respecto a los de las doleritas y doleritas olivínicas (av. %Fo=79.2, %Fo=76-88).

*Anfíbol.*- En algunas doleritas olivínicas se han descrito cristales de anfíbol marrón cálcico (Amph, tipo Mg-kaersutita y Mg-hastingsita), sin ninguna zonación.

*Biotita.*- Los cristales de biotita marrón son un componente minoritario de las rocas doleríticas. Poseen una relación Mg:Fe<sup>2</sup> alta, con valores de hasta 5:1.

*Minerales minoritarios.*- Apatito e ilmenita muy rica en Mg (%MgO=5.27), con algo de Mn (%MnO=0.72).

*Xenolitos metapelíticos.*- Los xenolitos están constituidos -empleando la descripción y los análisis químicos de Gómez- Pugnare y Muñoz (1990, 1991)- por pseudomorfos de andalucita, con macla quistolito, que engloban intercrecimientos restíticos de mica incolora (%Mo=71.24, %Par=27.47 y %Marg=1.29) y biotita ( $X_{Mg}=0.4-0.6$ ). La andalucita está pseudomorfizada por un agregado de cristales aciculares de corindón con plagioclasa, andesina rica en Na ( $X_{An}=0.35$ ,  $X_{Ab}=0.64$  y  $X_{Fk}=0.008$ ) y vidrio intersticial. Rodeando al xenolito y producto de su asimilación parcial por la roca básica hay una corona de cristales de plagioclasa bitownita ( $X_{An}=0.74$ ,  $X_{Ab}=0.26$ ) y espinela rica en Fe<sup>2</sup> (hercinita).

- Afinidad geoquímica de los protolitos ígneos

El carácter geoquímico de estas rocas ha sido un aspecto controvertido y discutido en las dos últimas décadas por diversos autores. La afinidad alcalina en un ambiente geodinámico de magmatismo intraplaca ha sido defendida por: Gómez-Pugnare *et al.* (1979), Díaz de Federico (1980), Gómez-Pugnare (1981), Vegas y Muñoz (1984), Martínez Martínez (1986),

Muñoz (1986), Franz *et al.* (1988), Muñoz *et al.* (1988) y Gómez-Pugnaire y Muñoz (1990, 1991). Por el contrario autores como Díaz de Federico *et al.* (1977), Puga (1977), Bodinier *et al.* (1987), Puga y Díaz de Federico (1988) y Puga *et al.* (1989 a y b), defienden el carácter toleítico-transicional de los protolitos, en un ambiente geodinámico de corteza oceánica.

El carácter alcalino de los protolitos ígneos se manifiesta en: la composición mineralógica, con clinopiroxeno (Ti-augita)+ plagioclasa-Ca (Labradorita) (s. Nockolds *et al.* 1978), en el alto contenido en Ti (hasta %TiO<sub>2</sub>=2), Al y Ca de los clinopiroxenos ígneos relictos (s. Nesbit y Pearce 1977, Leterrier *et al.* 1982); así como en la relación Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Nb/Y de los análisis de roca total (Zr/TiO<sub>2</sub>< 0.01 y Nb/Y> 0.3, *cf.* fig. 2.1, Muñoz 1986 y fig.4, Puga *et al.* 1989 a) en el diagrama de Winchester y Floyd (1977). Adicionalmente para apoyar el carácter alcalino intraplaca, las metabasitas poseen xenolitos de metapelitas, lo que indica la existencia de una corteza continental en el camino de ascenso de las rocas básicas (s. Gómez Pugnaire y Muñoz 1990).

#### 2.1.3.2 Transformaciones metamórficas de las metabasitas

Las transformaciones metamórficas que han sufrido las metabasitas ígneas, pueden agruparse en los tres estadios siguientes: metabasitas anfibolíticas con granate, eclogitas y eclogitas anfibolitizadas. Este es el orden que se sugiere para las transformaciones metamórficas en este trabajo, aunque los autores discuten la situación pre- o post-eclogítica de las metabasitas anfibolíticas. Las razones que apoyan este orden son de índole petrográfica, en este estadio aún se preservan texturas ígneas relictas y los minerales metamórficos pseudomorfizan cristales ígneos. La ausencia de las paragènesis eclogíticas, no significa necesariamente que la eclogitización es previa, sino que las transformaciones metamórficas eclogíticas, estarían limitadas a aquellas zonas con presencia de fluidos y deformación, que puedan activar las transformaciones (*cf.* Pognate 1985, Austrheim y Griffin 1985).

##### 1. Metabasitas anfibolíticas con granate

Las primeras transformaciones metamórficas de las metabasitas han sido descritas con detalle por Morten *et al.* (1987), Franz *et al.* (1988) y Puga *et al.* (1989 a). La roca preserva texturas relictas porfídicas, intergranulares y subofíticas, pseudomorfizadas por una nueva asociación mineral (Morten *et al.* 1987, Puga *et al.* 1989 a). La descripción mineralógica de este tipo de rocas se ha hecho analizando las transformaciones para cada mineral de la paragènesis ígnea inicial.

*Transformaciones del clinopiroxeno.*- La augita-salita ígnea se transforma a cristales verdes y marrones de anfíbol (Amph I), óxidos de hierro y agregados de clorita (picnoclorita). Los anfíboles (Amph I) son edenitas verdes (*clasif.s.* Leake 1978). Estas transformaciones pueden ser parciales y quedar cristales de augita relictos, enriquecidos en Ca y  $Fe_1+Mn$  (*av.*  $\%Wo=46.8$ ,  $\%Fsl= 11.25$ ), mientras que el contenido en Mg ha descendido (*av.*  $\%En=41.9$ ). Estos cristales presentan una zonación, con aumento en el  $\%Wo$  (Ca+Na) y disminución de  $\%En$  hacia los bordes (núcleo:  $\%Wo= 45.74$ ,  $\%En= 43.1$  y borde:  $\%Wo=47.86$ ,  $\%En= 40.81$ ).

*Transformaciones de la plagioclasa.*- Las plagioclasas ígneas (labradorita) son reemplazadas por un agregado simplectítico de zoisita, plagioclasa sódica, paragonita, distena y un anfíbol cálcico (Amph I; ferro-paragasita, pargasita), semejante al descrito en la transformación del piroxeno. Algunas veces quedan cristales relictos de plagioclasa ígnea (*av.*  $X_{An}= 0.56$  y  $X_{Ab}=0.45$ ), enriquecidos globalmente en Na y con bordes pobres en Ca (núcleo  $X_{An}=0.56-0.58$  y borde  $X_{An}= 0.52-0.47$ ).

*Transformaciones del olivino.*- Los cristales de olivino se transforman totalmente a una corona microcristalina de óxidos de hierro, enstatita ( $\%En= 13-40$ ,  $\%Wo<2$ ) y anfíbol cálcico, tipo edenita. En estos agregados hay además: talco rico en Mg (*ratio*  $Mg/(Mg+Fe)=0.77$ ), flogopita sódica (*ratio*  $Na/(Na+K)= 0.4-0.9$ ) rica en  $TiO_2$  ( $\%TiO_2= 1.31$ ) y dolomita.

*Transformaciones en los xenolitos pelíticos.*- En el contacto entre la corona de espinela y plagioclasa bitownita hay concentraciones de menas metálicas, biotita y antofilita. Los cristales de corindón son reemplazados parcialmente por cristales neoformados de moscovita muy pobre en Na ( $\%Mo=91.6$  y  $\%Par=8.3$ ). El vidrio intersticial del xenolito está recrystalizado parcialmente a pequeños cristales de albita ( $X_{An}= 0.075$ ,  $X_{Ab}= 0.92$ ).

*Anfíboles.*- Se preservan algunos anfíboles ígneos relictos ( $Amph_i$ ), que mantienen la misma relación  $Mg/(Mg+Fe^2)>0.7$  pero se han enriquecido en Ti y Al, son pargasitas y kaersutitas. Los anfíboles neoformados (Amph I) son de color verde claro, crecen en la matriz y en coronas de reacción con texturas mirmequíticas, alrededor de plagioclasas y clinopiroxenos ígneos. En la interfase entre el anfíbol ( $Amph_i$ ) y la plagioclasa ígneos aparecen anfíboles Ca-Na azules (edenita-taramita). Todos los anfíboles neoformados son cálcicos (*ratio*  $(Ca+Na)_B>0.5$ ), ricos en Mg (*ratio*  $Mg/(Mg+Fe^2)>0.5$ ), con una componente edenítica variable (*ratio*  $(Na+K)_A$  entre 0.1-1) y una sustitución glaucofanítica reducida (*ratio*  $Na_{M4}<0.8$ ). Son anfíboles del tipo: edenita, edenita silícea, pargasita, ferro-pargasita, hornblenda pargasítica y magnesio-hastingsita (*clasif.s.* Leake 1978).

*Granate.*- El granate (Gar I) crece junto con el anfíbol cálcico en coronas simplectíticas

alrededor de pseudomorfos de olivino, relíctos ígneos de plagioclasa y piroxeno. El granate en contacto con piroxeno y olivino se enriquece hacia los bordes en Mg y  $\text{Fe}^2$  (av.  $X_{\text{Py}}=0.03-0.05$  y  $X_{\text{Alm}}=0.42-0.44$ ), desciende ligeramente el contenido en Mn (av.  $X_{\text{Sp}}=0.017-0.016$ ), mientras que la cantidad de Ca permanece constante (av.  $X_{\text{Gr}}=0.49$ ). La composición y zonación de los granates en contacto con las plagioclasas neoformadas es diferente; hacia el contacto se enriquecen en Ca (av.  $X_{\text{Gr}}=0.37-0.46$ ), mientras que se empobrecen en Mn, Mg y  $\text{Fe}^2$  (av.  $X_{\text{Sp}}=0.03-0.016$   $X_{\text{Py}}=0.15-0.06$  y  $X_{\text{Alm}}=0.46-0.45$ ). Simultáneamente la plagioclasa en contacto con el granate libera Ca y puede llegar a ser albita (de  $X_{\text{An}}=0.7$  a  $X_{\text{An}}=0.2$ ).

*Minerales minoritarios.*- La ilmenita es el mineral minoritario principal, con menor contenido en Mg que la ilmenita ígnea (av.  $\% \text{Mg}=0.9$  vs. 5.27). Otros minerales accesorios son: menas opacas y clorita (picnoclorita).

## 2. Eclogitas

La descripción petrográfica y mineralógica de las eclogitas se ha realizado empleando los trabajos de Gómez-Pugnaire *et al.* (1985), Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987), Morten *et al.* (1987), Puga *et al.* (1989 a, b y c). Se ha hecho una descripción conjunta de las eclogitas, a pesar de las subdivisiones realizadas por autores como Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987) (eclogitas coroníticas vs. granoblásticas) y Morten *et al.* (1987) (eclogitas coroníticas vs. foliadas). Las transformaciones metamórficas progresivas en facies de eclogitas tienen los siguientes estadios: aparición de coronas de granate I (*cf.ap.* ) y posteriormente onfacita (eclogitas coroníticas), crecimiento en la matriz, con textura granoblástica, de granate (Gar II), anfíbol cálcico (Amph II) y epidota (eclogitas granoblásticas). La presencia de anfíboles alcalinos azules (glaucofana *s.l.*) paragenéticos con la asociación eclogítica, ha sido defendida por Morten *et al.* (1987) y Puga *et al.* (1989 a, b y c). Sin embargo la descripción textural de todos ellos, junto con la de Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987), permite afirmar que los anfíboles alcalinos (Amph III) crecen como productos de desestabilización de la paragénesis eclogítica: onfacita+ granate II± epidota. Las razones son las siguientes:

- las paragénesis que se observan son, ordenadas por la abundancia del piroxeno: onfacita+ granate II± anfíbol cálcico (Amph II); anfíbol alcalino (Amph III)+ granate III± onfacita± epidota; anfíbol Ca-Na (Amph IV)+ granate IV+ epidota± anfíbol alcalino. Lo cual indica la sustitución progresiva del piroxeno (onfacita) por anfíboles alcalinos (Amph III) y éstos por anfíboles Ca-Na (Amph IV).

- Presencia manifiesta de anfíboles alcalinos en las rocas con inicio de fábrica planar (cf. fig. 3f y p. 162-163 Morten *et al.* 1987, eclogitas foliadas), mientras que la paragénesis eclogítica carece frecuentemente de texturas de deformación (eclogitas granoblásticas).
- En las rocas con onfacita y glaucofana frecuentemente sólo el piroxeno presenta evidencias de desestabilización con alteración en los bordes a agregados simplectíticos de anfíbol y plagioclasa (cf. foto 2, Puga *et al.* 1989 c).

*Onfacita.*- La onfacita se encuentra en agregados verdes microcristalinos y en fenocristales de hasta 5 mm. La composición química media de la onfacita es: %Aug=44.3 (entre 39.3-49.7), %Jd=43 (entre 34.6-49), %Ac=7.6 (entre 0-12.3) y %Ca-Ts=2.79 (entre 0-7.1)<sup>1</sup>. Muchos cristales de onfacita están zonados; se ha descrito tanto el aumento de la componente jadeítica hacia el borde (av. núcleo 41.8 y borde 44.7) como su disminución (av. núcleo 42.5 y borde 41.5).

*Granate.*- El granate (Gar I) aparece en coronas alrededor de agregados previos de anfíbol verde (Amph I), de onfacita y de pseudomorfos de plagioclasa y otros cristales ígneos. Con mayor grado de cristalización se encuentran granates en cristales subeuhédricos en la matriz (Gar II). Estos granates tienen una composición variable, influenciada por la movilidad local de elementos, por ello existen cristales no zonados y otros poseen zonaciones tanto normales como inversas (*i.e.* con enriquecimiento y empobrecimiento en Py+Alm, respectivamente, hacia el borde). La composición media de los cristales no zonados es de  $X_{Alm} = 0.54$ ,  $X_{Sp} = 0.05$ ,  $X_{Gr} = 0.26$  y  $X_{Py} = 0.14$ . Los zonados poseen bordes empobrecidos en Mn (av.  $X_{Sp} = 0.1-0.02$ ) y con más Ca (av.  $X_{Gr} = 0.35-0.27$ ) y Mg (av.  $X_{Py} = 0.04-0.12$ ).

*Anfibol.*- Los anfíboles de las eclogitas (Amph II) son cálcicos, ricos en Mg (*ratio*  $Mg/(Mg+Fe^2) > 0.5$ ) aunque poseen menos  $Fe^3$  ( $Fe^3 < Al$ ) que los anfíboles de las metadoleritas anfibolitizadas (Amph I). Son hornblendas pargasíticas férricas, hornblendas edeníticas y edenitas (*clasif.s.* Leake 1978). Algunos cristales son anfíboles calco-sódicos (*ratio*  $(Na+Ca)_B > 1.34$ ) con un contenido alto en K (*ratio*  $(Na+K)_A > 0.5$ ), del tipo Mg-katoforita.

---

<sup>1</sup> Las componentes de los piroxenos se han calculado empleando el método descrito por Essene y Fyfe (1967), Clark y Papike (1968) y Cawthorn y Collerson (1974). Los análisis utilizados han sido los de Gómez Pugnaire y Soler (1987), Morten *et al.* (1987) y Puga *et al.* (1989 b), en estos últimos tomando exclusivamente los análisis en los que la fórmula estructural posee  $Fe^3$ . Componente augita-hedenbergita-di ópido: %Aug= 100 Ca; componente acmita %Ac= 100  $Fe^3$ ; componente jadeita con el Na restante de la componente Ac, %Jd= 100 (Na- $Fe^3$ ) y la componente de la molécula Ca-Tschermakita con el excedente de  $Al^{vi}$  en la posición M2 (vse. Deer *et al.* 1978), %Ca-Ts= 100 (1-Sum<sub>M2</sub>).



*Xenolitos pelíticos con pseudomorfos de mica y distena.*- Tras el trabajo de Gómez-Pugnaire y Muñoz (1990, 1991), los pseudomorfos con distena, paragonita y margarita, descritos por Gómez-Pugnaire *et al.* (1985) pueden proceder de los xenolitos metapelíticos con andalucita (*cf.ap.* ), más que de pseudomorfos de lawsonita probable (*s.* Gómez-Pugnaire *et al.* 1985). La descripción y composiciones químicas empleadas en este apartado proceden exclusivamente de Gómez-Pugnaire *et al.* (1985). Los agregados están constituidos por un agregado de cristales decusados de paragonita (*av.* %Par= 84.6, %Mos= 4.3 y %Marg= 8.9), que corroen cristales relictos de distena y engloban, ocasionalmente, pequeños cristales orientados de zoisita. Los cristales de paragonita pueden llegar a tener un contenido alto en Ca (%Marg=40). En la interfase entre distena y paragonita crece una mica cálcica, tipo margarita, con un contenido bajo en K (%Mos<5.4), (*av.* %Par= 28, %Mos= 0.7 y %Marg= 71.9). Alrededor del agregado de paragonita hay una corona de cristales de epidota y clinozoisita (*av.* %Pist= 17.5). Otros minerales como clorita, calcita, rutilo, limonita, titanomagnetita y apatito se encuentran en cantidades subordinadas.

*Otros minerales.*- Son frecuentes los cristales de paragonita (*av.* %Par= 91.5, %Mo= 6.9 y %Marg= 1.6) y epidota (%Pist= 15.03, entre 7.3 y 19.4).

### 3. Eclogitas anfibolitizadas

Los minerales paragenéticos en este estadio son: anfíbol alcalino (Amph III), granate, plagioclasa sódica y paragonita. Son frecuentes los cristales de onfacita y de anfíboles cálcicos previos.

*Anfíbol alcalino (Glaucofana).*- Los cristales de anfíbol (Amph III), con color verde azulado-violeta, crecen orientados en coronas y fracturas de minerales previos, como la onfacita y el granate (Gar I y II). Son anfíboles alcalinos con  $Na_B > 1.34$  y  $ratio (Na+K)_A < 0.5$ , del tipo glaucofana, con una componente arfvedsonítica importante ( $Na_A$  de hasta 2.5).

*Plagioclasa sódica.*- En la matriz crecen fenocristales de plagioclasa con muchas inclusiones de anfíboles cálcicos (Amph II). Son albitas casi puras,  $X_{Ab} = 0.96$  y  $X_{An} = 0.04$ .

*Otros minerales.*- Paragonita (%Par= 91.5, %Mo= 6.9 y %Marg= 1.6) y biotita marrón muy rica en Mg ( $ratio Mg/(Mg+Fe^2) = 0.9$ ).

## 2.2 MANTO DE BEDAR-MACAEL

### 2.2.1 Formación Montenegro

Esta formación comprende las siguientes litologías: metagranitos con turmalina, micaesquistos grafitosos con granate, cuarcitas, mármoles y calcoesquistos con granate y rocas con clinopiroxeno y granate.

#### 2.2.1.1 Metagranitos con turmalina

El mayor afloramiento de estas rocas es el área comprendida entre las poblaciones El Chive, El Campico y El Albarico de Bédar, extendiéndose hacia el sur hasta la carretera Almería-Murcia (Km 180-182, N-332-340). Otras veces aparecen intercalados entre esquistos grafitosos niveles de metagranitos con espesor variable (potencia máxima 4 m). Ejemplos de este tipo pueden verse 500 m al N de El Chive, en el Cerro de los Pinos (Bédar) y en el área comprendida entre El Pilar y La Atalaya. La potencia de todas estas intercalaciones decrece lateralmente. Ambos tipos de afloramientos tienen márgenes paralelos a la esquistosidad  $S_s$  de los metagranitos y de los esquistos grafitosos. Con menor frecuencia se encuentran delgados niveles (potencia cm y máximo de 3 m) de rocas cuarzo-feldespáticas entre esquistos claros de la formación Tahal. El mayor de estos afloramientos se encuentra 500 m al SW de El Campico (Bédar).

El color blanco claro de los metagranitos se debe a los cristales de feldespato, plagioclasa y cuarzo. Otros minerales frecuentes son mica incolora de color verde claro y prismas negros de turmalina. Los afloramientos entre esquistos claros son de color más oscuro por tener mica verde y turmalina mayoritarias. Los niveles de cuarcitas claras paralelos a la esquistosidad  $S_s$  son frecuentes en el contacto con los esquistos de la formación Montenegro. Las rocas cuarcíticas poseen cuarzo, moscovita, grandes cristales negros de turmalina (hasta 5 cm) y en cantidades minoritarias microclina y albita (*cf.* Tabla 2.2).

Atendiendo a criterios texturales y composicionales se pueden establecer tres tipos de metagranitos o facies texturales: facies con textura "augen" o con megacristales, tengan o no una fábrica plano-linear  $D_s$ , facies con texturas granulares y micrograníticas o aplíticas y gneises melanocráticos.

		Gar	Ky	Clt	St	Pl	FK	Amp	Mo	Ep	Rut
Fm.	Mármoles	□	-	-	-	■	-	■	■	■■	-
Atalaya	Anfibolitas	■■	-	-	-	■■	-	■■	□	■■	□
Fm. Tahal	Esq.Anfibólicos	■■	-	□	□	■■	-	■■	■■	■■	□
	Calcoesquistos	■■	-	-	-	□	-	■	■■	■	-
	Micaesquistos	■■	-	□	-	■	-	■	■■	■	□
Fm. Montenegro	Rocas con Px/Gar	■■	-	-	-	-	-	■■	□	■■	□
	Mármoles	■	-	-	-	□	-	□	■	■	-
	Micaesquistos	■■	■	■■	■	□	-	-	■■	□	□
	Metagranitos	■	-	-	-	■■	■■	-	■■	□	□

*Tabla 2.2.- Minerales en las rocas del Manto de Bédar-Macael. Minerales frecuentes y muy frecuentes (uno y dos cuadrados rellenos), minerales poco frecuentes (cuadrados blancos) y no presentes (raya).*

### 1. *Facies con textura "augen" o con megacristales*

En este tipo de facies, los metagranitos poseen megacristales de microclina de dimensiones centimétricas. El agregado de megacristales posee generalmente una orientación preferente, aunque en algunos afloramientos se preservan texturas poco deformadas, con agregados no orientados de cristales.

Las facies poco deformadas afloran exclusivamente en el Collado Monda, lateralmente pasan a tener una textura foliada penetrativa. Estos gneises se caracterizan por tener una textura ígnea relictiva, con un entramado de cristales euhédricos grandes de microclina, cuarzo y albita sin orientar. Otros minerales en cantidades subordinadas son la mica incolora con tonos verdes y cristales subeuhédricos de turmalina.

Los metagranitos con facies "augen" deformados, poseen una fábrica planar (esquistosidad  $S_2$ ), sobre la que se disponen, con una orientación preferente, fenocristales de microclina y turmalina. La matriz posee un bandeo composicional con capas ricas en cuarzo y turmalina y otras ricas en microclina, albita y moscovita. Son frecuentes las intercalaciones de niveles cuarcíticos con turmalina.

*Microclina.*- Cristales euhédricos y subeuhédricos de tamaño centimétrico con texturas pertíticas en bandas y en parches. Son frecuentes las inclusiones de albita euhédrica, moscovita y cristales subredondeados sin deformar de cuarzo. La alteración frecuente es a agregados de mica incolora con textura decusada. En las facies menos deformadas los cristales no presentan una orientación preferente; aunque aparecen signos de deformación interna en texturas como: extinciones ondulantes, bordes serrados entre cristales de microclina, maclas de deformación y una recristalización dinámica incipiente. En las facies deformadas, todos los porfidocristales están orientados según la foliación  $S_2$ . Presentan texturas de deformación tales como: maclas de deformación, recristalización dinámica, alrededor y en las colas de deformación de los porfiroclastos, con creación de nuevos granos y subgranos elongados según la foliación externa  $S_2$ .

*Albita.*- Son frecuentes los cristales subeuhédricos de albita con maclas dobles, de Carlsbad y Albita. Los cristales euhédricos, con formas prismáticas y maclas, aparecen como inclusiones dentro de los porfidocristales de microclina. Los cristales de la matriz están transformados a agregados desorientados de mica incolora. La proporción y el tamaño de los cristales de plagioclasa decrece en las facies deformadas, en las que los cristales de la matriz son aneuhédricos, subredondeados y sin maclas. Los cristales poseen texturas de deformación

interna con extinciones ondulantes y porfiroclastos poligonalizados a agregados de subgranos.

*Moscovita*.- Con un tamaño de grano variable, pueden alcanzar dimensiones centimétricas. En las facies menos deformadas, los cristales de mica incolora se concentran en agregados con textura decusada, alrededor de porfidocristales de microclina y plagioclasa, así como a lo largo de grietas. Son cristales prismáticos cortos y euhédrales. En las facies deformadas, los cristales aumentan de tamaño de grano y se orientan según la foliación  $S_s$ . Poseen poligonalizaciones, "bending" y deslizamiento intracristalinos a favor de los planos basales (001).

*Cuarzo*.- Se han descrito, en las facies menos deformadas, pseudomorfo bipiramidales de cuarzo de alta temperatura, como inclusiones en porfidocristales de microclina (Nijhuis 1964). Las inclusiones más frecuentes, en estos cristales, son subredondeadas y sin deformación interna.

*Minerales minoritarios*.- Son turmalina zonada, como mineral más frecuente, rutilo, titanita, circón, granate, apatito y mica verde. Esta mica crece alrededor de moscovita y granate.

## 2. *Facies con texturas granulares y micrograníticas*

Son gneises con una marcada esquistosidad  $S_s$ , sobre la que se disponen orientados cristales prismáticos de turmalina y porfiroclastos subredondeados aislados de microclina (facies con texturas granulares). En las zonas marginales del afloramiento gneísico de Lubrín aparecen diques y enclaves deformados, paralelizados hacia la esquistosidad  $S_s$ . En estas zonas son frecuentes los niveles con textura aplítica (facies micrograníticas) y pegmatítica, de composición cuarzo-feldespática. Los enclaves melanocráticos están constituidos por mica marrón, moscovita y turmalina. La composición mineralógica de las facies granulares y micrograníticas, es semejante a la descrita para las facies con megacristales, con la salvedad de que aparece el granate.

*Granate*.- En los niveles cuarzo-feldespáticos se desarrollan granates de tamaño milimétrico (hasta 1.5 cm). En los cristales poco transformados pueden distinguirse dos zonas texturales: núcleos con inclusiones de cuarzo (Gar II) y un borde con crecimiento euhédrico que puede englobar parcialmente cristales de moscovita, turmalina y cuarzo de la matriz (Gar III). Son frecuentes las formas euhédricas "en panal" (cf. De Wit y Strong 1979) y en atolón. Los primeros crecen entre los cristales de cuarzo de la matriz a favor de las juntas y puntos triples entre cristales. Algunos granates en atolón poseen un núcleo alterado a moscovita en la que

es posible ver restos de inclusiones rotacionales de epidota y grafito. Los granates en atolón crecen cerca y a expensas de cristales de plagioclasa (albita-oligoclasa) de la matriz; ocasionalmente crecen dentro de ellos. La alteración más frecuente del granate es a mica marrón y clorita.

*Minerales minoritarios.*- Mica verde, cristales azul-verdoso zonados de turmalina, clorita, ilmenita creciendo alrededor de rutilo. En cantidades muy accesorias se encuentran cristales zonados de fluorita, epidota (zoisita), a veces con núcleos de color rosa (allanita probable) y topacio (s. Nijhuis 1964).

### 3. *Gneises melanocratos*

Intercalados entre esquistos claros de la formación Tahal aparecen niveles de gneises oscuros, de espesor variable (máximo 3 m). Poseen una textura bandeada, definida por la alternancia de capas oscuras con biotita y turmalina y otras claras, con cuarzo, plagioclasa y sin porfirocristales visibles de microclina. Los minerales principales son albita, microclina, biotita verde, moscovita, cuarzo, granate y turmalina.

*Albita.*- En las bandas claras de estos gneises la matriz está constituida mayoritariamente por cuarzo y cristales aneuédricos de albita con maclas polisintéticas. Los cristales de plagioclasa se encuentran de dos modos: en agregados subredondeados y en porfiroclastos aislados con formas alargadas, orientados según la foliación  $S_s$ .

*Microclina.*- En la matriz, junto con la plagioclasa, hay cristales subeuédricos de microclina, alargados según la foliación  $S_s$  y con inclusiones de moscovita. Los porfiroclastos subeuédricos con texturas peritíticas son menos frecuentes. Los productos de alteración son mica incolora y clorita.

*Mica verde-marrón.*- El constituyente melanocrato mayoritario de la matriz es una mica, con un pleocroismo en verde y marrón-verdoso. Algunos cristales poseen inclusiones vermiformes de cuarzo. Este mica verde se concentra en agregados sin orientación preferente, con texturas decusadas. En las charnelas de pliegues que afectan a la foliación  $S_s$  hay cristales con texturas de crecimiento mimético.

*Moscovita.*- En general los cristales de moscovita definen la foliación  $S_s$ , aunque hay algunos cristales sin orientación preferente. Los cristales con dimensiones mayores (hasta cm) presentan evidencias de deformación con "bending" y deslizamiento intracristalinos. A su

alrededor crecen nuevos cristales sin deformación interna.

*Minerales minoritarios.*- Turmalina en cristales prismáticos de color verde y con texturas zonadas, granate accesorio creciendo a partir de cristales de plagioclasa, titanita, circón y epidota.

#### 2.2.1.2 Micaesquistos grafitosos con granate

Dependiendo del contenido en grafito el color de los micaesquistos oscila entre: rojizo para las rocas menos grafitosas y grisáceo con tonos plateados para los más ricos en grafito. Alternando con los esquistos hay niveles de cuarcitas claras con potencia variable (desde mm hasta m). Ocasionalmente se encuentran niveles delgados de calcoesquistos grafitosos con una continuidad lateral limitada.

La foliación penetrativa  $S_s$  es paralela a las superficies litológicas en las alternancias esquistos-cuarcitas y en las intercalaciones de mármoles y calcoesquistos.

El mineral más frecuente es el granate, con formas euhédricas y subeuhédricas, y de dimensiones centimétricas. Cristales azules (longitud máxima 5 cm) de distena se encuentran en venas cuarcíticas, orientadas paralela y oblicuamente a la foliación  $S_s$ . En las cuarcitas y los esquistos son muy abundantes los cristales prismáticos negros de turmalina; pueden concentrarse en niveles turmaliníferos o bolsadas de turmalina y granate, rodeadas por la foliación  $S_s$ . Otros minerales visibles a simple vista son: cristales tabulares de cloritoide verde oscuro y, en las cuarcitas cercanas a los gneises, cristales aneuhédricos de albita blanca (*cf.* Tabla 2.2).

Los esquistos grafitosos de la formación Montenegro se pueden agrupar en tres clases, atendiendo al tipo de minerales índice: micaesquistos con granate y pseudomorfos de andalucita, micaesquistos con cloritoide y granate, micaesquistos con granate, cloritoide, estauroлита y distena.

##### 1. *Micaesquistos con granate y pseudomorfos de andalucita*

A escala mesoscópica estos esquistos se caracterizan por poseer agregados rectangulares blancos de mica, contenidos en el plano de la foliación  $S_s$  y grandes granates (diámetro de hasta 2 cm). Los agregados de mica pseudomorfizan cristales de andalucita,

preservando maclas de chialtolito semejantes a las descritas por Puga *et al.* (1975). El contenido en grafito de estos esquistos es variable. Se pueden observar transiciones laterales y verticales de rocas oscuras grafitosas, a otras más claras con delgados niveles ricos en grafito.

Los minerales mayoritarios son: granate, cuarzo, grafito, mica incolora (tanto moscovita como paragonita, *s.* Nijhuis 1964) y sericita; como minoritarios: mica marrón, epidota, clorita, rutilo, turmalina. El contenido en grafito en la roca permite diferenciar dos zonas texturales; una clara o dominio-Q (*s.* Bell 1985) constituida por: cuarzo, granates con inclusiones grafitosas, turmalina y albita minoritaria, de otra grafitosa o dominio-M (*s.* Bell 1985) con grafito, mica incolora, sericita, biotita y turmalina minoritarias.

*Pseudomorfos de Andalucita.-* Los cristales con macla de chialtolito están pseudomorfizados por agregados microcristalinos de sericita y grafito. Poseen siempre una foliación interna replegada y traspuesta, no continúa con la foliación externa  $S_s$ . No se han encontrado cristales relictos de la andalucita inicial. Los agregados constituyen mayoritariamente los dominios-M de la roca.

*Granate.-* Los granates con formas subeuhédricas y euhédricas, poseen una zonación textural. Es frecuente que posean un núcleo rotacional (Gar II) con inclusiones sigmoidales y en espiral de grafito, cuarzo, mica incolora y turmalina. Excepcionalmente se preserva un núcleo anterior sin inclusiones (Gar I), con excasos cristales de cuarzo idiomorfo englobado. Alrededor de este núcleo rotacional, crece un borde euhédrico de granate pobre en grafito y sin inclusiones (Gar III). Frecuentemente desarrolla formas dendriformes y "ramosas", englobando parcialmente cristales de cuarzo en la matriz (*cf.* De Wit y Strong 1975). En las rocas muy cuarcíticas los granates tienen formas sigmoidales y texturas ramosas o "en panal" creciendo entre los cristales de cuarzo de la matriz.

*Mica marrón.-* Los cristales de mica marrón (biotita probable) se disponen secantes a la foliación  $S_s$ . Crecen orientados paralelamente a la foliación  $S_s$  en bordes de cristales de granate y moscovita.

*Clorita.-* La clorita (clinocloro) se dispone en la matriz en agregados con textura decusada y alrededor de fenocristales de granate. Algunos cristales de clorita crecen miméticamente sobre micas marrones previas (*cf.* Mellini *et al.* 1991).

*Plagioclasa.-* La albita-oligoclasa es frecuente en las rocas más ricas en cuarzo. No presenta una zonación mineralógica.



*Minerales minoritarios.*- Incluidos en cristales de mica incolora se encuentran pequeños cristales zonados de turmalina. Otros minerales accesorios son el rutilo, ilmenita y menas metálicas.

## 2. *Micaesquistos con cloritoide y granate*

Se encuentran en el límite de la formación Montenegro con los esquistos claros de la formación Tahal, sobre todo en el sector septentrional del área estudiada. Son esquistos con un color característico dorado-rosado por la abundancia de mica incolora. Los cristales de granate, grandes e idiomorfos, y cloritoide, con hábito planar y tonos verdes oscuros a negros, confiere a muchos de estos esquistos un aspecto moteado típico.

*Granate.*- Se caracterizan por un desarrollo de dos zonas texturales: un núcleo rotacional (Gar II) con inclusiones sigmoidales y en espiral simple de: grafito, cuarzo y micas incoloras y un borde (Gar III) con texturas "en panal". Todo el grafito de la roca se localiza preferente en los núcleos de granate (Gar II). Son frecuentes las formas texturales en atolón, en "herradura" y "aframbruesados" (cf. Bard 1985 y Yardley et al. 1990). Los granates en atolón engloban cristales de cuarzo, a veces elongados según la foliación externa  $S_s$  y grandes moscovitas sin deformar con texturas decusadas. Estas moscovitas poseen inclusiones paralelas a la foliación  $S_s$  de turmalina y rutilo. En la cavidad interna de los granates en atolón pueden quedar restos irregulares de granate. La alteración más frecuente del granate es a mica marrón (biotita probable) y clorita.

*Cloritoide.*- Presenta un pleocroismo débil, de incoloro a azul verdoso, característico de los cloritoides férricos (s. Puga 1970). Se dispone paralelamente a la foliación externa  $S_s$  y engloba inclusiones de mica incolora y menas metálicas paralelas a la foliación externa. Con frecuencia los cristales de cloritoide se alteran a un agregado de mica incolora y clorita.

*Clorita.*- Son frecuentes los cristales grandes de clorita (chamosita) dispuestos oblicuamente a la foliación  $S_s$  y englobando micas incoloras y menas metálicas. Estos cristales suelen transformarse hacia los bordes a una clorita oxidada de color marrón-rojo (Mellini *et al.* 1991).

*Minerales minoritarios.*- Los minerales accesorios son la epidota (clinozoisita y zoisita), cristales de turmalina zonada, menas metálicas y rutilo. Todos ellos se disponen paralelos a la foliación  $S_s$ .

### 3. Micaesquistos con granate, cloritoide, estaurolita y distena

Son micaesquistos de color dorado en los que resaltan los cristales de turmalina, estaurolita y mica. Estos esquistos están intercalados entre micaesquistos grafitosos con granate, con contactos paralelos a la foliación  $S_s$ . Los minerales principales son: granate, moscovita, distena, cloritoide, estaurolita, turmalina y cuarzo. El grafito se encuentra incluido dentro del granate y de la moscovita y en niveles delgados, paralelos a  $S_s$ .

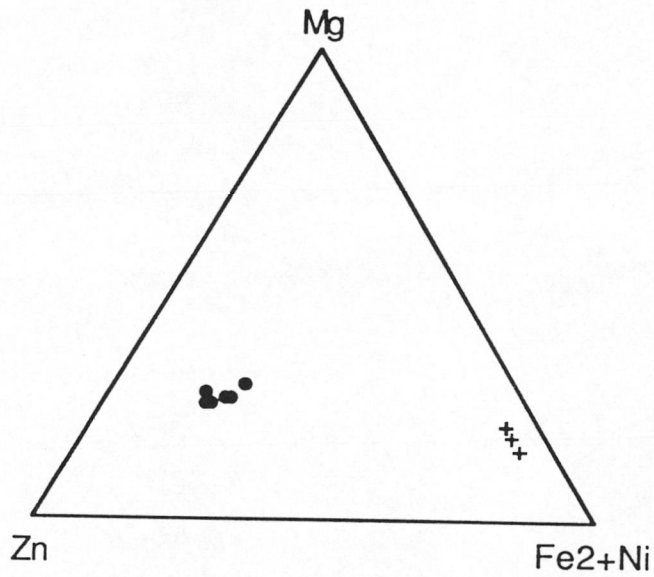
*Granate.*- Atendiendo al desarrollo textural y al tamaño se distinguen dos poblaciones de granate. La primera son porfidocristales grandes, porfidoblásticos euhédricos y subeuhédricos, con núcleo rotacional (Gar II). Las inclusiones son sigmoidales y en espiral (tanto simple como doble), de grafito, cuarzo, turmalina, rutilo, ilmenita y moscovita accesoria. El borde de los porfidocristales (Gar III) carece de inclusiones y engloba parcialmente cristales de turmalina, moscovita y cuarzo de la matriz. El límite entre las dos zonas texturales se caracteriza por una banda concéntrica de grafito y turmalina. La segunda población de granates crece en la matriz, con formas euhédricas, de menor tamaño y sin inclusiones. A veces poseen un núcleo con inclusiones, pero sin texturas rotacionales. En los dominios-Q (s. Bell 1985) se suelen desarrollar granates con texturas "en atolón" o "en herradura" (s. Bard 1985). La alteración de todos los granates son cristales pequeños de mica marrón, clorita y menas metálicas.

La composición de la zona textural Gar III, en los profidoblastos, es muy semejante a la de los granates "en atolón". Son granates almandínicos ( $av.X_{Alm}=0.82$ ), con un contenido moderado en Mg ( $av.X_{Py}=0.14$ ) y muy bajo en Ca, Mn y  $Fe^3$  ( $av.X_{Gr}=0.03$ ,  $X_{Sp}=0.01$  y  $X_{And}=0.06$ ).

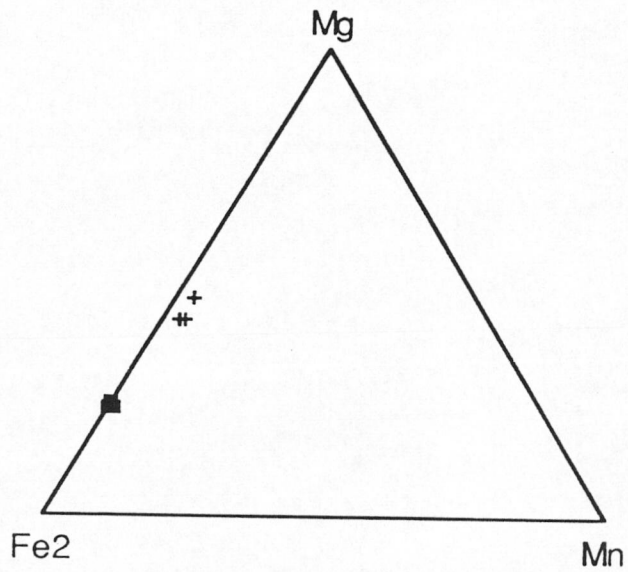
*Moscovita.*- De tamaño cristalino grande (hasta 5 mm) y tonos amarillentos. Se encuentra, en cristales orientados según la foliación  $S_s$ , sea en porfidoblastos o en agregados producto de la transformación de distena y estaurolita.

Los cristales de mica incolora son moscovitas con una componente subordinada de paragonita ( $av. \%Mo=89$  y  $\%Par=11$ ).

*Cloritoide.*- El cloritoide aparece en cristales rectangulares subeuhédricos, ligeramente pleocroicos entre verde-azul pálido y verde-amarillento y frecuentes maclas lamelares. Las características ópticas son semejantes a las del cloritoide de los micaesquistos con granate. Los cristales están orientados paralelamente a la foliación  $S_s$  y poseen inclusiones paralelas,



**Fig. 2.3.** Tipos de estauroalitas en metapelitas grafitosas de la Fm. Montenegro (+) y esquistos anfibólicos de la Fm. Tahal (●), M. de Bédar-Macael.



**Fig. 2.3.** Tipos de cloritoides en metapelitas. Metapelitas de la Fm. Tahal (M. Calar-Alto, ■) y metapelitas grafitosas de la Fm. Montenegro (M. de Bédar-Macael, +).

ocasionalmente rotacionales, de cuarzo, turmalina y rutilo. Se alteran a un agregado de cristales de mica incolora.

Son cloritoides férricos, con muy poco Mn y una composición química constante desde el borde al núcleo (av. %Fe<sup>2+</sup>=76.4, %Mg=23.3 y %Mn=0.14).

*Estaurolita.*- En cristales euhédricos y subeuhédricos, pleocroicos en amarillo. Poseen frecuentes inclusiones de cuarzo, turmalina, rutilo, epidota y grafito. Generalmente la foliación interna, sigmoidal y rotacional, no se continúa con la foliación externa S<sub>g</sub>. La alteración más frecuente es a un agregado de sericita que puede llegar a englobar totalmente al cristal (cf. Martínez Martínez 1978, Gómez-Pugnaire 1979). Las relaciones texturales de estaurolita y cloritoide son diversas; cristales de cloritoide, de menor tamaño que en la matriz, englobados parcialmente por estaurolita, intercrecimientos y bordes de contacto netos entre cristales de la matriz.

Los cristales de estaurolita analizados poseen una relación Fe<sup>2+</sup>:Mg, que oscila entre 3.7:1 y 5:1 y un contenido bajo en Zn (*ratio* Fe<sup>2+</sup>:Zn >12).

*Distena.*- En forma de porfiroblastos paralelos a la foliación S<sub>g</sub> con frecuentes inclusiones de turmalina, apatito, titanita, rutilo, moscovita, cuarzo y grafito. En muchos casos estas inclusiones se continúan con la foliación externa S<sub>g</sub> de la matriz. Texturas rotacionales han sido descritas por diversos autores (Nijhuis 1964, Martínez Martínez 1986). Las texturas de intercrecimiento y transformación de distena a cloritoide (cf. Nijhuis 1964) se observan con menor frecuencia.

*Turmalina.*- En estas rocas puede llegar a ser un componente mayoritario. Los cristales de turmalina en la matriz son de mayor tamaño que los incluidos en los porfidoblastos. Son prismas cortos de color verde, orientados según la foliación S<sub>g</sub>. Presentan una zonación intensa con núcleos de color verde-azulado intenso, ocasionalmente naranja.

*Minerales minoritarios.*- Rutilo, ilmenita, grafito y epidota (zoisita y clinozoisita) en las rocas más pobres en grafito. Son frecuentes los cristales de rutilo rodeados totalmente por ilmenita.

### 2.2.1.3 Mármoles y calcoesquistos con granate

Los afloramientos mayores de mármoles dentro de micaesquistos grafitosos se encuentran en los alrededores del Cerro Cuco (proximidades de El Chive). El color de los mármoles es desde blanco azulado en las rocas sin grafito hasta gris oscuro para las más

grafitosas. Son frecuentes las texturas bandeadas con alternancia de capas claras y oscuras, así como las inclusiones de anfibolitas. Existen todas las transiciones entre mármoles y calcoesquistos ricos en granate, dependiendo del contenido en moscovita.

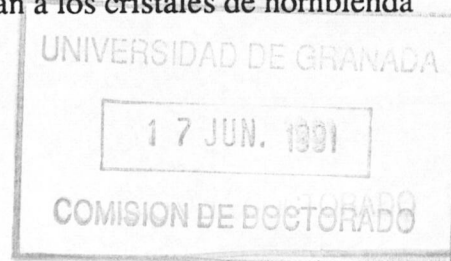
Los minerales principales son calcita, dolomita, granate, cuarzo y moscovita. Otros minerales frecuentes son: plagioclasa con formas subeuhédricas e inclusiones grafitosas, prismas largos negros de turmalina y cristales elongados verdes de epidota (zoisita, s. Nijhuis 1964) en las proximidades de rocas anfibólicas.

#### 2.2.1.4 Rocas con granate y clinopiroxeno

Estas rocas con granate y clinopiroxeno de la formación Montenegro se encuentran, generalmente, entre esquistos grafitosos, mármoles (ladera meridional del Cerro Cuco y 150 m al sur de El Chive) y raramente entre metagranitos con turmalina (1 km al NE de El Juncarico). Las dimensiones de estos cuerpos con formas globulosas, son métricas (2-3 m) y excepcionalmente decamétricas (*e.g.* afloramiento del Juncarico). La foliación  $S_s$  de las rocas encajantes los engloba. La textura interna es masiva salvo en algunos afloramientos donde tienen una foliación interna paralela a la foliación  $S_s$  externa (*e.g.* ladera Cerro Cuco, 1 km al W de El Campico). El color habitual es rojo en las superficies meteorizadas y verde muy oscuro en las secciones frescas.

La composición mineralógica es muy variable, encontrándose desde rocas monominerálicas, como anfibolitas, epidotitas o granatitas, hasta rocas constituidas exclusivamente por anfíbol, granate y clinopiroxeno. Las rocas con estructura planar poseen un bandeo composicional, con capas claras ricas en epidota y granate, y otras verdes oscuras constituidas por anfíbol, granate y clinopiroxeno. Minerales minoritarios son: biotita, calcita, rutilo, titanita y cuarzo (*cf.* Tabla 2.1).

*Anfíboles.*- El anfíbol más abundante es un mineral pleocroico de verde-azulado a verde (Barroisita probable), con hábito euhédrico y subeuhédrico. Algunos cristales poseen núcleos de glaucofana de color azul-violeta. Los anfíboles verde-azul que incluyen cristales de granate presentan una zonación mineralógica a su alrededor. En las rocas foliadas el anfíbol verde-azul se orienta según la foliación  $S_s$ . Cristales de hornblenda verde y marrón aparecen corroyendo a cristales de granate y clinopiroxeno, en la matriz y a lo largo de fisuras abiertas. Agregados de mica marrón, a veces con clorita accesoria, rodean a los cristales de hornblenda verde.



*Clinopiroxeno.*- En algunas muestras se han encontrado cristales subeuhédricos de clinopiroxeno con colores verde claro, poco pleocroicos. Incluyen frecuentemente cristales euhédricos de granate. El clinopiroxeno en los bordes está rodeado por un agregado de anfíbol verde-azul, hornblenda, biotita y titanita.

*Granate.*- Se encuentra en agregados en la matriz e incluido en porfidocristales de clinopiroxeno y anfíbol. Los cristales euhédricos están incluidos en el clinopiroxeno mientras que las formas subeuhédricas y en atolón están incluidas total o parcialmente dentro de agregados de anfíbol verde-azul. En las rocas foliadas existen granates con inclusiones rotacionales de anfíbol verde-azul y epidota. La alteración de los granates es a anfíbol, mica marrón y epidota minoritaria.

Estos granates son de composición almandínica y con una componente grosularítica importante ( $X_{Alm} = 0.68$ ,  $X_{Gr} = 0.26$ ).

*Epidota.*- Es un constituyente principal en las rocas foliadas. Son clinozoisitas, con núcleos pleocroicos en amarillo (epidota más rica en Pistacita).

*Minerales minoritarios.*- Plagioclasa (albita), cuarzo, mica incolora, calcita, menas metálicas, titanita y rutilo. La calcita se dispone en venas que cortan a cristales de piroxeno, granate y titanita, desde las cuales crecen cristales de hornblenda y biotita.

### 2.2.2 Formación Tahal

Esta formación comprende las siguientes litologías: micaesquistos con albita y granate, calcoesquistos con granate, mármoles y esquistos anfibólicos. Existen todos los términos transicionales entre micaesquistos, calcoesquistos y esquistos anfibólicos.

#### 2.2.2.1 Micaesquistos con albita y granate

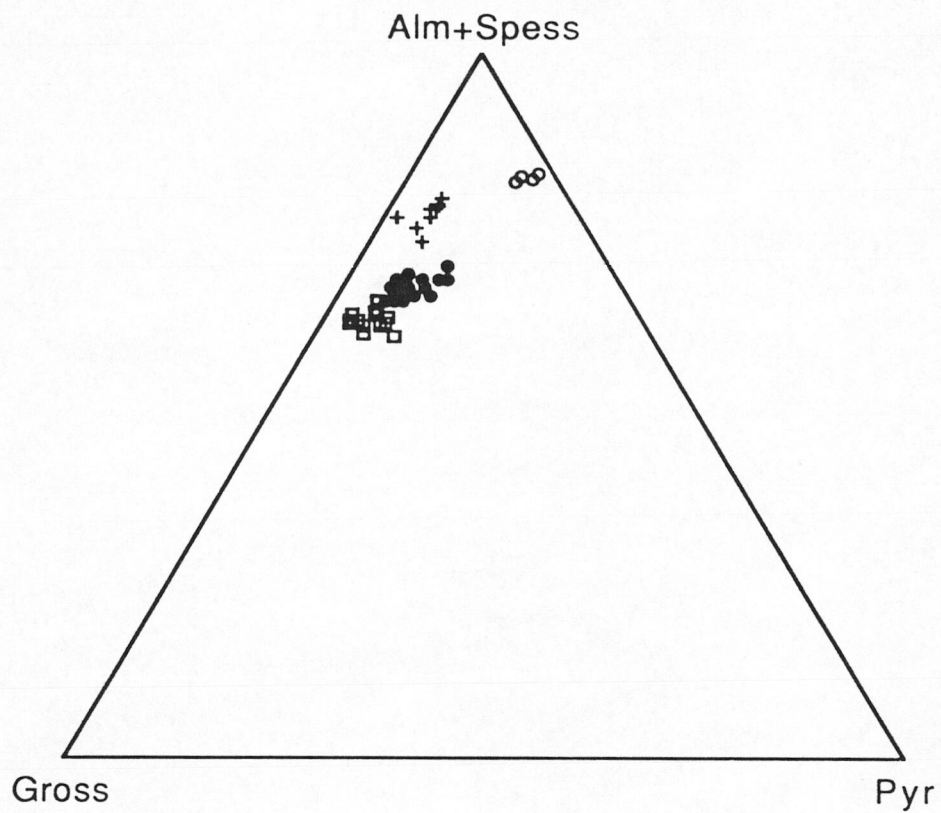
Son la litología predominante de la formación Tahal. Hay frecuentes intercalaciones paralelas a la foliación  $S_s$ , de cuarcitas con granate (espesores máximos de orden métrico) y de calcoesquistos con granate alternantes con mármoles. Los esquistos son de color gris plateado y ocre, con un relieve suave en el que resaltan las intercalaciones de mármoles.

Los minerales principales de estos esquistos son: moscovita, granate, plagioclasa, cuarzo, anfíbol y epidota (*cf.* Tabla 2.2). Los esquistos con albita y granate próximos al contacto con los micaesquistos grafitosos de la formación Montenegro se caracterizan por poseer cloritoide (*cf.ap.* ). Los micaesquistos más pobres en cuarzo tienen un aspecto moteado, producido por grandes cristales subeuhédricos de plagioclasa (longitud de hasta 2 cm). Otros minerales visibles a simple vista son: cristales euhédricos de granate rojo y cristales prismáticos orientados sobre la foliación  $S_s$  de: anfíbol verde oscuro (longitud de hasta 4 cm), turmalina negra y epidota verde clara.

*Albita.*- Los cristales de albita crecen en los dominios-M (*s.* Bell 1985) con formas subeuhédricas y aneuhédricas (dimensiones máximas 1-2 cm). Poseen frecuentes inclusiones orientadas de moscovita, epidota, rutilo, ilmenita, turmalina y grafito. Los cristales incluidos de moscovita y menas metálicas tienen menor tamaño que en la matriz. Ocasionalmente las inclusiones son rotacionales con formas sigmoidales. En cualquiera de ambas texturas la foliación interna siempre es continua con la foliación externa  $S_s$ . Algunos cristales presentan subgranos, extinciones ondulantes y maclas de deformación. La albita se transforma a clorita y mica incolora.

Son albitas casi puras ( $0.94 \leq X_{Ab} \leq 0.98$ ) con una zonación débil, desde el núcleo ( $av.X_{Ab}=0.98$ ) hasta un borde estrecho algo más rico en calcio ( $av.X_{Ab}=0.95$ ), que no llega a ser oligoclasa ( $X_{An}=0.94$ ).

*Granate.*- En cristales euhédricos de dimensiones centimétricas. Poseen un núcleo rotacional (Gar II) con inclusiones rectas, sigmoidales (ocasionalmente en espiral) de cuarzo, rutilo,



**Fig. 2.4.** Tipos de granates en metapelitas y anfibolitas del M. de Bédar-Macael. Metapelitas grafitosas de la Fm. Montenegro (○), metapelitas albiticas (+) y esquistos anfibólicos (●) de la Fm. Tahal, anfibolitas de la Fm. Atalaya (□).



zircón, menas metálicas, moscovita, epidota, turmalina y grafito minoritario. Alrededor de él hay un borde euhédrico sin textura rotacional (Gar III) y con escasas inclusiones de menas metálicas. El tamaño de estas inclusiones crece hacia el borde del granate. En los dominios-Q (s. Bell 1985) de los esquistos y en las rocas cuarcíticas, aparecen granates con textura "en panal" y formas sigmoidales. Los productos de alteración del granate son: plagioclasa, clorita y biotita escasa. Los cristales de granate englobados por albita presentan bordes corroídos.

La composición del granate es almandínica ( $av. X_{Am}=0.73$ ) con una componente importante de grosularia ( $av. X_{Gr}=0.17$ ).

*Anfíbol.*- Los esquistos y micaesquistos próximos a los esquistos anfibólicos poseen cristales pleocroicos de un anfíbol verde-verde azulado (barroisita probable). Los fenocristales tienen algunas inclusiones orientadas de cuarzo, mica incolora y epidota. La foliación interna por ellas definida suele ser oblicua a la foliación  $S_s$  de la matriz. Los productos de transformación son biotita verde, clorita y albita.

En los micaesquistos claros con albita hay ocasionalmente otro tipo de anfíbol; en cristales prismáticos centimétricos (longitud máxima 5 cm), pleocroicos en verde-verde pálido. Posee inclusiones de ilmenita y cuarzo. Es un anfíbol calco-sódico tipo ferro-winchita y ferro-richterita (*clasif.s.* Leake 1978). No presenta ninguna variación composicional significativa entre el núcleo y los bordes. A lo largo de fracturas se transforma a mica incolora, clorita, plagioclasa y mica verde minoritaria. En la interfase anfíbol-albita hay concentración de cristales de clorita y rutilo.

*Mica incolora.*- Los cristales de mica incolora se orientan paralelos a la foliación  $S_s$ . Presentan inclusiones de cuarzo, ilmenita y rutilo paralelas a la foliación externa. Son frecuentes las transformaciones miméticas a clorita y raras a biotita marrón.

Las micas incoloras de la matriz son moscovitas sin calcio ( $av. \%Mo=89, \%Par=11$ ). Las micas procedentes de la transformación del anfíbol y las que rodean a las plagioclasas son paragonitas con algo de calcio ( $av. \%Mo=22.8, \%Par=75.4$  y  $\%Marg=1.7$ ).

*Clorita.*- Es un mineral secundario frecuente. Procede de la transformación de cristales de granate, mica incolora y anfíbol. La clorita es del tipo ripidolita (*clasif.s.* Hey 1954), con una composición constante en todas las situaciones texturales ( $av. X_{Mg}=0.46, X_{Fe}=0.54$  y muy escasa  $X_{Mn}=0.001$ ):

*Minerales minoritarios.*- En cantidades subordinadas aparecen cristales de turmalina, titanita

en rocas cuarcíticas, calcita, dolomita, rutilo, apatito, circón e ilmenita. La epidota (clinozoisita, zoisita) puede llegar a ser mayoritaria.

#### 2.2.2.2 Calcoesquistos con granate

Aparecen intercalados entre mármoles o entre micaesquistos claros con granate. Son de color ocre claro con tonos rojizos por procesos de oxidación de minerales como; calcita-dolomita, granate y menas metálicas.

Los minerales principales son calcita, dolomita, ankerita, granate, epidota (clinozoisita y zoisita), mica incolora y anfíbol verde-azul (barroisita probable). Como accesorios aparecen: titanita, clorita, plagioclasa (albita), ilmenita y apatito (*cf.* Tabla 2.2). Con excepción del granate, estos minerales son de características semejantes a los descritos en el apartado anterior (*cf.ap.* ).

*Granate.-* En cristales euhédricos de grandes dimensiones (diámetro máximo 2 cm). Los porfidocristales poseen núcleos sin inclusiones y un borde que engloba cristales vermiformes y sigmoidales de cuarzo. Los cristales de granate en la matriz son de menor tamaño de grano (diámetro de hasta 5 mm) y poseen texturas rotacionales con inclusiones sigmoidales y en espiral simple de: cuarzo, calcita y mica incolora.

#### 2.2.2.3 Mármoles

Entre los micaesquistos claros con granate hay intercalaciones de mármoles con capas calcíticas claras y otras ocre dolomíticas alternantes. La potencia de estas intercalaciones es variable, desde dimensiones centimétricas hasta decamétricas (potencia máxima: 150-200 m, *e.g.* 300 m al SW de la Cortijada de Los Carriones). Cuerpos de epidotitas anfibólicas verdes aparecen ocasionalmente englobados entre los mármoles (dimensiones máximas 2-5 m, *e.g.* 500 m al ENE de El Puerto).

El mineral mayoritario de los mármoles claros es la calcita y de los mármoles ocre la dolomita y ankerita. Otros minerales principales son mica incolora, epidota, anfíbol y granate. El contenido en anfíbol y epidota de los mármoles crece gradualmente hacia el contacto con las epidotitas anfibólicas y esquistos anfibólicos.

- Mármoles con anfíbol y epidota

*Anfíbol.*- Existen dos tipos de anfíboles: uno de color verde claro poco pleocroico (tremolita probable) y otro, en cantidades minoritarias, de color verde-azulado e intenso pleocroismo (barroisita probable). Algunos cristales de barroisita están zonados, con un núcleo pleocroico en azul violeta-verde (crosita probable).

Los cristales de tremolita (dimensiones de hasta 2-3 cm) se orientan según la foliación  $S_2$  y poseen inclusiones de epidota generalmente paralelas a la foliación externa. Este anfíbol se altera a un agregado de sericita.

*Epidota.*- Llegar a ser mineral mayoritario en epidotitas con anfíbol. Son epidotas del grupo clinzoisita y zoisita, en cristales prismáticos (de hasta 2 cm) euhédricos y subeuhédricos. Los cristales mayores de clinzoisita están zonados y poseen núcleos pleocroicos en amarillo (epidota más rica en Pistacita).

*Minerales minoritarios.*- Moscovita, albita, titanita a veces incluida en cristales de epidota, cuarzo, clorita (clinocloro) producto de alteración de anfíbol y epidota, biotita marrón, apatito y rutilo.

#### 2.2.2.4 Esquistos anfibólicos

Bajo este nombre se agrupan rocas con diferencias composicionales importantes pero que poseen como características comunes: el tener una fábrica foliada bien desarrollada (planos de foliación  $S_2$ ) y diversos tipos de anfíbol como mineral principal. Hacia el techo de la formación Tahal los esquistos anfibólicos son transicionales con las anfibolitas de la formación Atalaya (*cf.ap.* ).

Los esquistos anfibólicos poseen un color verde oscuro debido al contenido en anfíbol. Minerales visibles a simple vista son anfíbol, granate, plagioclasa, mica incolora, epidota y turmalina. Los cristales prismáticos de anfíbol están orientados sobre la foliación  $S_2$ . El granate aparece en cristales euhédricos con dimensiones de hasta 3 cm. El aspecto moteado que se observa en algunos esquistos se debe a cristales subredondeados de plagioclasa (diámetro hasta 1 cm). Los cristales de mica incolora (hasta 3 cm) se disponen en niveles micáceos intercalados.

En función de la cantidad de mica incolora y el tipo de anfíbol se pueden distinguir

diversos tipos de rocas anfibólicas: anfibolitas (crosita, barroisita) con granate, esquistos y micaesquistos anfibólicos (crosita-glaucofana, barroisita) con granate y micaesquistos con hornblenda (*cf.* Tabla 2.2). Son frecuentes las concentraciones e intercalaciones de niveles ricos en epidota, sobre todo en el contacto con los mármoles y calcoesquistos de la formación Tahal.

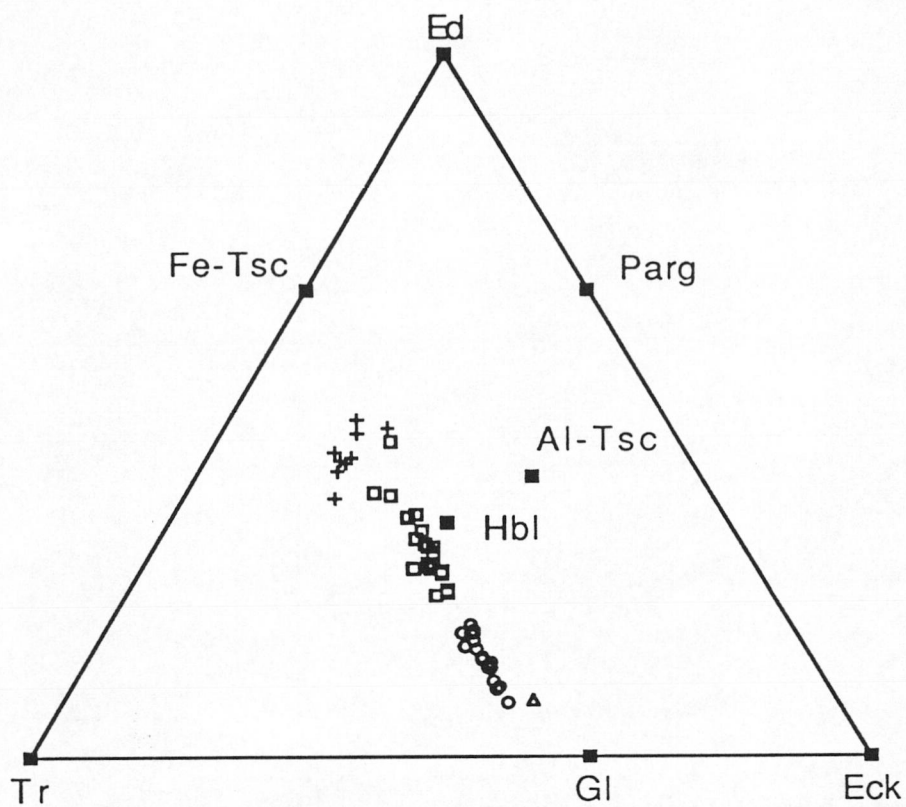
Los esquistos anfibólicos poseen la siguiente mineralogía: anfíboles (crosita, glaucofana, barroisita), albita, granate, epidota, mica incolora, clorita, biotita, cloritoide, circón, rutilo, ilmenita, titanita y cuarzo.

*Anfíboles alcalinos (Crosita y Glaucofana).*- Este tipo de anfíboles se encuentran como porfidocristales de dimensiones centimétricas (hasta 4 cm) y como núcleo de cristales de barroisita. Los porfidocristales de crosita son frecuentes en las proximidades de serpentinitas (*e.g.* ladera occidental del cerro Jaroso). Estos cristales están rotos y se disponen sin orientación preferente sobre la foliación  $S_s$ . La crosita posee un pleocroismo en verde claro y azul-violeta claro en los núcleos y hacia la periferia verde intenso. En los bordes y a lo largo de grietas crecen agregados de cristales orientados de barroisita. Las inclusiones son de ilmenita, epidota y rutilo no orientados.

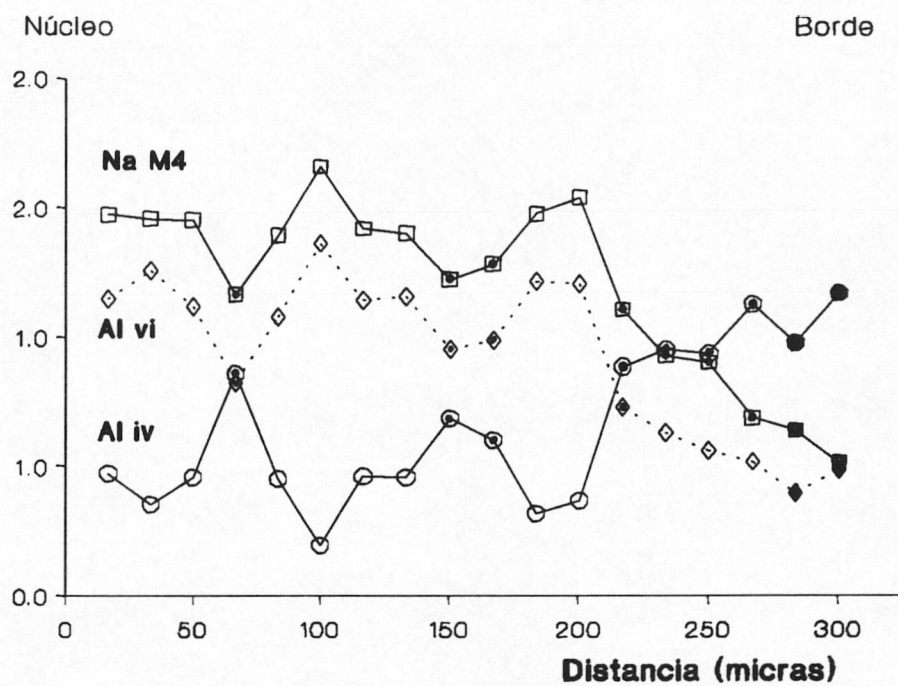
Los cristales de crosita son muy ricos en Mg (*ratio av.*  $Mg/(Mg+Fe^2) > 0.7$ ) y un contenido bajo en Ca (*av.*  $\%CaO = 2.6, 1.3-3.7$ ) y K (*av.*  $\%K_2O = 0.07$ ). Hacia los bordes, los cristales de crosita presentan un empobrecimiento progresivo en la cantidad de  $(Na+K)_A$  (*av.* de 0.77 a 0.57) y un enriquecimiento en  $Fe^3$  (*ratio*  $Fe^3/[Fe^3+Al^{vi}]$  de 0.34 a 0.6) y Mn ( $\%MnO = 0.04-0.12$ ), transformándose a barroisita y finalmente magnesio-hornblenda (*cf.ap.*). Algunos cristales de anfíboles alcalinos son lo suficientemente pobres en  $Fe^3$  (*av. ratio*  $Fe^3/(Fe^3+Al^{vi}) = 0.2$ ) como para ser llegar a ser glaucofana (*clasif.s.* Leake 1978).

*Barroisita.*- Anfíbol mayoritario, crece orientado según la foliación  $S_s$  alrededor de fenocristales de crosita, en fracturas entre granates y en la matriz. Se transforma a albita, biotita marrón, clorita y menas metálicas.

Los anfíboles Ca-Na analizados son mayoritariamente barroisitas, con algunos cristales de winchita (*clasif.s.* Leake 1978). Las barroisitas son muy ricas en Mg (*av. ratio*  $Mg/(Mg+Fe^2) > 0.8$ ), con un contenido medio en Si (*av.*  $Si < 7.1$ ) y cantidades importantes de Ca sustituyendo al Na en la posición estructural  $M_4$  (*av.*  $Ca_{M_4} = 0.98$  a 1.28). Desde los cristales de barroisita que crecen alrededor de los anfíboles alcalinos, hasta los cristales que crecen en la matriz, hay un empobrecimiento paulatino en Mg (*av. ratio*  $Mg/[Mg+Fe^2]$  0.95-0.7) y un enriquecimiento en Si (*av.* 7.45-6.9).



*Fig. 2.6. Tipos de anfíboles en los esquistos anfibólicos de la Fm. Tahal (M. de Bédar-Macael). Glaucofana (triángulos huecos), crosita (○), barroisita (□) y Mg-Hornblenda (+). Diagrama modificado de Blundy & Holland (1990).*



*Fig. 2.7. Variación de los elementos Na, en la posición estructural M4 (Na M4), Alvi y Aliv en un perfil transversal a lo largo de un anfíbol alcalino zonado. Crossita: símbolos abiertos; Barrosita: símbolos dobles y Mg-Hornblenda: símbolos cerrados.*

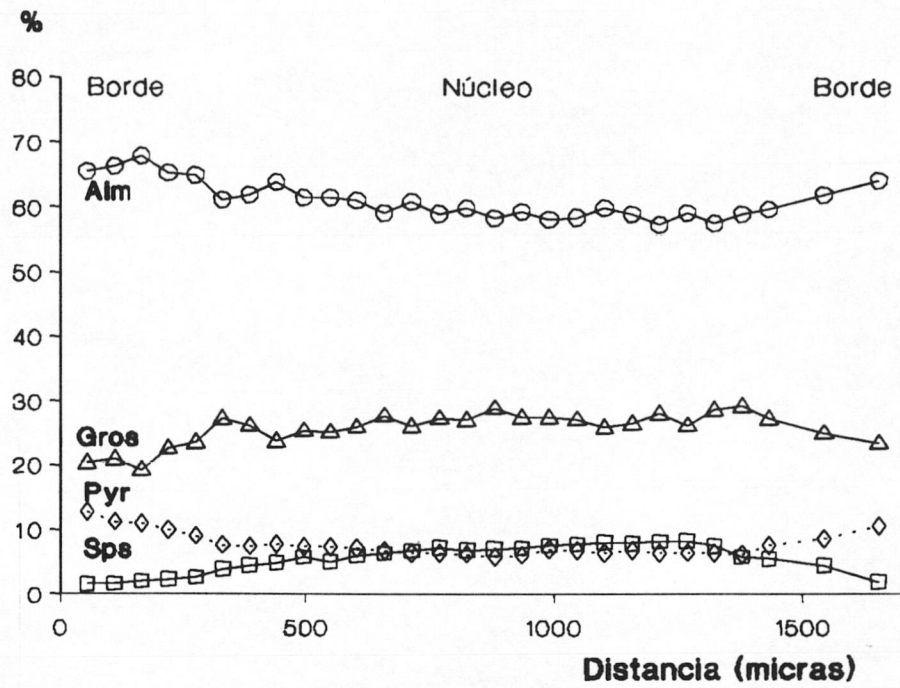


Fig. 2.8. Perfil completo de un porfidoblasto de granate, Esquistos anfibólicos (Fm. Tahal, M. de Bédar-Macael). Componentes en %; Alm: almandino, Gros: grosularia, Pyr: piropo y Sps: espesartita.

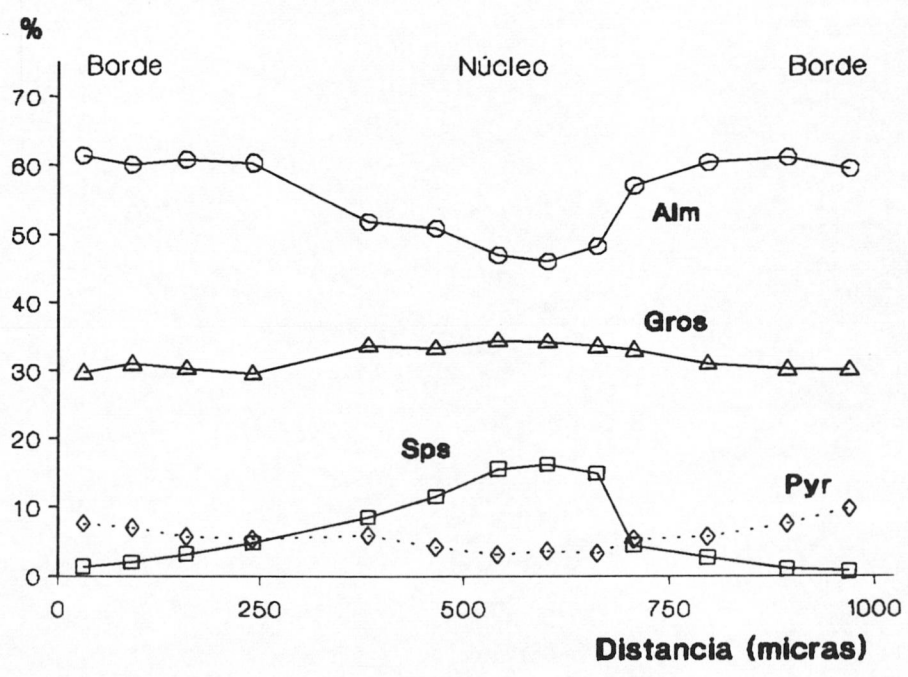


Fig. 2.9. Perfil completo de un porfidoblasto de granate, Anfibolitas (Fm. Atalaya, M. de Bédar-Macael). Componentes en %; Alm: almandino, Gros: grosularia, Pyr: piropo y Sps: espesartita.

*Hornblenda verde.*- En esquistos anfibólicos próximos a los esquistos claros de la formación Tahal aparecen cristales prismáticos de hasta 5 cm de hornblenda. Tiene un pleocroísmo débil en incoloro, verde claro y verde intenso. Estos cristales están corroídos por pequeños granates, clorita, biotita marrón y menas metálicas.

*Granate.*- En cristales euhédricos y subeuhédricos, de dimensiones centimétricas (hasta 2 cm). Estos granates poseen inclusiones rectilíneas (raramente rotacionales) de anfíbol (barroisita y a veces crosita), mica incolora, cloritoide, cuarzo, rutilo y menas metálicas. Esta foliación interna se continúa generalmente con la foliación  $S_s$  externa. Algunos cristales poseen un núcleo con inclusiones rotacionales (Gar II) rodeado de un borde sin ellas (Gar III). Los granates porfidoblásticos son corroídos por cristales de plagioclasa, clorita y biotita verde.

Son granates de composición almandínica (*av.*  $X_{Alm} = 0.628-0.485$ ), con un contenido en Ca importante (*av.*  $X_{Gr} = 0.256$ ) y una componente espesartítica que aumenta desde el borde (Gar III, *av.*  $X_{Sp} = 0.016$ ) hacia el núcleo (Gar II, *av.*  $X_{Sp} = 0.195$ ).

*Albita.*- Los cristales de albita son subeuhédricos y aneuhédricos, alargados según la foliación  $S_s$ . Poseen frecuentes inclusiones rectilíneas continuas con la foliación externa de barroisita, con menor tamaño que en la matriz, mica incolora, epidota y menas metálicas. Las texturas rotacionales son menos frecuentes.

Son albita muy ricas en Na, en las que no se han encontrado variaciones composicionales desde el borde hasta el núcleo (*av.*  $X_{Ab} = 0.73$ ,  $X_{An} = 0.03$ ). Algunos autores han encontrado zonaciones suaves en estos cristales de albita, con bordes de oligoclasa (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler 1987).

*Cloritoide.*- Se ha encontrado exclusivamente como inclusiones relictas en granate, aunque ha sido citado también en la matriz (*cf.* Nijhuis 1964, Martínez Martínez 1978). En cristales prismáticos, con pleocroísmo en verde-azulado y verde claro.

*Estaurolita.*- Algunos esquistos anfibólicos tienen cristales de estaurolita, con un color amarillo intenso, sobrepuestos a la foliación  $S_s$ . Engloban inclusiones paralelas de barroisita, cuarzo y mica incolora y están rodeados de una concentración de cristales de ilmenita.

Los cristales de estaurolita poseen una composición química estable, con un contenido alto en Mg (*ratio*  $Fe^2:Mg$  0.65-0.8) y muy elevado en Zn (*ratio*  $Fe^2:Zn$  0.3-0.4, *av.*  $ZnO = 12.2\%$ ). Algunos cristales poseen algo de Na (*av.*  $Na_2O = 1.2\%$ ).



*Epidota.*- Los cristales fusiformes y prismáticos de clinozoisita, zoisita y pistacita se orientan paralelos a la foliación  $S_s$  en niveles epidotíticos con anfíbol subordinado.

Algunos cristales de clinozoisita poseen núcleos de pistacita con inclusiones circulares de cuarzo y apatito. La epidota suele aparecer incluida con menor tamaño de grano en cristales de albita y paragonita.

*Mica incolora.*- En cantidades subordinadas puede llegar a ser mineral mayoritario. Son cristales con inclusiones de rutilo, epidota y turmalina, orientados según la foliación  $S_s$ . El tipo de mica incolora mayoritario es la paragonita y en menor cantidad aparece moscovita (Nijhuis 1964).

*Clorita.*- Los cristales de clorita crecen sin orientación preferente alrededor de anfíbol, granate y mica incolora. Puede llegar a ser un mineral mayoritario en algunos micaesquistos anfibólicos. Son cloritas del tipo ripidolita-pycnoclorita (*clasif.s.* Hey 1954) ricas en Mg (*av.*  $X_{Mg}=0.69$ ).

*Minerales minoritarios.*- calcita, ankerita, cuarzo, biotita verde y marrón, apatito, circón y turmalina. Algunos autores han encontrado distena en micaesquistos anfibólicos sin zoisita (*s.* Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler 1987).

### 2.2.3 Serpentinitas

Cuerpos lenticulares de serpentinitas foliadas, se encuentran en el contacto entre las metapelitas de la Fm. Tahal y los mármoles de la Fm. Atalaya (*e.g.* ladera SW de la Sierra de Bédar) o entre esquistos anfibólicos y calcoesquistos de la Fm. Tahal (*e.g.* Cerro Jaroso y 1km al S de El Marchal). Otros cuerpos, volumétricamente menos importantes, se encuentran entre esquistos albíticos de esta formación. La foliación  $S_s$  de los esquistos y calcoesquistos es paralela a los bordes de los cuerpos de serpentinitas.

Las metapelitas circundantes a estos cuerpos, poseen concentraciones de anfíboles, tanto crositas como magnesio-hornblendas (*cf.ap.* ) y epidotas. En las serpentinitas son visibles, además de serpentina y asbesto, cristales de magnetita y clorita.

### 2.2.4 Formación Atalaya

Esta formación posee mármoles calcíticos blancos y azulados con textura bandeada,

mármoles dolomíticos ocres minoritarios y anfibolitas con epidota y granate, de color verde oscuro (*cf.* Tabla 2.2). Las cuerpos de rocas anfibólicas entre mármoles poseen diversas morfologías: formas paralelas a la foliación  $S_5$ : cuerpos estratoides y diques con terminaciones dentadas; y formas englobadas por la foliación  $S_5$ : bolsas y pequeños "stocks" de dimensiones variables (hasta 2 m). En el contacto entre anfibolitas y mármoles hay concentraciones de óxidos de hierro y epidota.

Hacia el techo de la formación Atalaya la frecuencia y potencia de las intercalaciones anfibólicas crece gradualmente hasta llegar a desaparecer las intercalaciones de mármoles. El límite superior de las anfibolitas de esta formación con los esquistos anfibólicos de la formación Tahal es gradual.

#### 2.2.4.1 Mármoles

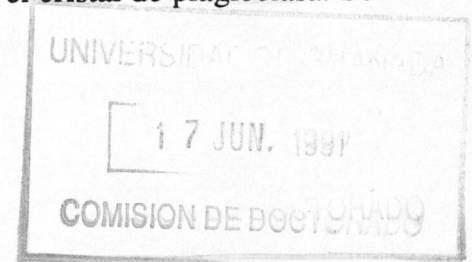
Los mármoles son de composición calcítica y poseen un bandeo definido por la alternancia de capas azules y otras blancas. Otros tipos de mármoles son dolomíticos, con colores ocres y frecuentes óxidos de hierro.

Los minerales principales son calcita, dolomita y ankerita; y los accesorios: granate, mica incolora, cuarzo, anfíbol, epidota, albita, titanita y menas metálicas (*cf.* Tabla 2.2). En las proximidades de rocas anfibólicas son visibles a simple vista cristales verde-pálido de anfíbol y prismas verdes de epidota.

##### - Mármoles con anfíbol y epidota

*Anfíbol.*- El anfíbol mayoritario es de color verde claro, poco pleocroico (tremolita probable), y en cristales alargados, rotos y orientados según la foliación  $S_5$ . Este mineral posee frecuentes inclusiones, paralelas y oblicuas respecto a la foliación externa  $S_5$ , de epidota, calcita y rutilo. En cantidades subordinadas hay otro anfíbol pleocroico en verde-verde azulado (barroisita probable).

*Albita.*- En cristales poiquilíticos, orientados miméticamente según la foliación  $S_5$  y con inclusiones paralelas a la foliación externa de: epidota, anfíbol (tremolita), apatito, titanita y cuarzo. Las inclusiones de epidota y anfíbol están corroídos por el cristal de plagioclasa. Son muy escasos los cristales maclados de albita.



*Minerales minoritarios.*- Los cristales de granate y epidota (epidota, clinozoisita y zoisita) son componentes mayoritarios en el contacto entre mármoles y anfibolitas. Otros minerales accesorios son: titanita, mica incolora, cuarzo, apatito y menas metálicas.

#### 2.2.4.2 Anfibolitas con epidota y granate

Estas rocas poseen un color verde oscuro, en el que resaltan cristales blancos de plagioclasa (hasta 5 mm) y pequeños granates rojos (2-3 mm). Los cristales de anfíbol son aciculares y con frecuencia están orientados sobre los planos de foliación  $S_s$ . Las epidotas se concentran en agregados fusiformes blancos, en los que resaltan pequeños cristales de granate y mica incolora. Estos agregados tienen formas elípticas alargadas (de hasta 20 cm de largo) y estrechas (máximo 3-4 cm), aplastadas y orientadas en los planos de foliación  $S_s$ .

Las anfibolitas poseen un bandeo entre bandas oscuras con textura granoblástica y desarrollo escaso de fábrica planar y anfibolitas foliadas con textura nematoblástica, de color más claro. En estas últimas los planos de foliación  $S_s$  están definidos por la orientación de anfíboles, mica y agregados fusiformes blancos de epidota. Los límites entre ambos tipos texturales son netos y graduales, dependiendo de la cantidad de agregados de epidota en las rocas con textura granoblástica. Esporádicamente hay venas que cortan a la foliación, compuestas por albita, hematites y cuarzo.

Los minerales principales, ordenados en orden decreciente de abundancia, son: anfíbol cálcico (tipo hornblenda), plagioclasa (albita), epidota, granate, clorita, mica incolora, titanita, ilmenita, biotita, cuarzo y apatito (*cf.* Tabla 2.2).

*Anfíbol cálcico (Hornblenda).*- El mineral mayoritario es un anfíbol en cristales prismáticos verdes con pleocroísmo en verde intenso-verde azulado-verde claro. Se orientan paralelos a la foliación  $S_s$  en todos los tipos de anfibolitas. Los cristales de anfíbol se alteran a agregados desorientados de clorita.

Son anfíboles cálcicos, con contenidos altos en Mg (*av.ratio.*  $0.8 > \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}^2] > 0.5$ ), del tipo magnesio-hornblenda y hornblenda tschermakítica. Algunos cristales poseen núcleos de anfíbol alcalino del tipo winchita y magnesio-katoforita (*clasif.s.* Leake 1978).

*Albita.*- Es un mineral abundante en cristales no orientados de formas aneuédricas y subredondeadas. Los cristales no tienen maclas de deformación ni extinciones ondulantes. Poseen inclusiones paralelas a la foliación  $S_s$  externa, de cristales de: anfíbol (magnesio-

hornblenda y ocasionalmente winchita), epidota ( $19.6^{3/4} < \text{Pist} < 22.7$ ), rutilo y apatito, de menor tamaño que en la matriz.

Algunos cristales de albita poseen una débil zonación con núcleos más ricos en Na (*av.*  $X_{Ab}=0.99$ ) y bordes estrechos algo más cálcicos (*av.*  $X_{Ab}=0.97$ ).

*Granate.*- Se presenta en cristales euhédricos y subeuhédricos, de pequeño tamaño (máximo 1 cm), con inclusiones de: anfíbol (magnesio-hornblenda), epidota, apatito y menas metálicas. Estas inclusiones son rectilíneas y menos frecuentemente rotacionales, continuándose con la foliación externa  $S_s$  de la matriz. Alrededor de los cristales de granate crece clorita, plagioclasa y biotita verde.

Son granates almandínicos, ricos en la componente grosularia (*av.*  $X_{Alm}=0.51$ ,  $X_{Gr}=0.32$ ). Poseen un patrón composicional zonado debilmente, con núcleo más rico en espesartita y pobre en almandino y piropo (*av.*  $X_{Alm}=0.479$ ,  $X_{Py}=0.037$  y  $X_{Sp}=0.155$ ), respecto a la composición del borde (*av.*  $X_{Alm}=0.603$ ,  $X_{Py}=0.086$  y  $X_{Sp}=0.009$ ).

*Epidota.*- Hay cristales alargados y subeuhédricos de epidota mayoritaria y clinozoisita accesoria, tanto en la matriz como incluidos en albita y granate. Los cristales incluidos tienen mayor contenido en Fe (*av.*  $\%Pist=22$ ,  $\%Pist=100 \text{ Fe}_t/\text{Fe}_t+\text{Al}+\text{Mn}+\text{Ti}$ ) y menor tamaño de grano que los cristales de la matriz (*av.*  $\%Pist=15.2$ ).

*Minerales minoritarios.*- Apatito, rutilo, titanita, cuarzo, mica incolora, mica verde, menas metálicas y calcita.

### 3. FASES DE DEFORMACION

En los mantos de Calar-Alto y Bédar-Macael se han diferenciado diversas etapas de deformación. Cada una de las cuales desarrolla foliaciones ( $S_i$ ), pliegues ( $P_i$ ) y lineaciones ( $L_i$ ) que se superponen a las estructuras de etapas previas. La descripción de las distintas fases de deformación se ha realizado mediante letras, como subíndices. La etapa de deformación que genera la foliación o esquistosidad principal se designa mediante  $D_s$ . La denominación genérica de las otras etapas de deformación, se hace de forma alfabética con respecto a estas estructuras (*i.e.* las previas:  $D_r$  y las posteriores:  $D_t$ ,  $D_u$ , etc.). La utilización de un mismo subíndice, para designar estructuras de unidades tectónicas distintas, no significa necesariamente una contemporaneidad en su génesis. La correlación de las etapas de deformación descritas en este trabajo, con las diferenciadas por otros autores en el Complejo Nevado-Filábride, se muestra en la Tabla 3.1.

#### 3.1 MANTO DE CALAR-ALTO

En el área estudiada se han reconocido cinco etapas de deformación, dentro de las rocas del Manto de Calar-Alto. Las superficies litológicas de referencia ( $S_o$ ), están definidas por la alternancia entre metapsammítas y metapelitas, con intercalaciones de mármoles, progresivamente más frecuentes hacia el techo del manto. La foliación principal  $S_s$ , que suele ser paralela a  $S_o$ , tiene a veces el carácter de foliación de crenulación. No se han observado las estructuras asociadas a esta foliación previa  $S_r$ , sean pliegues o lineaciones. Las etapas de deformación del Manto de Calar-Alto, por este motivo, se describen desde la fase  $D_s$  en adelante.

Unidades	Este trabajo	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
M.Bédar Macael	$D_r$	$D_1 ?$	-	$D_1$	$D_r$	$D_r$	$D_1$	-	$D_1$	$D_2$	$D_{x-1}$
	$D_s$	$D_1$	$D_1$	$D_2$	$D_s$	$D_s$	$D_2$	$D_p$	$D_2$	$D_5$	$D_x$
	$D_t$	$D_2$	$D_3$	$D_3$	$D_t$	$D_t$	$D_3$	$D_q$	$D_3$	$D_c$	$D_{x+2}$
	$D_u$	$D_4$	$D_5 ?$	$D_4$	-	-	$D_4 ?$	$D_r ?$	-	-	$D_{x+3} ?$
$D_m$		-	-	$D_3-T_2$	$D_m$	$D_u$	$D_m$	-	-	-	$D_{x+3}$
M.Calar Alto	$D_r$	$D_1$	$D_1 ?$	$D_1$	$D_r$	$D_r$	$D_1$	-	$D_1$	$D_p$	$D_{x-1} ?$
	$D_s$	$D_2$	$D_1$	$D_2$	$D_s$	$D_s$	$D_2$	$D_p$	$D_2$	$D_5$	$D_x$
	$D_t$	$D_3$	$D_3$	$D_3$	$D_t$	$D_t$	$D_3$	$D_q$	$D_3$	$D_c$	$D_{x+2}$
	$D_u$	$D_4$	$D_5 ?$	$D_4$	-	-	$D_4 ?$	$D_r ?$	-	-	$D_{x+3} ?$

**Tabla 3.1.-** Correlación de las fases de deformación diferenciadas, con las de otros autores. [A. Kammpschoor et al. 1973 y Langenberg 1972; B. Kammpschoor 1975; C. Vissers 1977, 1981; D. Platt et al. 1983 y Platt & Behrmann 1986; E. Martínez-Martínez 1984-85; F. Martínez-Martínez 1980, 1986; G. Jabaloy 1984-85; H. Jabaloy y González-Lodeiro 1988; I. Galindo-Zaldivar et al. 1989 y Galindo-Zaldivar 1990; J. Bakker et al. 1989].

### 3.1.1 Fase de deformación $D_s$

La fase de deformación  $D_s$  está representada por una foliación  $S_s$ , plano axial de pliegues  $P_s$  apretados, de escala reducida (centimétrica a métrica). La foliación está marcada por la orientación preferente de mica, plagioclasa, cuarzo y epidota, englobando cristales de cloritoide y distena.

Los pliegues  $P_s$  están definidos por una foliación previa  $S_r$ , con carácter de bandeo composicional incipiente. Son pliegues entre apretados y cerrados (*clasif.* Fleuty 1964), con formas parabólicas y amplitudes medias (*i.e.* formas C-D y amplitudes  $<4$ , *clasif.* Hudleston 1973). Algunos de estos pliegues poseen una foliación  $S_s$  de plano axial transecta, ya que la lineación de intersección con  $S_r$  es ligeramente oblicua a las charnelas (ángulos de 15-20°). La orientación media de las charnelas  $P_s$  es ESE-WNW.

En algunos afloramientos de esquistos de la Fm. Tahal inmediatamente inferiores al contacto con el Manto de Bédar-Macael ( $<5$  m por debajo), sobre la foliación  $S_s$  se encuentra una incipiente lineación de estiramiento. La lineación está definida por la orientación preferente de cristales de mica, menas metálicas y cristales estirados, de cuarzo y calcita. Esta lineación  $L_s$  tiene una orientación media ESE-WNW (N110° E).

#### Microestructuras $D_s$

La foliación  $S_s$  está marcada por la orientación preferente de cristales pequeños de mica incolora ( $<50$   $\mu\text{m}$ ). Otros minerales que definen  $S_s$  son mica marrón, epidotas (zoisita y clinozoisita), turmalina, titanita y clorita. Esta última puede concentrarse en agregados que se superponen a  $S_s$ .

En los dominios-Q (*s.* Bell 1985) de la foliación, los cristales de cuarzo desarrollan texturas en mosaico alargado. Los granos, con un tamaño medio entre 80 y 120  $\mu\text{m}$ , son prismáticos y poseen bordes rectos. Los bordes de los cristales están condicionados siempre por la posición de los cristales de mica de alrededor.

Las rocas cuarcíticas con una lineación de estiramiento  $L_s$  incipiente, poseen texturas en mosaico alargado. Los granos poseen extinciones ondulantes y subjunatas basales de deslizamiento intracrystalino. Están rodeados por un manto de nuevos granos sin deformación interna, con bordes rectos entre sí. Estas microestructuras son semejantes a las que se describen en el *ap.* .

### 3.1.2 Fase de deformación $D_1$

Las estructuras generadas durante esta fase de deformación son pliegues  $P_1$  cerrados, a veces apretados, con una foliación de crenulación asociada  $S_1$ . En las alternancias entre metapsammitas y metapelitas de la Fm. Tahal, la foliación  $S_1$  sufre refracciones en los niveles más competentes. En ellos la foliación de crenulación describe abanicos convergentes hacia el arco interno de los pliegues. En los niveles más pelíticos, por el contrario, esta disposición en abanico es convergente hacia los bordes externos.

La forma de las charnelas de los  $P_1$  está determinada por el tamaño de grano del esquistoso. En los niveles más psammíticos son subredondeadas, mientras que en los metapelíticos tienden a ser más angulosas. El tamaño de los pliegues no suele superar la decena de metros, las dimensiones más frecuentes son métricas y centimétricas. La orientación media de las charnelas es ESE-WNW.

La vergencia general de las estructuras de esta etapa de deformación  $D_1$  es hacia el WSW. Para deducir este sentido de vergencia se han empleado la asimetría de los pliegues menores  $P_1$  y las relaciones angulares entre la foliación  $S_1$  y la foliación de crenulación  $S_1$ .

#### Microestructuras $D_1$

Las microestructuras asociadas a esta etapa de deformación son de intensidad variable. Desde los dominios donde  $D_1$  está representada por una crenulación suave, hasta aquellos en los que la foliación de crenulación  $S_1$  oblitera las foliaciones previas. Los dominios menos deformados, durante esta fase de deformación, poseen una crenulación suave, que no llega a desarrollar una foliación de plano axial. Los micropliegues se amplifican alrededor de cristales de albita, cloritoide, granate, distena y agregados idiomorfos de sericita. Los cristales de plagioclasa poseen una foliación interna, continua con la  $S_1$  de la matriz, que suele estar plegada mediante ondulaciones de menor amplitud que los pliegues  $P_1$  de la matriz.

En los dominios deformados más intensamente durante  $D_1$ , la roca posee una foliación  $S_1$  de crenulación penetrativa. Esta foliación está definida por la orientación de cristales de mica incolora y clorita. Entre los dominios peliculares de esta foliación quedan dominios lenticulares o microlitones, constituidos por cristales de albita y cuarzo, con formas alargadas y bordes rectos. La foliación  $S_1$  en los microlitones está definida por cristales de mica incolora y por las foliaciones internas en cristales de plagioclasa. Los cristales de mica están plegados o reorientados en arcos poligonales.



### 3.1.3 Fases de deformación post- $D_1$

Las fases de deformación posteriores a  $D_1$  son:

1. Fase de deformación  $D_u$ : Localmente se han encontrado pliegues y crenulaciones  $P_u$ , con ángulos entre flancos entre  $100^\circ$  y  $50^\circ$  (pliegues abiertos y cerrados, *clasif.* Fleuty 1964). La dirección media de  $P_u$  es NNE. Estas estructuras normalmente carecen de una foliación de crenulación asociada. En los planos de foliación  $S_s$  estos pliegues pliegan a la lineación de crenulación previa, marcada por  $P_1$ . La vergencia mayoritaria de los  $P_u$  es hacia el WNW.
2. Pliegues abiertos post- $D_u$ : las poblaciones de crenulaciones y foliaciones anteriormente descritas, están afectadas por pliegues abiertos de escala métrica a kilométrica. Los ejes de estos pliegues tienen una dirección media E-W y una vergencia doble, tanto al N como al S. A veces estas estructuras desarrollan pliegues en caja y una crenulación, con charnelas angulosas (tipo kink) y planos axiales verticales. Los pliegues kilométricos diferenciados tienen sinformas abiertas y antiformas apretadas, de mayor amplitud y flancos verticales a invertidos.

## 3.2 MANTO DE BEDAR-MACAEL

Las fases de deformación diferenciadas en el Manto de Bédar-Macael, se describen en un orden ligeramente distinto al cronológico. Así las estructuras correspondientes a la etapa de deformación  $D_r$ , se encuentran después de la descripción de la etapa  $D_s$ , cronológicamente posterior, puesto que se reconocen con dificultad y en función de la intensidad de la fábrica  $D_s$ . Adicionalmente, es discutible cualquier asignación de las estructuras pre- $D_s$ , a una etapa de deformación concreta.

### 3.2.1 CARACTERÍSTICAS DE LA FABRICA $D_s$

La fábrica principal y característica de todas las rocas en la Zona de Cizalla de Bédar-Macael, es una fábrica plano-lineal, definida por una foliación esquistosa ( $S_s$ , "schistosity"),

a veces con características de bandeo composicional, sobre la que se dispone una lineación mineral ( $L_s$ ). La esquistosidad  $S_s$  es foliación de plano axial de pliegues apretados ( $P_s$ ).

### 3.2.1.1 Esquistosidad $S_s$

La característica más prominente de la fábrica  $D_s$  es la foliación  $S_s$ , paralela a los contactos litológicos ("layer-parallel schistosity"). La foliación  $S_s$  es una esquistosidad en virtud de las siguientes características:

- los cristales que definen la foliación  $S_s$ , tanto mica incolora como cuarzo, tienen un tamaño de grano suficientemente grande (de hasta 2-3 cm y hasta 1 cm, respectivamente) como para ser visibles a simple vista (Hobbs *et al.* 1976).
- La foliación  $S_s$  está definida por la alternancia, a todas las escalas, de niveles micáceos (dominios peliculares, *s.* Hobbs *et al.* 1976 o dominios-M, *s.* Bell 1985) constituidos por micas, anfíboles, granate y cloritoide como minerales mayoritarios; y niveles cuarcíticos (dominios lenticulares, *s.* Hobbs *et al.* 1976 o dominios-Q, *s.* Bell 1985), con granate y distena acompañando al cuarzo, mineral mayoritario.
- La alternancia entre ambos tipos de dominios, puede llegar a ser muy regular, sobre todo en las rocas genísicas, adquiriendo características de un bandeo composicional incipiente o foliación gneísica (*s.* Simpson 1984).

En las metapelitas, de las Fm. Tahal y Montenegro, la esquistosidad  $S_s$  está definida por la alternancia de bandas micáceas, donde la foliación queda definida por la orientación de micas, anfíboles y cloritoide, y bandas cuarcíticas. En estas últimas, la  $S_s$  está definida por escasos cristales de mica y ocasionalmente distena, englobados ambos por cristales de cuarzo, subeuhédricos o elongados subperpendicularmente a  $S_s$ . Minerales más equidimensionales, como el granate y la estaurólita, aparecen rodeados por la foliación  $S_s$ .

En los gneises de la Fm. Montenegro la foliación  $S_s$ , queda definida por la orientación de los cristales de mica, feldespato potásico (microclina) y plagioclasa. Paralelas a la esquistosidad  $S_s$  se encuentran niveles y venas de cuarzo, con escasos cristales de feldespato, así como niveles de gneises con texturas aplíticas y pegmatíticas. A techo de los afloramientos de gneises, la esquistosidad  $S_s$  está definida por un bandeo intenso, con alternancia entre bandas oscuras, constituidas por mica y turmalina mayoritarias, y bandas claras, de textura microgranuda y composición cuarzo-feldespática. En los escasos afloramientos de ortogneises

con texturas ígneas relíctas (*vse.ap.*), la foliación  $S_s$  está pobremente definida o no existe; los fenocristales de microclina están desorientados y los cristales de mica poseen texturas decusadas.

En las rocas anfibólicas, tanto anfibolitas (Fm. Atalaya) como esquistos anfibólicos (Fm. Tahal), la esquistosidad  $S_s$  está marcada por la orientación de micas, anfíboles (barroisitas) y epidotas, con texturas foliadas en los niveles más micáceos y nematoblásticas en los más anfibólicos. A medida que aumenta el contenido en plagioclasa (albita) las rocas desarrollan texturas granoblásticas, aunque los cristales de anfíbol mantienen una orientación preferente.

En las rocas carbonatadas la esquistosidad  $S_s$  está mejor definida en los dominios pelíticos, mediante la orientación de micas, epidotas y anfíboles. En los niveles carbonatados más puros, la  $S_s$  está marcada por la alternancia composicional de bandas dolomíticas oscuras y calcíticas azuladas o blancas. En ambas los cristales minoritarios de epidota, anfíbol y mica, definen la esquistosidad  $S_s$ , siendo englobados por cristales grandes equidimensionales de calcita y dolomita.

La esquistosidad  $S_s$  posee frecuentes estructuras de foliación abudinada ("foliation boudinage, Cobbold *et al.* 1971, Platt y Vissers 1980), en las rocas pelíticas y en calcesquistos, tanto de la Fm. Tahal como Montenegro. Los cuellos de los boudines pueden llegar a estar rotos con inyección de venas de cuarzo o calcita, con albita e ilmenita accesorios.

En el sector meridional del área estudiada, la esquistosidad  $S_s$  buza suavemente hacia el S (entre SW-SE). En el sector septentrional, por el contrario, buza fuertemente hacia el N, con ejemplos locales de verticalizaciones e inversiones.

### 3.2.1.2 Lineación de estiramiento $L_s$

Sobre los planos de esquistosidad  $S_s$  se encuentra una lineación mineral  $L_s$ , de orientación media ESE-WNW, generalmente poco buzante, inclinada hacia el ESE.

Los minerales que definen  $L_s$  tienen formas aciculares y prismáticas, como: turmalina, anfíboles, epidotas y microclina. Otros elementos texturales que se orientan según  $L_s$  son los agregados fusiformes de epidotas, con tonos blancos, en los esquistos anfibólicos (Fm. Tahal) y anfibolitas (Fm. Atalaya) y los clastos elongados de calcita en los calcoesquistos (Fm.

Tahal).

El carácter de la lineación  $L_s$  está definido por las siguientes observaciones texturales, realizadas en los planos de esquistosidad  $S_s$ :

- los cristales de feldespato, agregados fusiformes de epidota y clastos calcíticos están más elongados cuanto más paralelos son a la dirección de  $L_s$ . Los fenocristales de feldespato están rotos en fragmentos orientados según la lineación y/o están elongados dúctilmente con desarrollo de cintas o varillas ("rods") paralelas.
- Los cristales de cuarzo están elongados según la dirección de  $L_s$ , llegando a formar estructuras en varilla ("rods").
- Los cristales de turmalina y anfíbol orientados oblicua y paralelamente a la dirección de  $L_s$ , están fragmentados o abudizados y los subcristales rotados hacia  $L_s$ .
- Alrededor de los cristales de granate y feldespato, se desarrollan colas de presión paralelas a  $L_s$ .

Estas características de la lineación mineral  $L_s$  indican que es una lineación de estiramiento.

### 3.2.1.3 Pliegues $P_s$

La esquistosidad  $S_s$  es plano axial de pliegues  $P_s$ ; aunque a veces estos pliegues afectan a la propia foliación  $S_s$ . Son pliegues de las clases 1C y 2 (*clasif.* Ramsay 1967), entre cerrados y apretados, ocasionalmente isoclinales; el valor del ángulo entre flancos más frecuente oscila entre  $50^\circ$  y  $10-20^\circ$  (*clasif.* Fleuty 1964). Las formas de los pliegues  $P_s$  son entre sinuosas y semi-elípticas, con amplitudes altas (*i.e.* formas C-E y amplitudes  $>3$ , *clasif.* Hudleston 1973), (*vse.* fig.).

La orientación media de las charnelas  $P_s$  es ESE-WNW, subparalela a la dirección de  $L_s$ . Los ejes de los pliegues son de poco a moderadamente buzantes (inclinaciones  $<40^\circ$ ) y sus planos axiales son de suave a moderadamente inclinados (buzamientos  $<50^\circ$ ), (*clasif.* Fleuty 1964; *vse.* fig.).

A escala de afloramiento, los pliegues  $P_s$  poseen una orientación variable respecto a la dirección de la lineación  $L_s$ . La orientación diversa de los pliegues está relacionada con

formas y tipos geoméricamente distintos:

- Pliegues paralelos o formando ángulos pequeños ( $<10-20^\circ$ ) con la dirección de la  $L_s$ . Son pliegues con charnelas rectas, cilíndricos, con formas isoclinales, apretadas y débilmente cerradas (ángulos entre flancos  $<40^\circ$ ) y amplitudes altas (valores 4-5, *clasif.* Hudleston 1973). A este tipo de pliegues se les denominará en adelante, **pliegues longitudinales**. Constituyen el tipo de  $P_s$  mayoritario en los afloramientos del área estudiada.

- **Pliegues oblicuos** a la lineación  $L_s$ , formando ángulos entrambos comprendidos entre  $80^\circ$  y  $20^\circ$ . Son pliegues con charnelas ligeramente curvas, con formas cerradas (ángulos entre flancos  $>30^\circ$ ) y amplitudes medias (valores  $>3$ , *clasif.* Hudleston 1973). Son pliegues no-cilíndricos (*s.* Ramsay 1962, 1967; Turner y Weiss 1963), con ángulos altos (superiores  $140-150^\circ$ ) entre los diferentes segmentos de charnela. Utilizando la nomenclatura propuesta por Williams y Chapman (1979), son pliegues con valores de **R** bajos y de **Q**, entre medios y altos.

- Pliegues con charnelas que forman ángulos altos (cercaos a  $90^\circ$ ), con la dirección de  $L_s$ , o **pliegues transversos**. Generalmente este tipo de pliegues poseen charnelas curvas, por lo que lateralmente pasan a ser oblicuos, e incluso paralelos, a la lineación de estiramiento  $L_s$ . Son pliegues no-cilíndricos, entre isoclinales y dómicos (*i.e.* con valores bajos de **Q** y altos de **R**, *s.* Williams y Chapman 1979). En los planos perpendiculares a la lineación  $L_s$ , estos pliegues altamente no cilíndricos, dan secciones cerradas, de formas elípticas (*ratios* eje corto:eje largo, entre 0.2 y 0.6-0.7). Este tipo de secciones se denominan "pliegues en ojo" ("*eyed folds*" o "*eye folds*", Nicholson 1963, Dalziel y Bailey 1968). Atendiendo a la clasificación de pliegues no-cilíndricos realizada por Ramsay y Huber (1987) y Skajerna (1989), son **pliegues en vaina** ("*sheath folds*", Carreras *et al.* 1977), ya que la variación en la orientación de una misma charnela supera los  $90^\circ$  y las secciones "en ojo" poseen *ratio* superiores a 1/4. El término de pliegue en vaina ha sido aplicado con posterioridad al trabajo de Carreras *et al.* (1977), por Quinquis *et al.* (1978), Minnigh (1979), Berthé y Brun (1980), Cobbold y Quinquis (1980), Henderson (1981), Mattauer *et al.* (1981), Lisle (1984), Faure (1985), Lacassin y Mattauer (1985), Malavieille (1987), Agar (1988), Brun y Merle (1988), entre otros autores.

### 3.2.1.4 Microestructuras y Fábricas $D_s$

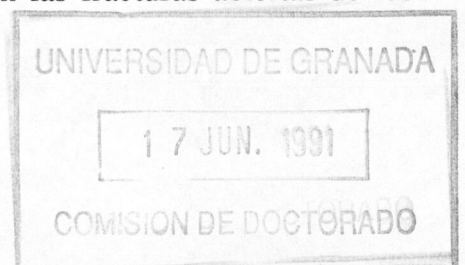
La foliación  $S_s$  rodea a cristales de mayor tamaño que la matriz, denominados porfiroclastos. Los porfiroclastos más frecuentes son: microclina y plagioclasa, en las rocas gneísicas, anfíboles y granate, en las metapelitas y metabasitas. Otros porfiroclastos, menos frecuentes, son: cloritoide, distena, estaurolita y epidotas. Existe una gradación de tamaño de grano, desde los porfiroclastos hasta el tamaño de los constituyentes de la matriz, sobre todo con los feldespatos y anfíboles.

A continuación se analizan, en relación con la esquistosidad  $S_s$ , las microestructuras de los minerales principales: mica incolora, cuarzo, calcita, anfíboles, feldespato (microclina) y plagioclasa. Para el cuarzo también se describirán las fábricas cristalográficas (textura, *s.* Weiss y Wenk 1985), relacionadas con la deformación  $D_s$ .

#### 1. Mica incolora

Existen varios tipos de cristales de mica incolora, atendiendo al tamaño de grano, la orientación cristalográfica y las microestructuras de deformación:

- Porfiroclastos grandes de moscovita (longitud  $>0.5-1$  mm), equidimensionales y fusiformes ("mica-fish", Lister y Snoke 1984), sin extinciones ondulantes, orientados según la esquistosidad  $S_s$ . Se caracterizan por poseer un plegamiento y deslizamiento intracristalino ("bending") a favor de los planos basales (001). Las dislocaciones, a favor de (001), pueden ser fracturas abiertas, con crecimiento de nuevos cristales de mica.
- Agregados fusiformes, con cristales que disminuyen de tamaño de grano hacia las colas del agregado. Todos los cristales poseen una orientación óptica semejante (*vide.* Behrmann 1984). Ocasionalmente estos cristales poseen subgranos y extinción ondulante. Los límites de grano son rectos, en las caras paralelas a (001) y serrados en las oblicuas. Los límites indentados entre cristales, son frecuentes en las charnelas de  $P_s$ .
- Cristales de tamaño muy reducido (inferior a  $10 \mu\text{m}$ ), elongados, débilmente orientados según la esquistosidad  $S_s$ . Se encuentran en las fracturas abiertas de los porfiroclastos tipo-1 y en las charnelas  $P_s$ .



- Cristales idiomorfos, prismáticos (longitud > 1mm), con texturas decusadas, que impiden reconocer la esquistosidad  $S_s$ . Estas micas son afectadas por fases de plegamiento post- $D_s$ .

### *Mecanismos de deformación y recristalización*

La naturaleza de las microestructuras descritas muestra que la deformación interna de las micas se ha resuelto mediante el deslizamiento y arqueamiento intracristalino, a favor de los planos de deslizamiento (001). La importancia de los procesos de recuperación o restauración ("recovery") y recristalización dinámica se pone de manifiesto en la ausencia de cristales con extinciones ondulantes y en el crecimiento de nuevos granos, alrededor de porfidoblastos. Otro mecanismo de deformación importante ha sido la migración de límites de grano, expresado en las texturas decusadas y en el crecimiento, condicionado por la forma de otros minerales (*e.g.* juntas entre cristales de cuarzo), de moscovitas previas, hacia la matriz.

El análisis microestructural indica que los procesos de recristalización y migración de límite de grano para los cristales de mica, acontecen al final de la etapa de deformación  $D_s$ .

## 2. Cuarzo

El estudio de las microestructuras y fábricas cristalográficas de cuarzo, se ha realizado sobre muestras orientadas, procedentes de venas cuarcíticas paralelas a la esquistosidad  $S_s$ .

Existen dos tipos de microestructuras características de los cristales de cuarzo:

- Cristales equidimensionales o elongados oblicuamente a  $S_s$ , de tamaño grande (*av.*  $2.6 \pm 2$  mm, *cf.* Tabla 3.2). Los bordes son rectos o indentados, con puntos triples. A veces toda la muestra está constituida por varios cristales de cuarzo, de tamaño centimétrico. Los granos poseen subjuntas, extinciones ondulantes y ocasionalmente subgranos (*av.* 100  $\mu$ m, Tabla 3.2). Las subjuntas son mayoritariamente paralelas a los ejes-c de cuarzo, con ejemplos subordinados de oblicuidad entrambos (*i.e.* subjuntas prismáticas y basales o rómbicas, respectivamente). Los cristales de otras fases minerales (*e.g.* mica, epidota) están englobados por los cristales de cuarzo, condicionando la aparición y la forma de los subgranos.

Muestra	Granos $\mu\text{m}$	Subgr. $\mu\text{m}$
526-21	800	93 $\pm$ 40
526-22	1500 $\pm$ 500	128 $\pm$ 60
526-29	3700	-
526-104	3750 $\pm$ 1000	-
JI-99	1750 $\pm$ 50	400
JI-103	1250 $\pm$ 500	-
416-4	625 $\pm$ 155	-
528-8	3000 $\pm$ 200	-
204-4	2300 $\pm$ 750	-
204-5	2600 $\pm$ 800	500
204-7	860 $\pm$ 200	124 $\pm$ 50
205-1	1070 $\pm$ 300	200 $\pm$ 80
1221-1	1300 $\pm$ 250	-
226-1-2	3000	-
C-11	240 $\pm$ 60	<100
<b>Media Tot</b>	<b>2570 <math>\pm</math>1800</b>	<b>209 <math>\pm</math>150</b>

*Tabla 3.2.- Tamaño de granos y subgranos de cuarzo.*



- Cristales prismáticos cortos (<1.5-1.8 mm), elongados oblicua (20-45°, *av.* 30°) o paralelamente a la  $S_s$  (texturas en mosaico alargado). Los bordes son rectos, serrados y lobulados, a veces ligeramente curvos. Los límites de grano están condicionados por otras fases minerales de la matriz. Los porfidoblastos de cuarzo poseen bandas de deformación con crecimiento de nuevos granos. Rodeando a los porfidoblastos hay un manto de nuevos granos, de menor tamaño (60  $\mu\text{m}$ ) (estructura en "core & mantle", Gifkins 1975 *in* White 1975). De este modo la roca tiene una población bimodal del tamaño de grano, con porfidoblastos poligonalizados y una matriz que los rodea, constituida por granos nuevos. Ambos granos están poligonalizados, total o parcialmente, con subgranos y poseen subjuntas. Los tipos de subjuntas son mayoritariamente prismáticas, con ejemplos subordinados de los tipos basales (perpendiculares a los ejes-c) y rómbicas (oblicuas a los ejes-c).

En ambos tipos de microestructuras pueden reconocerse estructuras "ribbon", ahora constituidas por agregados de cristales equidimensionales con bordes rectos.

### 2.1 Mecanismos de deformación y recristalización

Los granos de cuarzo poseen una deformación intracristalina, manifestada en las subjuntas (planos de deslizamiento basales y prismáticos) y extinciones ondulantes. Pero la característica principal son el crecimiento desmesurado de grano, englobando a otras fases minerales, por procesos de recristalización mediante la migración de borde de grano. Los bordes de grano dentados y lobulados son producto de este mismo proceso, por problemas en la difusión del borde de grano. Estos problemas pueden ser la presencia, en la zona de borde, de impurezas que ejercen una fuerza de arrastre contraria a la migración. Las impurezas pueden ser otras fases minerales (Cobbold *et al.* 1984, Urai *et al.* 1986, Drury y Urai 1990), presencia de átomos anómalos en la estructura cristalina (*teoría de Lücke y Stüwe*, 1971) o por diferencias de potencial químico en los bordes (Gottstein y Mecking 1985).

Los mantos de nuevos granos rodeando porfidoblastos se generan mediante recristalización dinámica y crecimiento simultáneo de nuevos granos sin dislocaciones. Los mecanismos de rotación continua de subgranos se ponen de manifiesto por la gradación continua de tamaños, desde los porfidoblastos hasta los nuevos granos de la matriz, pasando por el de los subgranos (Poirier y Nicolas 1975, White 1976, White *et al.* 1979).

La presencia de foliaciones, definidas por la forma de los nuevos granos, oblicuas, a la esquistosidad  $S_s$  ("grain shape foliation") está relacionada con un régimen de deformación

rotacional, sincrónico con la recristalización dinámica (Means 1981, Lister y Snoke 1984, *vse.ap.* ).

El mecanismo de recristalización más importante es la migración de borde de grano, con ejemplos subordinados de recristalización dinámica mediante rotación de subgranos. Este hecho junto con el gran tamaño de grano (hasta 1 cm), en cristales creciendo perpendicularmente a  $S_s$  y los puntos triples entre granos con deformación interna, sugiere que a la recristalización dinámica le sigue un episodio de recristalización estática ("annealing") o secundaria (Gottstein y Mecking 1985), al final de la etapa de deformación  $D_s$ . Este hecho es denominado por algunos autores como recristalización "metadinámica" (Djaic y Jonas 1972, *in Urai et al.* 1986).

## 2.2 Fábricas cristalográficas. Descripción

Junto con el estudio de las microestructuras en las rocas cuarcíticas, se han realizado en diversas muestras las fábricas cristalográficas de ejes- $c$  y ejes- $a$  de cuarzo. Mediante el estudio conjunto de fábricas cristalográficas y microestructuras se persigue estimar:

- las condiciones de flujo -tanto sentido general de vorticidad, como condiciones térmicas- imperantes durante la etapa de deformación  $D_s$  (*vse.ap.* ). La influencia que tienen en el flujo otras fases minerales, como el feldespato.
- Valorar cualitativamente el tipo de deformación  $D_s$  finita.
- La influencia de los mecanismos de recristalización en la fábrica cristalográfica del cuarzo.

Siguiendo los criterios de agrupación de las fábricas de ejes- $c$  de cuarzo realizada por Galindo (1990), las fábricas cristalográficas obtenidas son de los siguientes tipos:

- **Tipo A:** caracterizada por una distribución en guirnalda simple, que pasa por Y (perpendicular a  $L_s$ , medido en el plano  $S_s$ ); con una guirnalda subordinada, distribuida en un círculo menor alrededor de Z (polo de la esquistosidad  $S_s$ ). Ambas guirnaldas se corresponden con las guirnaldas  $\alpha$  y  $\beta$ , respectivamente (Lister y Hobbs 1980), Son fábricas incompletas del tipo-I (Lister 1977, Lister y Williams 1979). Normalmente la guirnalda  $\alpha$  está incompleta y desplazada respecto a la posición del eje Y.

- **Tipo B:** fábricas centradas en Y y con máximos subordinados en círculos menores alrededor de Z. No existe conexión entre ambas poblaciones. Este tipo de fábricas cristalográficas son también fábricas tipo-I, incompletas (Lister 1977, Lister y Williams 1979). Los tipos A y B constituyen el 67% de las fábricas estudiadas.
- **Tipo C:** fábricas centradas en Y o con dos máximos dispuestos simétrica o asimétricamente a su alrededor, formando una guirnalda simple que no llega a Z. Son fábricas semejantes a las descritas por Brunel (1980).
- **Tipo D:** fábricas constituidas por un círculo mayor no centrado en Y, con una orientación oblicua a los planos YZ y XZ. Algunas muestras tienen una distribución de ejes-c paralela al plano XZ. Ejemplos de estos tipos de fábricas han sido descritos por Laurent y Etchecopar (1976), Burg y Laurent (1978) y Simpson (1980).
- **Fábricas no definidas:** existe un porcentaje alto (15%) de fábricas con formas no definidas. Sean máximos dispuestos al azar o distribuciones próximas al eje X (paralelo a  $L_c$ ).

Adicionalmente se han medido un número reducido de fábricas de ejes-a de cuarzo (5 fábricas). En todas ellas los ejes-a se orientan, en las proximidades de la dirección X. Las fábricas obtenidas pueden agruparse en los siguientes tipos:

- Distribuciones con **cuatro máximos**, situados simétricamente respecto al plano XY y próximos a X.
- Distribuciones con **dos máximos**, próximos a X pero asimétricos respecto a XY.
- Fábricas **monocristalinas**, con un sólo máximo próximo a la dirección X.

### 2.3 Fábricas cristalográficas. Significado

La tipología de las fábricas-c y -a está determinada por la interacción compleja entre los siguientes factores:

- La cantidad, velocidad y tipo de deformación (rotacional no coaxial vs. no rotacional o coaxial), (e.g. Lister *et al.* 1978, Lister y Paterson 1979, Lister y Hobbs 1980, Carreras y García 1982, Passchier 1983, Price 1985).

- Los procesos de recristalización, sea dinámica o, más importante aún, estática (*e.g.* Jessell 1988 a y b, Jessell y Lister 1990).
- El tipo, o los tipos, de deslizamientos intracristalinos operativos durante la deformación; tal y como predice teóricamente el análisis de Taylor-Bishop-Hill (*e.g.* Lister 1979, Lister *et al.* 1978, Lister y Paterson 1979, Lister y Hobbs 1980, Price 1985). La activación de un sistema u otro de deslizamiento está relacionado con las condiciones térmicas, presión de confinamiento y actividad de fluidos (esencialmente el agua) (*e.g.* Avé Lallemant y Carter 1971, Wilson 1975, Lister y Dornsiepen 1982, Jessell y Lister 1990).
- La presencia de otras fases minerales en la roca, como filosilicatos, feldespatos y granates, puede condicionar el desarrollo de la fábrica (*e.g.* Price 1978, 1985; Starkey y Cutforth 1978; Etheridge y Vernon 1981; Prior *et al.* 1990). Diversos autores afirman, por el contrario, que la presencia de feldespato en la roca, no modifica la fábrica cristalográfica del cuarzo (*e.g.* Dell'Angelo y Tullis 1983, 1986).

### 1. Régimen de deformación

De todas las fábricas de ejes-c estudiadas, con excepción del último grupo, son asimétricas la mitad de ellas (49%). La asimetría de la fábrica está definida respecto al sistema externo de referencia: ejes X, Y y Z. La oblicuidad de la fábrica se mide mediante el ángulo agudo que forman con el eje Z: la guirnalda simple, en el tipo A; el círculo mayor, en el tipo D (*cf.* Simpson 1980) y el sector central de la fábrica, en los tipos B y C.

El ángulo agudo existente entre la guirnalda (guirnalda  $\alpha$  generalmente) y el eje Z indica que la deformación es rotacional. El sentido en que se mide este ángulo, desde el eje Z, indica el sentido de vorticidad o movimiento, de la deformación (*e.g.* Hara *et al.* 1973 *in* Price 1985; Bouchez y Pecher 1976, 1981; Laurent y Etchecopar 1976; Carreras *et al.* 1977; Lister 1977; Boullier y Bouchez 1978; Burg y Laurent 1978; Berthé *et al.* 1979; Lister y Williams 1979; Van Roermond y Lister 1978; Brunel 1980; Simpson 1980; Boullier y Quernadel 1981; Behrmann y Platt 1982; Burg *et al.* 1982; Carreras y Garcia 1982; Passchier 1983; Simpson y Schimd 1983).

Como se expresa en la fig. las fábricas asimétricas tienen un sentido mayoritario de vorticidad hacia el W (44%). La presencia de un número subordinado de fábricas con rotación opuesta puede ser función de la actuación conjunta de estos dos factores:

- Presencia de una componente de deformación por cizalla pura asociada (*e.g.* Behrmann y Platt 1982, Platt y Berhmann 1986, Galindo *et al.* 1989, Galindo 1990). Esta componente explicaría además el alto porcentaje (44%) de fábricas simétricas.

- En zonas con deformación por cizalla simple, las fábricas pueden cambiar de sentido de rotación al aumentar la deformación (*e.g.* Passchier 1983). Las fábricas en una deformación progresiva, mantienen una de las guirnaldas (guirnalda  $\alpha$ ), mientras que la otra (guirnalda  $\beta$ ) tiende a desaparecer. La guirnalda principal rota hasta hacerse perpendicular al plano XY y ser simétrica (*e.g.* Bouchez y Pecher 1976, Laurent y Etchecopar 1976, Burg y Laurent 1978, Lister y Hobbs 1980, Carreras y García 1982, Casas 1982, Passchier 1983, Jessell y Lister 1990, Law 1990).

## 2. Procesos de recristalización

Los mecanismos de recristalización han sido la recristalización dinámica y una recristalización estática ulterior.

En las muestras con recristalización dinámica los cristales orientados preferentemente (en general con ejes-c inclinados hacia el W) han crecido más que el resto (mecanismo de crecimiento orientado, Price 1985). Este mecanismo posibilita que los cristales con formas prismáticas, oblicuas a  $S_s$ , conserven su orientación y crezcan de tamaño. Las fábricas de ejes-c desarrollan guirnaldas simples asimétricas, con guirnaldas tipo- $\beta$  de importancia subordinada. Son frecuentes tanto las guirnaldas continuas (Tipo A) como discontinuas, con un segmento centrado en Y (Tipo B).

La característica principal de los mecanismos de recristalización estática, son los cristales prismáticos, con formas subperpendiculares a  $S_s$ , bordes serrados y puntos triples. En las muestras con menos recristalización estática, los granos orientados favorablemente (*i.e.* aquellos con pocos cristales de otras fases a su alrededor o los que están orientados cristalográficamente hacia el W) crecen mediante migración de borde de grano, manteniendo su orientación cristalográfica. Las fábricas en este estadio son asimétricas y tienden a disgregar la guirnalda principal en dos segmentos y a eliminar la guirnalda  $\beta$  (Tipo B). A medida que aumenta la recristalización se desarrollan fábricas centradas (Tipo C). Los estadios más avanzados en este proceso se caracterizan por fábricas-a monocristalinas y simétricas; fábricas-c simétricas, del tipo C o con formas no definidas.

### 3. Sistemas de deslizamiento intracristalino

Se han elegido las fábricas con menos influencia de la recristalización estática, para conocer el tipo de deslizamiento intracristalino, en función de las microestructuras y de la tipología de las fábricas-a y c.

Las fábricas-c de los tipos A y B poseen fábricas-a con máximos próximos a la dirección X; los cristales poseen subjuntas prismáticas y basales subordinadas. Todo ello indica que los planos de deslizamiento son planos prismáticos o planos-m  $\{10\bar{1}0\}$  y planos basales o planos-c (0001) (también puede que existan planos rómbicos  $\{10\bar{1}1\}$  o  $\{01\bar{1}1\}$ ) (Christie *et al.* 1964). La dirección de deslizamiento es el eje  $\langle a \rangle \langle 1120 \rangle$ , ya que los ejes-a están próximos a la dirección X o asimétricamente dispuestos respecto a XY (*e.g.* Bouchez 1978, Bouchez y Pecher 1981, Schmid *et al.* 1981, Simpson y Schmid 1983, Bouchez *et al.* 1985).

Las fábricas-c centradas en Y (Tipo C) poseen cristales con subjuntas prismáticas y la única fábrica-a realizada en este grupo es monocristalina, con un máximo aislado próximo a X. Lo que indica sistemas y dirección de deslizamiento semejantes a los propuestos para los otros grupos.

Los tipos diversos descritos en el último tipo de fábricas-c han sido descrito por algunos autores (*e.g.* Knipe y White 1979, Mitra y Tullis 1979). Estos tipos poseen fábricas obliteradas totalmente por los procesos de recristalización estática.

### 4. Presencia de otras fases minerales

Las fábricas cristalográficas de las muestras con un contenido alto (>30%) en feldespato, se diferencian de las obtenidas en rocas cuarcíticas puras. Los cristales de feldespato se presentan como porfiroclastos aislados, uniformemente distribuidos, o como porfiroclastos subredondeados con colas de deformación.

Las fábricas cristalográficas de las muestras cuarzo-feldespáticas son de los tipos C y B, con la población central de ejes-c desplazada respecto a Y. Para las fábricas del tipo B, la población no centrada se distribuye en un círculo mayor perpendicular a Y (*vse.* fig. ). Los granos en las proximidades de los porfiroclastos y sus colas, no desarrollan una orientación preferente y rotan alrededor del eje intermedio de la fábrica. Los cristales en la matriz poseen microestructuras de migración de borde de grano y ejes-c próximos a Y.

La presencia de colas de feldespato y porfiroclastos aislados, condiciona el flujo de la matriz cuarcítica a su alrededor. Los granos de cuarzo, en sus proximidades, acomodan la deformación presumiblemente mediante deslizamiento de borde de grano, más que por deslizamiento intracristalino (Boullier y Gueguen 1975, Etheridge y Wilkie 1979, Etheridge y Vernon 1981, Mancktelow 1987). Aunque para afirmar que éste ha sido el mecanismo de deformación y que se han dado condiciones de superplasticidad, se requiere un análisis TEM detallado, como señalan Behrmann y Mainprice (1987).

### 3. Calcita

Todos los mármoles y calcoesquistos, donde se han analizado las texturas de la calcita, poseen una foliación  $S_s$  bien desarrollada, sobre la que se dispone una marcada lineación de estiramiento  $L_s$ . Las secciones delgadas estudiadas corresponden, exclusivamente, a secciones XZ (planos perpendiculares a  $S_s$  que contienen a la lineación  $L_s$ ).

Atendiendo al tamaño de grano y a las microestructuras de los cristales de calcita, se pueden agrupar las muestras estudiadas en dos grupos. Mientras que el primer grupo aparece en toda la Zona de cizalla de Bédar-Macael, el segundo queda circunscrito a las inmediaciones de su límite inferior actual.

- Rocas con tamaño de grano grueso (longitudes máximas 1.5-3 mm, *cf.* Tabla 3.3), constituidas por cristales elípticos (*ratio* 3:1) y subredondeados. Los granos elongados, definen la foliación  $S_s$ . Los cristales están maclados (maclas-e) y raramente poseen extinciones ondulantes, subgranos (<400-500  $\mu\text{m}$ , *cf.* Tabla 3.3) o bandas de deformación con nuevos granos, idiomorfos y no maclados (<150  $\mu\text{m}$ ). Los límites entre granos son rectos o ligeramente curvos, con puntos triples. Los cristales pueden poseer un sistema simple de macla, orientado de forma diversa respecto a  $S_s$  o doble, con dos sistemas de maclas, oblicuos entre sí (ángulos 55-75°).

- Rocas de tamaño de grano fino. El tamaño de los cristales de la matriz es inferior a 400  $\mu\text{m}$  (*av.* 150-100  $\mu\text{m}$ ) y sus formas son alargadas. La matriz rodea a cristales de calcita de mayor tamaño (>700  $\mu\text{m}$ ). Los límites entre cristales son serrados e indentados, de forma minoritaria se encuentran bordes rectos y puntos triples. El plano de aplastamiento de los cristales de la matriz, suele ser oblicuo respecto a la foliación  $S_s$  de la roca. El ángulo existente entre ambos planos (inferior a 35-40°) puede utilizarse para determinar el sentido de cizalla (Schmidt 1982, *vse.ap.* ). Sólo los cristales de mayor tamaño poseen maclas tipo-e, subgranos (*av.* 100  $\mu\text{m}$ ), bandas de

Muestra	Porfidoblastos $\mu\text{m}$	Subgranos $\mu\text{m}$	Nuevos Granos $\mu\text{m}$
Jl-91	1750 $\pm$ 250	450 $\pm$ 50	150
C-12	-	100	48 $\pm$ 12
C-15	700 $\pm$ 300	-	30
C-19	1700 $\pm$ 150	-	-
C-20	600 $\pm$ 400	100	28 $\pm$ 17

*Tabla 3.3.- Tamaño de granos y subgranos de calcita.*



deformación y bordes con nuevos granos sin maclas (estructura en manto), de tamaño transicional con el de la matriz (entre 60 y 10  $\mu\text{m}$ , *av.* 15  $\mu\text{m}$ ). Los porfiroclastos excepcionalmente poseen extinciones ondulantes y estructuras tipo-"kink" ("bending" intracrystalino).

### *Mecanismos de deformación y recristalización*

Las texturas granoblásticas descritas en el primer grupo, indican que los cristales de calcita han sufrido una importante recristalización estática o "annealing". Las texturas de deformación quedan limitadas a algunos subgranos, de gran tamaño y evidencias de disolución por presión, en planos paralelos a  $S_s$ . Estas texturas pueden haberse generado en episodios de deformación post- $D_s$ .

De la oblicuidad de los cristales prismáticos de la matriz, respecto a  $S_s$ , en el grupo segundo, se puede deducir que la deformación se resuelve mediante un mecanismo de deslizamiento entre granos ("grain boundary sliding", Schmidt 1982) o flujo superplástico (Nicolas y Poirier 1976, Schmidt *et al.* 1977). Aunque la presencia de maclas de deformación, subgranos y estructuras en manto alrededor de los cristales, indican que hay participación de los mecanismos de plasticidad cristalina. Schmidt (1982), para texturas de deformación semejantes a las descritas anteriormente, indica que la forma y orientación de los granos de la matriz, pueden registrar sólo los últimos episodios de una deformación rotacional. Para poder descartar la influencia de los procesos de flujo super-plástico, es necesario el estudio de la fábrica cristalográfica de la calcita (*vse.* Behrmann 1983).

Los mecanismos de deformación intracrystalina, que se deducen de las texturas descritas son:

- maclado, para los cristales de tamaño de grano grande ( $>100 \mu\text{m}$ ) (*cf.* Rutter 1970, Heard y Raleigh 1972, Schmidt *et al.* 1980, Schmidt 1982);
- formación progresiva de subgranos y finalmente granos equidimensionales, sin deformación interna, en los bordes de cristales previos de calcita, mediante los procesos de recristalización dinámica, "in situ" o sintectónica (Hobbs 1968, Poirier y Nicolas 1975);
- crecimiento del tamaño de grano en la matriz, por la unión de granos nuevos, del manto de un porfiroclasto, mediante procesos de recristalización estática ("annealing")

o migración de bordes de grano ("grain boundary migration").

Los tamaños mínimos de los cristales de calcita con maclas, subgranos y nuevos granos, medidos al microscopio óptico (s. Schmidt 1982), así como la aparición de los procesos de "annealing", están relacionados con las condiciones térmicas y mecánicas de la deformación (*vse.ap.* ).

#### 4. Anfíboles

Las microestructuras y el grado de orientación preferente, respecto a la esquistosidad  $S_s$ , varían para los diferentes tipos de anfíbol descritos (*vse.ap.* ).

- Cristales de crosita: en porfidoblastos prismáticos largos, fragmentados y escasa o parcialmente orientados según la esquistosidad  $S_s$ . Son poco frecuentes los granos con extinciones ondulantes.

- Cristales de barroisita: en porfidoblastos (>1 mm) y en granos pequeños (<1 mm), estos últimos crecen alrededor de núcleos de crosita y en la matriz. Son cristales elongados (con formas prismáticas, aciculares y ocasionalmente fusiformes), orientados según la esquistosidad  $S_s$ . Tanto en los porfidoblastos como en los granos de la matriz, son frecuentes las extinciones ondulantes, los subgranos y las dislocaciones (posiblemente dislocaciones [001], Skrotzki 1990). Los subgranos tienen bordes rectos (tal vez planos {hk0}, Cumbest *et al.* 1989, Skrotzki 1990), sub-perpendiculares a la foliación  $S_s$ ; están libres de dislocaciones y extinciones ondulantes. Algunos granos de barroisita están rodeados por un manto de granos nuevos (tamaño < 500  $\mu\text{m}$  ).

#### *Mecanismos de deformación y recristalización*

Los cristales de crosita han sufrido procesos de deformación, como demuestran los granos con contornos distorsionados y los cristales fragmentados. Procesos posteriores de recristalización estática o "annealing" han borrado las microestructuras de deformación interna pre- $D_s$ .

Las microestructuras características de los cristales de barroisita son la presencia de dislocaciones y subgranos sin extinciones ondulantes. La similitud existente entre las estructuras de porfidoblastos y granos de la matriz, sugiere procesos de recristalización

dinámica (Skrotzki 1990).

### 5. Feldespatos-microclina

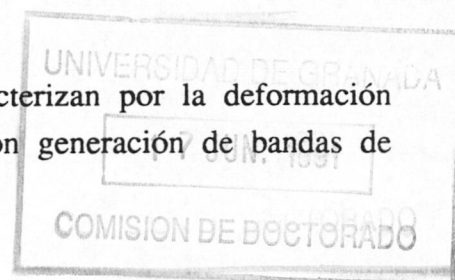
La descripción microestructural de los cristales de feldespato (microclina), se hará en dos grupos, atendiendo a la intensidad de la deformación  $D_s$ . El primer grupo posee las microestructuras de las rocas gneísicas menos deformadas, con agregados de fenocristales no orientados (metagranitos con fenocristales, poco deformados; *vse.ap.*). La textura característica del segundo grupo son los porfiroclastos orientados, con desarrollo de colas de presión. La generación progresiva de microestructuras en los cristales de microclina, durante  $D_s$ , se analizará en este segundo grupo.

- Microestructuras en rocas poco deformadas: caracterizadas por fenocristales no orientados de microclina, con maclas de deformación, extinciones ondulantes y escasas bandas de deformación. Los fenocristales poseen exoluciones peritéticas, dispuestas paralelamente a las bandas de deformación. Ambos rasgos son cortados por la traza de las maclas de deformación. Alrededor de los fenocristales y en las bandas de deformación, crecen nuevos granos ( $50 \mu\text{m}$ ). Los nuevos granos de microclina son equidimensionales, con bordes rectos y frecuentes puntos triples.

- Microestructuras en rocas con fábrica  $D_s$  penetrativa: hay porfiroclastos de tamaño centimétrico, con colas alargadas de granos de menor tamaño ( $< 200 \mu\text{m}$ ). La foliación  $S_s$  está definida por la orientación de los porfiroclastos (*ratio* máxima 8:1) y de algunos cristales de la matriz. Los porfiroclastos poseen exoluciones peritéticas, en bandas y parches, así como algunas bandas de deformación. Tanto los granos de la matriz como los granos mayores poseen frecuentes subgranos, con bordes convexos, extinciones ondulantes y "en parches". Los porfiroclastos presentan una disminución progresiva del tamaño de grano, hacia las colas y la matriz, con generación de granos equidimensionales de tamaño medio  $100 \mu\text{m}$  (entre  $150-30 \mu\text{m}$ ). Estos granos, que raramente poseen extinciones ondulantes, tienen bordes rectos y puntos triples entre sí.

### *Mecanismos de deformación y recristalización*

Los primeros estadios de la deformación  $D_s$  se caracterizan por la deformación intracristalina plástica, de los fenocristales de microclina, con generación de bandas de



deformación y extinciones ondulantes. La presencia de exoluciones paralelas a las bandas de deformación, sugiere que parte de las recristalizaciones de plagioclasa, dentro del cristal huésped de microclina, puedan estar activadas por la deformación (White y Mawer 1988). La deformación intracrystalina dentro del cristal de microclina, puede activarse en los límites de zonas con un potencial químico distinto (White 1990).

Los mecanismos de reducción del tamaño de grano, con recristalización, alrededor (estructura en "mantle") y en las colas de los porfiroclastos; son progresivamente más importantes con la deformación. Los procesos de recristalización son cohetáneos con la deformación, ya que también los nuevos granos tienen microestructuras de deformación intracrystalina y pueden estar aplastados según  $S_s$ . Cuanto más importante es el proceso de recristalización dinámica, más difícil es reconocer los porfiroclastos de los nuevos granos (*e.g.* Tullis y Yund 1985, Janecke y Evans 1988, White 1990).

La importancia limitada de los procesos de recuperación ("recovery") en los porfiroclastos, se deduce de la escasez de subgranos y de la densidad variable de dislocaciones internas (White 1975, Yund y Tullis 1984). En los granos recristalizados de la matriz, la recuperación y migración de bordes de grano pueden ser más rápidas, debido al menor tamaño de grano (Tullis y Yund 1987 a). El tamaño de los nuevos granos puede utilizarse para estimar el esfuerzo sufrido por la roca durante la deformación (*vse.ap.* ).

El mecanismo operativo de deformación es el movimiento de dislocaciones ("dislocation creep"), el cual posibilita distribuciones bimodales de tamaño de grano. Los granos grandes con poca deformación interna son reemplazados progresivamente en los márgenes, mediante un proceso lento de migración de límite de grano, por granos pequeños recristalizados (Tullis y Yund 1980; Fitz Gerald *et al.* 1983; Yund y Tullis 1984; Tullis y Yund 1985, 1987 a). Los granos inicialmente pequeños, mediante este mecanismo, podrían haberse recristalizado totalmente en los primeros estadios de la deformación (Tullis y Yund 1985).

## 6. Plagioclasa

Las microestructuras de los cristales de plagioclasa (albita) descritas en este apartado, proceden exclusivamente de las rocas gneísicas de la Fm. Montenegro.

Los cristales de albita son subredondeados o fusiformes; en las rocas menos deformadas quedan fenocristales prismáticos largos, que pueden estar englobados por cristales

de microclina. Los porfidoblastos de albita suelen tener tamaños inferiores (hasta 1.3-1.5 mm) que los de microclina (centimétricos). Poseen extinciones por parches ("patch extinction"), plegamiento y kink intracrystalino ("bending") de las maclas polisintéticas (ley de albita) y subgranos pequeños (70-90  $\mu\text{m}$ ). Los subgranos están localizados en los bordes de los porfiroclastos. Algunos cristales poseen bandas de deformación aisladas. A favor de estas bandas y de los planos de macla pueden crecer, a veces, granos nuevos.

### *Mecanismos de deformación y recristalización*

El tamaño reducido (<70  $\mu\text{m}$ ) y la presencia limitada de subgranos, exclusivamente en el borde de algunos porfidoblastos, se debe a que los procesos de recuperación ("recovery") y deslizamiento intracrystalinos, están muy inhibidos en los feldespatos (White 1975, *cf.ap.* ). Las maclas y extinciones ondulantes evidencian la deformación intracrystalina de los porfidoblastos de plagioclasa.

Parte de las maclas polisintéticas de los porfidoblastos de albita pueden ser maclas activadas por la deformación, ya hay recristalización dinámica de nuevos granos a favor de los planos de macla (Vance 1961, White 1975).

La escasez de bandas de deformación no puede ser explicable por la composición de las plagioclasas (*s.* Tullis 1983, White 1990), ya que al ser albitas deberían tener bandas de deformación densamente espaciadas. La explicación más plausible, es que la existencia de un episodio de recristalización estática, tras la deformación  $D_s$ , que recupere parcialmente la deformación intracrystalina de los porfidoblastos de plagioclasa (*vse.ap.* ).

### **3.2.1.5 Deformación asimétrica**

En los planos perpendiculares a la esquistosidad  $S_s$ , que contienen a la lineación de estiramiento  $L_s$ , la fábrica  $D_s$  se caracteriza por su carácter asimétrico. Esta asimetría está definida por los siguientes elementos texturales:

- Granates que desarrollan sombras de presión asimétricas, rellenas de cuarzo y mica incolora.
- Porfiroclastos de microclina con colas de deformación asimétricas, que se extienden desde el cristal hacia la matriz, paralelas a la esquistosidad  $S_s$ . Estas colas están

constituidas por granos de microclina recrystalizados dinámicamente (*vse.ap.* ). Atendiendo a la geometría (*vse.fig.* ) estos porfiroclastos son del tipo- $\sigma$ , con algunos ejemplos del tipo- $\delta$  (Passchier y Simpson 1983).

- Bandas de cizalla (*s. White et al.* 1980), que deforman la esquistosidad  $S_s$ . Los planos de cizalla suelen ser curvos y lateralmente se paralelizan con  $S_s$ . Asociadas a estas estructuras suelen encontrarse granates con sombras de presión.

- Pliegues menores  $P_s$ , asimétricos, de escala variable.

- Porfiroclastos de anfíbol (crosita y a veces barroisita) con colas de material recrystalizado, asimétricas respecto a  $S_s$ .

- Porfiroclastos asimétricos y peces de mica incolora (*vse. fig.* ).

- Foliaciones oblicuas a  $S_s$ , definidas por la forma de los granos recrystalizados dinámicamente, de cuarzo y calcita (*vse.ap.* ).

- Fábricas cristalográficas de ejes-c y a de cuarzo. La asimetría de las fábricas-c está definida por las guirnalda simples o los segmentos centrados en Y, oblicuos al plano YZ. En las fábricas-a los máximos se disponen, asimétricamente respecto a  $S_s$ , en las proximidades de la lineación  $L_s$  (*vse.ap.* ).

El sentido de vorticidad deducido en todas estas estructuras y texturas es hacia el WNW, mayoritariamente. El sentido de vorticidad se debe establecer estadísticamente en cada afloramiento, ya que en muchos de ellos existe un número subordinado de cristales cuyo sentido de rotación es opuesto. La justificación y significado de la presencia de asimetrías minoritarias subordinadas, se discute en el *ap.* .

### 3.2.2 CONDICIONES DE FLUJO DE LA DEFORMACION $D_s$

Los mecanismos de deformación y recrystalización descritos en el *ap.* , poseen unas características comunes en todos los minerales analizados:

- Importancia de los mecanismos de recrystalización sincrónicos con la deformación (recrystalización dinámica), expresada en los mantos de granos nuevos y subgranos que rodean a los granos antiguos.

- Presencia ubícua de un episodio de recristalización estática o secundaria ("annealing") tras la deformación; posiblemente inmediatamente después, como se sugirió para el cuarzo (recristalización metadinámica). La microestructura característica es la migración de borde de grano, el crecimiento desmesurado de grano y los puntos triples entre granos recristalizados sin subgranos.

La densidad de dislocaciones y el tamaño de los subgranos y de los nuevos granos (*i.e.* microestructuras originadas por recristalización dinámica), están relacionadas empíricamente con los esfuerzos y las temperaturas que ha sufrido la roca durante su deformación; al igual que con la velocidad a la que ésta sucede (*e.g.* Nicolas y Poirier 1976, Etheridge y Wilkie 1981, Ord y Christie 1984, Langdon 1985). Todas estos parámetros físicos, constituyen lo que se denominan *condiciones de flujo durante la deformación*. La aplicación de este análisis está determinada por varias limitaciones y condicionantes previos:

- Se estima que el mecanismo de deformación es esencialmente por deslizamiento de dislocaciones ("dislocation creep") para generar subgranos y nuevos granos. Los procesos que generan ambas microestructuras, se denominan recuperación ("recovery") y recristalización dinámica, respectivamente (*s.* Gottstein y Mecking 1985).
- Las microestructuras analizadas, no deben estar modificadas por deformaciones o recristalizaciones posteriores (White 1979, *in* Etheridge y Wilkie 1981).
- El tamaño de las microestructuras depende del tipo de microscopio utilizado, sea óptico o TEM (*e.g.* Ord y Christie 1984). Schmid (1982) sugiere que se emplee para este análisis, únicamente el microscopio óptico.
- Para estimar las condiciones naturales se emplean los resultados experimentales. Pocos de estos modelos experimentales consideran la actividad de los fluidos, a pesar de la importancia que poseen en la génesis de las microestructuras (*e.g.* inclusiones fluidas a lo largo de dislocaciones), (Etheridge y Wilkie 1981).

Este análisis se ha aplicado exclusivamente a muestras que poseen microestructuras de recristalización dinámica y pocas evidencias de recristalización estática o de deformaciones post-D<sub>1</sub>. A continuación se discutirán por separado y para los distintos minerales, las condiciones de esfuerzo, de velocidad de deformación y temperatura de recristalización.

### 3.2.2.1 Esfuerzos desviatorios

Los paleopiezómetros más empleados son el tamaño de los granos recristalizados y de los subgranos. La densidad de dislocaciones, aunque ha sido empleada anteriormente, parece no ser útil como paleopiezómetro (*vse.* Ord y Christie 1984).

#### 1. Tamaño de grano recristalizado

Los nuevos granos generados mediante recristalización dinámica, tienen un tamaño de grano (**D**) que es función de:

$$\sigma_f = A D^{-n} \quad (1)$$

(Twiss 1977; Mercier *et al.* 1977; Christie *et al.* 1980; Ord y Christie 1984). En la expresión (1)  $\sigma_f$ , son los esfuerzos desviatorios ( $\sigma_f = \sigma_1 - \sigma_3$ , en MPa) y D es el tamaño de grano (en  $\mu\text{m}$ ). Los valores A y n varían en función del mineral y del experimento (*cf.* Tabla 3.4).

Utilizando la expresión (1) con las medidas de nuevos granos realizadas, tanto para calcita como para el cuarzo (*cf.* Tablas 3.3 y 3.2), se han estimado los paleo-esfuerzos (Tablas y). Los esfuerzos desviatorios para los cristales de cuarzo, oscilan entre 150-21 MPa y para la calcita entre 27-3 Mpa (*cf.* Tabla 3.5 y 3.6). La variación significativa es la de la calcita, ya que la del cuarzo es función de la calibración experimental empleada.

Las muestras de mármoles más próximos al límite inferior actual del Manto de Bédar-Macael (C-12, 15 y 20), poseen valores más altos de  $\sigma_f$  (27-9 MPa). Al ascender en la serie y alejarse del contacto inferior los esfuerzos desviatorios disminuyen (3 MPa, muestra JI-91).

Para los feldespatos no existe una calibración experimental de este tipo, aunque algunos autores han empleado la de Twiss (1977) para el cuarzo (*e.g.* Etheridge y Wilkie 1981). Con este criterio y los valores medios de nuevos granos, en las colas de porfiroclastos (*av.* 100, 150-30  $\mu\text{m}$ ; *vse.ap.* ), se obtienen esfuerzos desviatorios del orden  $26.3 \pm 6.3$  MPa.

#### 2. Tamaño de subgrano

Como señalan Ord y Christie (1984), no existe una calibración experimental adecuada que relacione el tamaño de los subgranos con los esfuerzos desviatorios. Para el cuarzo las únicas existentes son las de Bird *et al.* (1969, *in* Etheridge y Wilkie 1981) y Twiss (1977).



**Tamaño de grano recristalizado ( $\mu\text{m}$ )**

Referencia	Mineral	A	n
Mercier <i>et al.</i> (1977)	Q	381	0.71
Twiss (1977)	Q	603	0.68
Christie <i>et al.</i> (1980)	Q <sup>1</sup>	4090	1.11
	Q <sup>2</sup>	3902	1.43
Schmid <i>et al.</i> (1982)	C	467.7	1.01

**Tamaño de subgrano ( $\mu\text{m}$ )**

Referencia	Mineral	B	m
Bird <i>et al.</i> (1969)	Q	200	1

**Tabla 3.4.-** Datos experimentales para paleopiezometria. (1. bajo condiciones "húmedas" 2. bajo condiciones "secas"). Los valores A y n son para granos; B y m para subgranos.

Tabla con datos de Ord y Christie (1984), Etheridge y Wilkie (1981), Schmid *et al.* (1982). Los esfuerzos finales se obtienen en MPa (1 MPa= 10 bar).

Muestra	Schmid <i>et al.</i> (1980)
Jl-91	2.9
C-12	9.3 ±0.7
C-15	15.1
C-20	26.7 ±16

**Tabla 3.5.-** Paleopiezometría granos de calcita (medidas en MPa; 1MPa=10 bar)

Muestra	Mercier <i>et al.</i> (1977)	Twiss (1977)	Christie <i>et al.</i> (1980)
526-21	45.4	78.6	151.6 / 53.8
Jl-99	20.8	37.3	43.4 / 11.2

**Tabla 3.6.-** Paleopiezometría granos de calcita. En la valoración de Christie *et al.*(1980) el primer dato es en condiciones "húmedas", el segundo en "secas".

Esfuerzos desviatorios en MPa (1 Mpa=10 bar).

Muestra	Min	Schmid <i>et al.</i> (1980)	Bird <i>et al.</i> (1969)
Jl-91	C	1 ±0.12	0.5 ±0.1
C-12	C	4.5	2
C-20	C	4.5	2
526-21	Q	4.8 ±1.5	2.2 ±0.7
526-22	Q	3.5 ±1.1	1.6 ±0.5
Jl-99	Q	1.1	0.5
204-5	Q	0.9	0.4
204-7	Q	3.6 ±1	1.6 ±0.5
205-1	Q	2.2 ±0.6	1 ±0.3
C-10	Q	4.5	2

**Tabla 3.7.-** Tabla paleopiezometría subgranos de calcita (C) y cuarzo (Q). La valoración de Bird es para subgranos de Q (se hace un intento de aplicación a Calcita). Medidas MPa (1 MPa=10 bar).

Para la calcita, Schmid (1982) emplea la calibración que Schmid *et al.* (1980) realizó para los granos recristalizados.

La ecuación de flujo para la relación  $\sigma_f$ -tamaño de subgrano es similar a la ecuación (1):

$$\sigma_f = B D^{-m} \quad (2)$$

Los valores experimentales **B** y **m** se listan en la Tabla 3.4.

Las calibraciones de esfuerzos desviatorios para las muestras con medidas de subgranos (Tabla y ), se muestran en la Tabla 3.7. En los subgranos de cuarzo y calcita,  $\sigma_f$  es del orden 2.2-0.5 MPa y 4.5-1 Mpa, respectivamente.

Los esfuerzos desviatorios deducidos con el tamaño de los subgranos de calcita, aumentan hacia el contacto inferior del Manto de Bédar-Macael, al igual que se concluyó con el tamaño de los granos nuevos de calcita. Los valores de  $\sigma_f$  pueden llegar a ser del orden de 4.5 MPa, en sus proximidades.

Las estimaciones paleopiezométricas con subgranos de calcita son siempre inferiores a las obtenidas, en la misma muestra, con los nuevos granos. Las razones de esta diferencia son:

- El paleopiezómetro de Schmid *et al.* (1980) está calibrado sólo para nuevos granos.
- Cuando este paleopiezómetro se ha empleado con subgranos, éstos tenían el mismo tamaño que la matriz recristalizada (*e.g.* Schmid 1982). Las muestras estudiadas, por el contrario, poseen subgranos más grandes que los nuevos granos (*e.g.* 100 vs.28  $\mu\text{m}$ , muestra C-20).

### 3. Tamaño mínimo de grano maclado

Schmid (1982) relacionó experimentalmente el tamaño mínimo de grano con macla con los esfuerzos desviatorios aplicados a la muestra (*vse.* fig.5, Schmid 1982). Este mismo autor utilizó tentativamente esta relación como paleopiezómetro.

En la muestra calcítica C-15 los granos con macla, más pequeños, tienen un tamaño

de 150  $\mu\text{m}$ . Los esfuerzos desviatorios deducidos con este valor mínimo y mediante la relación de Schmid (1982), son inferiores a 30 MPa. Este valor es algo superior al deducido con el tamaño de los nuevos granos, en la matriz recristalizada (Tabla ).

### 3.2.2.2 Velocidad de deformación

Bajo condiciones de deformación intracristalina por flujo térmicamente activado, cualquier sólido cristalino se deforma a una velocidad ( $\epsilon$ ), que viene dada por una ley de flujo de la forma:

$$\epsilon = A \sigma_f^n \exp\left[-\frac{H}{RT}\right] D^m \quad (3)$$

(Schmid 1982, Walker *et al.* 1990). En esta expresión **T** es la temperatura absoluta, **H** es la entalpía de activación, **R** es la constante de los gases y **A**, **n** y **m** son constantes del material. El resto de las abreviaturas son las mismas que se han empleado en las expresiones (1) y (2).

Las constantes del material y valores termodinámicos de la ecuación de flujo (3), se han cuantificado para minerales como el cuarzo (Koch *et al.* 1980) y la calcita (Rutter 1974, Schmid *et al.* 1977, Schmid *et al.* 1980, Schmid 1982, Walker *et al.* 1990). Para el cuarzo la expresión que relaciona la velocidad de flujo con los esfuerzos desviatorios y la temperatura es:

$$\epsilon = (4.36) \sigma_f^n \exp\left[\frac{-38.2}{RT}\right] \quad (4)$$

La constante n tiene un valor de 2.44<sup>1</sup>.

La ley de flujo para la calcita está muy condicionada por el tamaño de grano y la orientación cristalográfica de los cristales (Rutter 1974, Schmid 1982, Walker *et al.* 1990). Considerando que el tamaño de grano en las muestras estudiadas es grande, las leyes de flujo que pueden aplicarse a estas muestras son:

---

<sup>1</sup> Las unidades para poder emplear las expresiones (4), (5) y (6) son: kbar y kcal mol<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>. La velocidad de deformación ( $\epsilon$ ) que se obtiene viene expresada en seg<sup>-1</sup>.

$$\epsilon = 10^n \exp \left[ \frac{-62}{RT} + \frac{\sigma_f}{114} \right] \quad (5)$$

$$\epsilon = 10^n \exp \left[ \frac{-62}{RT} + \frac{\sigma_f}{91} \right] \quad (6)$$

(Rutter 1974). La expresión (5) es la ley de flujo para las rocas con un tamaño de grano inferior a 300  $\mu\text{m}$  ( $n=5.8$ , "Ley de Carrara") y la ecuación (6) es para aquellas con granos mayores ( $n=7.8$ , "Ley de Yule").

Las leyes de flujo para el cuarzo (4) y la calcita (5 y 6), se han aplicado tanto a los subgranos como a los granos recrystalizados dinámicamente. Para simplificar se han considerado condiciones isotérmicas de flujo, a temperaturas medias de 325°C. Las velocidades de flujo obtenidas se han agrupado en función del tipo de grano utilizado (Tabla 3.8 y 3.9). Las velocidades  $\epsilon$ , oscilan entre  $10^{-12}$  y  $10^{-16}$   $\text{seg}^{-1}$  (cf. Tabla 3.8), valores que deben considerarse de forma cualitativa, más que cuantitativa (Behrmann 1984, Ord y Christie 1984).

La valoración más significativa de este análisis es la diferencia de evolución que presentan la calcita y el cuarzo. Las muestras calcíticas, tanto los granos como los subgranos, poseen velocidades de deformación progresivamente mayores, hacia la base del Manto de Bédar-Macael (de  $10^{-14}$  a  $10^{-13}$ , cf. Tabla 3.9). Las muestras cuarcíticas, tomadas al azar dentro del Manto, presentan velocidades semejantes, que tienden a ser mayores al usar los granos recrystalizados ( $10^{-12}$  vs.  $10^{-16}$ ), (cf. Tabla 3.8).

### 3.2.2.3 Temperatura de recrystalización

Estimar las condiciones térmicas de la deformación mediante las microestructuras de deformación tienen limitaciones importantes:

- Son estimaciones extrapoladas de condiciones experimentales limitadas, por similitud textural y microestructural.
- El desarrollo de microestructuras está relacionando con la temperatura y también con los esfuerzos desviatorios.

Muestra	Min	Velocidad de Deformación <sup>(1)</sup>
Jl-91	C	$2.7 \times 10^{-14} / 2.9 \times 10^{-12}$
C-12	C	$4.7 \times 10^{-14} / 5.8 \times 10^{-12}$
C-15	C	$7.8 \times 10^{-14} / 1.1 \times 10^{-11}$
C-20	C	$2.2 \times 10^{-13} / 3.9 \times 10^{-11}$
526-21	Q	$1.2 \times 10^{-12}$
Jl-99	Q	$1.2 \times 10^{-13}$

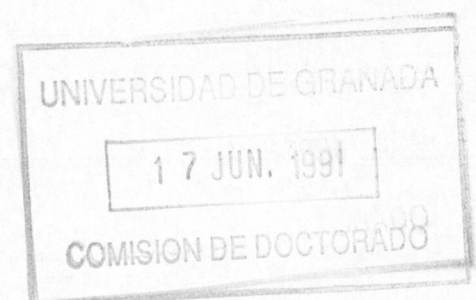
**Tabla 3.8.-** Velocidades de deformación utilizando tamaños de nuevos granos.

(C: calcita; Q: cuarzo). (1) Se utiliza Rutter (1974) para Calcita y Koch et al. (1980) para cuarzo. Para calcita, utilizando la Ley de Carrara (primer dato) y la Ley de Yule (segundo dato).

Velocidades en  $\text{seg}^{-1}$  y  $T = 425 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Muestra	Min	Velocidad de Deformación <sup>(1)</sup>
Jl-91	C	$2.3 \times 10^{-14} / 2.3 \times 10^{-12}$
C-12	C	$3.1 \times 10^{-14} / 3.4 \times 10^{-12}$
C-20	C	$3.1 \times 10^{-14} / 3.4 \times 10^{-12}$
526-21	Q	$3.9 \times 10^{-16}$
526-22	Q	$1.8 \times 10^{-16}$
Jl-99	Q	$0.1 \times 10^{-16}$
204-5	Q	$0.6 \times 10^{-17}$
204-7	Q	$1.8 \times 10^{-16}$
205-1	Q	$0.6 \times 10^{-16}$
C-10	Q	$3.1 \times 10^{-16}$

**Tabla 3.9.-** Velocidades de deformación (en  $\text{seg}^{-1}$ ), utilizando tamaños de sugbranos. (C: calcita; Q: cuarzo). (1) Se utiliza Rutter (1974) para Calcita y Koch et al. (1980) para Cuarzo. Para calcita, utilizando la Ley de Carrara (primer dato) y la Ley de Yule (el segundo dato).  $T=425^\circ \text{C}$ .



Existen diversas microestructuras que, a pesar de estas restricciones, limitan las temperaturas máximas, acaecidas al final de la etapa de deformación  $D_s$ . Estas microestructuras están asociadas al episodio de recristalización estática.

Como se ha demostrado experimentalmente para diversos minerales, la recristalización estática mediante migración de borde de grano y recuperación interna, es función de la temperatura. Estas condiciones son inferiores a  $500^\circ\text{C}$  para la calcita (Griggs *et al.* 1960, Schmidt 1982) e inferiores a  $500\text{-}600^\circ\text{C}$  para la plagioclasa y el feldespato (Voll 1976, White y Mawer 1988, White 1990).

#### 3.2.2.4 Discusión

Los valores de esfuerzos de flujo y velocidades de deformación obtenidos, se caracterizan por ser muy bajos, si se comparan con las medidas obtenidas por otros autores (Etheridge y Wilkie 1981, Behrmann 1984, Ord y Christie 1984). Además, tanto para los cristales de cuarzo como para los de calcita, los esfuerzos deducidos con los subgranos son siempre inferiores a los obtenidos mediante los nuevos granos recristalizados. Ambas microestructuras pueden haberse generado (Ord y Christie 1984) en dos episodios distintos de recristalización:

- Primer episodio bajo condiciones de esfuerzos del orden de  $50\text{-}10\text{ MPa}$  y velocidades de deformación moderadas  $10^{-13}\text{-}10^{-14}\text{ seg}^{-1}$ . Durante este primer episodio la recristalización es esencialmente dinámica, con generación de granos nuevos en mantos y colas, poligonalización de los granos antiguos. Las fábricas cristalográficas de cuarzo, caracterizadas por los deslizamientos prismáticos y los patrones en guirnalda simple tendentes a estar centrados en Y, puede que se generen durante este episodio de deformación.
- Segundo episodio con generación de subgranos mediante la recuperación cristalina interna. Los esfuerzos de flujo ( $1\text{-}5\text{ MPa}$ ) y las velocidades de deformación decrecen ( $10^{-14}\text{-}10^{-16}\text{ seg}^{-1}$ ), permitiendo que comiencen a actuar los procesos de migración de borde de grano, posiblemente activados por la presencia de fluidos. La fábrica cristalográfica de cuarzo refleja este episodio, con una ruptura paulatina de las guirnaldas y concentración de ejes-c alrededor de Y. Este episodio de recuperación no necesariamente es estático como indican la presencia de microestructuras de deformación que se encuentran a veces en los subgranos.



La consecuencia reológica del descenso de los esfuerzos, en este proceso, es que la roca se hace menos resistente al flujo y por tanto se "ablanda" ("strain softening", *e.g.* White *et al.* 1980, Hobbs *et al.* 1990).

Los procesos de recristalización estática acontecen inmediatamente después, borrando casi siempre los vestigios de estos episodios de deformación y recristalización. Durante este episodio de recristalización, los procesos de migración de borde de grano son dominantes y suceden en condiciones estáticas. Este mecanismo al aumentar el tamaño de grano, condiciona que cualquier episodio de deformación posterior tienda a resolverse mediante deslizamiento intracrystalino. Este proceso final tiende a endurecer la roca ("strain hardening").

En las proximidades del contacto inferior actual del Manto de Bédar-Macael, las muestras calcíticas recolectadas poseen valores de esfuerzos más altos que en el resto del manto. Con valores máximos de 26 MPa (*vs.* 3 MPa) y 4.5 MPa (*vs.* 1 MPa), con los paleopiezómetros de granos nuevos y subgranos de calcita, respectivamente. Las velocidades de deformación se mantienen constantes a lo largo de todo el manto ( $10^{-14}$   $\text{seg}^{-1}$ ).

### 3.2.3 ESTRUCTURAS PRE- $D_s$ . PROBLEMÁTICA

El carácter penetrativo y obliterador de los elementos texturales de la fábrica  $D_s$ , impide distinguir los elementos de etapas de deformación previas. En algunas muestras se ha visto como la esquistosidad  $S_s$  es una foliación de trasposición, quedando en algunos dominios peliculares relictos de una foliación previa  $S_r$  intensamente replegada. Estps pliegues traspuestos están desenraizados, aplastados y estirados según  $S_s$ .

La foliación relictiva  $S_r$  está definida por la orientación de mica incolora, cristales pequeños de epidota (clinozoisita y zoisita), turmalina, rutilo, cuarzo y menas metálicas; además de grafito en las metapelitas de la Fm. Montenegro.

Los pliegues  $P_r$  son de carácter isoclinal, con ángulos muy bajos entre flancos. Los  $P_r$  aparecen replegados por los  $P_s$  y pliegues de deformaciones subsiguientes.

La existencia de foliaciones y pliegues, afectados por la fábrica  $D_s$ , puede explicarse mediante la deformación de una fábrica pre- $D_s$  o por el contrario, por una deformación progresiva durante  $D_s$ . La argumentación en un sentido u otro, no es concluyente, pero a continuación se expone una observación textural favorable, al menos localmente, a la segunda

hipótesis:

- dentro de los dominios peliculares o dominios-M, de una misma lámina delgada, pueden observarse: pliegues  $P_s$  asimétricos y cerrados, que deforman a la esquistosidad  $S_s$ ; pliegues  $P_s$  isoclinales con flancos inversos, adelgazados y frecuentemente cizallados; pliegues desenraizados total o parcialmente, englobados por la esquistosidad  $S_s$ . Todas estas relaciones pueden interpretarse como el resultado de un plegamiento progresivo de la esquistosidad  $S_s$  durante  $D_s$ , con cizallamiento continuado de los flancos por extensión paralela a  $S_s$ .

Por ello no debe descartarse que parte de los  $P_r$  y de la foliación  $S_r$ , preservada en microlitones relictos o traspuesta por  $S_s$ , puedan proceder de elementos texturales generados al comienzo de la etapa de deformación  $D_s$  y deformados subsiguientemente (*vse.ap.* ).

### 3.2.4 FASE DE DEFORMACION $D_1$

La fábrica  $D_s$  es deformada posteriormente, por pliegues  $P_1$  abiertos o ligeramente cerrados (ángulo entre flancos  $\geq 90^\circ$ , *clasif.* Fleuty 1964). Son pliegues con formas parabólicas y amplitudes de medias a bajas (*i.e.* formas D y amplitudes entre 1-2.5, *clasif.* Hudleston 1973; *vse. fig.* ); de los tipos 1C y ocasionalmente 1B (pliegues paralelos, *clasif.* Ramsay 1967). Los pliegues menores asociados a los  $P_1$ , tienden a tener un perfil más anguloso.

En el área estudiada, los pliegues  $P_1$  aparecen de forma esporádica, con tamaños centimétricos, excepcionalmente métricos. Estos pliegues desarrollan una foliación de crenulación ( $S_1$ ) limitada a los segmentos internos de las charnelas de pliegues cerrados. Generalmente la expresión en los planos  $S_s$  de la etapa de deformación  $D_1$ , es una lineación de crenulación  $L_1$ .

La dirección media de la crenulación  $L_1$  y de las charnelas de los pliegues  $P_1$ , es ESE-WNW, subparalela a la dirección de la lineación de estiramiento  $L_s$ . Los ejes de los pliegues son ligeramente buzantes hacia el ESE, con superficies axiales moderada y suavemente inclinadas hacia el NNE (*clasif.* Fleuty 1964, *vse.fig.* ). La vergencia de los  $P_1$  es hacia el SSW, con desarrollo de flancos inversos de escala decimétrica.

### 3.2.4.1 Microestructuras $D_1$

La fábrica  $D_1$  se caracteriza por una microcrenulación asimétrica, que afecta a la esquistosidad  $S_s$ . Esta foliación ha sufrido anteriormente un episodio de recristalización estática (*vse.ap.*). En los dominios donde la fábrica  $D_1$  es más penetrativa se desarrolla una foliación de crenulación  $S_1$  incipiente. Esta foliación posee dominios peliculares, con concentraciones de mica y anfíbol, que limitan dominios lenticulares o microlitones incipientes, constituidos esencialmente por cuarzo y albita.

A continuación se describen las microestructuras asociadas a la fábrica  $D_1$ , de la mica incolora, plagioclasa (albita) y cuarzo.

#### 1. Mica incolora

En las charnelas de micropliegues  $P_1$  los cristales de mica incolora definen arcos poligonales. Los granos tienen bordes entrecruzados, con zonas triangulares huecas, parcialmente rellenas por cristales nuevos de mica o cuarzo. Las micas previas plegadas, poseen extinciones ondulantes y deslizamientos intracrystalinos a favor de los planos basales (001).

Otra microestructura que aparece en las zonas de charnela son superficies estilolíticas ocasionales y concentraciones de cristales pequeños de menas metálicas, turmalina y epidotas.

#### *Mecanismos de deformación*

Durante la génesis de los pliegues  $P_1$  las micas han sufrido una rotación pasiva variable y deformación intracrystalina. Ambos mecanismos explican las microestructuras de arcos poligonales y extinciones ondulantes, respectivamente. Las superficies estilolíticas y concentraciones preferenciales de otros minerales en las zona de charnela, atestiguan la presencia adicional de los mecanismos de transferencia por disolución ("solutions-transfer mechanisms"). Durante estos procesos de deformación asistida por fluidos, pueden crecer nuevas micas en las zonas triangulares de los arcos poligonales (*e.g.* Gray y Durney 1979, Vissers 1981), al abrigo de los cristales previos.

## 2. Plagioclasa y cuarzo

Estos minerales se describen conjuntamente porque ambos tienden a concentrarse en las zonas de charnela y a crecer en los dominios lenticulares. Los cristales de plagioclasa (albita) raramente poseen extinciones ondulantes y maclas de deformación. Los granos de albita tienen inclusiones rectas y ligeramente plegadas de mica incolora y epidota, continuas con la foliación externa  $S_s$ . La amplitud de onda de los pliegues en la matriz es mayor que la definida por estas inclusiones. Los  $P_i$  de la matriz pueden nuclearse en los cristales de albita.

Los cristales de cuarzo en los dominios lenticulares de la foliación  $S_i$  tienen bordes rectos y carecen de extinciones ondulantes, subgranos u otras microestructuras de deformación.

### 3.2.5 FASES DE DEFORMACION POST- $D_i$

Las etapas de deformación post- $D_i$  son:

1.- **Fase de deformación  $D_u$ .** La estructura de esta fase es una lineación de crenulación  $L_u$  de dirección media N-NNE. (fig. ) y vergencia WSW. Son pliegues abiertos, de formas semielípticas y parabólicas (tipos C-D), con amplitudes bajas (amplitudes 2-3, *clasif.* Hudleston 1973). Sólo algunos pliegues  $P_u$  poseen una foliación de crenulación  $S_i$  asociada (fig. ).

2.- **Pliegues abiertos de gran radio (post- $D_u$ ).** Bajo este epígrafe se incluyen dos familias de pliegues, que afectan a los elementos de la fase de deformación  $D_u$ . Se desconoce el orden temporal entre ambas familias, ya que no se han reconocido interferencias mútuas. El primer grupo son pliegues abiertos de dirección media WNW-ENE, simétricos o ligeramente vergentes al N, con superficies axiales verticales o fuertemente buzantes al S ( $>70^\circ$ ). El segundo son pliegues abiertos de dirección media NNE-SSW, vergentes al E. El único pliegue de esta fase se ha encontrado en el sector de Almocaizar.

## 4. METAMORFISMO

### 4.1 RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACION

Una vez descritas las características texturales de los minerales, tanto en el Manto de Bédar-Macael como en el de Calar-Alto (*cf.ap.* ), a continuación se relacionan los episodios de blastesis, o estadios de crecimiento mineral, con las fases de deformación establecidas en ambos mantos (*cf.ap.*). Los criterios utilizados para establecer esta relación, proceden del análisis textural detallado, en lámina delgada, de las foliaciones internas y su relación con la foliación de la matriz, las microestructuras y las relaciones mútuas entre minerales. Este análisis es semejante al utilizado por autores como: Zwart (1962), Nijhuis (1964), Spry (1969), Schoneveld (1977), Vernon (1978), Bell y Rubenach (1983), Bard (1985), Bell *et al.* (1986) y Vernon (1989), entre otros. La descripción de las relaciones blastesis-deformación, se realiza para los grandes litotipos de cada manto, con una descripción individual para cada mineral.

#### 4.1.1 Manto de Calar-Alto

Dentro de esta unidad se describen las relaciones de los minerales con la deformación, sólo en las metapelitas de la Fm. Tahal y Huertecica. Las fases de deformación establecidas en los esquistos (*cf.ap.* ), no son penetrativas en las metabasitas de este manto, por lo que se desconocen sus relaciones con las transformaciones metamórficas que sufrieron las rocas básicas (*cf.ap.* ).

*Cloritoide (Otreilita).*- Los cristales de cloritoide otrelítico se encuentran englobados por la foliación  $S_s$  de la matriz. Los porfidoblastos poseen frecuentes inclusiones que definen una foliación interna, no continua con  $S_s$ . Están rodeados por coronas de reacción zonadas. Las partes internas de estas coronas están constituidas por agregados desorientados de paragonita, englobados por cristales prismáticos de clorita y flogopita que se superponen a la foliación  $S_s$  y  $S_t$ . Pliegues  $P_u$  crenulan estos agregados de clorita, en los que quedan porfidoblastos corroidos de cloritoide.

De estas relaciones texturales se deduce que el crecimiento del cloritoide otrelítico, así como su transformación a agregados de paragonita, sucedió en estadios pre- $D_s$ . Las transformaciones a clorita y flogopita, tuvieron lugar después del desarrollo de la foliación  $S_s$ , continuando en episodios post- $D_t$ .

*Distena.*- Los porfidoblastos de distena crecen en diversas situaciones texturales. Cristales euhédricos que se superponen, sin orientación preferente, a los agregados de clorita que rodean a los cristales de cloritoide. Algunos de estos cristales se orientan miméticamente, respecto a la foliación  $S_s$ . Cristales subeuhédricos, con bordes irregulares, que crecen en agregados rectangulares de paragonita. Estos porfidoblastos poseen una foliación interna continua con la foliación externa  $S_s$ ; aunque en algunos cristales ambas foliaciones son oblicuas. En la matriz, los cristales de distena engloban cristales de ilmenita y mica incolora, paralelos a la foliación externa  $S_s$ . En los dominios donde la foliación de crenulación  $S_t$  es penetrativa, se han encontrado porfidoblastos de distena, oblicuos a  $S_t$ , que engloban inclusiones crenuladas.

Las situaciones texturales descritas indican que la blastesis de la distena comenzó en los estadios posteriores al desarrollo de la foliación  $S_s$ , para continuar durante y tras el desarrollo de la foliación de crenulación  $S_t$ .

*Estaurolita.*- Los porfidoblastos de estaurolita crecen sin orientación preferente sobre la foliación  $S_s$ , en la matriz y en los agregados de mica incolora y clorita. La blastesis de estaurolita sucede en condiciones post- $D_s$ .

*Granate.*- Son pocos los porfidoblastos de granate que poseen una foliación interna clara. Cuando es visible, esta foliación es recta y continua con la foliación externa  $S_s$ . La foliación de crenulación  $S_t$  rodea, en los dominios-Q (s. Bell 1985) a los cristales de granate, que

pueden tener una foliación interna  $S_s$  curvada o sigmoidal, no continúa con  $S_t$ .

La blastesis de los cristales de granate sucede en condiciones post- $D_s$ . En los dominios-Q de la foliación de crenulación  $S_t$ , las texturas rotacionales de los cristales de granate, se generan por su crecimiento sobre charnelas de pliegues  $P_t$  o en microfracturas de tensión, antes del desarrollo final de la foliación asociada  $S_t$  (de Wit y Strong 1975, de Wit 1976, Bard 1985). El que la posición de los porfiroblastos de granate esté limitada a los dominios texturales-Q de la fábrica  $D_t$ , es un ejemplo de blastesis condicionada por una partición de la deformación ("deformation partitioning") (Bell 1981, 1985; Bell *et al.* 1985; Vernon 1989).

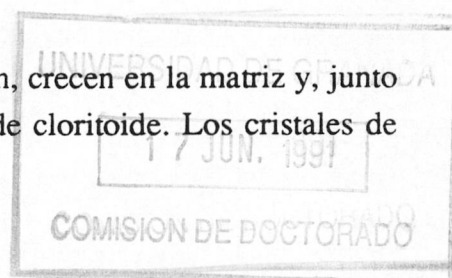
*Plagioclasa (Albita).*- Los porfidoblastos de albita crecen frecuentemente en las charnelas de  $P_t$ , englobando inclusiones continuas con la foliación externa  $S_s$  plegada. Cuando la foliación de crenulación  $S_t$  es penetrativa, los cristales de plagioclasa están rodeados por ella, se concentran en los dominios-Q (s. Bell 1985) y poseen una foliación interna curva, continua con  $S_s$ .

La blastesis de la plagioclasa ocurrió en los primeros estadios de la fase de deformación  $D_t$ , a favor de los huecos creados en las charnelas  $P_t$ . En los dominios donde esta fase de deformación es más penetrativa, su crecimiento es anterior al desarrollo de la foliación  $S_t$ . En los dominios donde  $D_t$  sólo está representada por pliegues  $P_t$ , la plagioclasa es sincrónica con el plegamiento y puede llegar a englobar inclusiones ya plegadas (post- $D_t$ ).

*Epidota (Zoisita y Clinozoisita).*- En cristales prismáticos alargados que definen la foliación  $S_s$ , están plegados en pliegues post- $D_s$ . Las inclusiones rectas paralelas a  $S_s$ , que poseen, atestiguan su carácter sincrónico o algo posterior al desarrollo de la foliación  $S_s$ .

*Clorita (Clinocloro).*- En agregados de cristales euhédricos que proceden de la transformación de cloritoides y distenas previas. Estos agregados crecen sobre las foliaciones  $S_s$  y  $S_t$ . Algunos cristales de clorita están plegados por pliegues  $P_t$  y  $P_s$ , aunque también se han encontrado ejemplos de crecimiento mimético en sus charnelas.

*Flogopita.*- Porfidoblastos euhédricos de flogopita verde-marrón, crecen en la matriz y, junto con clorita y paragonita, en agregados que rodean a cristales de cloritoide. Los cristales de



la matriz crecen miméticamente sobre los cristales que definen la foliación  $S_1$  o se superponen a ellos.

El crecimiento de los cristales de flogopita está relacionado con el de la clorita, como producto de transformación del cloritoide. Los cristales euhédricos aislados de la matriz, crecen tras el desarrollo de la foliación  $S_2$ , condicionados generalmente por estos planos de anisotropía previos.

*Paragonita y Moscovita.*- Los cristales prismáticos y aciculares de paragonita, crecen desorientados sobre la foliación  $S_3$ , junto con distena, en agregados de clorita y paragonita. Los cristales carecen de una orientación preferente y crecen en un estadio post- $D_3$ . Los porfidoblastos de moscovita definen la foliación  $S_3$  y  $S_4$ .

#### 4.1.2 Manto de Bédar-Macael

En este manto se analizan las relaciones del crecimiento mineral con las fases de deformación establecidas (*cf.ap.* ), en cuatro grandes litotipos. El primero de los cuales son los micaesquistos grafitosos de la Fm. Montenegro (metapelitas grafitosas), para describir a continuación los micaesquistos albíticos (metapelitas albíticas) y esquistos anfibólicos (esquistos máficos) de la Fm. Tahal. El último grupo lo constituyen las anfibolitas de la Fm. Atalaya.

##### 4.1.2.1 Metapelitas grafitosas

*Andalucita.*- Los porfidoblastos de andalucita están orientados según la  $L_3$  en los planos de esquistosidad  $S_3$ . Actualmente sólo se conservan pseudomorfizados por un agregado de cristales de sericita y grafito, en los que a veces se reconocen maclas de quiastolito. Los cristales de sericita están orientados según la foliación  $S_3$ , así como deformados por  $P_3$  y pliegues posteriores. De todo ello se deduce que la blastesis de andalucita tuvo lugar en episodios pre- $D_3$ .

*Distena.*- Crece en cristales orientados según la esquistosidad  $S_3$  y sin una orientación



preferente, en venas cuarcíticas paralelas a  $S_s$ . En ambas situaciones los porfidoblastos poseen una foliación interna recta o rotacional, oblicua con la foliación externa  $S_s$ . También se han encontrado algunos ejemplos donde ambas foliaciones son continuas e incluso se preservan texturas rotacionales. En las bandas de cizalla dúctiles generadas durante  $D_s$ , los porfiroblastos poseen bandas de deformación y extinciones ondulantes. Los cristales de distena se transforman parcialmente a moscovita, dispuesta en cristales paralelos a  $S_s$ .

La blastesis de distena acontece desde episodios pre- $D_s$ , con porfidoblastos que poseen una foliación no continua con  $S_s$ , hasta sin- $D_s$  en cristales paralelos a  $S_s$  y con texturas rotacionales. El crecimiento mayoritariamente tuvo lugar en condiciones pre- $D_s$ , ya que tanto la distena como las micas de transformación, están finalmente orientadas y deformadas en estructuras  $D_s$ . O también, que el crecimiento de este mineral tuvo lugar durante un episodio de blastesis previo a la deformación ulterior durante  $D_s$ .

*Estaurolita.*- En los porfidoblastos de estaurolita es difícil reconocer una foliación interna. Cuando se observa, es continua con la esquistosidad externa  $S_s$  y posee un patrón recto o rotacional. Cuando las estructuras de deformación sin- $D_s$  son más intensas, la foliación interna deja de ser continua con  $S_s$ , los porfidoblastos están rotos y englobados por  $S_s$ . De estas situaciones texturales se deduce que la estaurolita crece en condiciones iniciales durante  $D_s$ , para ser deformada durante el mismo episodio, cuando la deformación  $D_s$  progresa.

Las relaciones paragenéticas de la estaurolita con el cloritoide, se observan en las relaciones texturales mutuas, descritas en el *ap.* . Existe todo un continuo de transformaciones, sea de cloritoide a estaurolita, con cristales del primero englobados por la segunda, hasta relaciones inversas, con estaurolita transformada a cloritoide. Las situaciones intermedias están caracterizadas texturalmente por los bordes netos entre ambos minerales.

*Cloritoide.*- Los fenocristales de cloritoide poseen siempre una foliación interna continua con  $S_s$ . Los tipos de foliaciones internas son rectas mayoritariamente, aunque también se encuentran texturas internas rotacionales. Algunos cristales están deformados en bandas de cizalla sin- $D_s$ , marcando la foliación  $S_s$  y estirándose dúctilmente hacia los planos de cizalla. Se han encontrado cristales de cloritoide que crecen oblicuamente sobre la esquistosidad  $S_s$ , englobando los cristales de mica e ilmenita que la definen.

La blastesis del cloritoide sucede a la par que se desarrolla la esquistosidad  $S_s$ . Cuando la deformación, durante  $D_s$ , progresa sobre la blastesis (*e.g.* bandas de cizalla sin- $D_s$ ) los

## **7. APENDICES**

porfidoblastos, crecidos según la  $S_s$ , se deforman.

*Granate.*- En los porfidoblastos de granate se describieron tres zonas texturales (*cf.ap.* ). La zona textural Gar III, engloba con texturas ramosas o "en panal" cristales de cuarzo y moscovita, que definen la esquistosidad  $S_s$ . Todos los cristales de cuarzo incluidos poseen bordes rectos, algunos puntos triples y pocas bandas de deformación internas, signos de que han sufrido anteriormente una recristalización estática (*cf.ap.* ). El Gar III creció tras el episodio de "annealing" o recristalización estática que sufrió el cuarzo al final de la etapa de deformación  $D_s$ .

Los bordes ramosos engloban la zona textural Gar II, caracterizada por las texturas rotacionales en espiral doble y simple, así como las inclusiones en "bola de nieve" (*cf.ap.* ). En aquellos granates que poseen un desarrollo escaso o nulo de la zona Gar III, se ha podido ver la continuidad de la esquistosidad  $S_s$  con la foliación interna. Alrededor del granate se desarrollan sombras de presión asimétricas (porfiroclastos- $\sigma$ , s. Passchier y Simpson 1986), rellenas de cuarzo y mica incolora. El crecimiento del Gar II sucedió por tanto, durante la etapa de deformación  $D_s$ . En algunos granates existe un núcleo sin inclusiones, Gar I, rodeado por el Gar II. La génesis del Gar I debe ser pre- $D_s$ , sin que se pueda precisar texturalmente más.

Otras texturas del granate, como los granates en atolón, "en herradura" y "en panal", pueden generarse durante episodios distintos de blastesis. Hay granates "en panal" que crecen sobre estructuras rotacionales asimétricas y a favor de microfracturas tensionales abiertas sin- $D_s$ . Algunos granates en atolón poseen grandes micas decusadas en su interior, en las que es posible reconocer inclusiones sigmoidales. En ambos casos serían granates rotacionales (Gar II), los últimos transformados posteriormente (*cf.* Rast 1965), durante episodios post- $D_s$ , a moscovita y cuarzo. La mayoría de los granates en atolón y "en herradura" crecen a favor de los puntos triples y juntas entre cristales de cuarzo. Estas texturas muestran un crecimiento incipiente de granates (Gar III) en la matriz, tras el episodio de "annealing" con el que finaliza la fase de deformación  $D_s$  (*cf.* de Wit y Strong 1975). La forma del granate "en atolón" permite que las micas crezcan desmesuradamente y con texturas decusadas, en su interior.

*Plagioclasa.*- Los cristales de albita crecen preferentemente en los dominios-M (s. Bell 1985) de la esquistosidad  $S_s$ . A veces crecen sobre las charnelas de micropliegues asimétricos, generados durante  $D_s$ . Estos porfidoblastos poseen una foliación interna curvada o sigmoidal,

continúa con la esquistosidad externa. En las rocas más cuarcíticas, los cristales de albita son euhedrales y pueden estar corroidos parcialmente por granates en atolón (Gar III).

La blastesis de albita, tuvo lugar durante la etapa de deformación  $D_s$ , prolongándose hasta condiciones de sin a pre- $D_t$ .

*Epidota*.- Estos minerales están orientados según la esquistosidad  $S_s$ , y en las charnelas de  $P_s$ , siguen la foliación previa,  $S_r$ .

*Moscovita*.- En cristales euhédricos, que definen las foliaciones  $S_r$  y  $S_s$ . Los dominios-M de la foliación de crenulación  $S_t$  están definidos por la reorientación parcial de cristales previos, así como por el crecimiento orientado de nuevos cristales de moscovita.

*Turmalina*.- Los cristales de turmalina están frecuentemente incluidos en granate, cloritoide y distena. Como inclusiones, son de menor tamaño que en la matriz, donde desarrollan una marcada zonación interna. En algunos porfidoclastos orientados según la esquistosidad  $S_s$ , las zonaciones se disponen más próximas en los bordes cortos del cristal, mientras que la anchura de las mismas crece paralelamente a la foliación externa. Todas estas observaciones indican que núcleos de turmalina pre- $D_s$  continuaron creciendo en estadios sin- $D_s$ .

*Clorita y mica verde*.- Hay cristales de clorita (chamosita), rodeados por una mica marrón (cf. Mellini *et al.* 1991), que crecen sobre la esquistosidad  $S_s$ , a veces miméticamente respecto a los pliegues  $P_t$ .

*Mica marrón*.- Cristales de mica marrón son producto de la transformación mimética de moscovitas paralelas a la esquistosidad  $S_s$ . Otros porfidoblastos proceden de la transformación del granate.

*Otros minerales*.- Minerales minoritarios son cristales de illmenita que pueden poseer núcleos, no transformados, de rutilo.

#### 4.1.2.2 Metapelitas albiticas

*Albita*.- Los porfidoblastos de albita crecen en los dominios-M de la foliación  $S_s$ , con una foliación interna continua con la esquistosidad externa. Las inclusiones son rectas, curvadas y microplegadas, de mica incolora, epidota y excepcionalmente grafito. Pliegues  $P_t$  posteriores, se nuclean a favor de cristales de albita, de forma que su amplitud decrece al alejarnos de los blastos. Otros porfidoblastos de plagioclasa crecen en las charnelas de  $P_t$ , englobando inclusiones plegadas, de amplitud igual o inferior, a la de los pliegues en la matriz. De estos porfidoblastos, una minoría posee maclas de deformación, subgranos y extinciones ondulantes.

La blastesis de la plagioclasa sucede durante la formación de los pliegues  $P_t$ . De este modo, pueden encontrarse desde cristales con inclusiones rectas que nuclean pliegues, hasta otros que crecen a favor de charnelas y son deformados cuando el plegamiento progresa. El desarrollo y amplificación de  $P_t$  asimétricos, alrededor cristales de plagioclasa con inclusiones rectas, es función de la rotación de la matriz alrededor de objetos fijos (los blastos), generados al comienzo de la etapa de deformación  $D_t$  (cf. Ramsay 1962; Bell 1985; Vernon 1987, 1989).

*Granate*.- Existen dos zonas texturales en estos porfidoblastos (cf.ap. ); un núcleo con una foliación interna (Gar II) y un borde estrecho e irregular, que engloba parcialmente cristales de la matriz (Gar III). El Gar III posee texturas "en panal" y dendriformes, creciendo entre los cristales de cuarzo recristalizados de la matriz, a favor de bordes rectos y puntos triples intergranulares. En consecuencia la blastesis del Gar III sucede en condiciones post- $D_s$ .

El núcleo del granate (Gar II) posee una foliación interna definida por inclusiones onduladas o en espiral doble y simple, de menas metálicas, rutilo, mica, cuarzo y epidota. El que esta zona textural esté siempre rodeada por el Gar III junto con el desarrollo de sombras de presión a su alrededor (porfiroclastos- $\sigma$ , s. Passchier y Simpson 1986), impide analizar las relaciones del Gar II con la foliación externa  $S_s$ . En las rocas más cuarcíticas se desarrollan porfidoblastos de granate, con inclusiones onduladas y un desarrollo textural semejante al del Gar II, a favor de microfracturas tensionales y estructuras rotacionales de la foliación  $S_s$ . Por analogía morfológica con estos granates, la zona textural Gar II de los porfidoblastos zonados, puede ser sincrónica con la etapa de deformación  $D_s$ . Los granates Gar II, pueden explicarse mediante dos procesos:

- blastos que crecen sincrónicos con la rotación de la esquistosidad  $S_s$ , en la matriz (Schoneveld 1977).

- cristales que crecen sobre dominios-M de la esquistosidad  $S_s$ , que han sufrido un grado variable de rotación previa (Bell *et al.* 1986, Vernon 1989).

La continuación de la deformación durante  $D_s$ , tras una blastesis inicial de granate, explicaría la falta de continuidad entre las foliaciones interna y externa  $S_s$ . Los blastos se comportan durante la deformación asimétrica  $D_s$ , como objetos rígidos frente al flujo de la matriz, que fluye a su alrededor. De este modo se explican las orientaciones múltiples de las foliaciones internas de los blastos, respecto a la esquistosidad externa  $S_s$  (*cf.* Bell *et al.* 1986). En virtud de todos estos hechos, los sentidos de rotación que se deducen mediante las inclusiones en los blastos de granate, carecen de fiabilidad.

Los porfidoblastos de granate están rodeados parcial o totalmente por cristales de albita, desarrollando formas y bordes irregulares. Otros minerales que acompañan a la plagioclasa, son la moscovita, la mica marrón y la clorita.

*Cloritoide.*- Los cristales de cloritoide están siempre orientados según la esquistosidad  $S_s$ , con inclusiones paralelas. Algunos blastos poseen pequeñas grietas de tensión perpendiculares a  $S_s$ . El crecimiento mayoritario del cloritoide sería pre- $D_s$ , continuándose hacia etapas sin- $D_s$ , ya que engloban parcialmente minerales de la matriz.

*Barroisita.*- Cristales alargados de barroisita se encuentran definiendo la esquistosidad  $S_s$ . Son frecuentes las inclusiones paralelas, de cuarzo, moscovita y epidota (zoisita). Las transformaciones más frecuentes son a mica marrón y clorita, orientadas miméticamente, respecto a  $S_s$ .

*Anfíbol verde (Ferro-Winchita/Ferro-Richterita).*- Los fenocristales de anfíbol verde, se orientan paralelamente a la esquistosidad  $S_s$ . Poseen inclusiones de cuarzo e ilmenita, débilmente orientadas, según una foliación interna paralela a  $S_s$ . Los blastos están frecuentemente fragmentados, creciendo en las grietas, cristales de clorita y paragonita, paralelos a la foliación  $S_s$ .

Los anfíboles, tipo Ferro-Winchita o Richterita, debieron crecer en estadios pre- $D_s$ , ya que están reorientados hacia la foliación  $S_s$  y hacia la lineación  $L_s$ .

*Moscovita y Paragonita.*- Los cristales de moscovita se orientan y crecen, según la esquistosidad  $S_s$  y foliación de crenulación  $S_r$ . Las micas de composición paragonítica, crecen orientadas miméticamente respecto a  $S_s$ , alrededor de anfíboles tipo Ferro-Winchita y granates; en este último contexto, asociados a cristales de albita.

*Mica verde y marrón.*- Crece miméticamente, respecto a  $S_s$ , en cristales de moscovita y clorita previos.

*Zoisita-Clinozoisita.*- Los porfidoblastos de zoisita y clinozoisita, definen la esquistosidad  $S_s$  y están plegados en los pliegues  $P_s$ .

*Otros minerales.*- Los minerales minoritarios son porfidoblastos zonados de turmalina, clorita verde, ilmenita y rutilo. La zonación de la turmalina indica un crecimiento sincrónico con  $D_s$  (*cf.ap.* ). La ilmenita crece alrededor de núcleos de rutilo.

#### 4.1.2.3 Esquistos máficos

*Crosita.*- Los porfidoblastos de crosita están rodeados por la esquistosidad  $S_s$ , sin mostrar una orientación preferente. Poseen formas distorsionadas y frecuentemente están rotos en fragmentos rotados hacia la foliación  $S_s$ . Las escasas inclusiones internas son de epidota y rutilo, que se orientan a favor de planos cristalinos del anfíbol. Los blastos de crosita presentan una zonación mineral hacia los bordes, con transformaciones graduales, a barroisita y finalmente Mg-Hornblenda (*cf.ap.* ).

Estas observaciones texturales indican que la blastesis de la crosita acontece en estadios pre- $D_s$ .

*Barroisita.*- Los cristales de barroisita crecen en diversas situaciones texturales, orientados siempre según la esquistosidad  $S_s$ . Alrededor de núcleos de crosita, formando un agregado vermicular de cristales orientados o un borde de límite transicional con el núcleo. También crecen en diaclasas abiertas, de tensión, entre fragmentos de granate. En la matriz los cristales de barroisita definen la foliación  $S_s$ .

El crecimiento de barroisita sucede a la par que se desarrolla la esquistosidad  $S_s$ . Las observaciones texturales descritas, indican una blastesis continua durante  $D_s$ , desde la transformación de crositas previas hasta blastos que crecen orientados según  $S_s$ , en la matriz y en diaclasas de tensión. La deformación durante  $D_s$  continúa, tras estos episodios de blastesis, generándose porfiroclastos de barroisita con colas de deformación.

Tras todos estos episodios de blastesis y deformación, durante  $D_s$ , los cristales de barroisita sufren una recristalización estática ("annealing"), expresada en bordes rectos y formas cristalinas euhédricas. Fases posteriores de deformación, tanto  $D_t$  como  $D_u$ , pliegan la fábrica recristalizada. Este episodio de recristalización, al final de  $D_s$ , es semejante al que sufren los cristales de cuarzo en las rocas cuarcíticas (*cf.ap.* ).

*Mg-Hornblenda.*- Este mineral crece en los porfidoblastos de crosita, a lo largo de dislocaciones internas paralelas a la foliación externa  $S_s$ . Se encuentra también alrededor de los bordes de barroisita que rodean a los núcleos de crosita.

La blastesis de hornblenda sucede por transformación de barroisitas o crositas previas, en los últimos episodios de la deformación  $D_s$  (post-barroisita).

*Granate.*- Los porfidoblastos de granate poseen una zona textural exclusivamente. Son blastos con inclusiones rectas, sigmoidales o débilmente onduladas, continuas con la foliación externa  $S_s$ . Los minerales incluidos son barroisita, crosita, cloritoide, cuarzo, epidota, titanita y turmalina. Algunos blastos están fragmentados y los fragmentos separados, perpendicularmente a la esquistosidad  $S_s$ . Los nuevos cristales que así se generan, siguen creciendo y desarrollan formas euhédricas.

Las texturas descritas indican un crecimiento del granate, sincrónico con la deformación  $D_s$ . Su blastesis continúa tras esta fase, en condiciones estáticas, desarrollando porfidoblastos euhédricos, que engloban a la foliación  $S_s$ .

*Cloritoide.*- Los blastos de cloritoide se conservan exclusivamente como inclusiones, dentro de porfidoblastos de granate (inclusiones armadas). Están orientados y definen una foliación interna, paralela, aunque a veces no continúa, con la foliación externa  $S_s$ . Con estas texturas, la blastesis del cloritoide sólo puede suceder en condiciones pre- $D_s$ .



*Plagioclasa (Albita).*- Los cristales de albita de menor tamaño de grano, crecen en los dominios-M de la esquistosidad  $S_s$ , a favor de micropliegues asimétricos  $P_s$ . Los de mayor tamaño, se nuclean y crecen en las charnelas de  $P_t$ . Sólo una minoría de los porfidoblastos que crecen en éste último contexto, poseen signos de deformación interna, con extinciones ondulantes y subgranos.

La blastesis de albita, comienza durante la fase de deformación  $D_s$ , con una nucleación controlada por la deformación. El crecimiento mayoritario es sincrónico con el desarrollo de pliegues  $P_t$  y se desarrolla preferentemente en los dominios de charnela, donde microfracturas abiertas pueden favorecer un aporte de fluidos. El plegamiento continúa alrededor de los blastos y los pliegues se amplifican, condicionados por su tamaño (*cf.ap.* ).

*Estaurolita.*- Porfidoblastos de estaurolita crecen sin orientación preferente sobre la esquistosidad  $S_s$ . La blastesis de estos cristales es post- $D_s$ .

*Mica incolora (Paragonita y Moscovita).*- Cristales euhédricos de paragonita y moscovita, se orientan y crecen según la esquistosidad  $S_s$ , englobando parcialmente cristales de epidota y anfíbol.

*Epidota.*- Los cristales de clinozoisita y zoisita definen las foliaciones  $S_r$  y  $S_s$ . Algunos porfidoblastos de clinozoisita poseen núcleos de color amarillo, de epidota más rica en pistacita, probablemente.

*Clorita.*- Los porfidoblastos de clorita crecen alrededor de granate, crosita y barroisita, asociados con cristales de plagioclasa. Desarrollan texturas decusadas y crecimientos en abanico sobre pliegues  $P_t$ .

#### 4.1.2.4 Anfibolitas

*Hornblenda.*- Los porfidoblastos elongados de hornblenda (Mg-hornblenda y Winchita) definen la foliación  $S_s$ , con texturas nematoblásticas. Los cristales poseen formas prismáticas, euhédricas, los límites intergranulares son rectos con desarrollo de puntos triples y existen

pocas texturas que indiquen una deformación intracristalina.

La blastesis de la hornblenda es sincrónica con el desarrollo de la foliación  $S_s$ . Los cristales crecen preferentemente en la matriz, según esta foliación. Tras el desarrollo de la fábrica  $D_s$ , hay un episodio general de recristalización estática.

*Albita.*- Los cristales de albita crecen sobre la foliación  $S_s$ , englobando cristales orientados de anfíbol y epidota minoritaria. La foliación interna de los porfidoblastos o poiquiloblastos, es siempre continua con la foliación externa  $S_s$ . El tamaño de grano de las inclusiones es inferior al que poseen en la matriz.

El crecimiento de plagioclasa albítica (*av.*  $Ab_{99}$ ) sucede tras el desarrollo de la foliación  $S_s$ , pudiendo comenzar durante el episodio de recristalización estática que sufrió la roca. Aunque la diferencia de tamaño de grano entre los cristales incluidos y los de la matriz, también se puede generar por una asimiliación parcial de los cristales huéspedes por el poiquiloblasto de albita. Algunos porfidoblastos están rodeados por un borde estrecho de albita más rica en Ca (*av.*  $Ab_{97}$ ).

*Granate.*- Los blastos de granate poseen una foliación interna, definida por inclusiones rectas, pocas veces sigmoidales, de hornblenda y epidota. La orientación de esta foliación es paralela a la foliación externa  $S_s$  y en algunos cristales se observa una continuidad entre ambas.

La blastesis principal del granate es post- $D_s$ , aunque las inclusiones sigmoidales y curvas, se pueden generar en estadios sin- $D_s$ .

*Epidota.*- Los cristales de epidota definen la foliación  $S_s$ , en la matriz y en las inclusiones dentro de plagioclasa y granate. Son frecuentes los agregados de cristales orientados según  $S_s$ .

*Tremolita probable.*- En los mármoles y anfibolitas próximas, se encuentran cristales poco pleocroicos, de anfíbol verde claro (tremolita probable), orientados según la foliación  $S_s$ . Algunos de estos cristales poseen subgranos y desarrollan colas de deformación, constituidas por agregados de sericita.

El crecimiento de la tremolita sucede, esencialmente, en condiciones pre-D<sub>s</sub>. También hay blastesis, de carácter limitado, durante D<sub>s</sub>, generando cristales sin deformación interna, paralelos a S<sub>s</sub>.

*Otros minerales.*- Minerales en cantidades minoritarias son clorita y micas, incolora, verde y marrón. Los cristales de clorita crecen, sin orientación preferente, sobre los planos de S<sub>s</sub>, englobando cristales orientados.

## 4.2 PARAGENESIS MINERALES

Las paragénesis minerales se establecen para cada litotipo de los mantos Calar-Alto y Bédar-Macael, mediante las relaciones blastesis-deformación, descritas en el *ap.* . Para nombrar las asociaciones minerales, se utilizarán las denominaciones más frecuentes de facies metamórficas (Fyfe *et al.* 1958, Turner y Verhoogen 1958, Turner 1981). Las facies se nombran atendiendo a los minerales índice o paragénesis críticas. Esta terminología se empleará especialmente para designar las paragénesis de las rocas de composición básica, sean metabasitas, esquistos máficos o anfibolitas, siguiendo la clasificación propuesta por Evans (1990).

Utilizando las paragénesis y asociaciones minerales, se limitan de modo relativo, las condiciones termobarométricas (PT) de las fases de deformación y se permite el análisis petrogenético y geotermobarométrico posterior. No obstante, la terminología de facies posee una cierta ambigüedad en sí misma, ya que los límites PT de cada paragénesis dependen de la composición global de la roca y que el concepto de facies metamórfica, en condiciones ideales, es independiente de esa composición (Evans 1990).

### 4.2.1 Manto de Calar-Alto

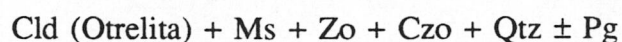
En esta unidad se describen las paragénesis para los dos grandes grupos litológicos descritos, metapelitas y metabasitas. En el primero se agrupan todos los esquistos de la Fm. Tahal, sean esquistos con cloritoide y distena o esquistos con albita y granate (*cf.ap.* ), así

como calcoesquistos de la Fm. Huertecica, intercalados entre mármoles (*cf.ap.* ). Para las metabasitas las transformaciones metamórficas descritas anteriormente (*cf.ap.* ) se agrupan en términos de asociaciones y paragénesis minerales.

#### 4.2.1.1 Metapelitas

##### 1. Paragénesis pre-D<sub>s</sub>

Los minerales que crecen en episodios previos a la etapa de deformación D<sub>s</sub> son cloritoide otrelita (Cld<sup>1</sup>), moscovita (Ms) y epidota (zoisita, Zo y clinozoisita, Czo). Otro mineral minoritario que define la foliación S<sub>r</sub> es la paragonita (Pg). La paragénesis indicativa de los episodios pre-D<sub>s</sub> es:



Esta paragénesis sigue creciendo durante los episodios iniciales de la deformación D<sub>s</sub>, ya que cristales pequeños de cloritoide se nuclean paralelos a la foliación S<sub>s</sub>.

##### 2. Paragénesis D<sub>s</sub>

Durante el desarrollo de la foliación S<sub>s</sub> la paragénesis con Cld, descrita en el apartado anterior, es reemplazada paulativamente por otra donde comienza a crecer distena (Ky). Los cristales de menor tamaño de grano de Ky crecen en condiciones sin-D<sub>s</sub>, para tener un desarrollo mayor durante episodios post-D<sub>s</sub>. Por el contrario los cristales de mayores de Cld están rodeados por la foliación S<sub>s</sub> y los de menor tamaño de grano, representativos de sus últimos episodios de blastesis, se nuclean a favor de esta foliación.

Otros minerales que poseen una nucleación incipiente en los últimos episodios de desarrollo de la foliación S<sub>s</sub>, son la plagioclasa-albita (Ab) y el granate (Gar). Alrededor de cristales de Cld, superpuestos a la foliación S<sub>s</sub>, crece paragonita (Pg) en agregados con textura decusada, rodeada por clorita (clinocloro, Chl) en grandes cristales prismáticos. El crecimiento mayoritario de todos estos minerales sucede en condiciones post-D<sub>s</sub>.

Se establecen dos paragénesis minerales durante la etapa de deformación D<sub>s</sub>. La

---

<sup>1</sup> Las abreviaturas de los minerales, empleadas a lo largo del texto y en las figuras, son las propuestas por Kretz (1983).

primera de ellas acontece durante los estadios iniciales del desarrollo de la fábrica  $D_s$ , mientras que la segunda sucede en condiciones tardías y previas a  $D_t$ .

Paragénesis Inicial:  $Ky + Zo + Czo + Ms + Ilm + Qtz \pm Pg \pm Cld$

Paragénesis Final:  $Ky + Zo + Czo + Ms + Pg + Chl + Qtz \pm Gar \pm Ab \pm Scp$

En las rocas de composición carbonatada hay escapolita (Scp) que crece desorientada sobre la foliación  $S_s$ , en agregados con textura decusada y en abanico. Los minerales que definen esta foliación son englobados por los cristales de escapolita.

### 3. Paragénesis post- $D_s$

Tras el desarrollo de la foliación  $S_s$  sucede un episodio importante de blastesis mineral, durante la fase de deformación  $D_t$ . En esta fase se pueden diferenciar dos estadios dentro de un proceso supuestamente continuo de deformación. En el primero de ellos se generan pliegues  $P_t$ , en el segundo la deformación continúa y se desarrolla una foliación de crenulación  $S_t$  penetrativa, en las zonas de charnela.

Antes del desarrollo de la foliación  $S_t$  y en los dominios de charnela  $P_t$  crece plagioclasa-albita y granate. Otros minerales que se desarrollan en este estadio son distena y estaurolita (St). Los cristales de Ky y St crecen desorientados en los agregados de clorita (clinocloro) que rodean cristales relictos de Cld. En la matriz se encuentran de forma minoritaria, englobando inclusiones de ilmenita (Ilm) y Ms de la foliación  $S_s$ .

Paragénesis pre- $S_t$ :  $Ab + Gar + Ms + Ky + St + Chl + Qtz \pm Pg$

Cuando la foliación  $S_t$  es penetrativa rodea a los cristales de plagioclasa y granate que crecieron durante este episodio inicial sin- $D_t$ . Sobre  $S_t$  crece flogopita de color verde (Phl), distena, clorita y moscovita.

Paragénesis post- $S_t$ :  $Ky + Phl + Chl + Ms + Qtz$

#### 4.2.1.2 Metabasitas

Los protolitos ígneos de las metabasitas son de composición gabroide, en las rocas con textura granular, y basáltica, en las de textura porfídica o blastoporfídica. La asociación ígnea de los protolitos está constituida por los minerales principales: clinopiroxeno-augita (Aug), plagioclasa-labradorita (Pl) y olivino-forsterita (Fo). Los constituyentes minoritarios son anfíbol-Mg kaersutita marrón (Amph<sub>i</sub>), biotita (Bt), apatito (Ap) e ilmenita (Ilm) (*cf.ap.*).

Protolito ígneo: Aug + Pl + Fo ± Amph<sub>i</sub> ± Bt ± Ilm ± Ap

Se describen en primer lugar, las paragénesis de los xenolitos aluminicos, que se encuentran entre las rocas básicas, empleando las descripciones texturales dadas por Gómez-Pugnaire *et al.* (1985), Gómez-Pugnaire y Muñoz (1990, 1991). A continuación se analizan las paragénesis de las metabasitas, atendiendo a la agrupación en estadios metamórficos realizada en los *ap.* .

##### 1. Paragénesis metamórficas de los Xenolitos metapelíticos

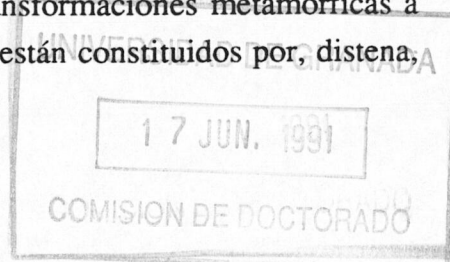
Las primeras transformaciones metamórficas pueden observarse en los xenolitos metapelíticos, de composición aluminica, incluidos y asimilados parcialmente por las metabasitas. Como relictos quedan cristales corroidos de andalucita, transformados a un agregado en corona de sillimanita (Sil), plagioclasa-bitownita y andesina, espinela (Spl), corindón (Crn), junto con moscovita y biotita minoritarias. A veces puede verse como el corindón procede de la transformación de sillimanita (Sil), que rodea a los relictos de andalucita. La primera paragénesis metamórfica se caracteriza por la asociación:

Primera Transf: Pl + Spl + Crn + Bt ± Sil ± Ms

Sobre esta paragénesis inicial, fruto de una asimilación y fusión parciales del xenolito, crecen otros minerales. Esta nueva paragénesis está formada por distena, moscovita, paragonita, plagioclasa-albita, antofilita (Ath) y talco (Tlc):

Paragénesis con Ky: Ky + Ab + Ath + Tlc + Ms + Pg

Las asociaciones minerales de los pseudomorfos y agregados de mica que se encuentran entre las metabasitas, pueden corresponder de transformaciones metamórficas a partir de las paragénesis con Ky (*cf.ap.* ). Los pseudomorfos están constituidos por, distena, zoisita (Zo) y rutilo (Rt):



1ª Parag. Pseudomorfos: Ky + Zo + Mrg + Pg + Ab ± Rt

Esta paragénesis se transforma a un agregado de margarita (Mrg) y paragonita, rodeado por plagioclasa-albita. En cantidades minoritarias aparecen calcita (Cal) y clorita.

2ª Paragénesis Pseudomorfos: Mrg + Pg + Pl ± Cal ± Chl

## 2. Paragénesis metamórficas de las metabasitas

Se describen tres paragénesis minerales, de carácter metamórfico, en las metabasitas (*cf.ap.*). La primera en facies de anfibolitas, la segunda en facies eclogíticas y por último eclogitas retrogradadas, en facies de anfibolitas con albita y epidota (*clasif.s.* Evans 1990). La evolución petrogenética que se propone en este trabajo está recogida en la secuencia propuesta anteriormente. Aunque no puede descartarse totalmente que las transformaciones en facies de eclogitas y anfibolitas sean cohetáneas, reflejando un contenido menor o mayor de fluidos, respectivamente (*cf.ap.*).

### 2.1 Paragénesis en facies anfibolitas

Esta paragénesis se desarrolla a partir de la asociación ígnea relicta. La composición y especies mineralógicas están condicionadas directamente por el tipo de mineral ígneo del que proceden (*cf.ap.*). Las transformaciones para cada mineral del protolito son:

Transformaciones de Aug: Amph I (Edenita) + Chl

Transf. de Pl: Amph I (Pargasita) + Pl + Pg + Ky + Zo

Transf. de Fo: Amph I (Edenita) + Enstatita (En) + Phl + Tlc

Agrupando todas estas transformaciones, junto con los cristales neoformados en la matriz de Amph I (tipo Pargasita-Edenita) y granate almandínico-grosularítico (Gar I), se obtiene la asociación:

Amph I (Prg-Ed) + Gar I ± Pg ± Ky ± Zo ± Tlc ± En ± Phl ± Pl

indicativa de un estadio en facies anfibolitas.

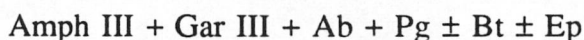
## 2.2 Paragénesis en facies eclogitas

La paragénesis característica de las metabasitas en facies eclogíticas está constituida por la onfacita (Omp), el granate almandínico (Gar II), rutilo, anfíbol alcalino tipo glaucofana (Gln, Amph II). Otros minerales en cantidades subordinadas son la paragonita y la epidota (Ep).



## 2.3 Paragénesis en facies anfíbolíticas con Albita y Epidota

Las paragénesis eclogíticas se transforman a anfíboles cálcicos (Amph III) de los tipos hornblendas pargasíticas, hornblendas edeníticas y edenitas, granate (Gar III), plagioclasa-albita, paragonita y biotita marrón.



### 4.2.2 Manto de Bédar-Macael

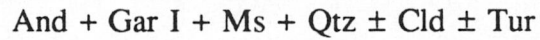
En este manto se definen las paragénesis de los cuatro grupos litológicos empleados en la descripción de las relaciones blastesis-deformación. Así el primero son las metapelitas grafitosas de Fm. Montenegro, las metapelitas albíticas y esquistos máficos de la Fm. Tahal y anfíbolitas de la Fm. Atalaya (*cf.ap.* ).

#### 4.2.2.1 Metapelitas grafitosas

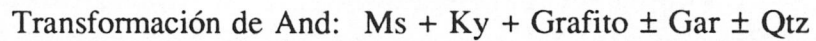
##### 1. Paragénesis pre-D<sub>2</sub>

Durante los episodios de deformación previos a D<sub>2</sub>, crecen los minerales: andalucita (And), granate (Gar I), moscovita y turmalina (Tur) minoritaria. Otros autores han señalado la presencia de un cloritoide con múltiples inclusiones grafitosas (Díaz de Federico 1971; Puga 1971; Vissers 1977, 1981, Gómez-Pugnaire y Sassi 1983). La paragénesis indicativa de este episodio es:





Los fenocristales de andalucita están siempre pseudomorfizados por un agregado de cristales de sericita, con una alta concentración de grafito, sobre los cuales a veces crece distena (Puga *et al.* 1975, Muñoz 1991 *com.per.*) y granate. Esta asociación es previa a la fábrica  $D_s$ , ya que los pseudomorfos de sericita se deforman y estiran en la foliación  $S_s$ , hacia la lineación  $L_s$ .



## 5. ESTRUCTURA

### 5.1 ESTRUCTURA DEL MANTO DE BEDAR-MACAEI

La descripción de la estructura del Manto de Bédar-Macael, se realiza mediante el análisis estructural detallado de tres subáreas. La primera de ellas es la zona comprendida entre Los Carriones y El Barranco Muñoz (**Sector El Marchal**), la segunda es la zona localizada al norte de El Helecho y El Pocico (**Sector Norte**) y por último, el área entre Almocaizar y la barriada Los Pinos (Bédar) (**Sector Almocaizar**). La cartografía geológica y cortes estructurales detallados de los sectores Norte y Almocaizar se muestran en los Anexos y . Una vez analizada la estructura en estas tres subáreas representativas, se analizará la estructura general del manto, contemplando aspectos concretos, como la posición de los metagranitos de la Fm. Montenegro y de las serpentinitas.

#### 5.1.1 Estructura del manto en el Sector El Marchal

En este sector la foliación  $S_s$  buza entre 70 y 40°S, con una dirección que oscila entre NE-SW y SE-NW. La sucesión litológica del Manto de Bédar-Macael, descrita ascendentemente respecto a  $S_s$ , desde el límite actual del manto hasta los metagranitos de la Fm. Montenegro, es de: micaesquistos anfibólicos y micaesquistos albíticos de la Fm. Tahal, con cuerpos de serpentinitas englobados, micaesquistos grafitosos y metagranitos de la Fm. Montenegro. Esta disposición geométrica muestra una inversión generalizada del orden estratigráfico de las formaciones.

Son frecuentes las intercalaciones mútuas, paralelas a la foliación  $S_s$ , de las diversas

litologías de la Fm. Tahal, sean calcoesquistos y micaesquistos dentro de micaesquistos anfibólicos, o mármoles dentro de micaesquistos albíticos (*vse. Fig.* ). La potencia máxima de las intercalaciones es de orden decimétrico, disminuyendo lateralmente hasta desaparecer o quedar en un nivel estratiforme métrico. Las terminaciones laterales de estas intercalaciones se corresponden con charnelas apretadas y estiradas de pliegues  $P_s$ , que pueden prolongarse decenas de metros.

La estructura general del Manto de Bédar-Macael bajo los afloramientos de los metagranitos de la Fm. Montenegro, es de flanco inverso. Múltiples pliegues menores  $P_s$  pliegan isoclinalmente los contactos litológicos entre micaesquistos, esquistos anfibólicos y mármoles de la Fm. Tahal. El alto grado de estiramiento de las charnelas, determina que los pliegues desarrollen formas semejantes a las de intercalaciones estratigráficas.

### 5.1.2 Estructura del manto en el Sector Norte

En las proximidades del contacto con el Manto de Calar-Alto, la foliación  $S_s$  buza fuertemente hacia el N, con algunas inversiones locales, debido a pliegues post- $D_u$ . Al ascender dentro del manto, la foliación pasa a ser poco buzante, con valores entre 50 y 35°N. Desde el contacto basal del manto, y ascendiendo geoméricamente dentro de él, se encuentran múltiples intercalaciones de micaesquistos y mármoles grafitosos de la Fm. Montenegro, entre micaesquistos albíticos, calcoesquistos y mármoles de la Fm. Tahal. Estas intercalaciones se distribuyen en bandas de dirección E-W.

Las intercalaciones de micaesquistos grafitosos y mármoles entre micaesquistos albíticos y calcoesquistos, proceden del plegamiento isoclinal, mediante pliegues estirados  $P_s$ , de los contactos estratigráficos entre las Fm. Montenegro y Tahal, así como entre esquistos y mármoles de esta formación. Igualmente el contacto entre las Fm. Tahal y Atalaya, está plegado por pliegues  $P_s$  isoclinales, originando intercalaciones alargadas de mármoles entre micaesquistos. Las charnelas de los pliegues  $P_s$  se adelgazan lateralmente, consituyendo niveles alargados según la foliación  $S_s$ . La orientación de los pliegues es paralela a la lineación de estiramiento  $L_s$ , aunque cartográficamente se distinguen algunos pliegues en vaina (*vse.fig.* ).

La estructura general deducida para los afloramientos de la Fm. Montenegro entre esquistos de la Fm. Tahal en este sector, corresponde a la de un anticlinal sinforme, con una charnela constituida por múltiples indentaciones entre esquistos grafitosos, mármoles y

esquistos albíticos. La forma final es el resultado de la interferencia entre los pliegues menores de una charnela  $P_s$  y pliegues abiertos post- $D_u$ , de vergencia norte (*vse.fig.* ).

### 5.1.3 Estructura del manto en el Sector Almocaizar

La foliación  $S_s$  buza hacia el SE-SW, con una dirección media ESE-WNW. La secuencia del manto, descrita en orden ascendente geoméricamente, es de metagranitos y micaesquistos grafitosos de la Fm. Montenegro, esquistos albíticos y calcoesquistos de la Fm. Tahal y mármoles de la Fm. Atalaya. Este orden general está modificado por pliegues  $P_s$  isoclinales (*vse.fig.* ), que producen diversas repeticiones litológicas. A saber, pliegues anticlinales apretados, con núcleo de metagranitos entre micaesquistos grafitosos de la Fm. Montenegro y sinclinales con mármoles de la Fm. Atalaya en el núcleo.

En el Sector Almocaizar la disposición general de las litologías es de flanco normal, con repeticiones debidas a pliegues menores  $P_s$ .

### 5.1.4 Estructura general del manto

Como se ha mostrado en las tres subáreas seleccionadas, el Manto de Bédar-Macael posee una estructura constituida por pliegues isoclinales apretados  $P_s$ . Estos pliegues generan inversiones y recurrencias de la sucesión litológica. La estructura general es la de un anticlinal tumbado  $P_s$ , nucleado en los metagranitos de la Fm. Montenegro, con desarrollo de pliegues menores asociados, tanto en el flanco inverso (*e.g.* sector El Marchal) como en el flanco normal (*e.g.* sector Almocaizar). En la charnela de este pliegue el contacto entre metagranitos y micaesquistos grafitosos de la Fm. Montenegro está plegado isoclinamente, resultando indentaciones de los primeros entre las metapelitas (*e.g.* 500 m al ESE de Los Carriones).

El plegamiento posterior de esta estructura, mediante pliegues kilométricos post- $D_u$ , determina que en el sector Norte la charnela de este anticlinal mayor se encuentre mediante un núcleo sinforme (*cf.fig.*).

Los cuerpos de serpentinitas se localizan fundamentalmente en el contacto entre micaesquistos albíticos, calcoesquistos y micaesquistos anfibólicos de la Fm. Tahal con mármoles de la Fm. Atalaya. Su posición estructural está determinada por los pliegues  $P_s$ . En

el flanco normal e inverso del anticlinal mayor, se sitúan por encima y por debajo de los micaesquistos y metagranitos de la Fm. Montenegro, respectivamente. Existen otros cuerpos de serpentinitas -volumétricamente menos importantes- intercalados entre micaesquistos y calcoesquistos de la Fm. Tahal (*e.g.* 1 km al ENE de el Cerro la Boticaria y en la cortijada Los Chopos, Sector Norte).

El análisis de la estructura mayor del Manto de Bédar-Macael, se ha realizado mediante las recurrencias y la polaridad estratigráficas. La utilización de la vergencia de los pliegues menores  $P_s$  no se ha podido utilizar debido a los siguientes factores:

- Muchos de los pliegues  $P_s$  poseen una vergencia doble, debido a que son pliegues en vaina (*cf.ap.* ).
- La asimetría de los pliegues menores no puede utilizarse para reconstruir la estructura mayor, en aquellas áreas donde las charnelas son paralelas a la lineación de estiramiento  $L_s$ . Debido a que el paralelismo entre pliegues y lineación está producido por la rotación de los primeros hacia la segunda, durante la etapa de deformación  $D_s$ . Los pliegues pueden ser previos o haberse generado durante la deformación  $D_s$  progresiva (*vse.ap.* ).

## 5.2 EL CONTACTO ACTUAL ENTRE MANTOS

El contacto actual entre el Manto de Calar-Alto, inferior, y el Manto de Bédar-Macael, superior, es paralelo a los contactos litológicos y a las superficies  $S_s$  de referencia de ambas unidades. Las estructuras que se encuentran en el contacto, poseen no sólo una orientación y tipología distintas de cualquiera de las fases de deformación descritas en el interior de los mantos, sino que deforman sus fábricas planares. Por estas razones, el contacto actual entre el Manto de Bédar-Macael y el de Calar-Alto, no está relacionado con la estructuración interna de ambos mantos, sino que se ha generado con posterioridad a estos, a favor de superficies de anisotropía previas.

El que se traten independientemente las fases de deformación asociadas al contacto de las de los mantos, queda justificado por las razones expuestas anteriormente. Una vez descritas sus características estructurales, se relacionarán con las etapas de deformación ya establecidas.

### 5.2.1 Geometría del contacto

El contacto se localiza a techo de los mármoles de la Fm. Huertecica y de cuerpos de metabasitas no foliadas, del Manto de Calar-Alto. Inmediatamente sobre él, en el bloque de techo, se encuentran diversos miembros de la Fm. Tahal del Manto de Bédar-Macael, sean esquistos anfibólicos o micaesquistos albíticos. Pliegues kilométricos post- $D_u$ , verticalizan e invierten localmente el contacto. La dirección media de sus charnelas es E-W, con planos axiales subverticales y doble vergencia, al sur y al norte (*cf.ap.* ).

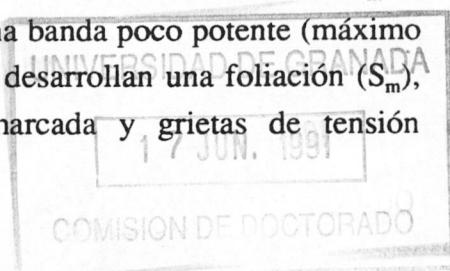
Si se deshacen los pliegues posteriores y tomando como superficies de referencia las foliaciones  $S_s$ , el contacto actual entre ambos mantos tiene una geometría de rellano generalizado para los bloques de techo y muro. En este último, el contacto lamina parcialmente la Fm. Huertecica hacia el sur, pudiendo llegar hasta los esquistos superiores de la Fm. Tahal. La geometría para el bloque de techo es de rellano, que hacia el W pasa a ser una rampa descendente. Esta rampa intersecta con la foliación  $S_s$ , buzante hacia el SE, con un ángulo bajo. Con esta geometría, el contacto desciende en la estructuración del bloque de techo, llegando a superponer, progresivamente hacia el W-SW, la Fm. Tahal y finalmente la Fm. Atalaya del M. de Bédar-Macael, sobre la Fm. Huertecica o Fm. Tahal del M. de Calar-Alto (*e.g.* ladera septentrional de La Atalaya, 3 km al SW de Lubrín).

### 5.2.2 Estructuras asociadas al contacto

Las rocas y estructuras asociadas a este contacto se han generado durante dos etapas de deformación, bajo diferentes condiciones metamórficas y de deformación. Durante la primera de ellas se desarrollan estructuras miloníticas y en la segunda, cataclasitas foliadas (Chester *et al.* 1985), harinas y brechas de falla. Estas etapas de deformación se denominarán, en adelante, como  $D_m$  y  $D_f$  respectivamente. Los subíndices están referidos al carácter de la deformación, sea milonítica o frágil.

#### 5.2.2.1 Fase de deformación $D_m$

Las estructuras de esta fase de deformación, se desarrollan en los mármoles de los bloques de techo y muro (*e.g.* afloramiento 200 m al N de El Chive). La deformación  $D_m$  se concentra en las rocas más próximas al contacto, formando una banda poco potente (máximo 2-3 m) con intensa deformación. Los mármoles en esta zona desarrollan una foliación ( $S_m$ ), que contiene una lineación de estiramiento ( $L_m$ ) muy marcada y grietas de tensión



perpendiculares, parcialmente rellenas. La foliación  $S_m$  está intensamente replegada por pliegues apretados  $P_m$  de orientación variable. La lineación  $L_m$  está definida por la elongación de cristales de calcita y cuarzo, por la orientación de colas de deformación alrededor de clastos dolomíticos y la distribución de cristales de mica incolora, plagioclasa y menas metálicas. La orientación de  $L_m$  oscila entre NNE-NE (*cf.fig.* ).

Los pliegues ( $P_m$ ) asociados a esta etapa de deformación se caracterizan por tener formas apretadas, amplitudes altas y charnelas estiradas (amplitudes  $>3$ , *clasif.* Hudleston 1973, *cf.fig.* ). Son frecuentes los pliegues en vaina, con charnelas curvas de orientación variable entre NNE y NE. En los planos perpendiculares a  $L_m$ , los  $P_m$  poseen vergencias dobles y formas cerradas ("eyed folds"). Entre los pliegues existen múltiples interferencias de los tipos 3 y minoritariamente 2 (*clasif.* Ramsay 1967). Se nuclean y amplifican alrededor de clastos dolomíticos y otras inhomogeneidades de la matriz (*e.g.* porfiroclastos de mica, clastos cuarcíticos, etc.)

### 1. Microestructuras $D_m$

En los mármoles la foliación  $S_m$  está definida por la orientación de porfiroclastos alargados de calcita, plagioclasa, cuarzo y mica incolora. Estos cristales están rodeados por una matriz, constituida por granos equidimensionales de calcita, de menor tamaño ( $<20 \mu\text{m}$ ).

*Calcita.*- Es el mineral mayoritario, con una distribución bimodal de tamaño de grano. Los granos de mayor tamaño (*av.*  $520 \mu\text{m}$ ,  $1000\text{-}300 \mu\text{m}$ ) son porfiroclastos alargados (*ratio máx.* 3.5:1), con ejes largos ligeramente oblicuos a la foliación  $S_m$  de la matriz. Todos estos porfiroclastos están maclados, con líneas de macla curvadas, que se ensanchan hacia los bordes de los granos. Alrededor de los porfiroclastos la matriz está constituida por un agregado de granos de pequeño tamaño (*av.*  $10 \mu\text{m}$ ,  $5\text{-}12 \mu\text{m}$ ), sin maclar, subredondeados. Los límites entre estos granos son rectos y dentados. A veces hay cristales de tamaño intermedio ( $53 \mu\text{m}$ ) entre los porfiroclastos y los granos de la matriz.

*Mica incolora.*- Está presente exclusivamente en porfiroclastos aislados de tamaño superior a  $500\text{-}700 \mu\text{m}$ , con formas redondeadas o fusiformes. Los porfiroclastos frecuentemente están poligonalizados a un agregado de pequeños cristales prismáticos (*av.*  $75 \mu\text{m}$ ,  $60\text{-}100 \mu\text{m}$ ), sin evidencias de deformación intracristalina. Los clastos de mica desarrollan colas de deformación del tipo- $\delta$  (porfiroclastos- $\delta$ , Passchier y Simpson 1986), constituidas por otros

cristales más pequeños y menos metálicas.

*Plagioclasa.*- Los cristales de plagioclasa (albita) son rectangulares cortos y subredondeados, de tamaño inferior al milímetro (200-300  $\mu\text{m}$ ). Algunos granos pueden llegar a tener dimensiones de hasta 1.5 mm. Los cristales euhédricos poseen bordes delgados de composición más anortítica. Los porfiroclastos subredondeados están rotos y los fragmentos poseen múltiples evidencias de deformación, con extinciones ondulantes, maclas de deformación y poligonalizaciones. Entre los clastos crecen cristales orientados de mica incolora y fibras de calcita. Los granos con estas microestructuras están transformados total o parcialmente a agregados de clorita, con cantidades subordinadas de mica incolora.

*Cuarzo.*- En porfiroclastos subredondeados, con extinciones ondulantes y ocasionalmente subgranos. En las rocas más cuarcíticas, los granos de cuarzo son prismáticos, con bordes rectos limitados por la posición de los cristales de mica incolora (textura en mosaico alargado).

## 2. Mecanismos de deformación y recristalización

El proceso de deformación más importante en los cristales de calcita ha sido la recristalización dinámica (Hobbs 1968, White 1976), ya que hay una distribución bimodal del tamaño de grano y los porfiroclastos están rodeados por granos nuevos sin deformación. Este mecanismo de recristalización reduce progresivamente el número y el tamaño de grano de los porfiroclastos. Los granos de mayor tamaño se deforman mediante maclado y deslizamiento intracristalino, expresado en extinciones ondulantes. Las dislocaciones intracristalinas tienden a migrar desde los bordes hacia el interior de los cristales, ya que las líneas de macla se estrechan en ese sentido.

Los mecanismos de deslizamiento de borde de grano pueden haber operado en los granos de la matriz, ya que los cristales poseen orientaciones ópticas diferentes y son de tamaño muy pequeño (*e.g.* Schmid *et al.* 1977, Behrmann 1983, Walker *et al.* 1990). Este mecanismo determinaría que muchos porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, no posean deformación interna.

Durante la etapa de deformación  $D_m$  muchos de los procesos de deformación y recristalización estuvieron activados por la presencia de fluidos. Las microestructuras que



atestiguan su influencia son:

- Granos de plagioclasa recristalizados, con desarrollo de cristales euhédricos zonados.
- Fibras orientadas de calcita que crecen entre los fragmentos de porfiroclastos rotos (plagioclasa y mica incolora). Esta microestructura indica que ha habido migración y recristalización de una fase fluida intragranular, condicionada por la deformación ("difusive mass-transfer processes").

### 3. Carácter de la deformación $D_m$

El conjunto de microestructuras  $D_m$  descritas, indican que la fábrica  $D_m$  es de carácter milonítico. La foliación  $S_m$  es una foliación milonítica, con reducción de tamaño de grano. Los porfiroclastos se deforman mediante recristalización dinámica y deformación intracristalina, mientras que en la matriz puede ser operativos los mecanismos de flujo superplástico.

El sentido de flujo de la deformación  $D_m$  es hacia el NNE, como se deduce de la asimetría de las microestructuras siguientes:

- Porfiroclastos con colas de deformación, dispuestas asimétricamente respecto a  $S_m$  (porfiroclastos- $\sigma$  y  $\delta$ , Passchier y Simpson 1986). Los porfiroclastos son de mica incolora, fragmentos dolomíticos y plagioclasa. Los porfiroclastos de mica incolora tienen formas de huso asimétrico (peces de mica), están fragmentados y los fragmentos rotados hacia la foliación  $S_m$ .
- Porfiroclastos alargados de calcita, orientados oblicuamente a la foliación  $S_m$ .

### 4. Condiciones de flujo de la deformación $D_m$

Las condiciones de flujo durante  $D_m$  se han estimado mediante los paleopiezómetros para calcita, utilizados en los *ap.* .

- Tamaño mínimo de grano maclado: en las muestras de mármoles estudiadas, el tamaño mínimo de porfiroclasto de calcita maclado (*cf.ap.* ), es de 300  $\mu\text{m}$ . Para generar estas microestructuras son necesarios paleoesfuerzos inferiores a 1.5 kbar.

- Tamaño de grano recristalizado dinámicamente: los nuevos granos tienen tamaños medios de  $10 \pm 4 \mu\text{m}$ . Si se considera que estas dimensiones se han generado por recristalización y no por flujo super-plástico, los valores estimados de paleoesfuerzos son del orden de 500 bar (*cf.ap.* ).

Para estimar las velocidades de deformación se han empleado las leyes de flujo de Carrara ("ley de Carrara, *cf.ap.* , ec. 5) y Solnhofen ("ley de Solnhofen", Rutter 1974), correspondientes a tamaños de grano entre 4 y 200  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Con ambas leyes de flujo y una temperatura de deformación aproximada de 300°C, se obtienen velocidades de deformación anormalmente bajas ( $\dot{\epsilon}$  entre  $10^{-18}$  y  $10^{-19} \text{seg}^{-1}$ ).

Un agregado de cristales de calcita se puede deformar mediante flujo superplástico cuando el tamaño de los granos oscila entre 9 y 16  $\mu\text{m}$  y los paleoesfuerzos son inferiores a 0.7 kbar (Behrmann 1983). El que ambas condiciones se cumplan en las muestras estudiadas, así como las bajas velocidades de deformación obtenidas, sugiere que la matriz pudo deformarse mediante flujo superplástico durante la deformación  $D_m$ .

### 5.2.2.2 Fase de deformación $D_f$

Diversas zonas de falla frágiles se desarrollan en el techo del Manto de Calar-Alto, dentro de los mármoles de la Fm. Huertecica y en el contacto con las metapelitas superiores de la Fm. Tahal. Estas fallas adelgazan y laminan lateralmente los mármoles de la Fm. Huertecica. Esta formación queda en cuerpos lenticulares limitados por fallas frágiles ("horses"), de tamaño decamétrico a kilométrico. En su interior los mármoles están brechificados y difícilmente preservan estructuras de la etapa de deformación  $D_m$ .

Las estructuras desarrolladas durante la fase de deformación  $D_f$  son:

- Brechas de falla carbonatadas, con clastos metapelíticos, carbonatados y ocasionalmente de metabasitas. Los clastos pelíticos poseen diversas crenulaciones internas, posiblemente  $P_1$  o posteriores. Son brechas cementadas parcialmente, con un cemento calcítico microcristalino ( $<50 \mu\text{m}$ ).
- Harinas de falla en las rocas metapelíticas, con desarrollo local de cataclasitas foliadas. En estas rocas se encuentran estrías de falla de dirección media N-NE y planos de cizalla frágiles. La intersección entre la foliación cataclástica y los planos

de cizalla, así como la asimetría de los clastos triturados de plagioclasa y cuarzo, permiten deducir el sentido de movimiento de la deformación  $D_f$ . El sentido de movimiento mayoritario es hacia el S-SW.

### 5.2.3 Cronología relativa de las deformaciones

Los mármoles con estructuras  $D_m$  poseen clastos de mica con crenulaciones internas, no presentes en la matriz de la roca. En algunos de los clastos de mayor tamaño, se pueden ver dos lineaciones de crenulación superpuestas, que se adscriben a las fases de deformación  $D_i$  y  $D_u$ .

Las zonas de falla generadas durante la etapa de deformación  $D_f$ , afectan a los mármoles y cuarcitas con la fábrica  $D_m$ . Finalmente pliegues grandes de dirección E-W, afectan al conjunto de estructuras asociadas al contacto actual de mantos.

## 5.3 CUANTIFICACION DE LA DEFORMACION INTERNA FINITA ("STRAIN")

### 5.3.1 Metodología

Para la cuantificación de la deformación interna se han empleado dos métodos, aplicados a distribuciones bidimensionales de marcadores, generalmente en planos principales de deformación. El primero es la técnica de centro a centro o método de Fry (Fry 1979) y el segundo es el método de la distribución angular de líneas (Sanderson 1977, Soto 1991).

#### 5.3.1.1 Método de centro a centro o Método de Fry

Este método fue desarrollado por Fry (1979) y Hanna y Fry (1979) para cuantificar la deformación finita bidimensional en distribuciones de centros de marcadores que han sufrido una deformación homogénea. Posteriormente ha sido aplicado a diversos marcadores, desde oolitos (*e.g.* Fry 1979, Dunne *et al.* 1990), porfiroblastos (*e.g.* Lacassin y Van den Driessche 1983, Schwerdtner *et al.* 1983) y granos de cuarzo (*e.g.* Lacassin y Van den

Driessche 1983, Ramsay y Huber 1983), hasta distribuciones de diapiros y plutones (*e.g.* Rönnlund y Koyi 1988, Lagarde *et al.* 1990).

Cualquier distribución al azar de centros de marcadores en un plano, sufre un reempaquetamiento si se le aplica una deformación homogénea. La distribución en el estado deformado ha sufrido un acortamiento máximo de las distancias, en la dirección del eje pequeño de la elipse de deformación en ese plano y un distanciamiento máximo, en la dirección perpendicular, orientación del eje de deformación largo. Utilizando este hecho el método de Fry representa reiteradamente todos los centros de marcadores, alrededor de un punto central que se mueve sucesivamente por todos los centros de la distribución deformada. El resultado es una nube de puntos con una zona central de concentración máxima y forma elíptica. Su elipticidad y orientación se corresponden con las de la elipse de deformación para esa distribución deformada. La aplicación del método de Fry se ha desarrollado mediante un programa de ordenador para PC-IBM, escrito por el autor (programa FRY, versión 4.0).

La deformación interna analizada mediante el método de Fry puede quedar minusvalorada por los siguientes factores:

- Comportamiento activo de los marcadores debido a una diferencia de viscosidades con la matriz. Los marcadores deben ser homogéneos en tamaño y forma, de lo contrario pueden obtenerse diversos tipos y cantidades de deformación finita (*cf.* fig.7, Lacassin y Van den Driessche 1983). Para descontar la influencia de la forma y tamaño, Erslev y Ge (1990) han desarrollado una variante del método de Fry: "Método de Fry Normalizado y Realzado".
- La distribución inicial de marcadores debe ser al azar y sin concentraciones preferentes (distribuciones "anticlustered", *s.* Fry 1979). La influencia del tipo de distribución inicial en este método ha sido analizada por Holst (1982) y Crespi (1986).
- Inicialmente los marcadores deben flotar en la matriz y tener mínimas interacciones entre ellos (*cf.* Crespi 1986, Onasch 1986). La presencia de contactos y disolución por presión entre marcadores contiguos minusvalora la deformación interna finita y supone un factor adicional de comportamiento heterogéneo (Onasch 1986, Dunne *et al.* 1990). Diversos autores han desarrollado diversas modificaciones al método original, para descontar los empaquetamientos densos de marcadores (*e.g.* "Método de Fry Realzado", *s.* Erslev 1988, Erslev y Ge 1990).

### 5.3.1.2 Método de la orientación angular de líneas

El análisis de la deformación con distribuciones inicialmente homogéneas de marcadores lineales fué desarrollada por March (1932) para dos y tres dimensiones. Owens (1973) extendió posteriormente la teoría de March a cualquier tipo de distribución inicial. Autores como Sanderson (1973, 1977), Roberts y Sanderson (1974), Fernández (1978, 1987), Harvey y Laxton (1980), de Paor (1981 a y b), Ildefonse *et al.* (1990) y Soto (1991) han empleado los cambios de orientación de los marcadores lineales con un comportamiento pasivo, para calcular la deformación interna, en dos y tres dimensiones. Por el contrario Panozzo (1984, 1987), Freeman (1987), Sanderson y Phillips (1987) y Wheeler (1989) han utilizado adicionalmente los cambios de longitud para cuantificar la deformación.

En el plano los marcadores lineales pasivos de una distribución inicialmente uniforme, rotan hacia la dirección de extensión (eje X de deformación) durante la deformación (*cf.* fig.). El número de marcadores alrededor del eje principal de deformación X aumenta con la deformación (*cf.* fig. ). El sistema de referencia utilizado siempre es coincidente con los ejes principales de la elipse de deformación, por lo que se puede aplicar tanto a deformaciones coaxiales (*e.g.* Sanderson 1977, Fernández 1978) como a las rotacionales (*e.g.* Fernández 1987, Soto 1991).

Sanderson (1977) demostró que en una distribución inicialmente uniforme de líneas, el número de líneas ( $F$ = frecuencia) en un sector de ángulo  $W$  (amplitud de intervalo) es:

$$F = \frac{N W}{S} \quad \begin{array}{l} (0 < W \leq S) \\ (S = \pi, 2\pi) \end{array} \quad (1)$$

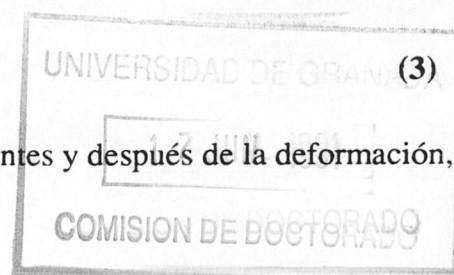
donde  $N$  es el tamaño de la población y  $S$  es el rango de la distribución, que depende del tipo de estadística empleada para agrupar los datos, sea circular ( $S=360^\circ$ ) o linear ( $S=180^\circ$ ). La  $F$  en cualquier intervalo de una distribución uniforme es constante,

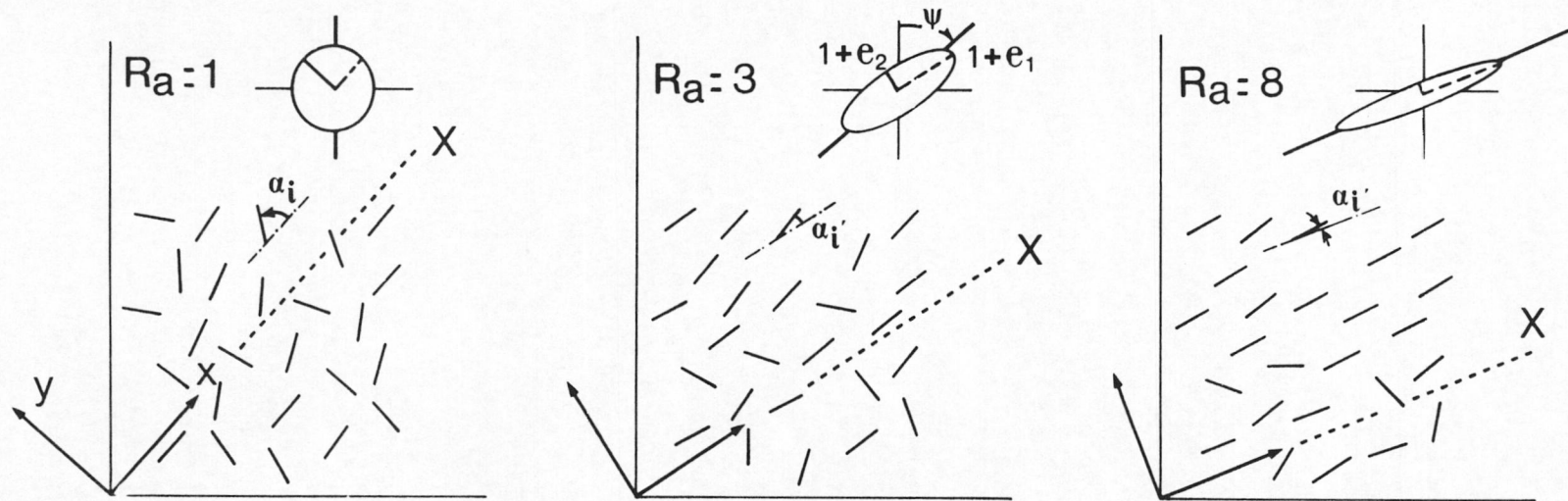
$$\frac{dF}{d\alpha_i} = \frac{N}{S} = cte \quad (2)$$

Si a esta distribución se le aplica una deformación homogénea de razón áxica  $R_a$  [ $R_a = (1+e_1)/(1+e_2)$ ], el ángulo que formará cada elemento en el estado deformado viene dado por la ecuación de Wettstein (Ramsay 1967):

$$\tan \alpha'_i = \tan \alpha_i (R_a)^{-1} \quad (3)$$

Donde  $\alpha_i$  y  $\alpha'_i$  son los ángulos que forman los marcadores antes y después de la deformación,





**Fig. 5.1.** Ejemplos de rotación de marcadores lineales hacia la dirección de extensión ( $X$ ), en una deformación progresiva rotacional.

respectivamente.

Tras la deformación, cualquier intervalo de amplitud  $W$ , tiene una frecuencia dada por:

$$\frac{dF}{d\alpha_i} = \frac{dF}{d\alpha_i} \frac{d\alpha_i}{d\alpha_i} = \frac{N}{S} \frac{d\alpha_i}{d\alpha_i} \quad (4)$$

de la ecuación (3) se deduce que:

$$\alpha_i = \tan^{-1} (R_a \tan \alpha_i) \quad (5)$$

derivando (5):

$$\frac{d\alpha_i}{d\alpha_i} = \left[ \left( R_a \sin^2 \alpha_i \right) + \left( R_a^{-1} \cos^2 \alpha_i \right) \right]^{-1} \quad (6)$$

y según (4):

$$\frac{dF}{d\alpha_i} = \frac{N}{S} \left[ \left( R_a \sin^2 \alpha_i \right) + \left( R_a^{-1} \cos^2 \alpha_i \right) \right]^{-1} \quad (7)$$

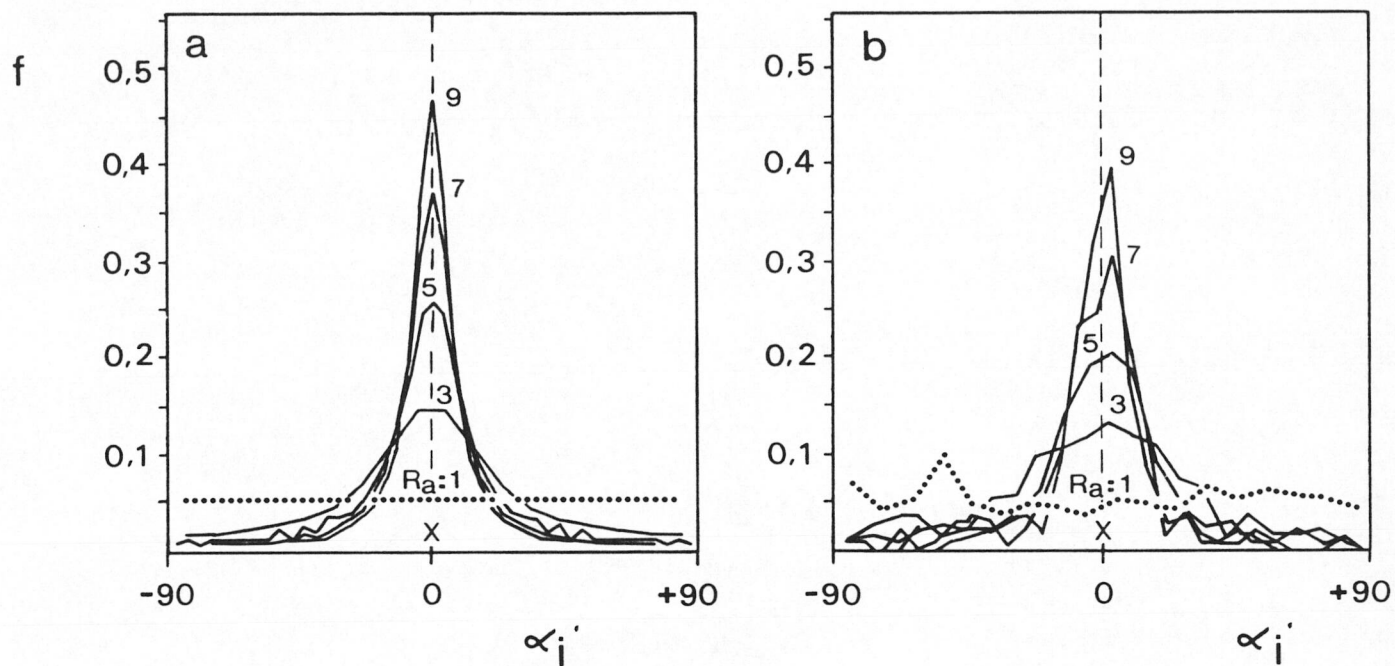
La  $F$  de cualquier intervalo  $(\theta_1, \theta_2)$  se obtiene integrando la expresión (7),

$$F = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{dF}{d\alpha_i} d\alpha_i =$$

$$\frac{N}{S} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \left[ \left( R_a \sin^2 \alpha_i \right) + \left( R_a^{-1} \cos^2 \alpha_i \right) \right]^{-1} d\alpha_i ;$$

$$F = \frac{N}{S} \left[ \tan^{-1} \left( R_a \tan \theta_2 \right) - \tan^{-1} \left( R_a \tan \theta_1 \right) \right] \quad (8)$$

La ecuación (8) es la de cualquier distribución uniforme deformada, referida a un sistema de referencia coincidente con el formado por los ejes de deformación. La representación gráfica de la ecuación (8) en un diagrama de frecuencias ( $F$  vs.  $\alpha_i$ ) tiene una forma simétrica y unimodal, centrada en el intervalo central  $(-W/2, +W/2)$  (cf. Sanderson 1977, Fernández 1978, 1987, cf.fig. ), y sigue una ley elíptica (s. Fernández 1978). Cuando se emplean amplitudes de intervalo pequeñas, en el intervalo centrado en la moda de la distribución deformada (orientación  $\alpha_i = 0$ ), la expresión (8) puede simplificarse según:



**Fig. 5.2.** Curvas de frecuencias relativas en distribuciones angulares deformadas. **a.** distribución inicial homogénea y **b.** distribución inicial no estrictamente homogénea. Los números se refieren a la  $R_a$  de la deformación aplicada.



$$F_m = \frac{N}{S} R_a (\theta_2 - \theta_1);$$

$$R_a = \frac{S F_m}{N (\theta_2 - \theta_1)} = \frac{S f_m}{W} \quad (9)$$

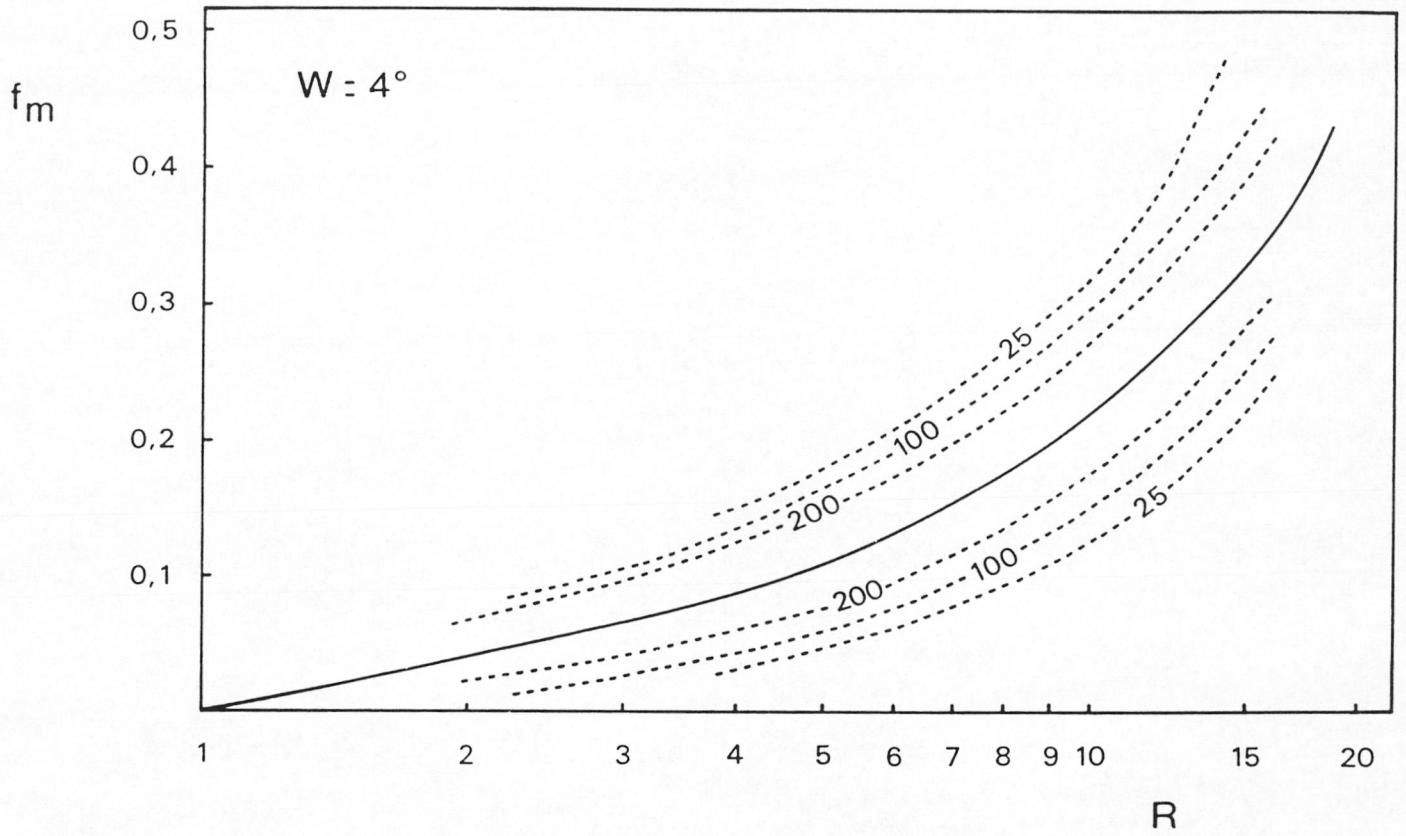
donde  $F_m$  y  $f_m$  son las frecuencias máximas, absoluta y relativa respectivamente, de la distribución deformada. La forma de la distribución deformada en el intervalo de frecuencia máxima, es semejante al de una distribución gaussiana (*cf.* fig.3 Sanderson 1977). Con esta aproximación pueden emplearse los intervalos de confianza para distribuciones gaussianas; expuestos en las tablas de probabilidad binomial del test "del Estudiante" (*e.g.* Fisher 1948, Cheeney 1983). Los intervalos del 95% de confianza se han empleado para estimar la posición del eje X de la elipse de deformación mediante:

$$95\% X = \mu \pm \frac{t\sigma}{N} \text{ grados} \quad (10)$$

donde  $\mu$  es la media aritmética y  $\sigma$  es la desviación típica de la distribución deformada. Los valores  $t$  pueden encontrarse en las tablas del test "del Estudiante" para el 95% de confianza, publicadas en Fisher (1948), Mardia (1972) y Cheeney (1983).

La fig. representa la ecuación (9), para una amplitud de intervalo  $W= 4^\circ$  en un diagrama semilogarítmico normalizado con respecto al tamaño de la población ( $R$  vs.  $f_m$ ); permitiendo obtener gráficamente, la cuantía de la deformación a partir de la frecuencia relativa máxima de una distribución uniforme deformada. En la misma figura se señalan los valores de  $R_a$  correspondientes a los extremos del intervalo de 95% de confianza en la posición del eje X, obtenidos mediante la expresión (10).

Los resultados del método descrito en los párrafos anteriores, dependen de los siguientes factores: amplitud del intervalo y tipo de agrupamiento empleado para el cálculo de la distribución de frecuencias ( $W$ ), tamaño de la población ( $N$ ) y tipo de distribución inicial. La aplicación de este método y la cuantificación de la influencia de estos factores se ha realizado mediante el programa de ordenador ANG (versión 7.0) para PC-IBM, escrito por el autor. Se han desarrollado distribuciones teóricas, tanto uniformes como no estrictamente uniformes, con cantidades variables de elementos -desde 25 hasta 360 individuos- y se les han aplicado deformaciones con razones áxicas que oscilan entre  $1.5 < R_a < 20$ , mediante la ecuación de Wettstein (3). Los resultados de la aplicación del método a todos estos tipos de distribuciones se analizan a continuación.



**Fig. 5.3.** Relación entre la razón áxica virtual ( $R$ ) y la frecuencia máxima de la distribución en el estado deformado. Válida exclusivamente para distribuciones uniformes deformadas.

### 1. Tipo de agrupamiento y amplitud de intervalo

Las amplitudes de intervalo utilizadas para obtener las distribuciones de frecuencias en el estado deformado han sido de 2, 4, 6, 8 y 10°. El valor óptimo de amplitud es  $W = 4^\circ$ , ya que minimiza la diferencia entre la razón áxica real ( $R_a$ ) y la medida con este método o razón áxica virtual ( $R$ ) (cf. fig. ).

Fisher (1989) demostró que la forma de una distribución de frecuencias depende de la posición de los límites de intervalo elegidos. Para evaluar la influencia del agrupamiento en la cuantificación de la deformación se han empleado dos tipos, uno de los cuales con dos variedades.

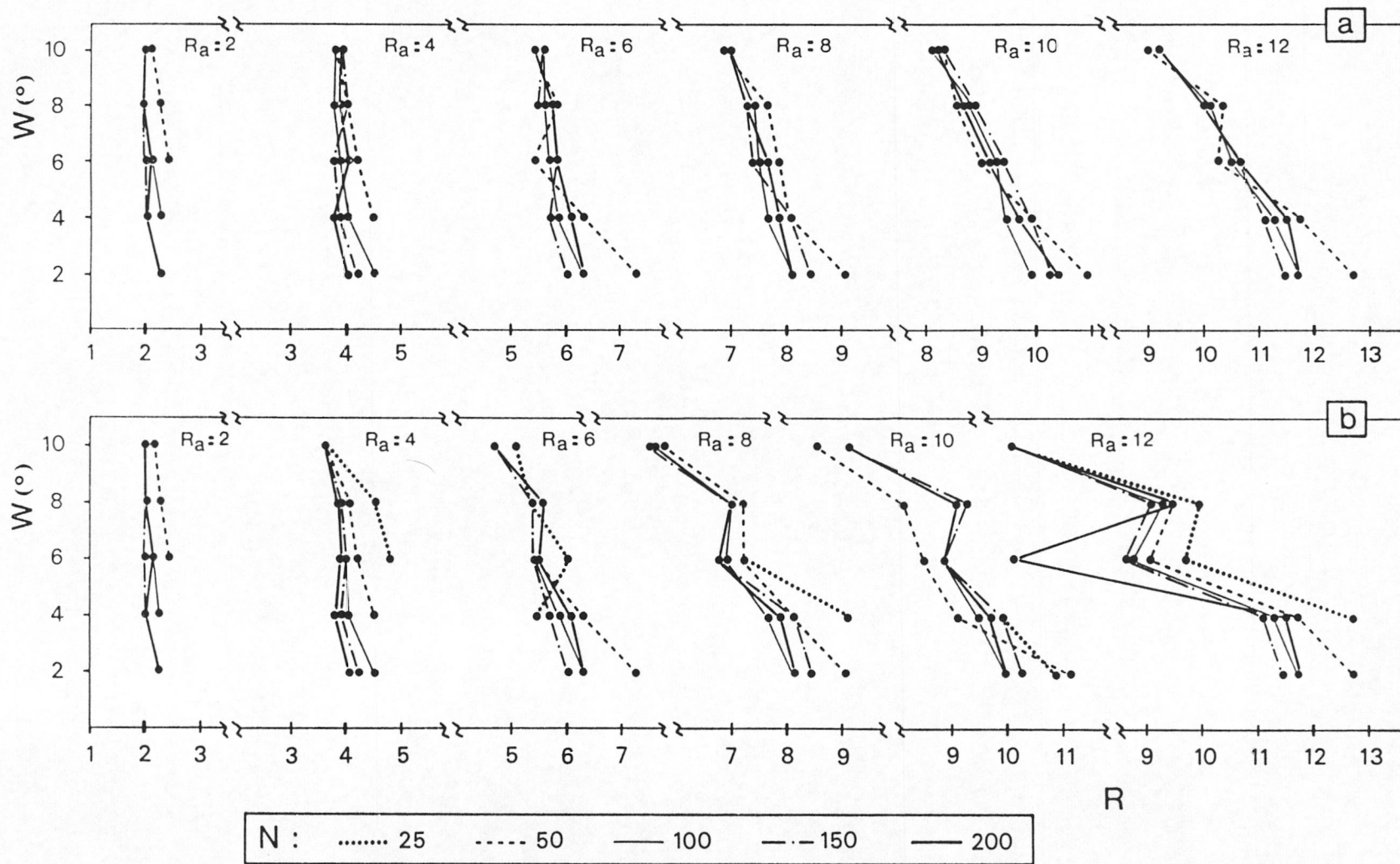
+ **Agrupamientos discretos:** La distribución angular deformada se agrupa con una amplitud de intervalo constante (e.g. ...;  $[i-W/i]; [i/i+W]; [i+W/i+2W]; \dots$ ). Los intervalos pueden definirse al azar -"agrupamiento al azar"- (e.g. ...;  $[-W/0]; [0/W]; [W/2W]; \dots$ ) o respecto a la marca del intervalo modal ( $\alpha_m$ ), calculado con anterioridad, -"agrupamiento modal"- (e.g. ...;  $[\alpha_m-W/2, \alpha_m+W/2]; [\alpha_m+W/2, \alpha_m+3W/2]; \dots$ ). Para todas las amplitudes de intervalo utilizadas el *agrupamiento al azar* minusvalora la cuantía de la deformación, con respecto al *agrupamiento modal*; esta diferencia entre ambos aumenta congruentemente con  $R_a$  (cf. fig. ).

+ **Agrupamiento continuo:** Para obviar el efecto de la elección del límite de intervalo, este tipo de agrupamiento mueve de forma continua, o a saltos definidos por el usuario, una amplitud de intervalo o ventana fija (e.g. ...;  $[i-W/i]; [i+1-W/i+1]; [i+2-W/i+2]; [i+3-W/i+3]; \dots$ , para un salto = 1). Los resultados de este tipo de agrupamiento no difieren de los aportados por el *agrupamiento modal*.

Como refleja la fig. , independientemente del tipo de agrupamiento empleado,  $R$  disminuye a medida que aumenta la amplitud ( $W$ ). Este descenso es más regular para el *agrupamiento modal*. El ángulo medido en sentido antihorario, de la gráfica  $R$  vs.  $W$  (fig. ) respecto a la vertical (ángulo  $\delta$ ) es,

$$\delta = \tan^{-1} \left[ \frac{(R_{W_1} - R_{W_2})}{W_2 - W_1} \right]$$

donde  $W_1$  y  $W_2$  son, respectivamente, las amplitudes de intervalo mínima y máxima. El asterisco refleja el uso del *agrupamiento modal*. El ángulo  $\delta$  está relacionado con la razón áxica real  $R_a$  mediante las curvas de la fig. .



**Fig. 5.4.** Relaciones entre la amplitud de intervalo ( $W$ ) y la razón áxica medida o razón áxica virtual ( $R$ ), para distintas poblaciones de marcadores lineales deformadas ( $R_a$ ). Poblaciones ( $N$ ) de 25, 50, 100, 150 y 200 líneas.

## 2. Tamaño de la población

El número mínimo de marcadores necesario para cuantificar la deformación, en métodos con fundamentación estadística, ha sido estudiado por diversos autores (*e.g.* Matthews *et al.* 1974, Beach 1982, Paterson 1983, Ramsay y Huber 1983, Robin y Torrance 1987 y Soto 1991). Todos ellos coinciden en señalar que el número mínimo de elementos debe ser 50.

Las poblaciones con menos de 50 elementos son poco utilizables con este método, ya que suponen diferencias mínimas de dos puntos entre las razones áxicas virtual ( $R$ ) y real ( $R_a$ ),  $R_a = R \pm 2$  (*cf.* fig. ). Las poblaciones con más de 200 marcadores no aportan una precisión mayor del 3% en el valor de  $R$  con respecto a  $R_a$ , si se compara con los de  $N=100$  (*cf.* fig. ).

## 3. Tipo de distribución inicial

Para la cuantificación de la deformación interna mediante marcadores lineales se han empleado distribuciones inicialmente uniformes (Sanderson 1977, Sanderson y Meneilly 1981, Fernández 1987), gaussianas (Sanderson 1973, Roberts y Sanderson 1974, Lloyd 1983) y no estrictamente uniformes (Soto 1991). Este último tipo son distribuciones al azar, con varias zonas de concentración y sin una orientación preferente.

La distribución no estrictamente uniforme mostrada en la fig. se ha empleado para cuantificar la influencia del tipo inicial de distribución en este método, así como para poder estimar el tipo inicial de distribución en ejemplos deformados naturales, por comparación con los patrones de distribuciones teóricas.

Esta distribución no uniforme se ha deformado con  $R_a$ , entre 1.5 y 20, y las distribuciones de frecuencias resultantes se comparan con las de distribuciones uniformes (*cf.* fig. ). Las gráficas obtenidas siguen siendo unimodales, pero son asimétricas (*i.e.* valores de *skewness* [ $\beta_1$ ]  $\beta_1 > 0.0$  s. Lloyd 1983) y no centradas en la dirección finita de extensión (*cf.* fig. ). La asimetría disminuye al aumentar la cuantía de la deformación aplicada,  $R_a$ .

Las razones áxicas virtuales ( $R$ ), obtenidas mediante la frecuencia máxima de la distribución, son siempre inferiores en las distribuciones no estrictamente uniformes deformadas. La diferencia entre  $R$  y la razón áxica real,  $R_a$ , decrece linealmente con la distribución no uniforme empleada (*cf.* fig. ), según la ecuación:



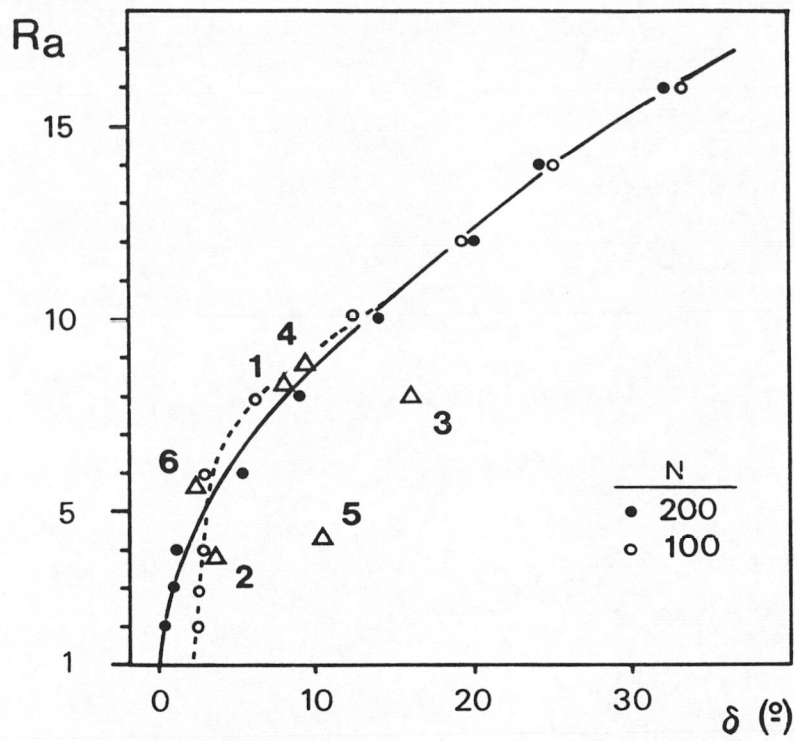
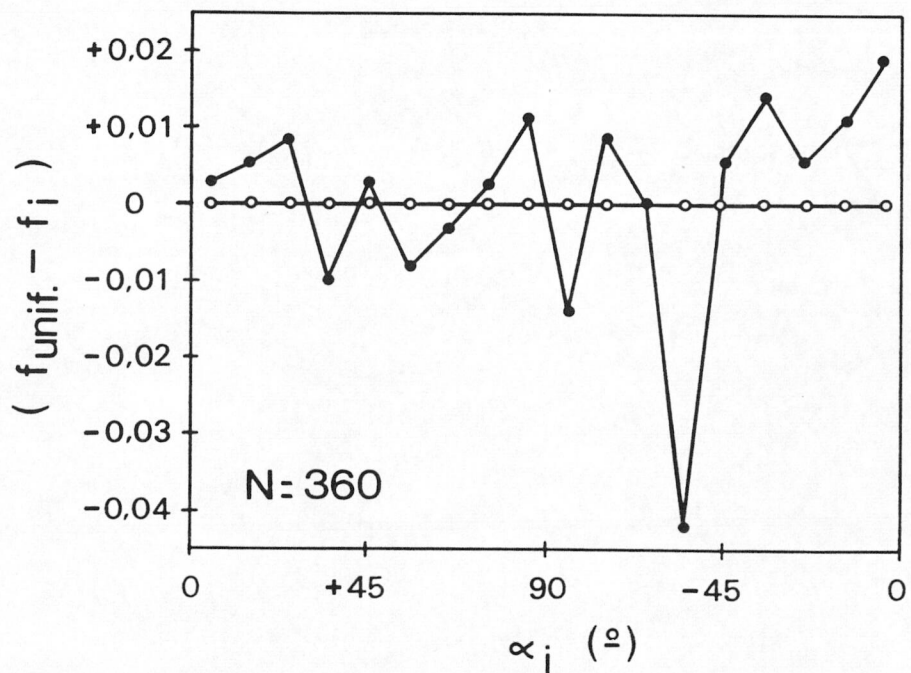
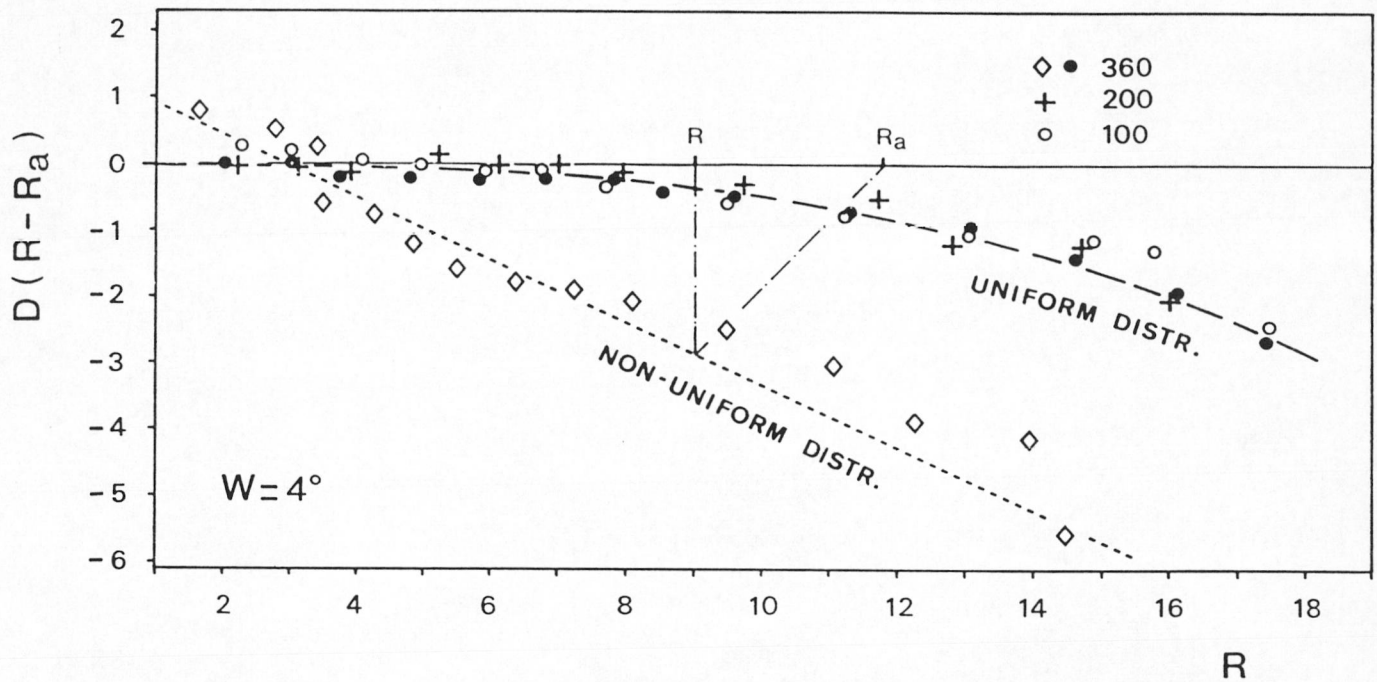


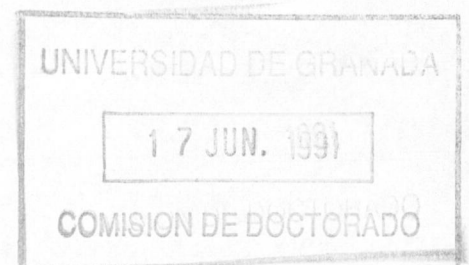
Fig. 5.5. Relación entre la razón áxica real ( $R_a$ ) y el ángulo  $\delta$  (cf. texto para explicación).

Fig. 5.6. Ejemplo de la distribución no estrictamente uniforme (O) utilizada.





**Fig. 5.7.** Relación existente entre la razón áxica real ( $R_a$ ) y la razón áxica virtual ( $R$ ) para las distribuciones uniformes (raya discontinua gruesa) y no estrictamente uniformes (raya discontinua fina). La amplitud de intervalo empleada son  $4^\circ$  y las poblaciones ( $N$ ) utilizadas han sido las de 360, 200 y 100 elementos.





$$R_a = R + (R \tan \phi)$$

para este ejemplo  $\phi$  vale 22-25 grados. Las distribuciones uniformes, por el contrario, poseen una similitud entre los valores  $R$  y  $R_a$ , para deformaciones virtuales inferiores a  $R= 8$ ; aumentando de forma exponencial la diferencia entre ambos con deformaciones mayores (*cf.* fig.).

### 5.3.2 La deformación interna finita de los ortogneises

La deformación interna finita de los ortogneises de la formación Montenegro se ha cuantificado en 31 localidades. La Tabla 5.1 contiene la posición de estas localidades así como los diferentes parámetros de la deformación interna, medidos en dos y tres dimensiones.

La descripción de la deformación interna se ha realizado respecto a un sistema cartesiano de referencia, definido por tres ejes ortogonales entre sí, denominados ejes principales de la deformación finita (*e.g.* Ramsay 1967). Este sistema se ha hecho coincidente con el definido por los elementos de la fábrica  $D_s$  de la roca. De este modo el eje principal de la deformación X, o eje largo del elipsoide de deformación, es paralelo a la lineación de estiramiento  $L_s$ ; el eje Z o eje pequeño, es el polo de la esquistosidad  $S_s$  y el eje intermedio Y, es ortogonal a los dos anteriores. Con este criterio el plano principal de la deformación XY es paralelo al plano  $S_s$ , el plano XZ es perpendicular a la foliación y contiene a la lineación  $L_s$  y el plano YZ es ortogonal a la lineación y al plano de foliación (*cf.* fig. ). La aplicación de los métodos de cuantificación de la deformación interna permitirá contrastar si esta asunción inicial, sobre la coincidencia de ambos sistemas de referencia, es válida o no.

#### 5.3.2.1 Análisis bidimensional de la deformación finita

Los métodos de Fry y el de la Orientación angular de líneas, descritos en el *ap.* , se han aplicado sobre fotografías orientadas de los planos principales de deformación: XY, XZ e YZ, para obtener las razones áxicas de las elipses de deformación:  $R_{xy}$ ,  $R_{xz}$  y  $R_{yz}$ , en esos planos. Los marcadores empleados han sido fenocristales de feldespato potásico (microclina) y cristales aciculares de turmalina.

El método de Fry se ha aplicado, en los tres planos principales de deformación, a

Est	C.UTM	$R_{xz}$					$R_{xy}$					$R_{yz}$				
		R	D	$\theta$	N	M	R	D	$\theta$	N	M	R	D	$\theta$	N	M
1	52183	-	-	-	-	-	8,8	-	0	567	TA	-	-	-	-	-
2	76190	11,4	1,7	3,5	108	FF	[5,7]	1	-	-	-	2	-	0	139	FF
3	82186	-	-	-	-	-	8,6	-	5	52	FA	-	-	-	-	-
4	64181	-	-	-	-	-	6,6	0,4	10	114	FA	3,3	-	4	84	FF
5	67181	4	0,4	33	150	FF	7,3	0,7	3,5	97	FFA	Z>Y	-	-	-	-
6	74181	8	2	4	201	FF	[3,2]	-	-	-	-	2,5	0,5	3	61	FF
7	71173	-	-	-	-	-	7,4	0,4	1,5	261	TA	-	-	-	-	-
8	66173	9	3,6	3	200	FF	[3]	1,4	-	-	-	3,5	2,2	24	141	FF
9	45171	-	-	-	-	-	6,6	-	0	685	TA	-	-	-	-	-
10	35171	-	-	-	-	-	5,4	2,3	0	127	FA	3,5	0,7	2,5	215	FF
11	36170	(4,6)	-	0	203	FF	[2,1]	-	-	-	-	2,2	1,2	0	142	FF
12	32168	(6,4)	-	4	40	FF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	29164	6,5	0,5	2	50	FF	[1,9]	0,3	-	-	-	3,5	0,2	4	153	FF
14	34163	8,2	1,5	6	437	FF	4,6	1,1	6	115	FAF	[2,3]	0,4	-	-	-
15	22162	-	-	-	-	-	8	3,2	4	290	FAF	1,9	0,4	2,5	214	FAF
16	31154	(6)	0,4	1	88	FF	4,4	0,8	13	132	FAF	2,5	0,5	2	324	FF
17	36150	-	-	-	-	-	5	1	9,5	96	FAF	2,8	0,2	4	80	FF
18	57167	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,9	1,9	0	111	FF
19	55164	-	-	-	-	-	8,1	0,2	3	356	FA	3,7	0,5	2	103	FF

Est	C.UTM	$R_{xz}$					$R_{xy}$					$R_{yz}$				
		R	D	$\theta$	N	M	R	D	$\theta$	N	M	R	D	$\theta$	N	M
20	86159	9,5	4,5	0	122	FF	[2,8]	0,3	-	-	-	3,6	0,5	12	77	FF
21	25148	-	-	-	-	-	3,4	0,4	7,5	730	TA	2,7	2	0	170	FF
22	25147	-	-	-	-	-	3,3	0,8	15	607	TA	-	-	-	-	-
23	23137	(6)	1,7	3	175	FF	5,2	0,2	1,5	513	TA	(3)	0,5	23	71	FF
24	34135	-	-	-	-	-	4,4	0,5	3	61	FA	-	-	-	-	-
25	64140	-	-	-	-	-	(6)	2,5	8,5	166	FAF	-	-	-	-	-
26	84151	(9)	2	4	265	FF	[4]	1	-	-	-	3,3	0,3	0	140	FF
27	79149	-	-	-	-	-	7,6	0,2	4	458	TA	4	0,5	0	100	FF
28	53134	-	-	-	-	-	5,2	0,5	6	129	TA	3	0,5	11	233	TF
29	52130	8	0,5	3	130	FF	[4]	-	-	-	-	2,1	0,5	0	193	FF
30	13161	(4,7)	0,7	0	106	FF	5	0,7	0	852	TA	(2,8)	0,8	6	166	FF
31	15159	-	-	-	-	-	5,7	-	2	852	TA	2,7	0,5	0	71	FF

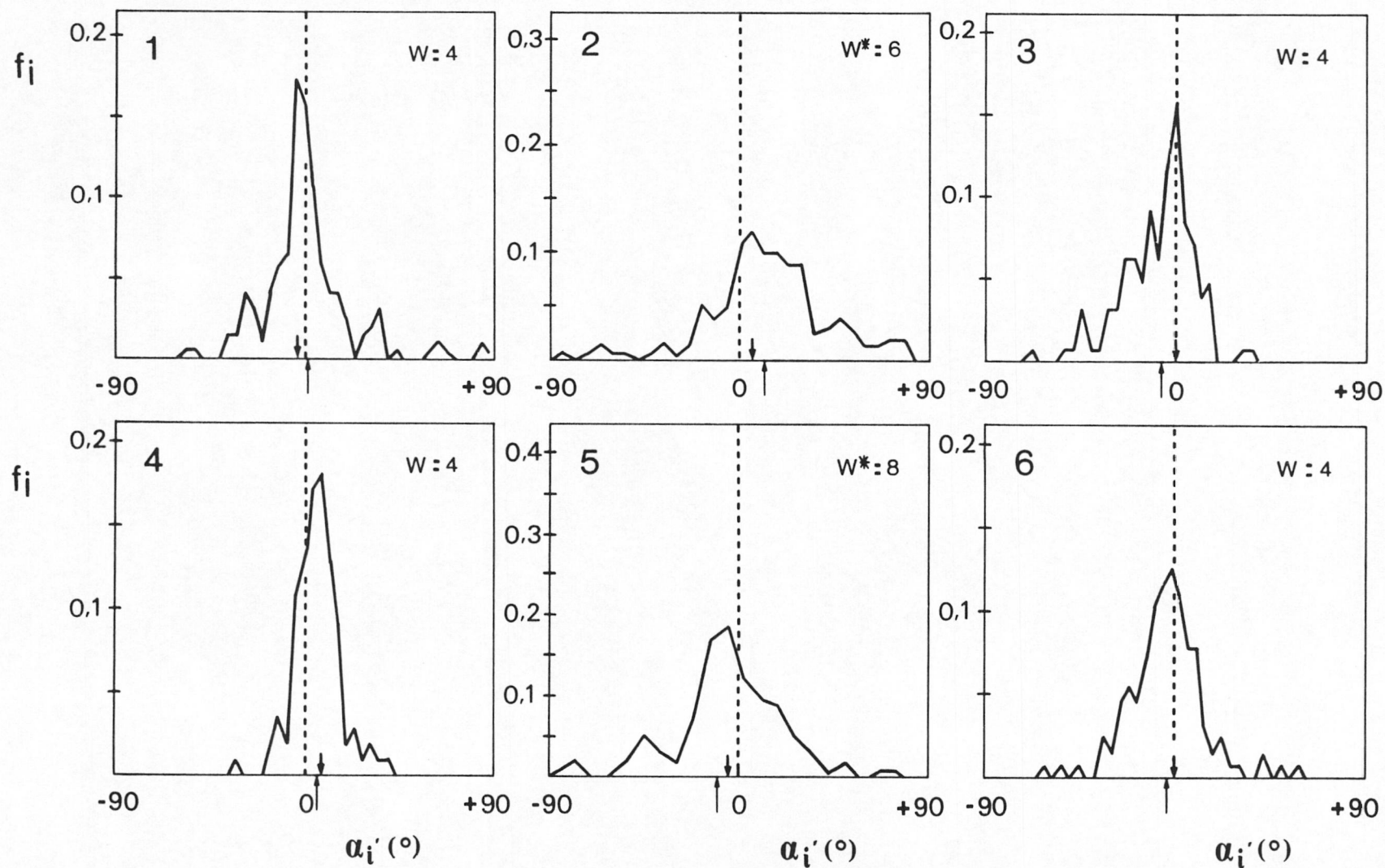
**Tabla 5.1.** Lista de estaciones con medidas bidimensionales de la deformación interna finita.  
**R:** razón áxica, **D:** desviación típica; **N:** número de marcadores; **M:** maracadores (*F:* feldespatos;  
*T:* turmalina) y método (*F:* Fry; *A:* Angulos) utilizados.

distribuciones de fenocristales de feldespato (*cf.* fig. ), preferentemente en los planos XZ e YZ. El tamaño de las poblaciones empleadas oscila entre 40 y 437 centros (localidades 12 y 14 respectivamente, *cf.* Tabla 5.1). Las zonas con concentración de cristales han sido desechadas para aplicar este método. En algunos casos (*e.g.* localidades 2 y 15, *cf.* Tabla 3.1) los valores excepcionalmente bajos de  $R$  ( $R_{yz} = 2$  y  $1.9$  respectivamente) se deben a un empaquetamiento denso de los cristales, lo que determina interferencias entre ellos y una minusvaloración de la deformación finita.

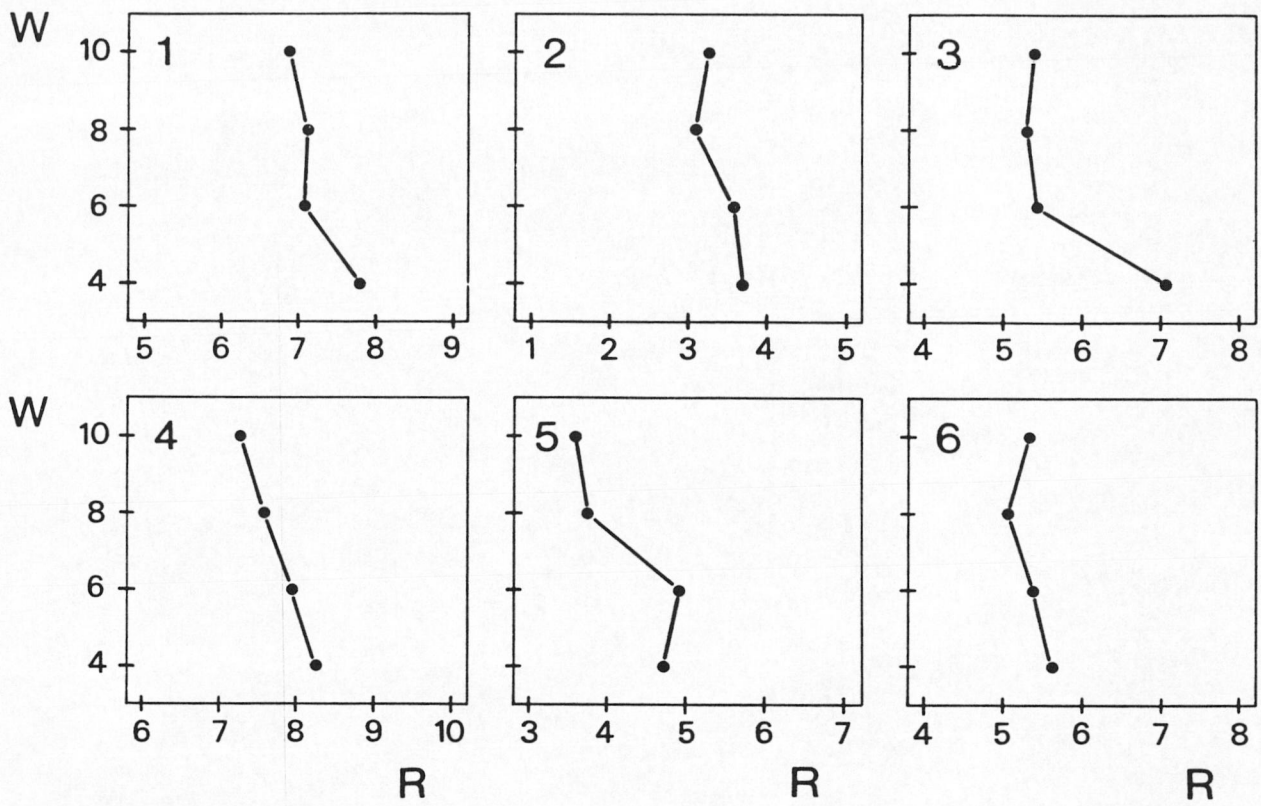
El método de la Orientación angular de líneas se ha utilizado esencialmente en el plano principal XY. Los marcadores lineales empleados han sido: las trazas en el plano, de las caras [010] de los fenocristales o el eje largo de los porfiroclastos de feldespato y el eje  $\langle C \rangle$  de los cristales de turmalina (*cf.* fig. ). Las poblaciones utilizadas poseen un mínimo de 50 elementos y un máximo de 852 (*e.g.* localidades 30 y 31, Tabla 5.1). Las distribuciones de frecuencias representadas en un diagrama  $F$  vs. orientación ( $\hat{O}_i$ ) son siempre unimodales y centradas en la dirección de extensión  $L_s$  (*cf.* fig. ). La ausencia de distribuciones bimodales y la posición centrada de la moda de la distribución implican:

1. La confirmación del paralelismo entre el sistema de coordenadas definido por los ejes principales de deformación y el de la fábrica  $D_s$ .
2. Las distribuciones iniciales eran uniformes o casi uniformes (*distribuciones no estrictamente uniformes, cf.ap.*) y los marcadores no poseían una orientación previa, al comienzo de la etapa de deformación  $D_s$ .
3. Si las distribuciones iniciales eran *uniformes* y *no estrictamente uniformes*, la frecuencia máxima de las distribuciones de frecuencias en el estado deformado, puede utilizarse para cuantificar la deformación interna.
4. De cualquier distribución deformada unimodal, pueden estimarse el tipo de distribución inicial y por ende la razón áxica real ( $R_a$ ).

Para mostrar como se pueden estimar el tipo de distribución inicial y la razón áxica real  $R_a$ , se han escogido seis ejemplos de distribuciones deformadas (localidades 10, 14, 15, 19, 21 y 28, *cf.* Tabla 5.2). Los diagramas de frecuencias de estos ejemplos se muestran en la fig. y sus parámetros estadísticos se dan en la Tabla 5.3. Todas ellas son distribuciones poco asimétricas, con valores casi nulos del parámetro  $\beta_1$  (coeficiente de asimetría o *skewness*, *s.* Lloyd 1983). Para todos los ejemplos, la moda ( $\alpha_m$ ) y la media aritmética ( $\mu$ ) de la distribución, están dentro del rango de oscilación de la dirección de deformación principal X,



**Fig. 5.8.** Ejemplos de curvas de frecuencias relativas en distribuciones naturales deformadas. El asterisco (\*) indica la utilización de un agrupamiento discreto realizado respecto a la moda (agrupamiento modal, cf. texto). Las flechas hacia arriba y hacia abajo indican la posición de la media y de la moda de la distribución, respectivamente.



*Fig. 5.9. Relaciones, para las muestras seleccionadas, de la razón áxica medida o razón áxica virtual (R) y la amplitud de intervalo empleada.*

observado en la muestra ( $X \pm 10^\circ$ ), (cf. Tabla 5.2).

Las muestras más asimétricas ( $\beta_1 > 0.25$ ) -localidades 10, 14 y 19-, son las distribuciones que más difieren con la variación R vs. W obtenida para distribuciones uniformes (cf. fig. y fig. ). Para estas tres localidades las distribuciones iniciales serían *distribuciones no estrictamente uniformes*.

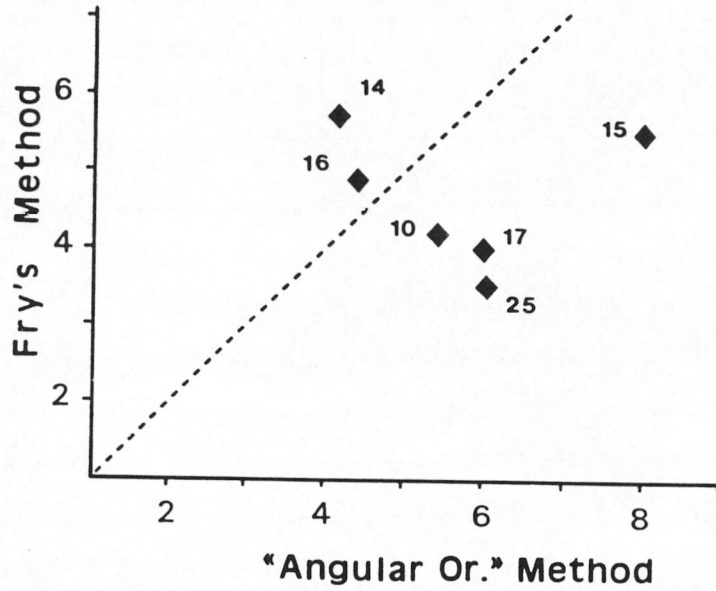
Las distribuciones iniciales de las localidades 15, 21 y 28 serían *distribuciones uniformes*, ya que los gráficos de frecuencias son más simétricos ( $\beta_1 < 0.13$ ) y poseen una variación R vs. W, más acorde con la de las distribuciones homogéneas (cf. fig. y fig. ).

Conociendo el tipo inicial de distribución puede estimarse la deformación real  $R_a$  para los seis ejemplos, mediante la fig. . En función de  $R_a$  y conociendo el valor del ángulo  $\delta$  (Tabla 5.2 y 5.3, cf. ap. ), puede utilizarse la fig. para corroborar como las distribuciones 15, 21 y 28 son las que más se aproximan a la variación  $\delta$  vs.  $R_a$  de las distribuciones uniformes deformadas.

Sólo en la localidad 15 se ha podido reconocer una fábrica previa, definida por los fenocristales grandes de feldespatos. En la distribución de fenocristales del plano YZ, se han discriminado dos subpoblaciones en función del tamaño de grano, mayores y menores de 2 cm. La distribución de frecuencias de los cristales pequeños es unimodal, mientras que la de los fenocristales euhédricos grandes, no tiene una forma definida (fig. ). La presencia de un tipo distinto de distribución de frecuencias en función del tamaño de grano, puede explicarse por:

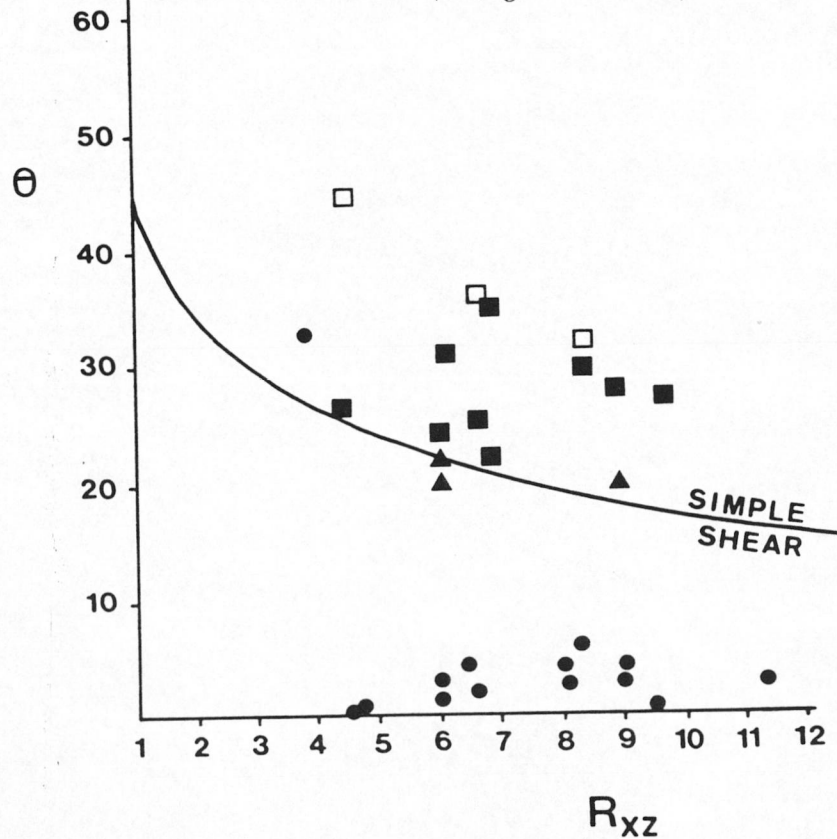
- la alta concentración de cristales que existe en los gneises de esta localidad. Los fenocristales grandes han rotado de forma limitada, durante la fase de deformación  $D_s$ , con múltiples interferencias entre ellos. En la matriz, los cristales pequeños, se han movido con menos interferencias.
- La presencia de una orientación previa en los fenocristales de mayor tamaño de grano, al inicio de la deformación  $D_s$ ; tal vez por una estructura de flujo ígneo preservada.

A algunas distribuciones de feldespatos en los planos principales XY e YZ, se les han aplicado los dos métodos de análisis de la deformación. Las razones áxicas  $R_{xy}$  y  $R_{yz}$  obtenidas con el método de Fry, tienden a ser menores que las resultantes con el método de la Orientación angular de líneas (fig. ). La diferencia de resultados entre ambos métodos puede obedecer a los siguientes hechos:

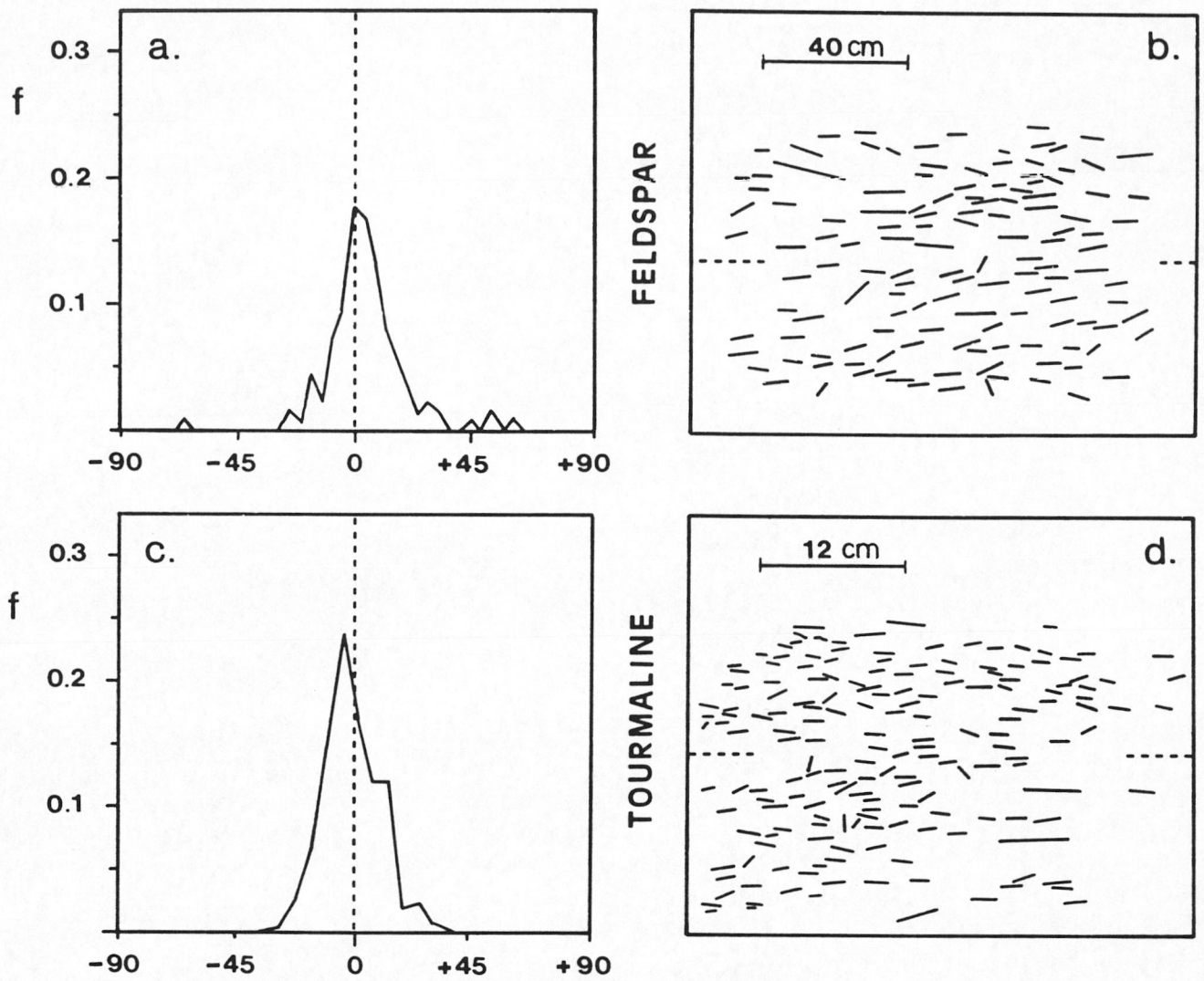


**Fig. 5.10.** Relación entre las razones áxicas medidas con los métodos de Fry y de la Orientación angular de líneas. La raya discontinua fina indica el campo de equivalencia entre ambos métodos.

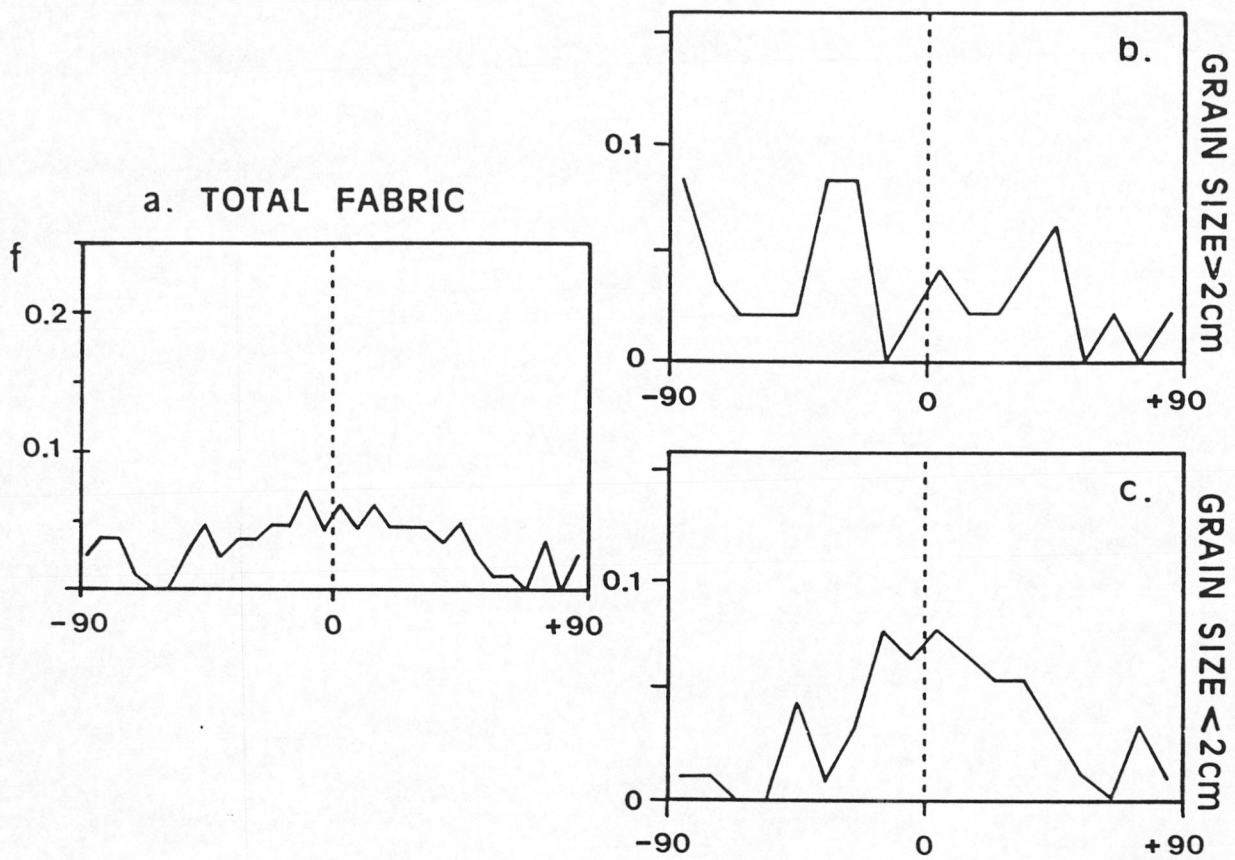
**Fig. 5.11.** Relación entre la razón áxica en el plano XZ ( $R_{xz}$ ) y la orientación del eje largo de la elipse de deformación (●), el eje largo de porfiroclastos de feldespato con rotación WNW (■) y ESE (□), así como el ángulo entre planos  $C$  y  $S_2$  en las bandas de cizalla de la matriz (triángulos rellenos).







*Fig. 5.12. Tipos de distribuciones de marcadores lineales en el plano XY y sus correspondientes distribuciones de frecuencias. Sean trazas [010] de feldespato-microclina (a. y b.) o ejes <C> de cristales aciculares de turmalina (a. y b.).*



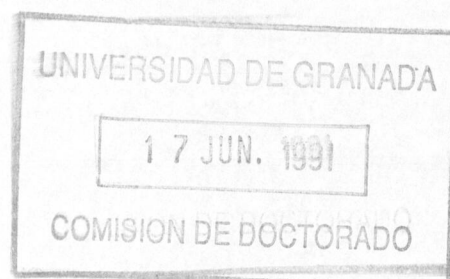
**Fig. 5.12.** Comparación entre la distribución de frecuencias de la fábrica total (a) (en este caso plano YZ, distribución de trazas [010] de porfiroclastos de feldespato), con los cristales de tamaño de grano grande (b) y menor (c).

Est.	M	N	W	$f_m$	$\alpha_m$	$\mu$	$\sigma$	$\delta$	$\beta_1$	$\beta_2$
10	F	127	4	0,16	0	-8,15	21,3	8,5	0,5	6,7
14	F	115	8*	0,18	-2	-10,7	34,6	10,4	0,3	3,4
15	F	109	4	0,18	+8	6,13	10,8	9,5	0,0	4,7
19	T	196	4	0,17	-4	1,36	21,3	8,5	0,5	6,7
21	T	159	6*	0,12	+6	12,88	28,9	3,8	0,1	4,2
28	T	129	4	0,13	-2	-3,01	17,6	2,9	0,0	5,1

**Tabla 5.2.** *Parámetros estadísticos de varias estaciones seleccionadas. M: marcadores utilizados (F: feldespatos y T: turmalina); N: número de marcadores; W: amplitud de intervalo;  $f_m$ : frecuencia relativa máxima;  $\alpha_m$ : marca del intervalo modal;  $\mu$ : media aritmética;  $\sigma$ : desviación típica;  $\delta$ : ángulo definido en el texto (cf.p. 114);  $\beta_1$  y  $\beta_2$ : coeficientes de "skewness" y "kurtosis" (s. Lloyd 1983)*

Estación	$f_m$	R	95% R	Distr	$R_a$
10	0,157	7,06	5/10	n.s.u	7,4/8,6
14	0,183	4,12	3,1/7,6	n.s.u	4,3-4,7
15	0,183	8,24	5,75/11,7	unif.	8,7
19	0,173	7,83	5,75/10	n.s.u	8,2
21	0,119	3,57	2,2/5,75	unif.	3,7
28	0,124	5,58	8,6/4,1	unif.	5,9

**Tabla 5.3.** *Valoración de la deformación real ( $R_a$ ) y del tipo de distribución inicial (D) en varias estaciones seleccionadas. R: razón áxica virtual, medida con la frecuencia relativa máxima ( $f_m$ ); los tipos de distribuciones iniciales estimadas son no estrictamente uniformes (n.s.u.) y uniformes (unif.) intervalos del 95% de confianza para los valores de R (95% R);*



- la deformación finita es minusvalorada con el método de Fry, por la ubicación dudosa de los centros en cristales elongados y aciculares;
- el método de la Orientación angular de líneas puede sobrevalorar la deformación finita si, durante la deformación, aumenta el número de marcadores alrededor de la dirección de extensión. La fracturación de algunos cristales al alcanzar el sector con deformación por extensión, permite un aumento selectivo de la frecuencia, en las orientaciones próximas a la dirección de  $L_s$ .

Los resultados del análisis de la deformación finita en dos dimensiones se exponen en la Tabla . Las razones áxicas de las elipses de deformación, en los planos principales XZ y XY son:  $4 \leq R_{xz} \leq 11$  y  $2 \leq R_{xy} \leq 9$ ; en los planos YZ el rango de oscilación es más restringido, con  $2 \leq R_{yz} \leq 4$  (cf. Tabla 5.1).

### 1. Orientación de los elementos de la fábrica $D_s$ en el plano principal XZ

En el plano principal XZ se han realizado diversas medidas angulares, para estimar el régimen de deformación y las condiciones de flujo, imperantes en los ortogneises durante la etapa de deformación  $D_s$ . Los ángulos utilizados han sido:

1. El ángulo  $\theta_m$ , medido en las bandas de cizalla (s. White *et al.* 1980) de la matriz, entre los planos de cizalla (planos C) y de foliación  $S_s$ .
2. En los sistemas profiroclásticos tipo- $\sigma$  (s. Passchier y Simpson 1986) se ha medido el ángulo que forma el eje largo del porfiroclasto de feldespato, con la foliación  $S_s$ . En los porfiroclastos con sentido de vorticidad hacia el W-NW, congruente con el de la fábrica global de la roca, el ángulo se denomina  $\theta_p$ ; en los fenocristales con sentido opuesto de vorticidad, hacia el E-SE, es  $\theta_o$ .

Los ángulos:  $\theta_m$ ,  $\theta_p$  y  $\theta_o$  se han medido en 12 localidades (cf. Tabla 5.4) y los valores medios se listan en la Tabla 5.4. Los porfiroclastos con vorticidad W-NW aparecen en todas las estaciones y en cantidades mayoritarias, por encima de los que tienen vorticidad E-SE, que cuando se encuentran, están en cantidades subordinadas. Los valores de  $\theta_p$  (av. 25.7) son en todos los ejemplos, inferiores a los de  $\theta_o$  (av. 37.6). En la matriz, por el contrario, las bandas de cizalla poseen sistemáticamente, ángulos más pequeños entre los planos de cizalla y de foliación  $S_s$  (av.  $\theta_m = 18.6$ ).

Estación	Tipo	$\theta$	$\sigma$	N
4	P	26,5	2,9	6
	M	27	-	2
8	P	25,7	3,6	11
	M	20,0	-	3
11	P	26,4	6,7	23
	P <sub>o</sub>	45,0	-	7
12	P	26,2	5,8	19
	P <sub>o</sub>	36,0	-	3
13	P <sup>1)</sup>	35,5	6,9	8
	P <sup>2)</sup>	22,1	4,8	9
14	P	30,0	6,3	14
	P <sub>o</sub>	32,0	-	5
16	P	24,8	9,4	20
	M	20,0	6,0	2
17	P	23,8	7,1	11
	M	16,0	2,8	3
18	M	15,0	-	5
20	P	24,6	3,7	10
21	M	12,0	4,3	5
23	P	31,5	6,2	11
	M	22,1	2,4	7
Total	P	25,7	7,3	142
	P <sub>o</sub>	37,6	5,4	15
	M	18,6	5,6	27

**Tabla 5.4.** Orientación ( $\theta$ ) de elementos de la fábrica  $D_s$  en los planos XZ.

*P*: eje largo de porfiroclastos con sentido de rotación WNW;

*P<sub>o</sub>*: eje largo de porfiroclastos con sentido de rotación ESE.

*M*: bandas de cizalla en la matriz. (1) y (2) concentraciones altas y bajas de porfiroclastos, respectivamente.  $\sigma$ : desviación típica de las medidas y N: número de marcadores.

La relación entre las razones áxicas en el plano principal XZ,  $R_{xz}$  (cf. Tabla 5.1) y la orientación de los elementos de la fábrica  $D_s$ , descritos anteriormente (*i.e.*  $\theta_i$ , cf. Tabla 5.1), se muestra en la fig. . Los valores  $\theta_m$  de la matriz se ajustan a la curva teórica de deformación por cizalla, para marcadores pasivos. Los ángulos  $\theta_p$  y más aún los  $\theta_o$ , se alejan de esta tendencia.

## 2. Discusión: comportamiento reológico

Los marcadores utilizados, feldespatos y turmalina, poseen un comportamiento reológico diferente, entre sí y con respecto a la matriz, durante la deformación  $D_s$ . Los métodos empleados para cuantificar la deformación interna, presuponen un comportamiento pasivo de los marcadores; de otro modo, la deformación es minusvalorada.

Durante la deformación dúctil progresiva de una roca con fenocristales, el comportamiento de la matriz se asemeja al de un fluido viscoso mientras que los cristales se deforman por la actuación conjunta de dos mecanismos: rotación rígida (**modelo de March**; March 1932) y deformación interna coaxial (**modelo de Jeffery**; Jeffery 1923, Means *et al.* 1980, Ramsay y Huber 1983, Freeman 1985, Passchier 1986, 1987). El comportamiento pasivo (*i.e.* la rotación rígida) de los marcadores, depende del grado de heterogeneidad mecánica que posean con la matriz. Esta heterogeneidad es mínima cuando: (1) la diferencia de viscosidades entre matriz y marcadores es pequeña (*s.* Gay 1968, Ramsay y Huber 1983, Freeman 1987); (2) los marcadores tienen formas elongadas, con *ratio* eje largo:eje corto  $> 10$  (*s.* Reed y Trygvasson 1974, Ghosh y Ramberg 1976, Passchier 1987, Hanmer 1990 e Ildefonse *et al.* 1990) y (3) hay un porcentaje bajo de cristales en la matriz y pueden rotar sin interacciones mútuas (*cf.ap.* , *e.g.* Ildefonse *et al.* 1990).

A continuación se analiza el comportamiento de los cristales de turmalina y feldespatos durante la deformación  $D_s$ ;

1. Los cristales de turmalina son aciculares, con *ratios* eje largo:eje corto  $> 13$ , lo que les posibilita una rotación rígida durante la deformación. Frecuentemente se rompen según planos basales [001], cuando están orientados próximos a la dirección de extensión X (*i.e.*  $L_s$  en planos XY); lo que indica una cierta diferencia de viscosidades con la matriz y un comportamiento frágil ante condiciones tensionales. Los fragmentos de cristales se han despreciado al aplicar el método de la Orientación angular de líneas.

2. Los fenocristales y porfiroclastos de feldespato son prismáticos y elípticos, con una *ratio* eje largo:eje corto entre 2 y 9, por lo que tienen un comportamiento activo durante la deformación. Este hecho se refleja en: distribuciones asimétricas de frecuencias (*i.e.*  $\beta_1 > 0.0$ , *cf.* Tabla 5.2), sistemas porfiroclásticos tipo- $\sigma$  (*s.* Passchier y Simpson 1986) y cristales con boudines y estructuras tipo "pitch & swell" (*s.* Ramsay 1967). El comportamiento de los cristales de feldespato durante la fase de deformación  $D_s$  es el resultado de una interacción compleja entre: la rotación no pasiva y una componente de deformación interna coaxial (*cf.ap.* ).

El comportamiento de los cristales de turmalina se asemeja al de una rotación pasiva y se les puede aplicar el modelo de March (March 1932); los cristales de feldespato, por el contrario, tienen un comportamiento que sigue el modelo de Jeffery (Jeffery 1923), no rotan de forma pasiva y sufren deformación interna (*cf.ap.* ).

### 5.3.2.2 Análisis tridimensional de la deformación finita

La cuantificación tridimensional de la deformación se ha realizado con dos de los planos principales de la deformación (*e.g.* Ramsay 1967, Siddans 1980, Ramsay y Huber 1983), aunque también pueden emplearse planos no principales (*e.g.* Ramsay 1967, Kligfield *et al.* 1981, Ramsay y Huber 1983, De Paor 1990, Shradly *et al.* 1990). Así en algunas localidades se ha estimado la razón áxica en un plano principal, a partir de dos conocidas. Las razones áxicas en los planos principales son:

$$R_{xz} = \frac{1 + e_x}{1 + e_z};$$

$$R_{xy} = \frac{1 + e_x}{1 + e_y} \quad y$$

$$R_{yz} = \frac{1 + e_y}{1 + e_z}$$

de las que se deduce:

$$R_{xz} = \frac{(1 + e_y) R_{xz}}{(1 + e_y) (R_{yz})^{-1}} = R_{xy} R_{yz}$$

$$R_{xy} = \frac{(1 + e_z) R_{xz}}{(1 + e_z) R_{yz}} = \frac{R_{xz}}{R_{yz}}$$

$$R_{yz} = \frac{(1 + e_x) (R_{xy})^{-1}}{(1 + e_x) (R_{xz})^{-1}} = \frac{R_{xz}}{R_{xy}}$$

siempre que no haya cambios de volúmen.

Se han utilizado cuatro parámetros para caracterizar la deformación tridimensional; los resultados se exponen en la Tabla 5.5. El valor  $k$  (s. Flinn 1962) y  $K$  (s. Ramsay 1967),

$$k = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1}$$

$$K = \frac{\text{Ln}(R_{xy})}{\text{Ln}(R_{yz})}$$

expresan la forma del elipsoide de deformación, con valores  $0 \leq k, K \leq \infty$ . Para cuantificar la intensidad de la deformación tridimensional se han empleado los parámetros:  $r$  (s. Watterson 1968, *in* Mawer 1983):

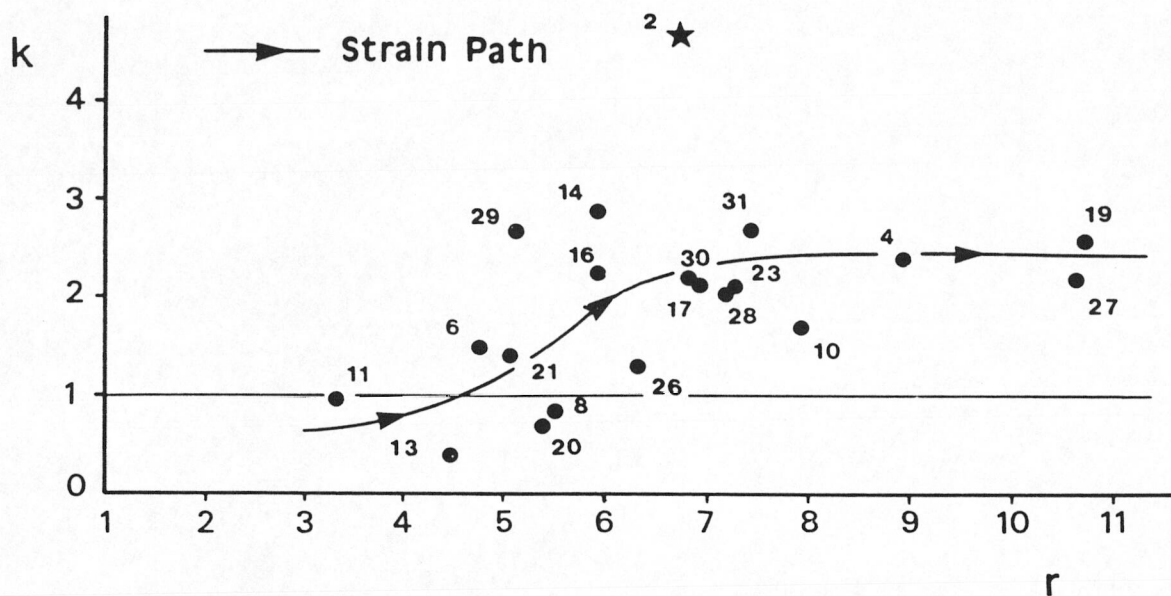
$$r = R_{xy} + R_{yz} - 1$$

y  $d$  (s. Ramsay y Huber 1983):

$$d = \sqrt{(R_{xy} - 1)^2 + (R_{yz} - 1)^2}$$

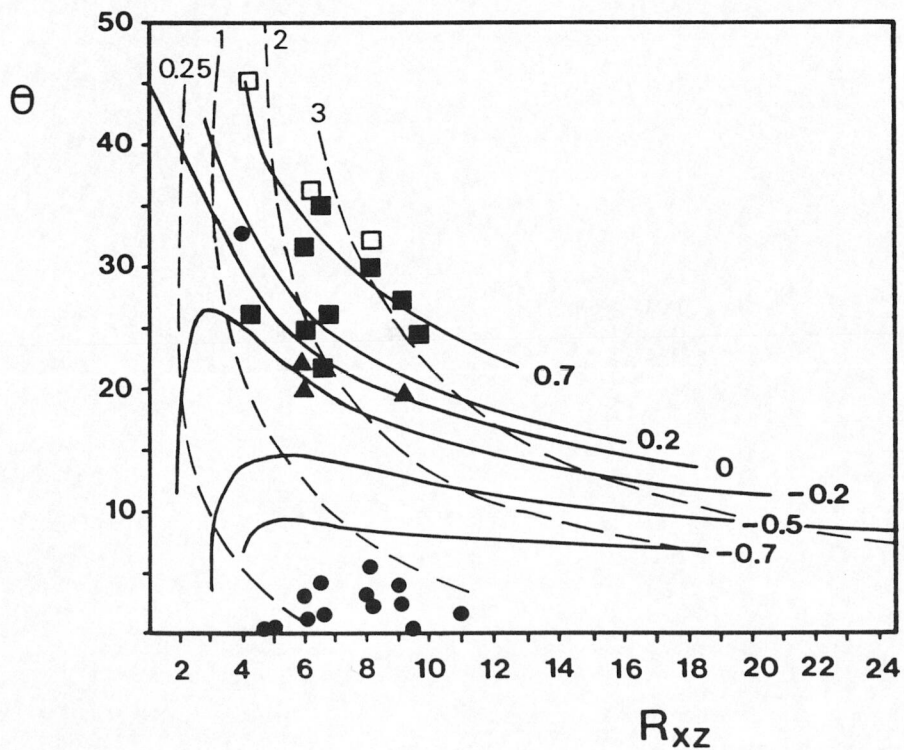
Todos los elipsoides de deformación medidos se representan en un diagrama  $\text{Ln}(R_{yz})$  vs.  $\text{Ln}(R_{xy})$  (fig. ) o diagrama de Flinn (1962) a escala logarítmica. La línea de pendiente  $k, K=1$ , separa los elipsoides aplastados u "oblatos" ( $1 > k, K \geq 0$ ), resultado de deformaciones finitas por aplastamiento ( $e_x \geq e_y > e_z$ ), de los elipsoides alargados o "prolatos" ( $\infty \geq k, K > 1$ ), procedentes de deformaciones finitas constrictivas o por estiramiento ( $e_x > e_y \geq e_z$ ). Los elipsoides con  $k, K=1$  corresponden a deformaciones planas ( $e_y=0$  y  $e_x > e_z$ ), (s. Flinn 1962,





**Fig. 5.14.** Camino de la deformación ("strain path") en un diagrama que relaciona intensidad de la deformación finita ( $r$ ) con la forma del elipsoide de deformación ( $k$ ). El asterisco indica medida de la deformación mediatizada por un contenido alto de marcadores. Mismos números que las estaciones de la Tabla 5.1.

**Fig. 5.15.** Relación entre la orientación de elementos de la fábrica  $D_s$  en el plano XZ (mismos símbolos que en la Fig. 5.11) y las razones áxicas de la deformación  $R_{xz}$ . Las líneas continuas valores constantes de  $\Delta_v$  y las discontinuas de  $\gamma_x$ .



Ramsay y Huber 1983). La línea  $k, K=1$  cambia de posición si durante la deformación hay cambios de volumen ( $\Delta_v$ ); mediante la ecuación:

$$\ln(R_{xy}) = \ln(R_{yz}) + \ln(1 + \Delta_v)$$

(s. Ramsay y Wood 1973). Esta línea se desplaza hacia el campo de la constricción, cuando hay un aumento de volumen ( $\Delta_v > 0$ ) durante la deformación y hacia el campo del aplastamiento, si hay pérdidas de volumen ( $\Delta_v < 0$ ) (cf. fig. ).

Los elipsoides de deformación finita obtenidos, son mayoritariamente "prolatos" (e.g. estaciones 2, 4, 14, 16, 21, 23, etc.); sólo algunos elipsoides tienen valores  $k, K \approx 1$  (e.g. 6 y 11) o son "oblatos" (e.g. estaciones 8, 13 y 20). Los cambios de volumen deducidos en la fig. , son tanto de aumento ( $+0.2 \leq \Delta_v < +0.6$ ) como de pérdida de volumen ( $-0.18 \geq \Delta_v \geq -0.4$ ). La intensidad de la deformación, cuantificada con los parámetros  $d$  y  $r$ , es de:  $3.5 \leq r \leq 10.7$  y  $1.8 \leq d \leq 7.5$ .

La orientación de los semiejes de los elipsoides de deformación (cf. Tabla ) es coincidente con la definida por los elementos de la fábrica  $D_s$  (cf. fig. y fig. ). Así la orientación de los ejes largo X (av. N105°E) e intermedio Y (av. N190°E), coincide con la orientación de  $L_s$  y de su perpendicular sobre el plano  $S_s$ , respectivamente.

### 1. Deformación progresiva tridimensional

La deformación progresiva en tres dimensiones puede obtenerse por la relación entre intensidad de la deformación, expresada mediante los valores de  $r$  y  $d$ , y el tipo de deformación finita, deducido de la elipticidad del elipsoide de deformación (valor  $k$ ) en el diagrama de Flinn (1962), (e.g. Mawer 1983 y Schwerdtner *et al.* 1983). El aumento de la intensidad de la deformación puede ser espacial (*i.e.* de una estación a otra) y temporal (*i.e.* en una misma estación); ya que las muestras más deformadas serían los estadios más evolucionados.

En el diagrama  $r$  vs.  $k$  (Mawer 1983) de la fig. se han representado todas las estaciones con medidas tridimensionales de la deformación (Tabla 5.5). El camino de la deformación progresiva ("*strain path*", s. Flinn 1962, Cobbold 1979, Coward y Potts 1983) deducido, se caracteriza por el aumento progresivo de la elipticidad de los elipsoides. La deformación progresiva es por tanto, el resultado de una evolución temporal desde la deformación por aplastamiento-deformación plana hasta la deformación constrictiva o por estiramiento, estabilizándose en elipticidades de  $k \approx 3$  (cf. fig. ). Las medidas que se desvían de este camino

Estación	k	K	r	d
[2]	4,7	2,5	6,7	4,8
4	2,4	1,6	8,9	6,1
[6]	1,4	1,3	3,9	2,7
[8]	0,8	0,9	5,5	3,2
10	1,8	1,4	7,9	5,1
[11]	1,0	0,9	3,4	1,8
[13]	0,4	0,5	4,5	2,7
[14]	2,9	1,8	5,9	4,0
15	7,8	2,3	8,9	7,1
16	2,3	1,6	5,9	3,7
17	2,2	1,6	6,8	4,4
19	2,6	1,6	10,7	7,5
[20]	0,7	0,8	5,4	3,2
21	1,4	1,2	5,1	2,9
[23]	2,1	1,5	7,2	4,7
[26]	1,4	1,2	6,4	5,6
27	2,2	1,5	10,6	7,3
28	2,1	1,5	7,2	4,7
[29]	2,7	1,9	5,1	3,2
[30]	2,2	1,6	6,8	4,4
31	2,8	1,8	7,4	5,0

*Tabla 5.5. Cuantificación tridimensional de la deformación interna finita.  
(mismos símbolos que en el texto).*

(e.g. localidad 15) se deben a una influencia de la fábrica en la cuantificación bidimensional de la deformación (cf. ap. ).

## 2. Tamaño y forma tridimensional de los porfiroclastos

En 20 estaciones se han calculado las longitudes medias máximas ( $\phi$ ) de los porfiroclastos en, al menos, dos planos principales de la deformación (cf. Tabla 5.6). Las dimensiones en los planos XY y XZ, son máximas y con un rango de variación alto,  $0.8\text{cm} \leq \phi_{xy} \leq 4.5\text{cm}$  y  $3.4\text{cm} \leq \phi_{xz} \leq 8\text{cm}$ . En el plano YZ los porfiroclastos son más pequeños (cf. fig. ) y el tamaño es más regular,  $3.1\text{cm} \leq \phi_{yz} \leq 0.7\text{cm}$ . Las dimensiones  $\phi_{xz}$  y  $\phi_{xy}$  son equiparables, como demuestran las estaciones con medidas en ambos planos (e.g. localidades 5 y 14).

La relación entre las dimensiones de los porfiroclastos y la deformación interna se ha realizado para los tres planos principales de la deformación: plano XY o XZ (diagrama  $\phi_{xy}$  o  $\phi_{xz}$  vs.  $R_{xy}$  o  $R_{xz}$ , fig. ) e YZ (diagrama  $\phi_{yz}$  vs.  $R_{yz}$ , fig. ). En los planos principales que contienen la dirección de estiramiento (eje X), los porfiroclastos disminuyen de tamaño al aumentar la deformación. Sin embargo, los cristales en el plano principal YZ, mantienen a lo largo de la deformación un tamaño pequeño o tienden a disminuirlo levemente.

La forma de los porfiroclastos de feldespato se ha medido en 18 estaciones (cf. Tabla 5.7). La forma o elipticidad de un porfiroclasto es el cociente entre su eje largo y su eje corto:  $R_{ij}^{\phi}$ . En los planos XY y XZ las elipticidades oscilan entre  $1.6 \leq R_{xz}^{\phi} / R_{xy}^{\phi} \leq 3.5$  y para el plano YZ, son  $1.6 \leq R_{yz}^{\phi} \leq 3.1$ .

La forma tridimensional de los porfiroclastos se ha cuantificado con el parámetro  $k^{\phi}$ ; calculado mediante una expresión semejante a (3).

$$k^{\phi} = \frac{R_{xy}^{\phi} - 1}{R_{yz}^{\phi} - 1}$$

La similitud existente entre las elipticidades  $R_{xy}^{\phi}$  y  $R_{xz}^{\phi}$ , en los planos XY y XZ respectivamente, permite utilizar indistintamente uno de los dos valores para el cálculo de  $k^{\phi}$ . En el diagrama  $R_{xy}^{\phi}$  vs.  $R_{xz}^{\phi}$  (fig. ) se representan los fenocristales alargados o "prolatos" en el campo  $k^{\phi} > 1$  (e.g. localidades 6, 7, 13, 15, 17, etc.) y los aplastados u "oblatos" en el área  $k^{\phi} < 1$  (e.g. localidades 4, 5, 10, 14, 16, etc.), de forma semejante al diagrama de Flinn (vse ap. ).

Est	$l_{xz}^{\circ} l_{xy}^{\circ}$				$l_{yz}^{\circ}$		
	$l^{\circ}$	$\sigma$	N	S	$l^{\circ}$	$\sigma$	N
2	3,04	1,5	93	XZ	2,68	1,1	35
4	3,55	1,6	35	XY	2,98	1,1	33
5	3,63	1,2	66	XY XZ	-	-	-
6	3,31	1,4	28	XZ	3,18	1,1	36
8	-	-	-	-	2,79	0,9	44
9	2,44	0,4	12	XZ	2,49	0,4	20
10	3,61	1,7	34	XY	3,27	1,0	76
11	3,31	0,8	66	XZ	3,30	0,9	59
13	-	-	-	-	3,01	1,1	56
14	3,85	0,8	93	XZ XY	2,99	0,7	44
15	3,85	2,4	59	XY	3,45	1,4	68
16	3,40	1,5	56	XY	3,28	1,9	61
17	3,59	1,5	17	XY	3,38	0,9	24
18	2,07	0,9	32	XZ	-	-	-
20	2,96	1,6	36	XZ	2,63	1,4	28
21	4,34	1,3	53	XY	2,75	0,8	41
23	3,18	1,9	48	XZ	2,58	1,6	19
26	2,18	1,0	22	XZ	2,04	0,9	24
29	2,39	1,1	12	XZ	2,31	1,1	21
30	3,00	1,0	23	XZ	1,96	1,1	26

**Tabla 5.6.** Longitudes máximas de porfidoblastos de feldespato (microclina)  
 $(l_{ij}^{\circ} = L_n \phi_{ij})$ . S: sección utilizada para las medidas (XZ, XY, YZ).



Est	$R^{\phi}_{xz} R^{\phi}_{xy}$				$R^{\phi}_{yz}$			$k^{\phi}$
	R	$\sigma$	N	S	R	$\sigma$	N	
2	2,69	1,0	93	XZ	1,57	0,4	35	2,98
4	2,04	0,9	35	XY	3,02	0,8	33	0,52
5	2,05	0,9	19	XY	3,14	1,1	46	0,49
6	3,41	1,3	28	XZ	2,79	0,7	36	1,34
7	3,15	1,4	44	XZ	2,40	0,8	44	1,53
10	1,94	0,7	35	XY	2,52	0,8	64	0,62
11	2,12	0,8	66	XZ	2,15	0,8	59	0,97
13	2,62	0,8	115	XZ	2,22	0,7	56	1,33
14	2,16	0,8	38	XY	2,73	0,8	55	0,67
15	3,18	1,3	59	XY	2,35	0,6	68	1,62
16	1,98	1,3	56	XY	2,68	0,8	61	0,58
17	2,43	0,7	16	XY	2,32	0,6	24	1,09
18	2,26	0,6	32	XZ	1,98	0,5	25	1,29
20	2,23	0,7	36	XZ	1,95	0,7	29	1,29
23	2,78	0,8	48	XZ	2,16	0,9	19	1,53
26	1,61	0,4	22	XZ	1,65	0,5	24	0,93
29	2,41	0,8	12	XZ	2,05	0,9	20	1,35
30	2,15	0,6	23	XZ	1,91	0,5	26	1,27

*Tabla 5.7. Elipticidades ( $R^{\phi}_{ij}$ ) de los porfiroclastos de feldespato (microclina), medidas en los planos principales (XZ, XY e YZ).*

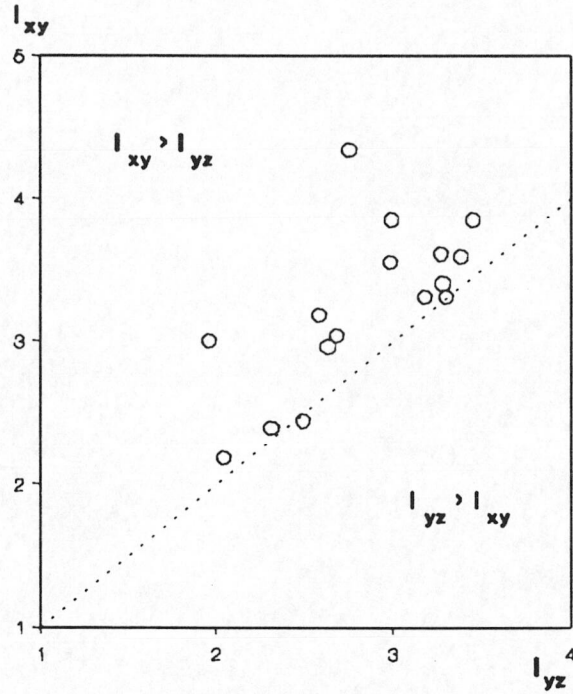


Fig. 5.16. Relaciones entre las longitudes máximas de los porfiroclastos de feldespato-microclina en los planos YZ ( $I_{yz}$ ) y XZ o XY ( $I_{xz}$   $I_{xy}$ ).

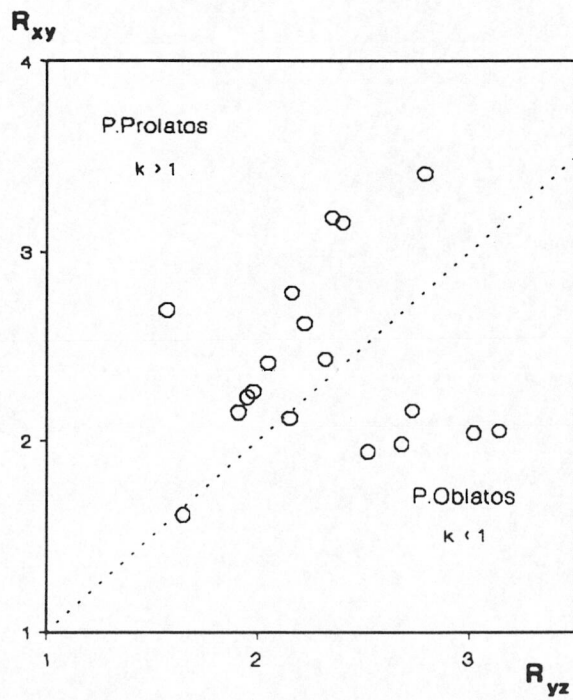
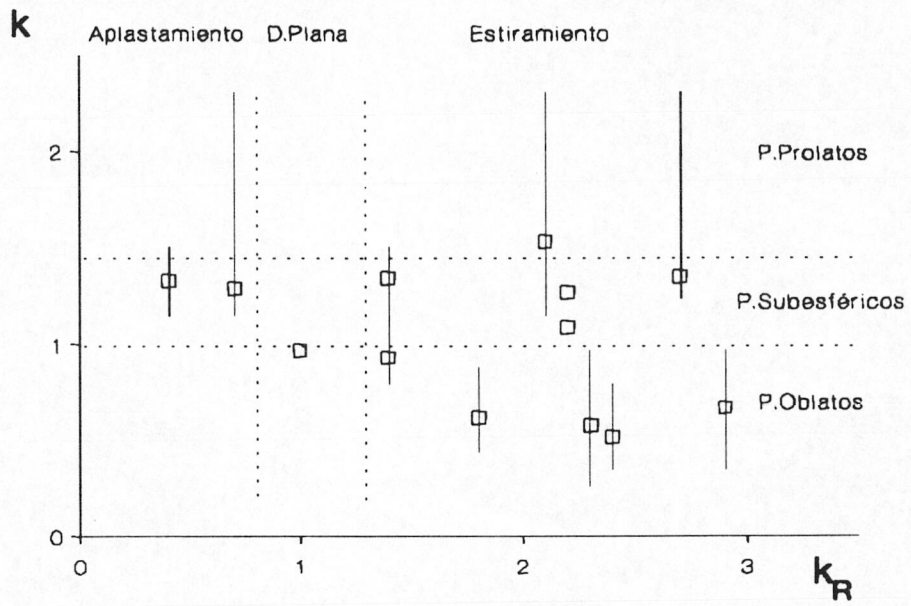
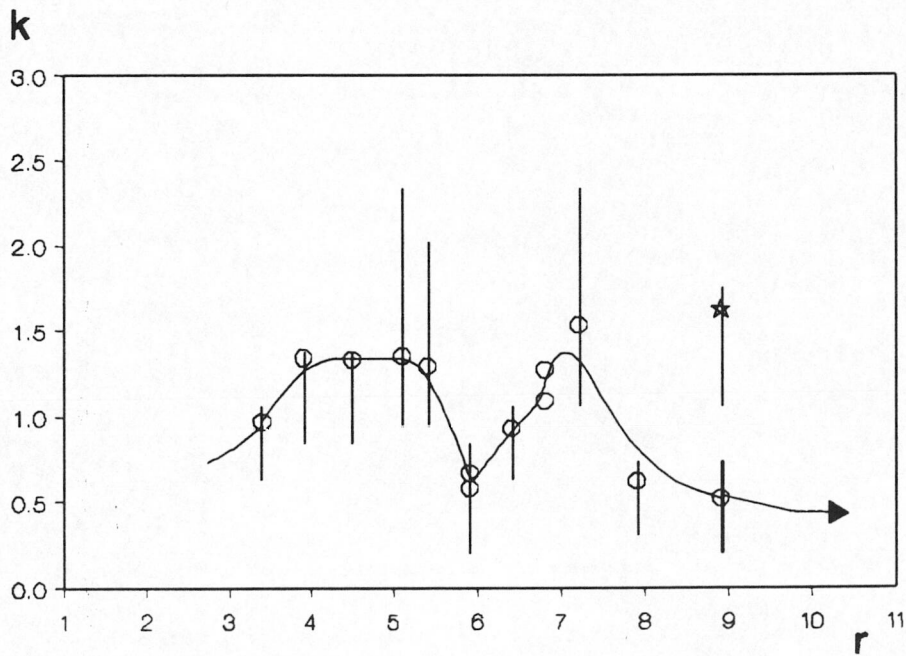


Fig. 5.17. Forma tridimensional de porfiroclastos de feldespato-microclina.



**Fig. 5.18.** Relación entre la forma de los porfiroclastos de feldespato-microclina ( $k^\circ$ ) con la forma del elipsoide de deformación ( $k_R$ ).



**Fig. 5.19.** Variación de la forma de los porfiroclastos de feldespato-microclina ( $k^\circ$ ) con la cuantía de la deformación ( $r$ ).



En la fig. la forma de los porfiroclastos se relaciona con la elipticidad de los elipsoides de deformación. Cuando la deformación finita es por estiramiento o constricción ( $k > 1$ ), los porfiroclastos tienden a ser "oblatos" ( $k^\phi < 1$ ) o subesféricos ( $k^\phi \approx 1$ ); en condiciones de deformación por aplastamiento ( $k < 1$ ) las formas son alargadas ( $k^\phi > 1$ ).

Durante la deformación progresiva los porfiroclastos cambian de forma, como expresa la fig. , que relaciona la intensidad de la deformación (parámetro  $r$ ) con el valor  $k^\phi$ . Al igual que se trazó un camino para la deformación progresiva (fig. ), el cambio progresivo de forma de los porfiroclastos, durante la fase de deformación  $D_s$  se puede estimar con la fig.. Durante los primeros estadios de la fase de deformación  $D_s$ , la elipticidad los cristales ígneos iniciales aumentó rápido, hasta  $k^\phi \approx 1.3$ . Con las deformaciones siguientes, de intensidades  $4 \leq r \leq 5.5$  (e.g. estaciones 13 y 20), los fenocristales mantuvieron formas "prolatas" con un alargamiento máximo. Para deformaciones superiores, los porfiroclastos sufren un cambio lento y progresivo de forma, con generación de cristales subredondeados ( $k^\phi = 1$ ) y finalmente ( $r > 7$ ) aplastados ( $k^\phi < 0.75$ ). Todos estos cambios de forma son acompañados por una disminución paulatina del tamaño de grano (cf. fig. , cf.ap. ).

### 5.3.2.3 Componentes de la deformación finita $D_s$ en la zona de cizalla

La deformación  $D_s$  finita se caracteriza por los elipsoides alargados u "oblatos", lo que implica que el plano de foliación  $S_s$  (plano de deformación principal XY) puede contener al eje principal de deformación Z, a lo largo de la historia deformacional de la roca. Una deformación constrictiva supone además, una deformación a lo largo del eje principal de deformación Y (i.e.  $[1+e_y] \neq 0$  y  $e_x > e_y > e_z$ ), es decir una deformación triaxial (s. Means 1990). La deformación finita de las muestras con valores altos de  $k$  (e.g. localidades 2 y 15), se acerca a la deformación por extensión simétrica (i.e.  $e_x > e_y \approx e_z$ ). A continuación se muestran evidencias texturales de deformación a lo largo del eje intermedio Y; se analizan también las componentes de la deformación durante  $D_s$ , necesarias para generar una deformación finita no plana y constrictiva. La influencia de la etapa de deformación  $D_t$  en el patrón de deformación finita se analizará en el ap. .

#### 1. Sobre la terminología empleada

Cualquier deformación es el resultado de la superposición de tres componentes, como máximo (cf. fig. ). Estas componentes son:

(1) la deformación interna ( $C_i$ , "stretch" o "strain"); se refleja en el cambio de longitud y ángulo que sufren las líneas materiales durante la deformación. Sólo hay tres líneas ortogonales entre sí (o dos, si se analiza la deformación en dos dimensiones), que tras la deformación siguen siendo ortogonales. A estas líneas se les denomina ejes o direcciones principales de la deformación (Ramsay 1967, Ramsay y Huber 1983, Means 1990).

(2) La rotación interna ( $C_R$ ); cuya magnitud viene dada por el ángulo que han rotado los ejes principales de la deformación durante la deformación.

(3) La traslación ( $C_T$ ); es el desplazamiento uniforme de todas las partículas de un cuerpo.

Siguiendo el trabajo de Means (1990), la deformación es rotacional cuando  $C_R \neq 0$  y por ello no debería utilizarse la expresión "componente rotacional de la deformación interna" (e.g. Ramsay 1967, Ramsay y Huber 1983). La deformación es irrotacional si  $C_R = 0$ ; si además  $C_T = 0$  la deformación es una deformación interna pura.

Los términos cizalla pura y cizalla simple difieren exclusivamente en la componente  $C_R$ , ya que pueden tener  $C_i$  idénticas. La deformación por cizalla pura ("pure shear deformation") es una deformación irrotacional ( $C_R = 0$ ), que si  $C_T = 0$  es una deformación interna pura ("pure shear strain"). La deformación por cizalla simple ("simple shear deformation") es una deformación plana (i.e.  $[1+e_y]=0$ ), a volúmen constante (i.e.  $\Delta_v=0$ ) y rotacional (i.e.  $C_R \neq 0$ ); por tanto aunque no haya traslación (i.e.  $C_T = 0$ ), nunca es una deformación interna pura.

La deformación finita  $D_s$  medida (cf. fig. ) es mayoritariamente una deformación no plana ( $k \neq 1$ ). Ya que la componente  $C_T$  no se puede cuantificar con los métodos utilizados en este trabajo, cuando se utilicen los términos cizalla simple y cizalla pura, nunca se referirán a deformaciones internas puras y aludirán exclusivamente a un modelo de deformación interna, nunca a deformaciones. Deberán traducirse por: *deformación por cizalla simple* y *deformación interna por cizalla pura*, respectivamente.

## 2. Modelo de deformación para la fase de deformación $D_s$

La deformación finita  $D_s$  es el resultado de la combinación de tres mecanismos de deformación:

1. Deformación por cizalla simple heterogénea: el carácter rotacional de la deformación produce la fábrica asimétrica de la roca, en los planos principales XZ, con: sistemas porfiroclásticos tipo- $\sigma$  (s. Passchier y Simpson 1986) alrededor de los cristales de feldespato potásico; bandas de cizalla y peces asimétricos de mica en la matriz y fábricas cristalográficas con orientación preferente asimétrica de los ejes  $\langle C \rangle$  y  $\langle a \rangle$  del cuarzo (*cf.ap.* y ). Las relaciones  $\theta$  vs.  $R_{xz}$  (*cf. fig.* ) de los elementos de la fábrica  $D_s$  indican también que la deformación finita se aproxima al modelo de deformación por cizalla simple. El carácter heterogéneo de la deformación por cizalla simple produce rotación diferencial de los pliegues  $P_s$  hacia la dirección de extensión, generando charnelas curvas y pliegues en vaina (*cf.ap.* ).

2. Deformación longitudinal o por extensión paralela a las capas: genera el adelgazamiento de los flancos de los pliegues menores  $P_s$  y la generación de pliegues intrafoliares (*cf.p.* 226, Ramsay y Huber 1983); la extensión de los ejes de  $P_s$  hacia la dirección de  $L_s$ ; así como la elongación y fracturación preferente de los cristales de turmalina y feldespato orientados según  $L_s$  (*cf.ap.* y ). Adicionalmente los elipsoides de deformación medidos tienen una relación  $\theta$  vs.  $R_{xz}$  próxima a las condiciones de deformación por extensión (*cf. fig.*).

3. Cambio de volúmen o dilatación ( $\Delta_v$ ): el cambio de volúmen, deducido de la *fig.* y *fig.* , tiene valores opuestos, desde una pérdida de volúmen del 40% ( $\Delta_v = -0.4\%$ ) hasta aumentos de volúmen de hasta un 70% ( $\Delta_v = +0.7\%$ ). Aunque durante la fase de deformación  $D_s$  puede haber cambios de volúmen importantes, esta componente no se ha considerado para la factorización de la deformación finita (*cf. e.g.* Sanderson 1982).

### 3. Deformación no plana durante $D_s$

En los planos principales de deformación YZ, se encuentran evidencias de deformación asimétrica, durante  $D_s$ , a lo largo del eje intermedio Y. Así son relativamente frecuentes los sistemas porfiroclásticos tipo- $\sigma$  (s. Passchier y Simpson 1986), cristales de feldespato con boudines asimétricos; bandas de cizalla afectando a enclaves microgranulares; planos axiales de pliegues  $P_s$  que actúan como planos de cizalla y fábricas cristalográficas de ejes  $\langle C \rangle$  de cuarzo no centradas en el eje Y (*cf.ap.* y *fig.* ). En el plano YZ, de orientación media NNE-SSW (*cf. fig.* ), la asimetría de estas microestructuras, muestra un doble sentido de cizalla, con movimiento del bloque de techo, tanto hacia el NNE, como hacia el SSW.

Las microestructuras señaladas en el párrafo anterior pueden explicarse mediante dos

modelos de deformación:

1. Deformación oblicua por cizalla simple: la existencia de una componente subordinada de deformación oblicua, puede explicar que durante una deformación progresiva rotacional, los planos finales YZ hayan sufrido una deformación por cizalla simple. El método descrito por Ramsay y Graham (1970), Schwerdtner (1982) e Ingles (1985) para calcular la cantidad de cizalla angular con marcadores subesféricos pasivos deformados, se ha aplicado a los enclaves deformados asimétricamente en el plano principal YZ. La máxima deformación por cizalla ("*shear strain*", s. Ramsay 1967) a lo largo del eje Y ( $\gamma_y$ ) calculada con este método es de  $\gamma_y=3.5-4$ , con un gradiente de deformación ( $\gamma'$ ) bajo,  $\gamma'=0.33-0.31$  (cf. fig. ).

2. Deformación por cizalla pura según Z: la presencia de un aplastamiento por cizalla pura, paralelo a la foliación  $S_s$ , podría explicar: la doble asimetría de las estructuras menores en el plano principal YZ y la presencia de rotaciones contrarias a la vorticidad general de la deformación, en planos principales XZ (s. Ghosh y Ramberg 1976, Hanmer 1990; cf.ap. ). Este tipo de deformación también puede obtenerse mediante la componente de extensión paralela a las capas, descrita en el ap. .

#### 4. Factorización de la deformación $D_s$ finita

Como se ha descrito en el apartado anterior, la deformación finita durante  $D_s$  es el resultado de la superposición simultánea de tres tipos de deformación: cizalla simple heterogénea, extensión paralela a las capas y cizalla simple oblicua (fig. ).

La relación existente entre las coordenadas tridimensionales de cualquier punto en el estado deformado  $[x,y,z]$ , respecto a su posición en el estado indeformado  $[X,Y,Z]$  (i.e. **transformación Lagrangiana**), se expresa mediante el sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} x &= D_{11}X + D_{12}Y + D_{13}Z + T_1 \\ y &= D_{21}X + D_{22}Y + D_{23}Z + T_2 \\ z &= D_{31}X + D_{32}Y + D_{33}Z + T_3 \end{aligned} \quad (11)$$

(cf. e.g. Ramsay 1967 y Means 1990). Los coeficientes  $D_{ij}$  son las componentes de la deformación del tensor  $D$ , o tensor **lagrangiano de deformación** (que engloba los procesos de deformación interna:  $C_i$  y rotación:  $C_R$ ). Este tensor de segundo orden también ha sido denominado **tensor Grenn de deformación** (e.g. p. 198, Means 1976). Los coeficientes  $T_i$  se refieren al tensor  $T$  o tensor **traslación** ( $C_T$ , cf.ap. ). Ante la imposibilidad de estimar la

cuantía de  $T$  no se considerará para la factorización de la deformación finita. Por tanto la expresión ( ) puede simplificarse a:

$$\begin{pmatrix} D_{11} & D_{12} & D_{13} \\ D_{21} & D_{22} & D_{23} \\ D_{31} & D_{32} & D_{33} \end{pmatrix} \quad (12)$$

que es la expresión matricial del tensor  $D$  o matriz gradiente de deformación.

Las matrices de deformación tridimensional, correspondientes a los tensores de la deformación por cizalla simple ( $D_{CS}$ ), extensión paralela a las capas ( $D_E$ ) y cizalla simple oblicua ( $D_{CO}$ ) (cf. fig. ) son, respectivamente:

$$D_{CS} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \gamma_x \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (13 a)$$

$$D_E = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (\sqrt{\lambda_1})^{-1} \end{pmatrix} \quad (13 b)$$

$$D_{CO} = \begin{pmatrix} 1 & \gamma_y & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (13 c)$$

Los valores  $\gamma_x$  en (13 a) y  $\gamma_y$  en (13 c), son la deformación por cizalla en el plano XZ ( $\gamma_x = \tan\psi_x$ ) y XY ( $\gamma_y = \tan\psi_y$ ), respectivamente. En la expresión (13 b)  $\sqrt{\lambda_1}$  es la elongación o extensión cuadrática principal:

$$\lambda_1 = \left( \frac{l'_x}{l_x} \right)^2 = (1 + e_x)^2$$

(s. Ramsay y Huber 1983). Definida por los cambios de longitud que sufre una línea pasiva, orientada según el eje X.  $l'_x$  y  $l_x$  son sus longitudes final e inicial.

La superposición simultánea de  $D_{CS}$ ,  $D_E$  y  $D_{CO}$  es el resultado de multiplicar las matrices (13 a), (13 b) y (13 c):

$$D_s = D_{CS} D_E D_{CO} = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & \gamma_y & \frac{\gamma_x}{\sqrt{\lambda_1}} \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (\sqrt{\lambda_1})^{-1} \end{pmatrix} \quad (14)$$

(s. Sanderson 1976, 1982; Coward y Kim 1981; Fisher y Coward 1982; Coward y Potts 1983). El orden escogido para multiplicar las componentes del tensor deformación total  $D_s$ , no implica un orden de actuación en la historia deformacional (e.g. Sanderson 1982).

La matriz del gradiente de deformación tridimensional  $D_s$ , puede descomponerse en tres matrices, para los tres planos principales de la deformación finita.

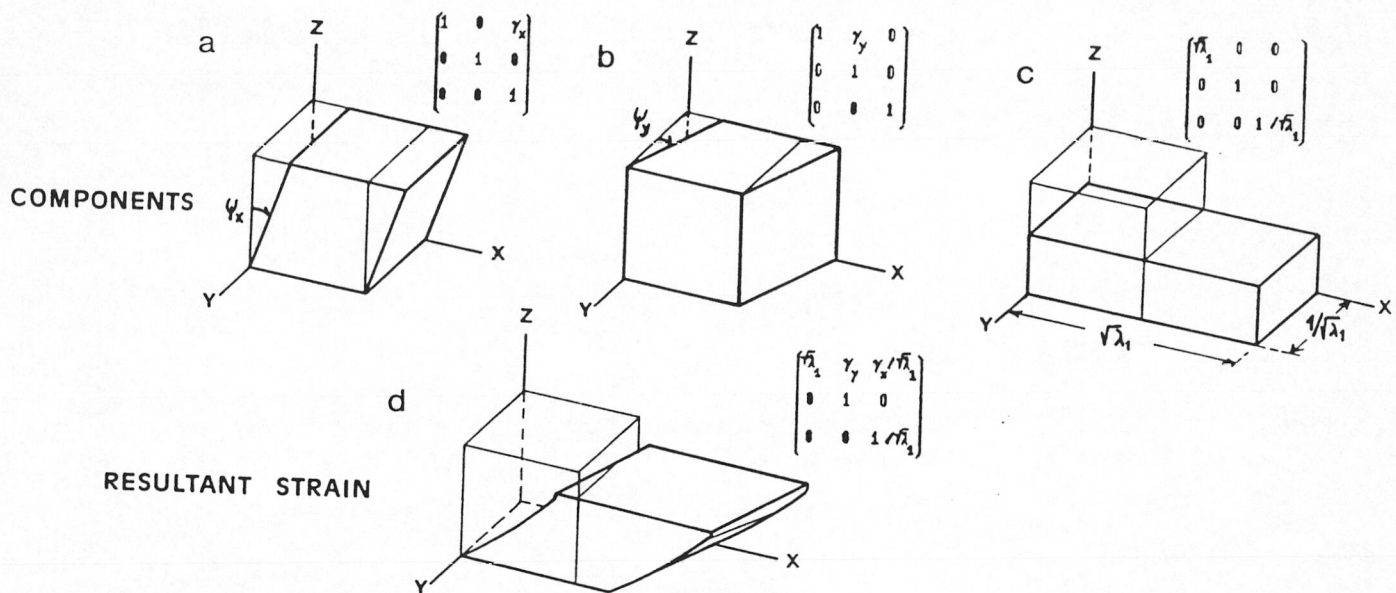
$$D_{xz} = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & \frac{\gamma_x}{\sqrt{\lambda_1}} \\ 0 & (\sqrt{\lambda_1})^{-1} \end{pmatrix} \quad (15 a)$$

$$D_{xy} = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & \gamma_y \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (15 b)$$

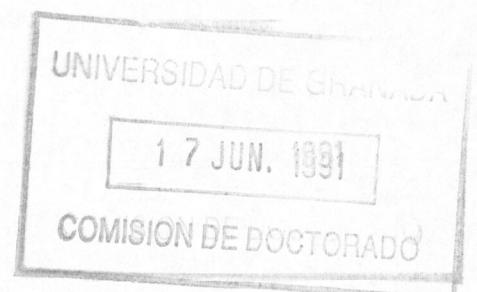
$$D_{yz} = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & (\sqrt{\lambda_1})^{-1} \end{pmatrix} \quad (15 c)$$

Las expresiones (15 a), (15 b) y (15 c) corresponden a los planos XZ, XY e YZ, respectivamente (Soto *et al. in litt.*).

Para cualquier matriz de deformación de la forma:



**Fig. 5.18.** Modelo utilizado de superposición de deformaciones y sus correspondientes expresiones en matrices de gradiente de deformación. Las componentes elegidas para la deformación finita durante  $D_s$  son: **a.** Cizalla simple, **b.** cizalla oblicua y **c.** deformación longitudinal o componente de extensión paralela a las capas. La deformación finita resultante se expresa en **d.**



$$\begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix}$$

las longitudes de los semiejes de la elipse de deformación finita, pueden obtenerse mediante la ecuación:

$$\lambda_i \text{ o } \lambda_j = \frac{a^2 + b^2 + c^2 + d^2}{2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{(a^2 + b^2 + c^2 + d^2)^2 - 4(ad - bc)^2} \quad (16)$$

y la razón áxica sería el cociente  $R_{ij} = \sqrt{\lambda_i}/\sqrt{\lambda_j}$  (s. Jaeger 1956, *in* Coward y Kim 1981). La orientación del eje largo de la elipse de deformación finita ( $\theta$ ), puede obtenerse mediante:

$$\tan 2\theta_{ij} = \frac{2(ac + bd)}{a^2 + b^2 - c^2 - d^2} \quad (17)$$

(s. Jaeger 1956, *ibíd*).

Aplicando las ecuaciones (16) y (17) a las matrices de gradientes de deformación bidimensional (15 a), (15 b) y (15 c), se pueden calcular los valores  $R_{ij}$  y  $\theta_{ij}$  teóricos, para este modelo de deformación finita combinada (tensor  $D_s$ ). Los semiejes de la elipse de deformación en el plano principal XZ serían:

$$\lambda_x \text{ o } \lambda_z = \frac{1}{2} \left[ \lambda_1 + \frac{\gamma_x^2}{\lambda_1} + (\lambda_1)^{-1} \right] \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left[ \lambda_1 + \frac{\gamma_x^2}{\lambda_1} + (\lambda_1)^{-1} \right]^2 - 4} \quad (18 \text{ a})$$

en el plano XY:

$$\lambda_x \text{ o } \lambda_y = \frac{1}{2} \left[ \lambda_1 + \gamma_y^2 + 1 \right] \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left[ \lambda_1 + \gamma_y^2 + 1 \right]^2 - 4\lambda_1} \quad (18 \text{ b})$$

y en el plano YZ:

$$\lambda_y \text{ o } \lambda_z = \frac{(\lambda_1)^{-1} + 1}{2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left[ \lambda_1^{-1} + 1 \right]^2 - \frac{4}{\lambda_1}} \quad (18 \text{ c})$$

La orientación de los semiejes largos de las tres elipses principales de deformación serían:



$$\tan 2\theta_{xz} = \frac{2\gamma_x}{\lambda_1^2 + \gamma_x^2 - 1} \quad (19 a)$$

para el plano XZ;

$$\tan 2\theta_{xy} = \frac{2\gamma_y}{\lambda_1^2 + \gamma_y^2 - 1} \quad (19 b)$$

para el plano XY y para el plano YZ,  $\theta_{yz}=0$ .

La solución gráfica, en un diagrama  $R_{ij}$  vs.  $\theta_{ij}$ , de las ecuaciones (18 a) y (19 a) para el plano principal XZ y de las expresiones (18 b) y (19 b) para el plano principal XY se da en las fig. y . Entre ambas figuras la diferencia estriba, en las curvas que unen puntos de igual deformación por cizalla, sea  $\gamma_x$  (fig. ) o  $\gamma_y$  (fig. ); por el contrario las líneas que unen puntos de igual deformación longitudinal o extensión paralela a las capas ( $\sqrt{\lambda_1}$ ), son idénticas (cf. Coward y Kim 1981, Sanderson 1982).

La cantidad de cizalla simple  $\gamma_x$ , cizalla simple oblicua  $\gamma_y$  y extensión paralela a las capas  $\sqrt{\lambda_1}$ , en las muestras estudiadas, se puede cuantificar si los parámetros  $R_{ij}$  y  $\theta_{ij}$  (cf. Tabla 5.1) se representan en las fig. y . La deformación finita durante  $D_s$  puede explicarse, como se deduce de estas figuras, por la combinación de una cizalla simple  $\gamma_x$  ( $1.25 \leq \gamma_x \leq 5$ ); con una cantidad variable de cizalla pura, que genera una extensión paralela a las capas ( $0.6\sqrt{\lambda_1} \leq 6.5$ ). Acompañando a la cizalla simple principal hay una cizalla simple oblicua de importancia subordinada ( $0 \leq \gamma_y \leq 1.3$ ).

#### 5.3.2.4 Influencia de deformaciones posteriores

La fábrica  $D_s$  de la roca es microplegada por una lineación de crenulación  $L_t$ , subparalela a la dirección de  $L_s$  (cf. ap. ). Por ello la etapa de deformación  $D_t$ , supone un aplastamiento adicional, paralelo a las capas y según la dirección principal Y. Este aplastamiento adicional puede coayudar a generar deformaciones finitas aún más constrictivas y el que ocasionalmente se hayan encontrado elipsoides de deformación finita con  $e_z > e_y$  (e.g. localidad 5, Tabla 5.1).

El gradiente de deformación finito ( $D_f$ ) tras la etapa de deformación  $D_t$ , es el resultado de superponer al gradiente de deformación durante  $D_s$  (expresión 14) una componente de

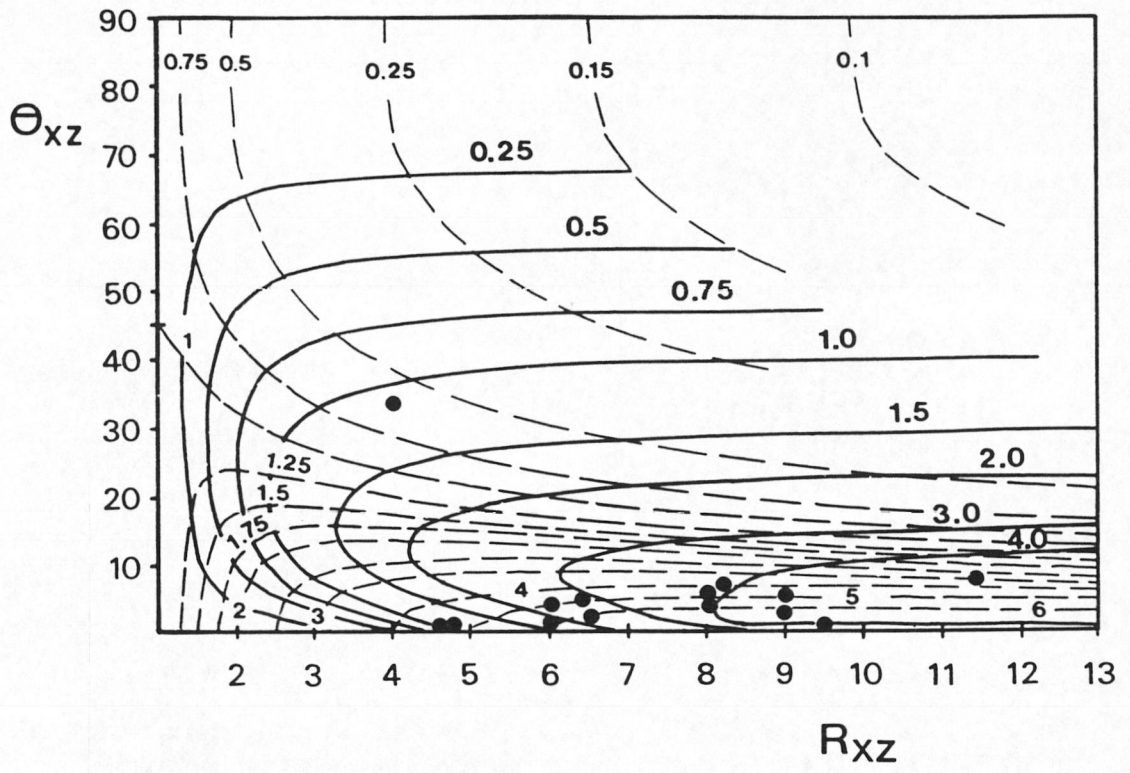
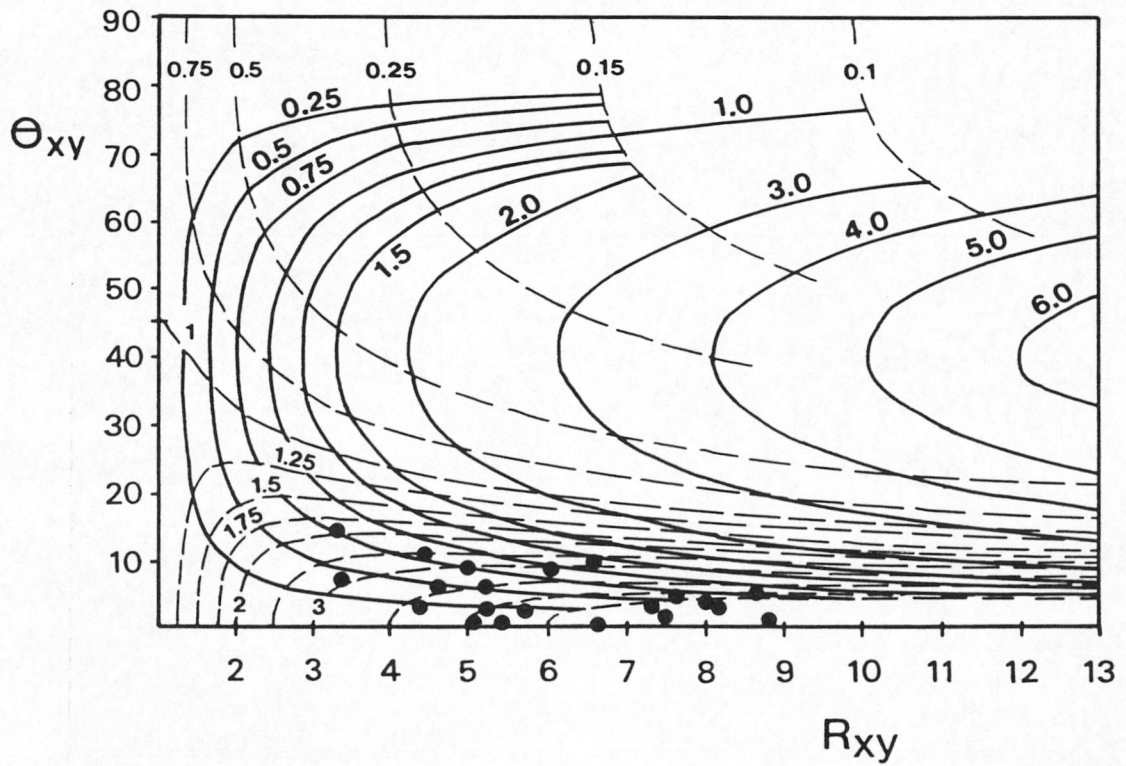


Fig. 5.21. Diagramas  $\theta_{xz}$  vs.  $R_{xz}$  (a) y  $\theta_{xy}$  vs.  $R_{xy}$  (b), donde se representan con líneas continuas valores constantes de deformación por cizalla ( $\gamma_x$  en a y  $\gamma_y$  en b) y con discontinuas valores constantes de deformación longitudinal ( $\lambda_z$  en ambas).



aplastamiento paralelo a las capas:

$$D_t = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_2} & 0 & 0 \\ 0 & (\sqrt{\lambda_2})^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (20)$$

$$D_f = D_t D_s = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1 \lambda_2} & \sqrt{\lambda_2} \gamma_y & \frac{\sqrt{\lambda_2} \gamma_x}{\sqrt{\lambda_1}} \\ 0 & (\sqrt{\lambda_2})^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & (\sqrt{\lambda_1})^{-1} \end{pmatrix} \quad (21)$$

donde  $\sqrt{\lambda_2}$  es la extensión cuadrática para esta nueva fase de deformación, definida por los cambios de longitud en el plano principal XY.

En el plano principal de deformación finita YZ el gradiente de deformación finito de la expresión (21) sería de la forma:

$$\begin{pmatrix} (\sqrt{\lambda_2})^{-1} & 0 \\ 0 & (\sqrt{\lambda_1})^{-1} \end{pmatrix} \quad (22)$$

Utilizando la expresión (16) pueden calcularse las magnitudes de los dos semiejes principales de la elipse de deformación finita para el plano YZ:

$$\lambda_y \text{ o } \lambda_z = \frac{1}{2} \left[ \frac{1}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_2} \right] \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left( \frac{1}{\lambda_1} + \frac{1}{\lambda_2} \right)^2 - \frac{4}{\lambda_1^2 \lambda_2^2}} \quad (23)$$

La orientación  $\theta_{yz}$  del eje largo sigue siendo cero.

La cuantificación del gradiente de deformación finita  $D_f$  (expresión ) no puede realizarse porque el sistema es indeterminado, hay tres ecuaciones y cuatro variables. Los parámetros  $\gamma_x$ ,  $\gamma_y$  y  $\sqrt{\lambda_1}$ , cuantificados con anterioridad (*cf.ap.* ), poseen un valor mínimo.

### 5.3.2.5 Desplazamiento en la zona de cizalla

En cualquier zona con deformación por cizalla, el desplazamiento debido a deformación interna (D), puede cuantificarse integrando la cantidad de cizalla  $\gamma_x$ , en los planos principales XZ, en función de la distancia (x) a los márgenes de la zona de cizalla (Ramsay 1967, Ramsay y Graham 1970, Grocott y Watterson 1980, Ramsay y Huber 1987). La expresión matemática que relaciona desplazamiento y cantidad de cizalla es:

$$D = \int_0^x \gamma_x dx$$

(s. Ramsay y Graham 1970). Esta integral puede cuantificarse gráficamente, midiendo el área contenida en un diagrama  $\gamma_x$  vs. distancia.

En un plano ideal XZ, de orientación W-E y paralelo a la dirección media de  $L_s$ , se han representado todas las estaciones con valores  $\gamma_x$  y su distancia al techo o al muro de la lámina gneísica (cf. fig. ). Para estimar gradientes de deformación a lo largo del cuerpo, se han diferenciado cuatro niveles, a diferentes profundidades. El primer nivel recoge los 40 m inferiores, el segundo está comprendido entre 60 y 80 m de distancia al muro, el tercero es de más de 80 m y el cuarto, engloba los 30 m superiores. Los valores de cizalla son mayores en las zonas inferior y superior (e.g. localidades 2 y 26 respectivamente).

En cada nivel el desplazamiento se obtiene midiendo el área de la gráfica: distancia W-E vs.  $\gamma_x$ . Los desplazamientos que se obtienen para las cuatro niveles diferenciados son:  $D_1 = 3.33$  km;  $D_2 = 2.75$  km;  $D_3 = 2.04$  km y  $D_4 = 4.25$  km. El desplazamiento total  $D_t$ , obtenido mediante la suma de  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  y  $D_4$ , tiene un valor mínimo de 13 km. Si no se consideran diversos niveles y se integra el desplazamiento con la cantidad de cizalla, independientemente de la profundidad, el desplazamiento total es de 3.32 km (cf. fig. ), muy inferior a  $D_t$ .

### 5.3.3 Reorientación progresiva de pliegues

Los ejes de pliegues  $P_s$ , asociados a la fábrica plano-lineal  $D_s$ , de las rocas en la zona de cizalla de Bédar-Macael, forman ángulos diversos con la dirección de extensión, expresada mediante la lineación de estiramiento  $L_s$  (cf. ap. y ). Respecto a esta dirección, las charnelas de los pliegues son desde paralelas o subparalelas (pliegues longitudinales), hasta casi

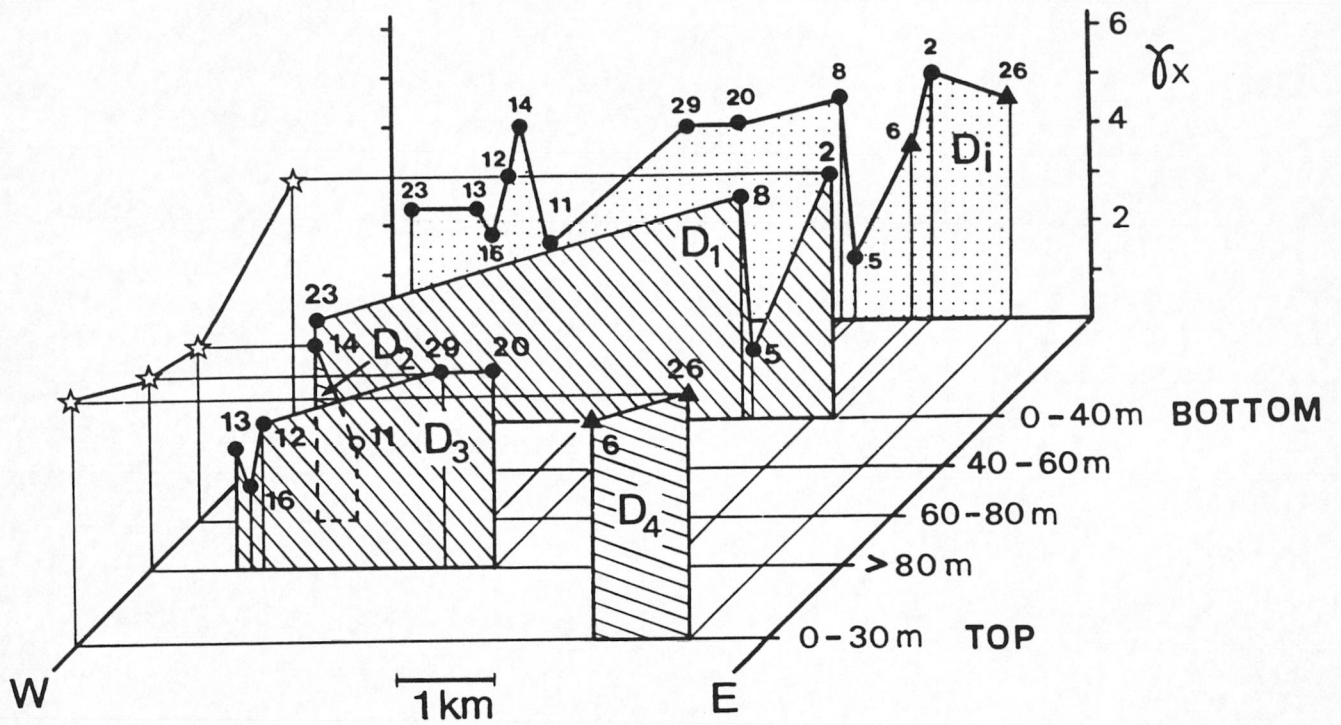
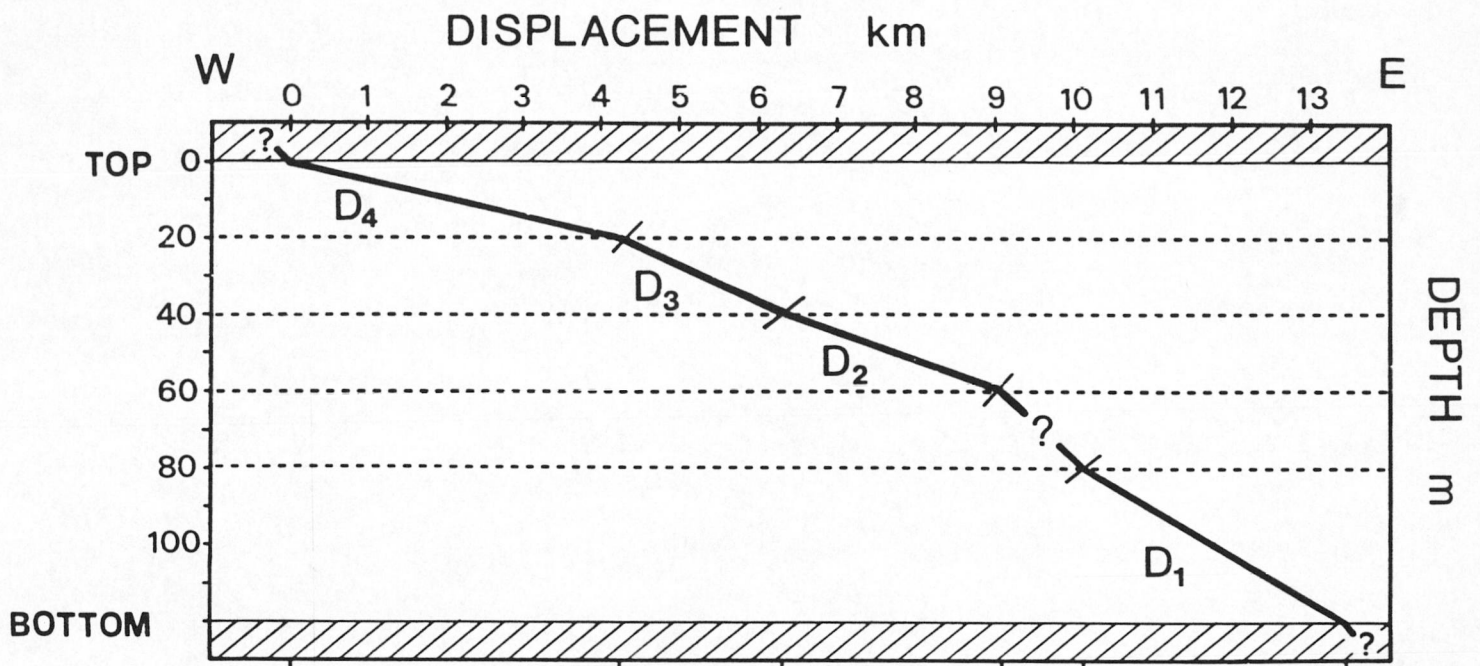


Fig. 5.22. Cálculo del desplazamiento dentro del cuerpo de metagranitos de Lubrín. El desplazamiento para cada nivel de profundidad dentro del cuerpo está representado por el área rayada. Los números son las estaciones mostradas en la Tabla 5.1.



*Fig. 5.23. Integración de los desplazamientos en cada nivel de profundidad para obtener el desplazamiento total en la dirección W-E (aproximadamente 13 km).*

perpendiculares (pliegues transversos); con multitud de ejemplos intermedios (pliegues oblicuos). Las formas de los pliegues longitudinales son cilíndricas (s. Ramsay 1967) o débilmente no-cilíndricas (*cf. clasif.* Williams y Chapman 1979). Los pliegues oblicuos suelen ser no cilíndricos con formas cónicas (s. Ramsay 1967), en vaina ("sheath folds", s. Carreras *et al.* 1977) y ocasionalmente tubulares ("tubular folds", s. Skjernaa 1989); (*cf. ap.* ).

### 5.3.3.1 Relaciones angulares $P_s$ vs. $L_s$ y tipo de población inicial

Las relaciones angulares de los pliegues  $P_s$  con la  $L_s$ , analizadas de forma estadística, mediante distribuciones de frecuencias, pueden utilizarse (s. Sanderson 1973, Roberts y Sanderson 1974, Lloyd 1983) para estimar:

- el tipo de distribución inicial de los pliegues al comienzo de la etapa de deformación  $D_s$  y su orientación, respecto de la dirección de extensión finita.
- En función de la orientación inicial, se puede valorar si esa población de pliegues procede de la reorientación de pliegues previos ( $P_r$ ) o se han generado durante  $D_s$ .
- La cuantía de la deformación interna finita durante  $D_s$ , en los planos de foliación  $S_s$ , en virtud del grado de paralelismo entre los  $P_s$  y la dirección media de extensión finita. La deformación se cuantificará en el plano de foliación  $S_s$ , porque éstos contienen tanto a los pliegues  $P_s$  como a la lineación de estiramiento  $L_s$ . La deformación que se cuantifique es finita máxima, para las poblaciones de  $P_r$  modificadas por  $D_s$ , o finita mínima, para los pliegues generados durante  $D_s$ .

#### 1. Distribuciones homogéneas deformadas - parámetros estadísticos

Para tipificar el tipo de distribución de frecuencias en el estado deformado, se han empleado los parámetros de asimetría o "skewness" ( $\beta_1$ ) y apuntamiento o "kurtosis" ( $\beta_2$ ) (s. Lloyd 1983, *cf. p.* ):

$$\beta_1 = \frac{\left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m f_i (x_i - \mu)^3 \right]}{\left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m f_i (x_i - \mu)^2 \right]^{3/2}} = \frac{\text{skewness}^2}{V^3} \quad (24 a)$$

$$\beta_2 = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^m f_i (x_i - \mu)^4}{\left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m f_i (x_i - \mu)^2 \right]^2} = \frac{\text{kurtosis}}{V^2} \quad (24 b)$$

las abreviaturas son las mismas que se utilizaron en el *ap.* ; con excepción de **m** que es el número de intervalos;  $x_i$  y  $f_i$  son la marca y la frecuencia de intervalo; **V** es la varianza y  $\mu$  la media aritmética de la distribución, agrupada en **m** intervalos:

$$\mu = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m f_i x_i \quad (25)$$

Como se describió en el *ap.* , una distribución bidimensional inicialmente uniforme, al deformarse se caracteriza por una distribución de frecuencias unimodal, simétrica y centrada en la dirección de extensión.

Las modificaciones que sufren con la deformación las distribuciones inicialmente gaussianas han sido estudiadas por Sanderson (1973) y Lloyd (1983). Estos autores mostraron que una distribución gaussiana inicial, de la forma:

$$F = \frac{N}{\sqrt{2\pi V}} \exp \left[ -\frac{1}{2V} (90 - \theta)^2 \right]$$

Tras la deformación la distribución de frecuencias viene expresada por:

$$F' = \frac{N}{\sqrt{2\pi V}} \exp \left[ -\frac{1}{2V} (90 - \theta)^2 \right] \frac{\left[ R_{xy}^2 \cos^2 (\theta - \phi) + \sin^2 (\theta - \phi) \right]^{3/2}}{R_{xy}}$$

donde  $\theta$  es el ángulo entre el máximo de la distribución deformada y la dirección de extensión (X) de la elipse de deformación finita;  $\phi$  es el ángulo entre el máximo de la distribución inicial y la dirección perpendicular a la de dirección de extensión (*i.e.* eje Y en el plano XY). Para  $\phi=0$ , la distribución inicial es perpendicular a X, tras la deformación la distribución se distribuye alrededor de dos máximos simétricos respecto a X (*cf.fig.* ). Si  $\phi \neq 0$



la distribución inicial era oblícua a X, a medida que la deformación aumenta, se desarrollan dos picos, de diferente importancia, que se aproximan a X (*cf.fig.* ), (Sanderson 1973, Roberts y Sanderson 1974, Lloyd 1983).

Las distribuciones inicialmente uniformes y gaussianas con  $\phi=0$ , desarrollan distribuciones simétricas en el estado deformado y por tanto, con valores de  $\beta_1=0$ . Las distribuciones deformadas, con una forma asimétrica (*i.e.*  $\beta_1>0$ ), proceden de distribuciones gaussianas oblícuas a la dirección de extensión. Para ambos tipos de distribuciones deformadas, la cuantía del parámetro  $\beta_2$  aumenta con la deformación (Lloyd 1983).

Como se deduce de lo expuesto anteriormente, la relación  $\beta_1$  vs.  $\beta_2$  puede utilizarse para (*cf.fig.* , Lloyd 1983):

- tipificar la forma de las distribuciones de frecuencias,
- y estimar la cuantía de la deformación en las distribuciones deformadas, el tipo y orientación de la distribución inicial (mediante el valor de  $\phi$ ).

## 2. Distribuciones de frecuencias de los pliegues $P_s$

Se han elegido 13 estaciones distribuidas en el área estudiada de la zona de cizalla de Bédar-Macael, para medir los ángulos entre los pliegues  $P_s$  y la lineación  $L_s$ . Las estaciones poseen rocas con litologías diversas: gneises (*e.g.* localidades 1, 2, 5 y 11) y micaesquistos (*e.g.* localidades 7 y 9) de la Fm. Montenegro y micaesquistos (*e.g.* localidad 12), calcoesquistos y mármoles (*e.g.* localidades 3 y 4) de la Fm. Tahal. El número de pliegues medido oscila entre 6 y 32 individuos.

Las relaciones angulares  $P_s$  vs.  $L_s$  se han agrupado con intervalos de  $10^\circ$  de amplitud, respecto a la posición media de la lineación  $L_s$ . Las distribuciones de frecuencias resultantes (*cf. e.g.* en la *fig.* ) se tipifican en la Tabla 5.8, mediante los parámetros estadísticos: media aritmética ( $\mu$ , *s.* expresión 25), varianza ( $\sigma$ , *cf.* expresiones 24 a y b),  $\beta_1$  y  $\beta_2$  calculados con las expresiones (24 a) y (24 b).

Las distribuciones de frecuencias obtenidas (*e.g.* *fig.* ) son de los siguientes tipos:

**Tipo 1-** distribuciones asimétricas (*av.*  $\beta_1=0.5$ ) con un máximo cercano a la dirección de  $L_s$  y un máximo subsidiario, formando un ángulo inferior a  $45^\circ$  (*e.g.* localidades 2,



3, 4, 6, 9, 12),

**Tipo 2-** distribuciones asimétricas (*av.*  $\beta_1=0.45$ ), con un sólo máximo, próximo a la dirección media de  $L_s$  (*e.g.* localidades 1, 5, 10, 12),

**Tipo 3-** distribuciones simétricas (*av.*  $\beta_1=0.04$ ) con formas poco definidas y múltiples máximos (*e.g.* localidades 7, 11, 13),

Las distribuciones asimétricas con dos picos, próximos a la dirección principal de extensión, corresponden a distribuciones inicialmente gaussianas y oblicuas, formando ángulos altos con Y ( $\phi > 7-10^\circ$ ). Las distribuciones unimodales y asimétricas pueden proceder de distribuciones gaussianas y casi perpendiculares a la dirección de extensión ( $\phi < 8^\circ$ ) o no estrictamente uniformes (*cf.ap.* ). Las distribuciones simétricas con diversos máximos corresponden a distribuciones inicialmente uniformes con una cantidad de deformación baja.

### 3. Significado geológico del análisis de frecuencias

El significado geológico de los tres tipos de distribuciones de frecuencias, es el siguiente:

- Para el tipo 1, existe una población de pliegues, orientados perpendicularmente a la dirección principal de extensión. La generación de estos pliegues puede ser durante la etapa de deformación  $D_s$  o que ésta afecte a una población previa, orientada precisamente según el eje Y. Para la primera posibilidad la deformación que se cuantifica
- En el tipo 2, existió una población de pliegues oblicuos a la dirección principal de extensión, durante  $D_s$ . La explicación puede ser doble: existencia de pliegues previos  $P_r$ , diversamente orientados respecto a la dirección X, o generación de pliegues  $P_s$  oblicuos durante  $D_s$ . En este último caso, el ángulo entre  $P_s$  y  $L_s$  debe estar influenciado por la cuantía de las diferentes componentes de la deformación, durante  $D_s$  (*cf.ap.* ).
- El tipo 3 de distribuciones, conlleva la existencia de poblaciones previas a la fase de deformación  $D_s$  sin una orientación inicial marcada. Serían pliegues orientados en todas las direcciones, procedentes de etapas de deformación previas (*e.g.*  $D_r$ ) o generados al azar en los primeros estadios de la etapa de deformación  $D_s$ ,



Est	C.UTM	Lt Fm	N	$\mu$	$\sqrt{V}$	$\beta_1$	$\beta_2$	$\phi$	$R_{xy}$	Val	TD
1	88741185	G M	15	6.33	8.05	1.02	3.99	20-25	2	P	G
2	88441151	G M	25	-6.20	30.8	0.19	2.57	10-15	1.5-2	P	G
3	84641189	CE T	16	-11.25	16.5	0.48	2.81	16	2	M	G
4	87641159	ME T	28	-13.57	46.2	0.32	1.78	6	4-4.5	P	G
5	87141150	G M	6	-3.33	8.9	0.11	1.32	2.5-3	7-7.5	C	G
6	87541172	ME T	28	-19.64	20	1.29	4.93	30	1.5-2	M	G
7	88441154	ME M	12	-17.50	36.7	0.10	1.90	5	2.7-3	P	U
8	87341219	ME T	6	3.33	18.6	0.05	1.66	3	3-3.5	M	G
9	87041167	ME M	24	-1.67	27.5	0.31	3.90	30	1.5	P	G
10	87441167	Q T	12	0.83	18.5	0.50	2.01	8	4.5	M	G
11	87541154	G M	32	-34.69	23.1	0.01	1.74	-	2.7	M	U
12	86741153	ME T	12	-10.83	19.0	0.18	1.97	7	3	M	G
13	90341164	MA T	6	-38.33	18.9	0.00	1.55	-	4	P	U

**Tabla 5.8.** Lista de estaciones con medidas de orientación de pliegues  $P_s$  respecto a  $L_s$  (misma simbología que en el texto). **Lt:** litología (G: gneisses, ME: micaesquistos, Q: cuarcitas, CE: calcoesquistos, MA: micaesquistos anfibólicos). **Fm:** formación (M: Montenegro, T: Tahal) **Val:** validez de la cuantificación (C: segura, M: probable, P: poco probable); **TD:** tipo de distribución inicial (G: gaussiana, U: uniforme).

caracterizados por una deformación finita incipiente.

Para cada uno de los tres tipos de distribuciones de frecuencias, se observa que la asimetría de la distribución descende, a medida que aumenta la cuantía de la deformación (*cf.* Tabla ). Así las distribuciones de las localidades 6, 3 y 12, con valores de  $\sqrt{V}$  ( $\approx 20$ ) semejantes a los descritos por Lloyd (1983), poseen valores progresivamente mayores de  $\beta_1$  (1.3, 0.5 y 0.2, respectivamente) a medida que aumenta la deformación ( $R_{xy}=1.5, 2$  y  $3$ , respectivamente). Es decir que para cada tipo de distribución inicial, a medida que aumenta la deformación, la población de  $P_s$  se distribuye paulatinamente alrededor de la dirección de extensión. La deformación durante  $D_s$ , supone una rotación progresiva hacia X. Esta rotación es no pasiva, ya que las distribuciones de frecuencias difícilmente llegan a ser simétricas, alrededor de la orientación media de  $L_s$  (*cf.* Beach 1981).

### 5.3.3.2 Modelo conceptual de deformación

Los pliegues  $P_s$  pueden afectar a la propia foliación  $S_s$ , de carácter milonítico, y sus planos axiales forman ángulos progresivamente menores con  $S_s$ , a medida que los pliegues son más paralelos a  $L_s$  (*cf.* Carreras *et al.* 1977, Carreras 1985). Los pliegues longitudinales son isoclinales y recumbentes, mientras que los transversos son más abiertos y con planos axiales oblicuos a la foliación  $S_s$ .

La génesis de los pliegues  $P_s$  debe explicar su diferente grado de orientación respecto a la dirección de cizalla y a la foliación  $S_s$ , y su geometría diversa.

El grado de orientación variable (*cf.ap.* ), junto con las morfologías descritas para los pliegues  $P_s$ , en función de su orientación respecto a la dirección de extensión, sugiere un grado de rotación variable de los pliegues  $P_s$  durante  $D_s$ . El régimen de deformación deducido, debe poseer una componente rotacional ( $C_R$ ) variable.

Los pliegues  $P_s$  longitudinales, subparalelos a la dirección de extensión  $L_s$ , pueden explicarse en una deformación global por cizalla simple, por la reorientación progresiva de pliegues, inicialmente transversos u oblicuos, hacia la dirección de cizalla.

En un régimen de deformación por cizalla simple paralela a las capas, como el que se dedujo para la etapa de deformación  $D_s$  (*cf.ap.* ), sólo pueden formarse pliegues en los planos de foliación  $S_s$  cuando:

- existen irregularidades iniciales en el plano  $S_s$ , o éstas se han creado en el propio régimen de deformación, por la existencia de variaciones locales en la cuantía de la deformación por cizalla (Platt 1983, *cf.fig.* );

- los planos  $S_s$  son ligeramente oblicuos al plano de cizalla (*cf.fig.* ).

Los pliegues se originan, a favor de estas irregularidades, con charnelas perpendiculares a la dirección de cizalla (*s. Carreras et al.* 1977, Ramsay 1980, Carreras 1985). Si en la deformación por cizalla simple paralela a las capas ( $\gamma_x$ ) hay una deformación por cizalla simple oblicua ( $\gamma_y$ ) asociada, pueden generarse pliegues oblicuos a la dirección de extensión finita, con un ángulo que depende de la relación  $\gamma_x/\gamma_y$  (*s. Sanderson* 1973, 1982; Coward y Kim 1981; Coward y Potts 1983; Ridley 1986). Algunos autores defienden que pueden generarse pliegues paralelos a la dirección de extensión (*e.g.* Coward y Potts 1983, Bell y Hammond 1983, Zehuenhuizen 1989).

Los pliegues en vaina y tubulares han sido descritos mayoritariamente en regímenes de deformación por cizalla simple heterogénea (*e.g.* Ramsay 1967, Sanderson 1973, Escher y Watterson 1974, Roberts y Sanderson 1974, Carreras *et al.* 1977, Rhodes y Gayer 1977, Bell 1978, Quinquis *et al.* 1978, Williams 1978, Minnigh 1979, Berthé y Brun 1980, Cobbold y Quinquis 1980, Henderson 1981, Mattauer *et al.* 1981, Faure 1985, Lacassin y Mattauer 1985, Malavieille 1987, Ramsay y Huber 1987, Brun y Merle 1988, Skjerna 1989). Bajo determinadas circunstancias este tipo de pliegues también pueden formarse en otros regímenes de deformación, tales como: cizalla pura, deformaciones constrictivas y flujo diferencial (*e.g.* Nicholson 1963, Hansen 1971, Borradaile 1972, Ramsay y Sturt 1973). Los modelos propuestos para explicar la génesis de los pliegues en vaina y tubulares son de dos tipos:

- Amplificación por flujo, en una deformación por cizalla simple, de irregularidades ovales o alargadas (tanto depresiones como culminaciones) existentes en las capas (*s. Ponce de Leon y Choukroune* 1980, Cobbold y Quinquis 1980, Henderson 1981, Mattauer *et al.* 1981, Malavieille 1987, Skjerna 1989), (*cf. fig.*). Las irregularidades orientadas transversalmente a la dirección de extensión generan pliegues en vaina mientras que las longitudinales desarrollan pliegues tubulares (*s. Skjerna* 1989).

- Rotación diferencial de pliegues orientados a ángulos altos respecto a la dirección de extensión; estos pliegues se generarían durante la deformación por cizalla simple heterogénea y actuarían como irregularidades ante la deformación subsiguiente (*s. Quinquis et al.* 1978, Minnigh 1979, Ghosh y Sengupta 1987, Skjerna 1989), (*cf.fig.* ).

Ambos modelos pueden actuar conjuntamente para generar este tipo de pliegues  $P_s$ , no cilíndricos (Skajerna 1989).

### 5.3.3.3 Mecanismos de plegamiento

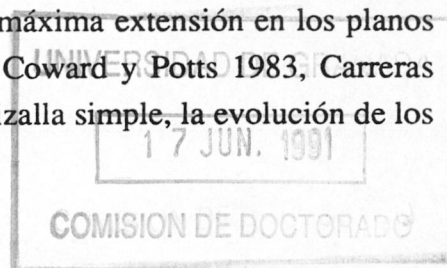
Los mecanismos de deformación asociados a los pliegues en deformaciones por cizalla simple son de tres tipos:

- Plegamiento concéntrico: alrededor de las irregularidades se nuclean pliegues que se amplifican mediante plegamiento concéntrico ("buckling"), (*cf.fig.* ). El grado de acortamiento está determinado por la longitud de onda del pliegue, la cual depende de la diferencia de viscosidades con la matriz y del espesor de la capa (Ramsay 1967).
- Aplastamiento y extensión paralela al plano axial: cuando se alcanza el acortamiento máximo por plegamiento concéntrico, el pliegue se deforma pasivamente, aplastándose y estirándose según el plano axial (Carreras *et al.* 1977, Carreras 1985).
- Rotación hacia la dirección de extensión (*cf.ap.* ): la charnela del pliegue se comporta como una heterogeneidad lineal en la matriz, que se deforma por flujo en régimen de cizalla simple, rotando hacia la dirección de extensión finita (Carreras *et al.* 1977, Skajerna 1980, Sanderson 1982, Coward y Potts 1983, Carreras 1985).

Como señala Carreras (1985), estos tres mecanismos pueden actuar simultáneamente, más que ser etapas diferenciadas en una historia de deformación progresiva.

### 5.3.3.4 Modelo cuantitativo de deformación

En un sistema general de cizalla simple paralela a las capas, planos  $S_s$  (planos  $xy$  del sistema de referencia), se asume que el plano axial de los pliegues es siempre paralelo al plano de aplastamiento del elipsoide de deformación finita (plano  $\lambda_1\lambda_2$ ). Los ejes de los pliegues son paralelos a la intersección entre este plano y la envolvente de los planos de foliación (*cf.fig.* ). Esta dirección es además la dirección de máxima extensión en los planos de foliación  $S_s$  (s. Ramsay 1980, Treagus y Treagus 1981, Coward y Potts 1983, Carreras 1985, Ridley 1986). Durante la deformación progresiva por cizalla simple, la evolución de los





ejes de los pliegues se puede estudiar siguiendo la orientación del eje largo del elipsoide sobre el plano  $S_s$  (*cf. fig.* ), ya que se considera que no rota la envolvente del plano de foliación ( $s$ ). Coward y Potts 1983, Ridley 1986). Con este criterio de orientación, el eje largo de deformación ( $X$  o  $\gamma_1$ ) se aproxima a la dirección de cizalla ( $x$ ) que se considera coincidente con la lineación  $L_s$  (*cf. ap.* y *fig.* ).

La cantidad de deformación por cizalla simple paralela a las capas ( $\gamma_x$ ), necesaria para conseguir relaciones de paralelismo entre  $P_s$  y  $L_s$ , exclusivamente mediante la rotación pasiva de pliegues nucleados transversalmente a la dirección de cizalla, son demasiado elevadas ( $\gamma_x = 100-150$ , *s. Escher y Waterson 1974; Ramberg y Ghosh 1977; Skajernaa 1980, 1989; Ghosh y Sengupta 1984; Hibbard y Karig 1987*), si se comparan con los valores mínimos de  $\gamma_x$  obtenidos ( $\gamma_x = 2-6$ , *cf. ap.* ). Por tanto, exclusivamente la deformación por cizalla simple  $\gamma_x$  es insuficiente para explicar la rotación completa de pliegues inicialmente transversos hasta la dirección principal  $X$ .

Para estimar la cuantía de la deformación  $D_s$ , expresada mediante los valores  $\gamma_x$ ,  $\gamma_y$  y  $\sqrt{\lambda_1}$  (*cf. ap.* ), se consideran por separado los pliegues  $P_s$  en vaina y transversos, de los pliegues  $P_s$  cilíndricos y longitudinales.

### 1. Pliegues $P_s$ en vaina

Los pliegues en vaina  $P_s$  se caracterizan por poseer secciones elípticas, en los planos  $YZ$ ; con una relación eje corto:eje largo (*ratio z/y*) que oscila entre 0.1 y 0.3. En diferentes ejemplos de pliegues en vaina se han medido los ángulos entre flancos, tanto en plano  $XZ$  (ángulo  $\alpha$ ), como en el plano  $XY$  (ángulos  $\beta$  o ángulo  $\omega$ ); los valores son siempre superiores a  $5-10^\circ$  y  $40^\circ$ , respectivamente. Atendiendo a la clasificación de Skajernaa (1989) todos ellos son pliegues en vaina (*i.e.*  $20^\circ \leq \omega \leq 90^\circ$  y *ratio x/y*  $> 1/4$ ).

Considerando que los pliegues en vaina proceden de la modificación, por cizalla simple, de pliegues cilíndricos o cónicos (con forma de domo o cubeta), dispuestos transversal u oblicuamente a la dirección de cizalla, se pueden relacionar la *ratio z/y* y los ángulos  $\alpha$ ,  $\beta$  con la cantidad de cizalla simple paralela a las capas ( $\gamma$ ). Utilizando el diagrama de la *fig.* (Skajernaa 1989, *fig.4*) se pueden estimar los valores iniciales de  $\alpha_0$  y  $\beta_0$ , así como la cantidad de cizalla total  $\alpha$ , para los ejemplos estudiados.

De los pliegues estudiados se deduce que durante la etapa de deformación  $D_s$ , una deformación por cizalla total  $\gamma$ , variable (entre 4 y 10), afectó a domos o irregularidades

iniciales muy suaves, con ángulos entre flancos elevados,  $130^\circ \leq \alpha_0 \leq 165^\circ$  (plano XZ). Si hubiesen sido domos y cubetas regularmente distribuidos en los planos  $S_s$ , los pliegues  $P_s$  resultantes hubieran sido pliegues tubulares, en lugar de en vaina (cf.p.691, Skajerna 1989). Estas irregularidades tenían un eje largo ligeramente oblicuo al plano de foliación  $S_s$  y su orientación inicial era preferentemente perpendicular a la dirección de cizalla, o formando un ángulo pequeño con ella, ya que los valores de  $\alpha$  (plano XZ) son muy superiores a los de  $\beta$  (plano XY) (av.  $15^\circ$  vs.  $65^\circ$ , respectivamente).

## 2. Pliegues $P_s$ longitudinales

Como se describió en el *ap.* la fase de deformación  $D_s$  puede considerarse como el resultado de superponer a una deformación por cizalla simple paralela a las capas ( $\gamma_x$ ), una deformación longitudinal por extensión uniaxial según la dirección principal X ( $\sqrt{\lambda_1}$ ) y una cizalla oblicua subordinada ( $\gamma_y$ ). Con este modelo de superposición de deformaciones se pueden generar pliegues  $P_s$  oblicuos a la dirección de cizalla y a la de extensión en los planos  $S_s$ , como se ha mostrado anteriormente (cf.*ap.* ). En la fig. (in Coward y Potts 1983, Ridley 1986) se muestra el ángulo que forman los ejes teóricos de los pliegues, medido en la envolvente de los planos de foliación, respecto a la dirección de cizalla (x) o respecto a la dirección principal de extensión (ángulo  $\theta$ , cf.fig. ), en función de la relación  $\gamma_y/\gamma_x$ , para distintos valores de deformación.

Si se considera que el límite para distinguir diferencias de orientación entre  $P_s$  y  $L_s$  es  $\theta = 10^\circ$  (área rayada simple, fig. ), ambos elementos son paralelos, con la relación máxima medida  $\gamma_y/\gamma_x = 0.4$  (cf.fig y ), para deformaciones totales por cizalla  $\gamma_t > 6$  (cf.fig. ). Para la relación media  $\gamma_y/\gamma_x = 0.16$ , pueden generarse a las más altas deformaciones  $\gamma_x$  registradas ( $\gamma_x = 6$ ), pliegues  $P_s$  muy oblicuos, formando  $40^\circ$  con  $L_s$ . Con las deformaciones más bajas medidas ( $\gamma_x = 1.25$ ), se generarían pliegues casi transversos, formando ángulos altos con  $L_s$ , de hasta  $75^\circ$ .

En el plano principal XY del elipsoide de deformación finito (expresión 15 b, p.137), la orientación de la dirección de extensión, respecto a la dirección de cizalla (ángulo  $\theta_{xy}$ ), está relacionado con la cantidad de cizalla oblicua ( $\gamma_y$ ) y la deformación por extensión ( $\sqrt{\lambda_1}$ ), mediante la expresión (19 b). Las charnelas de  $P_s$  en ese plano principal se generarían paralelas a la dirección de extensión (X). La fig. relaciona la orientación  $\theta_{xy}$  de esta dirección, en función de la cantidad de cizalla oblicua y extensión uniaxial. A medida que aumenta la cantidad de deformación por extensión los pliegues van formando ángulos menores con la dirección de cizalla y el ángulo inicial tiende a mantenerse, aunque aumente la deformación

por cizalla oblicua. Esta tendencia a mantener el ángulo inicial es más evidente cuanto mayor es la deformación por cizalla (*cf.fig.* ). Para los valores máximos y medios de  $\gamma_y$  (1.25, *av.* 0.45) y de  $\sqrt{\lambda_1}$  (8.8, *av.* 5) obtenidos mediante la *fig.* , se pueden generar pliegues  $P_s$  que formen ángulos de hasta  $10^\circ$  con respecto a la dirección de cizalla.

El plano axial de los pliegues es el plano de aplastamiento  $\lambda_1\lambda_2$ , su orientación respecto a la envolvente de los planos de foliación puede obtenerse mediante la orientación del eje largo de la elipse de deformación en el plano XZ (ángulo  $\theta_{xz}$ ). Utilizando el gradiente de deformación finita para ese plano (expresión 15 a) y la expresión (19 a) se ha representado en la *fig.* la relación existente entre la orientación de la traza en el plano XZ del plano axial de los pliegues y la deformación por cizalla simple principal ( $\gamma_x$ ), para valores constantes de extensión. Los planos axiales de ser muy buzantes inicialmente pasan, progresivamente, a ser recumbentes, al aumentar la deformación por cizalla. Cuanto mayor es la deformación por extensión los planos axiales mantienen una posición recumbente inicial, aumentando ligeramente de inclinación en los primeros estadios, para horizontalizarse después. Los planos axiales teóricos, deducidos con la *fig.* , y con los valores máximos y medios de  $\gamma_x$  (5-6, *av.* 3) y de  $\sqrt{\lambda_1}$  (9, *av.* 5.1) (*cf.fig.* ), se originaron inicialmente recumbentes o muy poco buzantes ( $\theta_{xz}$  máximo  $20^\circ$ ).

Las implicaciones geométricas que conlleva la componente de deformación uniaxial por extensión paralela a las capas, obtenida mediante el análisis de la deformación finita ( $1 \leq \sqrt{\lambda_1} \leq 9$ , *cf.ap.* ), son las siguientes:

- favorece la rotación y elongación de las charnelas de los pliegues hacia la dirección de extensión (*cf.fig.* ),
- posibilita que puedan generarse pliegues  $P_s$  longitudinales, formando ángulos pequeños con la dirección de cizalla ( $40-10^\circ$ , *cf.fig.* ),
- permite que los planos axiales de  $P_s$  se originen muy recumbentes o roten hacia la envolvente de los planos  $S_s$ , con rapidez (*cf.fig.* ).

## 6. BIBLIOGRAFIA

- Agar, S.M. 1988. Shearing of partially consolidated sediments in a lower trench slope setting, Shimanto Belt, SW Japan. *J. Struct. Geol.* **10**, 21-32.
- Avé Lallemant, H.G. y Carter, N.L. 1971. Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. *Am. J. Sci.* **270**, 218-235.
- Bard, J.P. 1985. *Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas*. Ed. Masson (trad. M.Lago San José).
- Behrmann, J.H. 1983. Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain). *Geol. Rund.* **72**, 605-618.
- Behrmann, J.H. 1984 a. Patterns of paleostress and strain beneath the Aguilón Nappe, Betic Cordilleras (Spain). *Z. dt. geol. Ges. (Hannover)* **135**, 293-305.
- Behrmann, J.H. 1984 b. A study of white mica microstructure and microchemistry in a low-grade mylonite. *J. Struct. Geol.* **6**, 283-292.
- Behrmann, J.H. y Mainprice, D. 1987. Deformation mechanisms in a high temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the continental crust. *Tectonophysics* **140**, 297-305.
- Behrmann, J.H. y Platt, J.P. 1982. Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth & Planet. Sci. Lett.* **59**, 208-215.
- Bell, T.H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *J. metamorph. Geol.* **3**, 109-118.
- Berthé, D. y Brun, J.P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *J. Struct. geol.* **2**, 127-133.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Gapais, D. 1979. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant. L'exemple du cisaillement Sud-Armorican. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr.* **102**, 265-272.
- Bodinier, J.-L., Morten, L., Puga, E. y Díaz de Federico, A. 1987. Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relics of a dismembered ophiolitic

- sequence. *Lithos* **20**, 235-245.
- Bouchez, J.-L. 1978. Preferred orientation of <a> axes in some tectonites: kinematic inferences. *Tectonophysics* **49**, 725-750.
- Bouchez, J.-L., Lister, G.S. y Nicolás, A. Fabric asymmetry and shear sense movement zones. *Geol. Rundsk.* **72**, 401-419.
- Bouchez, J.-L. y Pecher, A. 1976. Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du Grand Chevauchement Central Himalayen. *Bull. Soc. géol. Fr.* **6**, 1375-1384.
- Bouchez, J.-L. y Pecher, A. 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics* **78**, 23-50.
- Boullier, A.M. y Bouchez, J.-L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.* **20**, 253-262.
- Boullier, A.M. y Gueguen, Y. 1975. SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. *Contr. Miner. Petrol.* **50**, 93-104.
- Boullier, A.M. y Quernadel, J.M. 1981. The Caledonides of Northern Norway: relation between preferred orientation of quartz lattice strain and transition of the nappes. In "*Thrust and Nappe tectonics*" (K.R. McClay y N.J. Price, eds). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **9**, 185-195.
- Brun, J.P. y Merle, O. 1988. Experiments on folding in spreading-gliding nappes. *Tectonophysics* **145**, 129-139.
- Brunel, M. 1980. Quartz fabrics in a shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics* **64**, T33-T44.
- Burg, J.P. y Laurent, Ph. 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics* **47**, 15-42.
- Carreras, J., Estrada, A. y White, S. 1977. The effect of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics* **39**, 3-24.
- Carreras, J. y García-Celma, A. 1982. Quartz of c-axis fabric variation at the margins of a shear zone developed in schists from Cap de Creus (Spain). *Acta Geol. Hisp.* **17**, 137-149.
- Casas, J.M. 1986. Shear bands and related extensional structures in a mylonitized quartz dyke. *J. Struct. geol.* **8**, 693-699.
- Cawthorn, R.G. y Collerson, K.D. 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric ion content from electron microprobe analyses. *Am. Mineral.* **59**, 1203-1208.
- Christie, J.M., Griggs, D.T. y Carter, N.L. 1964. Experimental evidence of basal slip in quartz. *J. geol.* **72**, 734-756.
- Clark, J.R. y Papike, J.J. 1968. Crystal-chemical characterization of omphacites. *Am. Mineral.* **53**, 840-868.

- Cobbold, P.R., Cosgrove, J.W. y Summers, J.M. 1971. The development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics* **12**, 23-53.
- Cobbold, P.R., Means, W.D. y Bayly, M.B. 1984. Jumps in deformation gradients, and particle velocities propagating coherent boundaries. *Tectonophysics* **108**, 283-298.
- Cobbold, P.R. y Quinquis, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. geol.* **2**, 119-126.
- Cumbest, R.J., Drury, M.R., Van Roermund, H.L.M. y Simpson, C. 1989. Dynamic recrystallization and chemical evolution of clinoamphibole from Senja, Norway. *Contr. Miner. Petrol.* **101**, 339-349.
- Dalziel, I.W.D. y Bailey, S.W. 1968. Deformed garnets in a mylonitic rocks from the Grenville Front and their tectonic significance. *Am. J. Sci.* **266**, 542-562.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1978. *Rock forming minerals. Vol. 2A, Single-chain silicates.* Ed. Longman, 2 Ed.
- Dell'Angelo, L.S. y Tullis, J. 1986. A comparaisón of quartz c-axis preferred orientations in experimentally deformed aplites and quartzites. *J. Struct. geol.* **8**, 683-692.
- Díaz de Federico, A. 1980. *Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de la Ragua, Cordillera Bética.* Tesis Doctoral Univ. Granada (inéd.).
- Díaz de Federico, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Puga, E. y Torrés-Roldán, R.L. 1977. Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Sapin). *Cuad. Geol. (Granada)* **8**, 37-60.
- Drury, M.R. y Urai, J.L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics* **172**, 235-253.
- Essene, E.J. y Fyfe, W.S. 1967. Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contr. Miner. Petrol.* **15**, 1-23.
- Etheridge, M.A. y Vernon, R.H. 1981. A deformed polymictic conglomerate -the influence of grain size and composition on the mechanism and rate of deformation. *Tectonophysics* **79**, 237-254.
- Etheridge, M.A. y Wilkie, J.C. 1979. Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics* **58**, 159-178.
- Etheridge, M.A. y Wilkie, J.C. 1979. An assessment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics* **78**, 475-508.
- Faure, M. 1985. Microtectonic evidence for westward ductile shear zone in the Jurassic orogen of SW Japan. *J. Struct. geol.* **7**, 175-186.
- Fitz Gerald, J.D., Etheridge, M.A. y Vernon, R.H. 1983. Dynamic recrystallization in a naturally deformed albite. *Text. and Microstr.* **5**, 219-237.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Proc. Geol. Assoc. Lond.* **75**, 461-492.

- Franz, G., Gómez-Pugnaire, M.T. y Muñoz, M. 1988. Mise en évidence d'une nouvelle étape de métamorphisme dans les dykes basiques des zones de Lubrín et Cobdar (Cordillères Bétiques, Nevado-Filabrides, Espagne). *C. r. Acad. Sc. Paris* **307**, 2041-2047.
- Galindo-Zaldivar, J. 1990. *Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral Univ. Granada (inéd.).
- Galindo-Zaldivar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geod. Acta* **3**, 73-85.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Soto, J.I. 1988. Los Nevado-Filábrides, unapila de pliegue-mantos separados por zonas de cizalla. *Simp. Cinturones Orogénicos (II Congr. Esp. Geol.)*, Granada, 17-26.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. y Soto, J.I. 1988. Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillement ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). *C. r. Acad. Sc. Paris* **307**, 1389-1395.
- Gómez-Pugnaire, M.T. 1979. Some considerations on the highest temperature reached in the outcropping rocks of the Nevado-Filábride complex in the Sierra de Baza area during the Alpine metamorphism. *N. Jb. Miner. Abh.* **135**, 75-87.
- Gómez-Pugnaire, M.T. 1981. Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tectiterra* **41**, 1-130.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Cámara, F. 1990. La asociación de alta presión distena+talco+fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **3**, 373-384.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Fernández-Soler, J.M. 1987. High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (S.E. Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contr. Miner. Petrol.* **95**, 231-244.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Mottana, A., Bochio, R., Liborio, G. y Abraham, K. 1979. Coronitic eclogites in the Sierra de Baza (Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Miner. Abh.* **136**, 42-62.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Muñoz, M. 1990. Xenolitos de metapelitas de alto grado en metapelitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Geogaceta* **7**, 13-15.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Torres-Ruiz, J. y Martínez-Martínez, J.M. 1981. Escapolita en rocas de las series permo-triásicas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Orígen. Bol. Soc. Esp. Mineralogía* **4**, 37-46.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Visona, D. y Franz, G. 1985. Kyanite, margarite and paragonite in pseudomorphs in amphibolitized eclogites from the Betic Cordilleras, Spain. In "*Chemistry and Petrology of eclogites*" (D.C. Smith, G. Franz y D. Gebauer, eds.), *Chem. Geol.* **50**, 129-141.
- Gottstein, G. y Mecking, H. 1985. Recrystallization. In "*Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*" (H.-R. Wenk, ed.), Acad. Press., 183-218.

- Gray, D.R. y Durney, D.W. 1979. Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes. *J. Struct. geol.* **1**, 73-80.
- Griggs, D.T., Paterson, M.S., Heard, H.C. y Turner, F.J. 1960. Annealing recrystallization in calcite crystals and aggregates. *Geol. Soc. Am. mem.* **79**, 21-37.
- Heard, H.C. y Raleigh, C.B. 1972. Steady-state flow in marble at 500-800° C. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 935-956.
- Henderson, J.R. 1981. Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, northeast Canada. *J. Struct. geol.* **3**, 203-210.
- Hey, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Min. Mag.* **30**, 277.
- Hobbs, B.E. 1968. Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics* **6**, 353-401.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. Ed. John Wiley & Sons.
- Hobbs, B.E., Mühlhaus, H.-B. y Ord, A. 1990. Instability, softening and localization of deformation. In "*Deformation mechanisms, rheology and tectonics*" (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 143-165.
- Hudleston, P.J. 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* **16**, 1-46.
- Janecke, S.U. y Evans, J.P. 1988. Feldspar-influenced rock rheologies. *Geology* **16**, 1064-1067.
- Jessell, M.W. 1988 a. A simulation of fabric development in recrystallising aggregates- I. Description of the model. *J. Struct. geol.* **10**, 771-778.
- Jessell, M.W. 1988 b. A simulation of fabric development in recrystallising aggregates- II. Example model runs. *J. Struct. geol.* **10**, 779-793.
- Jessell, M.W. y Lister, G.S. 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. In "*Deformation mechanisms, rheology and tectonics*" (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 353-362.
- Knipe, R.J. y White, S.M. 1979. Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstone, S.W. Wales. *J. Struct. geol.* **1**, 53-66.
- Koch, P.S., Christie, J.M. y George, R.P. 1980. Flow law of "wet" quartzite in the  $\alpha$ -quartz field (abstract). *EOS Trans. Am. geophys. Un.* **61**, 376.
- Lacassin, R. y Mattauer, M. 1985. Kilometre scale sheath fold at Matmak and implications for transport direction in the Alps. *Nature* **316**, 739-742.
- Laurent, Ph. y Etchecopar, A. 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le Massif de Dora Maira (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.* **18**, 1387-1393.

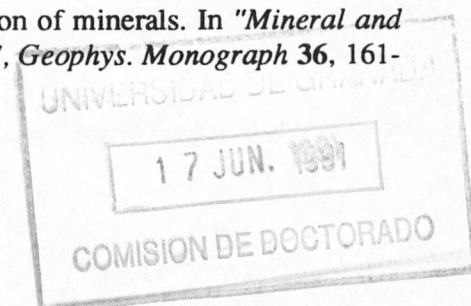


- Law, R.D. 1990. Crystallographic fabric: a selective review of their applications to research in structural geology. In *"Deformation mechanisms, rheology and tectonics"* (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 335-352.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.* **63**, 1023-1052.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. y Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth & Planet. Sci. Lett.* **59**, 139-154.
- Lisle, J. 1984. Strain discontinuities within the Seve-Köli Nappe Complex, Scandinavian Caledonides. *J. Struct. geol.* **6**, 101-110.
- Lister, G.S. Discussion. Crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics* **39**, 51-54.
- Lister, G.S. y Dornsiepen, U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *J. Struct. geol.* **4**, 81-92.
- Lister, G.S. y Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. geol.* **2**, 355-370.
- Lister, G.S. y Paterson, M.S. 1979. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. *J. Struct. geol.* **1**, 99-115.
- Lister, G.S., Paterson, M.S. y Hobbs, B.E. 1978. The simulations of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. *Tectonophysics* **45**, 107-158.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W. 1984. S-C mylonites. *J. Struct. geol.* **6**, 617-638.
- Lister, G.S. y Williams, P.F. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. geol.* **1**, 283-297.
- Malavieille, J. 1987. Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a Cordilleran Metamorphic Core Complex (Raft River Mountains, Northwestern Utah). *Tectonics* **6**, 423-448.
- Mancktelow, N.S. 1987. Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy. *Tectonophysics* **185**, 133-153.
- Martínez-Martínez, J.M. 1978. *Estudio geológico de un área al sur de Lubrín, provincia de Almería*. Tesis Licenciatura (inéd), Univ. Granada.
- Martínez-Martínez, J.M. 1986. Evolución tectonometamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. (Granada)* **13**, 1-194.
- Mattauer, M., Faure, M. y Malavieille, J. 1981. Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. geol.* **3**, 401-409.
- Means, W.D. 1981. The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics* **78**, 179-199.

- Mercier, J.-C., Anderson, D.A. y Carter, N.L. 1977. Stress in the lithosphere: inferences from steady-state flow of rocks. *Pure appl. Geophys.* **115**, 199-226.
- Minnigh, L.D. 1979. Structural analysis of sheath folds in a metachert from the Western Italian Alps. *J. Struct. geol.* **1**, 275-282.
- Mitra, S. y Tullis, J. 1979. A comparison of intracrystalline deformation in naturally and experimentally deformed quartzites. *Tectonophysics* **53**, T21-T27.
- Morten, L., Bargossi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E. y Díaz de Federico, A. 1987. Metagabbro and associated eclogites in the Lubrín area, Nevado-Filábride Complex, Spain. *J. metamorph. Geol.* **5**, 155-174.
- Muñoz, M. 1986. Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector Centro-Oriental de las Cordilleras béticas. *Geogaceta* **1**, 35-37.
- Muñoz, M., Gómez-Pugnaire, M.T. y Fernández-Soler, J.M. 1988. Los clinopiroxenos de las metabasitas hipoabisales del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y del ambiente paleotectónico. *Simp. Volcanismo (II Congr. Esp. Geol.)*, Granada, 425-483.
- Nesbit, E.G. y Pearce, J.A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. *Contr. Miner. Petrol.* **63**, 149-160.
- Nicholson, R. 1963. Eyed folds and interference patterns in the Sokumfjell marble group, northern Norway. *Geol. Mag.* **100**, 59-70.
- Nicolas, A. y Poirier, J.-P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Ed. John Wiley and Sons.
- Nijhuis, H.J. 1964. *Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, south of Lubrín, SE Spain*. Tesis Univ. Amsterdam.
- Ord, A. y Christie, J.M. 1984. Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone, Assynt area, Scotland. *J. Struct. Geol.* **6**, 639-654.
- Passchier, C.W. 1983. The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics* **99**, T9-T18.
- Passchier, C.W. y Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. geol.* **8**, 831-843.
- Platt, J.P. y Behrmann, J.H. 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. geol.* **8**, 15-33.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. geol.* **2**, 397-410.
- Poirier, J.P. y Nicolas, A. 1975. Deformation induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. *J. geol.* **83**, 707-720.

- Price, G.P. 1978. Study of heterogeneous fabric and texture within a quartz-feldspar mylonite using the photometric method. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 1359-1372.
- Price, G.P. 1985. Preferred orientations in quartzites. In "*Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*" (H.-R. Wenk, ed.), Acad. Press., 385-406.
- Prior, D.J., Knipe, R.J. y Handy, M.R. 1990. Estimates of the rates of microstructural changes in mylonites. In "*Deformation mechanisms, rheology and tectonics*" (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 309-319.
- Puga, E. 1977. Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du Sud) d'eclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C. r. Acad. Sc. Paris* **285**, 1379-1382.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A. 1988. Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente. *Rev. Soc. Geol. Esp.* **1-2**, 113-127.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M. y Morten, L. 1989. The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geod. Acta* **3**, 17-36.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Fediukova, E., Bondi, M. y Morten, L. 1989. Petrology, geochemistry and metamorphic evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **69**, 435-455.
- Puga, E., Fediukova, E., Díaz de Federico, A., y Morten, L. 1989. The mineral parageneses and mineralogical evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southeastern Spain). *Bol. Soc. Esp. Miner.* **12**, 189-211.
- Puga, E., Fontboté, J.M. y Martín-Vivaldi, J.L. 1975. Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **55**, 227-241.
- Quinquis, H., Audren, C., Brun, J.P. y Cobbold, P.R. 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature* **273**, 43-45.
- Ramsay, J.G. 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. geol.* **70**, 466-481.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Ed. MacGraw-Hill.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Vol 2: Folds and Fractures*. Ed. Academic Press.
- Rutter, E.H. 1974. The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophysics* **22**, 311-334.
- Schmid, S.M. 1982. Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. *Mitt. Geol. Inst. ETH, Univ. Zürich*, **241**, 1-106.

- Schmid, S.M., Boland, J.N. y Paterson, M.S. 1977. Superplastic flow in finegrained limestone. *Tectonophysics* **43**, 257-291.
- Schmid, S.M., Casey, M. y Starkey, J. 1981. An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics* **78**, 101-117.
- Schmid, S.M., Paterson, M.S. y Boland, J.M. 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics* **65**, 245-280.
- Simpson, C. 1980. Oblique girdle orientation patterns of quartz c-axes from a shear zone in the basement core of the Magia Nappe, Ticino, Switzerland. *J. Struct. geol.* **2**, 243-247.
- Simpson, C. 1984. Fabric development in brittle-ductile and ductile shear zones in granitoids. *EOS Trans. Am. geophys. Un.* **65**, 279.
- Simpson, C. y Schmid, S. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, 1281-1288.
- Skajernaa, L. 1989. Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. *J. Struct. geol.* **11**, 689-703.
- Skrotzki, W. 1990. Microstructure in hornblende of a mylonitic amphibolite. In "*Deformation mechanisms, rheology and tectonics*" (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 321-325.
- Starkey, J. y Cutforth, C. 1978. A demonstration of the interdependence of the degree of quartz preferred orientation and quartz content of deformed rocks. *Can. J. Earth. Sci.* **15**, 841-847.
- Tullis, J. 1983. Deformation of feldspar. In "*Feldspar mineralogy*" (P.H. Ribbe, ed.), 2 Ed., *Miner. Soc. Am. Reviews in Mineralogy* **2**, 247-323.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1980. Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. geol.* **2**, 439-451.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* **13**, 238-241.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation-creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology* **15**, 606-609.
- Turner, F.J. y Weiss, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Ed. McGraw-Hill.
- Twiss, R.J. 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure appl. Geophys.* **115**, 227-244.
- Urai, J.L., Means, W.D. y Lister, G.S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In "*Mineral and Rock deformation: laboratory studies -The Paterson Volume*", *Geophys. Monograph* **36**, 161-199.



- Van Roermund, H., Lister, G.S. y Williams, P.F. 1979. Progressive development of quartz fabrics in a shear-zone from Monte Mucrone, Sesia-Lanzo Zone, Italian Alps. *J. Struct. geol.* **1**, 43-52.
- Vance, J.A. 1961. Polysynthetic twinning in plagioclase. *Am. Mineral.* **46**, 1097-1119.
- Vegas, R. y Muñoz, M. 1984. Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la Placa Ibérica. *I Congr. Esp. Geol.*, Segovia, 105-118.
- Vissers, R.L.M. 1981. A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism. *GUA Pap. Geol.* **15**, 1-154.
- Voll, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Ersfeld of the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **56**, 641-647.
- Walker, A.N., Rutter, E.H. y Brodie, K.H. 1990. Experimental study of grain-size sensitive flow of synthetic, hot-pressed calcite rocks. In "*Deformation mechanisms, rheology and tectonics*" (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 259-284.
- Weiss, L.E. y Wenk, H.-R. 1985. An introduction. In "*Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*" (H.-R. Wenk, ed.), Acad. Press., 1-10.
- White, J.C. 1990. Albite deformation within a basal ophiolite shear zone. In "*Deformation mechanisms, rheology and tectonics*" (R.J. Knipe y E.H. Rutter, eds.), *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **54**, 327-333.
- White, J.C. y Mawer, C.K. 1988. Dynamic recrystallization and associated exsolution in perthites: evidence of deep crustal thrusting. *J. geophys. Res.* **93**, 325-337.
- White, S. 1975. Tectonic deformation and recrystallisation of oligoclase. *Contr. Miner. Petrol.* **50**, 287-304.
- White, S. 1975. The effects of strain on the microstructures, fabric, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A283**, 69-86.
- White, S., Burrows, S.E. y Carreras, J. 1979. Textural and microstructural development in a naturally deformed quartzite: a metallurgical approach. In "*Textures in materials*", Ed. Springer-Verlag, 211-220.
- White, S., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. geol.* **2**, 175-187.
- Williams, G.D. y Chapman, T.J. 1979. The geometrical classification of noncylindrical folds. *J. Struct. geol.* **1**, 181-185.
- Wilson, C.J.L. 1975. Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 968-974.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma serie and their differentiation products using immobile elements. *Chem. geol.* **20**, 325-345.

- De Wit, M.J. y Strong, D.F. 1975. Eclogite-bearing amphibolites from the Appalachian Mobile Belt, Northwest Newfoundland: dry versus wet metamorphism. *J. geol.* **83**, 609-627.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S. y Guilford, C. 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Ed. Longman.
- Yund, R.A. y Tullis, J. 1984. Grain size reduction weakening of feldspars due to dynamic recrystallization. *EOS Trans. Am. geophys. Un.* **65**, 279.

Muestra	JI-28-3		JI-28-6				JI-36-11	JI-28-6			JI-28-3		JI-28-12	JI-28-6		
Analisis	1	2	1	2	3	4	8	13	14	3	4	3	9	15	17	
MINERAL	Cros	Cros	Cros	Cros	Cros	Cros	Gl	Barr	Barr	Barr	Barr	Barr	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	
SiO2	56,786	54,700	55,502	54,429	54,807	55,062	56,047	52,183	52,210	53,027	51,237	52,376	51,401	48,020	49,151	
Al2O3	9,726	9,674	9,502	9,436	9,381	9,205	10,803	9,685	9,594	9,789	9,863	9,634	7,405	8,638	8,126	
TiO2	0,112	0,098	0,107	0,049	0,135	0,109	0,051	0,162	0,163	0,214	0,157	0,145	0,178	0,209	0,185	
Cr2O3	0,059	0,000	0,053	0,054	0,114	0,000	0,000	0,075	0,000	0,016	0,030	0,000	0,002	0,046	0,010	
Fe2O3	8,060	9,613	8,847	8,224	9,648	9,910	5,375	11,813	11,570	10,826	11,942	11,232	12,803	10,123	9,441	
FeO	4,721	4,097	4,409	4,965	4,256	3,909	5,647	3,063	3,575	3,821	3,290	3,331	2,381	6,271	5,602	
MgO	11,259	11,369	11,433	11,360	11,514	11,533	10,453	11,886	11,738	11,453	11,658	12,072	13,971	12,766	13,369	
NiO	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,021	0,009	0,008	0,000	0,030	0,000	0,059	
ZnO	0,075	0,000	0,000	0,004	0,066	0,079	0,553	0,049	0,000	0,000	0,101	0,000	0,000	0,056	0,100	
MnO	0,099	0,103	0,111	0,106	0,303	0,192	0,059	0,192	0,301	0,326	0,148	0,170	0,332	0,271	0,294	
CaO	1,689	2,455	2,404	2,904	2,810	2,725	1,481	4,722	4,620	3,844	4,786	4,294	7,865	9,437	9,347	
Na2O	6,065	5,650	5,598	5,417	5,592	5,339	6,136	4,210	4,431	4,824	4,262	4,801	2,451	2,408	2,302	
K2O	0,000	0,010	0,009	0,046	0,040	0,023	0,025	0,034	0,050	0,063	0,134	0,093	0,050	0,182	0,137	
<b>Total</b>	<b>98,698</b>	<b>97,769</b>	<b>97,975</b>	<b>96,995</b>	<b>98,665</b>	<b>98,087</b>	<b>96,642</b>	<b>98,074</b>	<b>98,273</b>	<b>98,212</b>	<b>97,616</b>	<b>98,148</b>	<b>98,869</b>	<b>98,427</b>	<b>98,123</b>	
Si *	7,742	7,575	7,651	7,609	7,552	7,604	7,781	7,283	7,290	7,378	7,214	7,304	7,184	6,894	7,024	
Al iv	0,258	0,425	0,349	0,391	0,448	0,396	0,219	0,717	0,710	0,622	0,786	0,696	0,816	1,106	0,976	
Al vi	1,305	1,155	1,195	1,164	1,076	1,103	1,550	0,876	0,869	0,983	0,852	0,888	0,404	0,356	0,394	
Ti	0,011	0,010	0,011	0,005	0,014	0,011	0,005	0,017	0,017	0,022	0,017	0,015	0,019	0,023	0,020	
Cr	0,006	0,000	0,006	0,006	0,012	0,000	0,000	0,008	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,005	0,001	
Fe3+	0,827	1,002	0,918	0,865	1,000	1,030	0,562	1,241	1,216	1,134	1,265	1,179	1,347	1,094	1,015	
Fe2+	0,538	0,475	0,508	0,580	0,490	0,452	0,656	0,358	0,417	0,445	0,387	0,389	0,278	0,753	0,670	
Mg	2,288	2,346	2,349	2,367	2,365	2,374	2,163	2,472	2,443	2,375	2,446	2,509	2,910	2,731	2,847	
Ni	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,007	
Zn	0,008	0,000	0,000	0,000	0,007	0,008	0,057	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,006	0,011	
Mn	0,011	0,012	0,013	0,013	0,035	0,022	0,007	0,023	0,036	0,038	0,018	0,020	0,039	0,033	0,036	
Ca	0,247	0,364	0,355	0,435	0,415	0,403	0,220	0,706	0,691	0,573	0,722	0,642	1,178	1,452	1,431	
Na M4	1,603	1,517	1,496	1,468	1,494	1,430	1,652	1,139	1,200	1,301	1,164	1,298	0,664	0,548	0,569	
Na A	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,122	0,069	
K	0,000	0,002	0,002	0,008	0,007	0,004	0,004	0,006	0,009	0,011	0,024	0,017	0,009	0,033	0,025	
<b>Total</b>	<b>14,850</b>	<b>14,883</b>	<b>14,853</b>	<b>14,911</b>	<b>14,916</b>	<b>14,837</b>	<b>14,877</b>	<b>14,851</b>	<b>14,900</b>	<b>14,886</b>	<b>14,910</b>	<b>14,956</b>	<b>14,851</b>	<b>15,155</b>	<b>15,094</b>	
mg#	0,81	0,83	0,82	0,80	0,83	0,84	0,77	0,87	0,85	0,84	0,86	0,87	0,91	0,78	0,81	

\* Fórmula Estructural 13 Cationes, 23 Oxígenos (Procedimiento DROOP, 1987)

Muestra	JI-88-2						JI-88-4	JI-88-5	498-43-5			
Analisis	1 B	2 B	3 B	7 N	24 B	25 B	1 B	5 N	1 N	3 B	(+)	
MINERAL	Mg-Hbl	Tsc-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Tsc-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Ktf	Winch	Fe-Rich	Fe-Rich	Gl	
SiO <sub>2</sub>	45,500	44,890	46,500	46,200	44,910	45,310	44,950	47,680	43,410	43,980	51,445	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,480	13,790	12,690	13,110	13,650	11,580	16,340	12,880	14,830	14,460	12,804	
TiO <sub>2</sub>	0,450	0,580	0,440	0,520	0,550	0,100	0,260	0,340	0,260	0,400	0,276	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,863	9,435	8,063	8,171	9,390	8,143	1,066	8,814	8,855	6,945	2,150	
FeO	10,374	7,840	9,055	8,548	8,490	12,663	14,371	8,109	14,032	15,960	10,909	
MgO	10,160	10,390	10,660	10,210	9,830	8,240	8,610	10,580	6,240	5,930	9,601	
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
ZrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
MnO	0,090	0,090	0,110	0,090	0,050	0,210	0,100	0,030	0,080	0,130	0,064	
CaO	9,450	9,030	9,340	8,820	8,810	9,150	8,370	8,390	7,480	7,510	4,196	
Na <sub>2</sub> O	3,260	2,990	2,860	2,750	2,980	2,700	5,110	3,090	4,520	4,700	6,138	
K <sub>2</sub> O	0,290	0,420	0,300	0,330	0,330	0,250	0,380	0,300	0,430	0,510	0,313	
Total	99,917	99,455	100,017	98,748	98,990	98,346	99,557	100,213	100,137	100,526	97,896	
Si *	6,515	6,427	6,613	6,626	6,467	6,677	6,482	6,713	6,351	6,435	7,281	
Al iv	1,485	1,573	1,387	1,374	1,533	1,323	1,518	1,287	1,649	1,565	0,719	
Al vi	0,791	0,754	0,741	0,843	0,785	0,689	1,260	0,851	0,909	0,929	1,418	
Ti	0,048	0,062	0,047	0,056	0,060	0,011	0,028	0,036	0,029	0,044	0,029	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe <sub>3+</sub>	0,740	1,017	0,863	0,882	1,018	0,903	0,116	0,934	0,975	0,765	0,229	
Fe <sub>2+</sub>	1,242	0,939	1,077	1,025	1,022	1,561	1,733	0,955	1,717	1,953	1,291	
Mg	2,168	2,217	2,259	2,182	2,110	1,810	1,850	2,220	1,361	1,293	2,025	
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,011	0,011	0,013	0,011	0,006	0,026	0,012	0,004	0,010	0,016	0,008	
Ca	1,450	1,385	1,423	1,356	1,359	1,445	1,293	1,266	1,173	1,177	0,636	
Na M4	0,550	0,615	0,577	0,644	0,641	0,555	0,707	0,734	0,827	0,823	0,364	
Na A	0,355	0,215	0,212	0,120	0,191	0,216	0,722	0,109	0,455	0,511	0,321	
K	0,053	0,077	0,054	0,060	0,061	0,047	0,070	0,054	0,080	0,095	0,057	
Total	15,408	15,292	15,266	15,181	15,252	15,263	15,792	15,163	15,535	15,606	14,378	
mg#	0,64	0,70	0,68	0,68	0,67	0,54	0,52	0,70	0,44	0,40	0,61	

\* Fórmula Estructural 13 Cationes, 23 Oxígenos (Procedimiento DROOP, 1987)

(+) Roca con Piroxeno y Granate (Fm. Montenegro). Análisis por cortesía de M. Muñoz.



Muestra	528-5-11		528-5-4		JI-36-7				JI-36-2						
Análisis	1 B	4 B	2 AT N	3 AT B	1 B	2	4	6	9	10 N	12 N	1	2	3	4
MINERAL	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar
SiO2	37,171	37,495	37,374	37,811	37,715	37,549	37,642	37,566	35,547	37,634	37,524	37,853	37,738	38,014	37,859
Al2O3	20,858	20,751	20,824	21,076	20,700	20,528	20,599	20,539	20,424	20,338	20,491	20,576	20,693	20,645	20,658
TiO2	0,005	0,039	0,000	0,004	0,072	0,067	0,162	0,049	0,209	0,235	0,171	0,049	0,185	0,121	0,129
Cr2O3	0,027	0,000	0,000	0,000	0,010	0,090	0,146	0,065	0,083	0,115	0,057	0,089	0,064	0,167	0,149
Fe2O3	1,717	2,323	2,578	1,346	1,190	1,480	1,350	1,250	3,670	1,970	1,080	1,708	1,621	0,126	0,874
FeO	36,983	36,144	36,170	37,181	29,813	29,220	27,574	27,197	24,364	24,611	25,006	29,650	29,957	30,837	29,398
MgO	3,494	3,370	3,417	3,406	2,702	2,391	2,009	1,876	1,653	1,420	1,424	3,230	2,857	2,810	2,520
NiO	0,050	0,000	0,000	0,101	0,000	0,003	0,000	0,000	0,016	0,055	0,032	0,000	0,000	0,066	0,000
ZnO	0,000	0,066	0,045	0,000	0,045	0,128	0,014	0,000	0,043	0,000	0,000	0,052	0,073	0,000	0,031
MnO	0,352	0,367	0,509	0,366	0,799	1,147	1,764	2,224	3,343	5,458	6,510	0,681	0,728	0,918	1,008
CaO	0,653	1,663	1,361	1,161	7,468	7,874	9,408	9,235	9,317	9,709	8,464	7,145	7,368	6,810	7,956
Na2O	0,000	0,034	0,028	0,000	0,025	0,018	0,032	0,055	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,045
K2O	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,009	0,000	0,027	0,002	0,016	0,000	0,003	0,000	0,000	0,015
<b>Total</b>	<b>101,310</b>	<b>102,253</b>	<b>102,306</b>	<b>102,455</b>	<b>100,539</b>	<b>100,504</b>	<b>100,700</b>	<b>100,083</b>	<b>98,671</b>	<b>101,561</b>	<b>100,761</b>	<b>101,036</b>	<b>101,284</b>	<b>100,514</b>	<b>100,642</b>
Si *	2,966	2,964	2,955	2,981	2,993	2,988	2,985	2,997	2,893	2,976	2,992	2,987	2,977	3,018	3,001
Al iv	0,034	0,036	0,045	0,019	0,007	0,012	0,015	0,003	0,107	0,024	0,008	0,013	0,023	0,013	0,013
Al vi	1,928	1,898	1,896	1,939	1,930	1,914	1,911	1,929	1,852	1,873	1,919	1,901	1,901	1,901	1,901
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,004	0,010	0,003	0,013	0,014	0,010	0,003	0,011	0,007	0,008
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,009	0,004	0,005	0,007	0,004	0,006	0,004	0,010	0,009
Fe3+	0,103	0,138	0,153	0,080	0,071	0,088	0,081	0,075	0,225	0,117	0,065	0,101	0,096	0,008	0,052
Fe2+	2,468	2,390	2,392	2,451	1,979	1,945	1,829	1,815	1,658	1,628	1,668	1,957	1,976	2,047	1,949
Mg	0,416	0,397	0,403	0,400	0,320	0,284	0,237	0,223	0,200	0,167	0,169	0,380	0,336	0,332	0,298
Ni	0,003	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000
Zn	0,000	0,004	0,003	0,000	0,003	0,008	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,002
Mn	0,024	0,025	0,034	0,024	0,054	0,077	0,118	0,150	0,230	0,366	0,440	0,046	0,049	0,062	0,068
Ca	0,056	0,141	0,115	0,098	0,635	0,671	0,799	0,789	0,812	0,823	0,723	0,604	0,623	0,579	0,676
Na	0,000	0,005	0,004	0,000	0,004	0,003	0,005	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
<b>Total</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>7,982</b>	<b>7,984</b>
Andr %	5,09	6,89	7,48	3,97	3,75	4,60	4,50	3,89	11,34	6,52	3,75	5,19	5,33	5,19	5,19
Uvar %	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,28	0,46	0,20	0,25	0,36	0,18	0,28	0,20	0,28	0,28
Alm %	83,29	80,95	81,25	82,43	66,24	65,32	61,28	60,95	57,15	54,56	55,59	65,53	66,24	67,77	65,18
Gros %	1,88	4,77	3,92	3,30	21,26	22,55	26,79	26,51	28,00	27,58	24,11	20,23	20,87	19,18	22,60
Pyr %	14,02	13,45	13,68	13,46	10,70	9,53	7,96	7,49	6,91	5,61	5,64	12,72	11,26	11,01	9,96
Spes %	0,80	0,83	1,16	0,82	1,80	2,60	3,97	5,05	7,94	12,25	14,66	1,52	1,63	2,04	2,26

\* Fórmula Estructural 8 Cationes, 12 Oxígenos (Procedimiento Droop, 1987).



Muestra	T-12-5		T-12-1	528-5-11		
Analisis	11 N	12 B	1	5 B	6 N	8
MINERAL	Cld	Cld	Cld	Cld	Cld	Cld
SiO <sub>2</sub>	25,547	25,484	25,528	24,874	24,716	24,456
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,066	39,767	40,208	39,981	40,508	40,027
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,010	0,021	0,000	0,000	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,046	0,000	0,000	0,073	0,023	0,158
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,070	1,822	1,514	0,166	0,957	0,489
FeO	16,585	16,300	15,198	22,675	22,388	22,239
MgO	7,096	7,195	8,068	3,917	3,774	3,807
NiO	0,044	0,026	0,032	0,000	0,037	0,020
ZrO	0,068	0,125	0,000	0,022	0,014	0,014
MnO	0,915	1,059	0,744	0,019	0,019	0,087
CaO	0,031	0,000	0,000	0,000	0,004	0,011
Na <sub>2</sub> O	0,017	0,000	0,005	0,000	0,056	0,009
K <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,011	0,011	0,008	0,000
<b>Total</b>	<b>92,485</b>	<b>91,788</b>	<b>91,329</b>	<b>91,738</b>	<b>92,504</b>	<b>91,317</b>

Si *	2,049	2,057	2,0525	2,051	2,023	2,027
Al iv	0,951	0,943	0,9475	0,949	0,977	0,973
Al vi	2,837	2,841	2,864	2,936	2,932	2,937
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,003	0,000	0,000	0,005	0,001	0,010
Fe <sub>3+</sub>	0,114	0,101	0,083	0,009	0,053	0,027
Fe <sub>2+</sub>	1,124	1,111	1,030	1,564	1,538	1,544
Mg	0,848	0,866	0,967	0,481	0,460	0,470
Ni	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001
Zn	0,004	0,007	0,000	0,001	0,001	0,001
Mn	0,062	0,072	0,051	0,001	0,001	0,006
Ca	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,003	0,000	0,001	0,000	0,009	0,001
K	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
<b>Total</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>

Mn # (%)	5,24	6,12	4,69	0,08	0,09	0,39
Fe <sub>3</sub> # (%)	3,85	3,42	2,82	0,31	1,78	0,93
Clt'd Mg %	41,70	42,25	47,21	23,51	23,02	23,27
Clt'd Fe %	55,25	54,21	50,32	76,42	76,92	76,43
Otreilita %	3,06	3,54	2,47	0,06	0,07	0,30

\* Fórmula Estructural 8 Cationes, 12 Oxígenos (Proc. Droop, 1987).

	T-12-5		528-5-3			528-5-1	
	4	7	8	1	2	9	2
	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky
SiO2	37,467	37,215	37,363	37,513	37,531	37,577	37,516
Al2O3	61,397	61,065	61,458	61,639	62,034	61,649	61,799
TiO2	0,003	0,026	0,004	0,000	0,020	0,000	0,026
Cr2O3	0,018	0,091	0,013	0,087	0,042	0,000	0,067
Fe2O3 (+)	0,928	1,159	0,903	0,224	0,161	0,097	0,131
MgO	0,039	0,020	0,012	0,000	0,009	0,000	0,000
NiO	0,063	0,007	0,000	0,000	0,000	0,012	0,034
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,026	0,031	0,031	0,005	0,015	0,086	0,000
CaO	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000
Na2O	0,000	0,000	0,042	0,032	0,018	0,000	0,000
K2O	0,004	0,000	0,012	0,001	0,005	0,000	0,005
Total	99,949	99,614	99,838	99,501	99,835	99,443	99,578

Si *	4,074	4,067	4,067	4,079	4,064	4,084	4,073
------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Al	7,871	7,868	7,886	7,901	7,919	7,900	7,910
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Cr	0,002	0,008	0,001	0,007	0,004	0,000	0,006
Fe3+	0,076	0,095	0,074	0,018	0,013	0,008	0,011
Mg	0,006	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Ni	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,002	0,003	0,003	0,000	0,001	0,008	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Na	0,000	0,000	0,009	0,007	0,004	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001
Total	7,964	7,980	7,977	7,934	7,945	7,919	7,933

Fe3 # (%)	0,95	1,19	0,93	0,23	0,17	0,10	0,13
Cr # (%)	0,02	0,10	0,01	0,09	0,05	0,00	0,07
Alcal (%)	0,01	0,00	0,13	0,09	0,06	0,03	0,01

\* Fórmula Estructural 12 Cationes, 20 Oxígenos.

(+) Todo el Fe considerado como Fe2O3



Muestra	528-5-3		525-5-10		JI-36-11			JI-36-1		
Analisis	5 N	6 B	1 N	2 R	1	2	4 B	5 N	6	1
MINERAL	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO2	29,075	29,206	29,332	29,043	28,122	28,019	28,130	27,945	28,294	27,912
Al2O3	52,816	52,738	52,156	52,625	48,114	48,385	48,160	48,021	48,076	48,240
TiO2	0,535	0,634	0,555	0,530	0,628	0,406	0,495	0,467	0,444	0,442
Cr2O3	0,002	0,067	0,000	0,047	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	1,905	1,803	2,066	2,511	2,357	1,953
FeO	11,844	11,731	12,075	12,088	4,156	3,775	4,066	3,398	3,518	4,722
MgO	1,598	1,754	1,646	1,308	2,899	2,840	2,989	2,901	2,972	3,264
NiO	0,058	0,030	0,058	0,185	0,082	0,000	0,119	0,092	0,000	0,031
ZnO	1,122	1,012	1,057	1,021	12,013	12,799	11,932	13,185	12,504	10,953
MnO	0,000	0,010	0,054	0,000	0,000	0,038	0,000	0,073	0,066	0,000
CaO	0,000	0,012	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015
Na2O	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,011
<b>Total</b>	<b>97,050</b>	<b>97,220</b>	<b>96,933</b>	<b>96,873</b>	<b>97,953</b>	<b>98,066</b>	<b>97,957</b>	<b>98,613</b>	<b>98,231</b>	<b>97,543</b>
Si *	8,314	8,330	8,4076	8,337	8,151	8,114	8,146	8,072	8,182	8,087
Al	17,806	17,734	17,625	17,809	16,440	16,519	16,442	16,353	16,390	16,478
Ti	0,115	0,136	0,120	0,114	0,137	0,088	0,108	0,101	0,097	0,096
Cr	0,000	0,015	0,000	0,011	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,415	0,393	0,450	0,546	0,513	0,426
Fe2+	2,833	2,798	2,895	2,902	1,007	0,914	0,985	0,821	0,851	1,144
Mg	0,681	0,746	0,703	0,560	1,252	1,226	1,290	1,249	1,281	1,409
Ni	0,027	0,014	0,027	0,085	0,038	0,000	0,055	0,043	0,000	0,014
Zn	0,237	0,213	0,224	0,216	2,571	2,737	2,551	2,812	2,670	2,343
Mn	0,000	0,002	0,013	0,000	0,000	0,009	0,000	0,018	0,016	0,000
Ca	0,000	0,004	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Na	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002
<b>Total</b>	<b>30,013</b>	<b>30,007</b>	<b>30,013</b>	<b>30,043</b>	<b>30,019</b>	<b>30,000</b>	<b>30,028</b>	<b>30,018</b>	<b>30,000</b>	<b>30,005</b>
Zn# (%)	7,72	7,08	7,17	6,94	71,85	74,96	72,15	77,40	75,83	67,19
Fe3 # (%)	0,00	0,00	0,00	0,00	2,46	2,32	2,67	3,23	3,03	2,52
St Mg %	18,03	19,77	18,27	14,87	25,72	25,13	26,43	25,36	26,68	28,70
St Zn %	6,27	3,23	5,81	5,75	52,80	56,12	52,27	57,10	55,61	47,71
St Fe+Ni %	75,70	74,58	75,91	79,38	21,48	18,75	21,31	17,54	17,72	23,59

\* Fórmula Estructural 30 Cationes (Fe3= 17-Al-Ti-Cr), 48 Oxígenos (Procedimiento Laird & Albee, 1981).

Muestra	T-12-2	T-12-1	T-12-5	528-5-3			528-5-11			498-43-5498-43-3			498-43-4498-43-5		
Analisis	4	2	13	15	3	7	8	2	3	7	2	5	6	6	1
MINERAL	Ms	Pg	Pg	Pg	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Pg	Pg
SiO2	50,013	49,719	48,870	49,046	49,329	49,343	49,744	49,119	49,529	48,894	49,350	51,990	51,980	48,190	47,890
Al2O3	29,940	40,247	41,121	39,010	34,413	33,549	33,457	33,523	33,111	32,848	28,100	29,680	29,630	38,260	38,520
TiO2	0,193	0,045	0,003	0,106	0,081	0,309	0,287	0,224	0,335	0,326	0,350	0,380	0,380	0,210	0,220
Cr2O3	0,044	0,000	0,089	0,023	0,032	0,000	0,161	0,000	0,011	0,138	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO (+)	3,104	1,256	0,943	1,026	1,057	1,334	1,339	1,544	1,242	1,384	4,460	4,280	4,630	1,480	1,570
MgO	2,494	0,147	0,052	0,297	1,522	1,795	1,703	1,639	1,769	1,645	2,470	2,210	2,150	0,270	0,290
NiO	0,029	0,000	0,123	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,061	0,040	0,001	0,045	0,030	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,101	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,020	0,000
CaO	0,021	0,229	0,228	0,289	0,001	0,019	0,000	0,003	0,000	0,010	0,020	0,000	0,000	0,220	0,170
Na2O	0,723	6,760	7,179	5,703	0,824	0,784	0,770	0,841	0,772	0,704	0,490	0,900	0,860	4,040	5,300
K2O	9,743	1,011	0,310	2,185	9,801	9,823	9,723	9,707	9,833	9,806	6,440	10,310	10,310	2,390	1,820
<b>Total</b>	<b>96,405</b>	<b>99,414</b>	<b>98,918</b>	<b>97,746</b>	<b>97,100</b>	<b>96,957</b>	<b>97,229</b>	<b>96,640</b>	<b>96,641</b>	<b>95,755</b>	<b>91,680</b>	<b>99,780</b>	<b>99,940</b>	<b>95,080</b>	<b>95,780</b>
Si *	6,550	6,061	5,971	6,109	6,361	6,388	6,429	6,381	6,444	6,431	6,588	6,647	6,637	6,091	6,046
Al iv	1,450	1,939	2,029	1,891	1,639	1,612	1,571	1,619	1,556	1,569	1,412	1,353	1,363	1,909	1,954
Al vi	3,173	3,845	3,894	3,838	3,593	3,509	3,527	3,515	3,522	3,525	3,011	3,121	3,097	3,793	3,780
Ti	0,019	0,004	0,000	0,010	0,008	0,030	0,028	0,022	0,033	0,032	0,035	0,037	0,036	0,020	0,021
Cr	0,005	0,000	0,009	0,002	0,003	0,000	0,016	0,000	0,001	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	0,340	0,128	0,096	0,107	0,114	0,144	0,145	0,168	0,135	0,152	0,498	0,458	0,494	0,156	0,166
Mg	0,487	0,027	0,009	0,055	0,293	0,346	0,328	0,317	0,343	0,322	0,491	0,421	0,409	0,051	0,055
Ni	0,003	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,004	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000
Ca	0,003	0,030	0,030	0,039	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,030	0,023
Na	0,184	1,598	1,701	1,377	0,206	0,197	0,193	0,212	0,195	0,180	0,127	0,223	0,213	0,990	1,297
K	1,628	0,157	0,048	0,347	1,613	1,623	1,603	1,609	1,632	1,646	1,097	1,682	1,679	0,385	0,293
<b>Total</b>	<b>13,853</b>	<b>13,789</b>	<b>13,800</b>	<b>13,781</b>	<b>13,834</b>	<b>13,852</b>	<b>13,845</b>	<b>13,847</b>	<b>13,864</b>	<b>13,873</b>	<b>13,262</b>	<b>13,945</b>	<b>13,929</b>	<b>13,427</b>	<b>13,635</b>
Al iv#	0,18	0,24	0,25	0,24	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,18	0,17	0,17	0,24	0,24
Mo %	89,72	8,81	2,72	19,69	88,66	89,05	89,26	88,34	89,34	90,09	89,43	88,29	88,75	27,42	18,17
Mar %	0,16	1,68	1,68	2,19	0,01	0,14	0,00	0,02	0,00	0,08	0,23	0,00	0,00	2,12	1,43
Par %	10,12	89,52	95,61	78,12	11,33	10,80	10,74	11,63	10,66	9,83	10,34	11,71	11,25	70,46	80,41

\* Fórmula Estructural 14 Cationes (Si+Al+Fe+Mg=12), 22 Oxígenos (Procedimiento Droop, 1987; modif. Cotkin, 1987).

(+) Todo el Fe considerado como FeO.

Muestra	JI-88-4							JI-28-1	JI-28-3	JI-28-6
Analisis	2 B	3	4	5	6 N	7	8 B	21 N	11 N	12 N
MINERAL	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
SiO <sub>2</sub>	64,780	64,610	65,090	64,080	65,270	65,36	62,86	68,247	69,092	68,074
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,320	20,840	21,310	20,550	19,740	20,15	19,91	20,169	20,170	20,412
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,006	0,004
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,080	0,010	0,000	0,050	0,050	0,05	0,93	0,078	0,135	0,158
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,014
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,007
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,082	0,000	0,001
CaO	0,460	0,330	0,290	0,250	0,230	0,17	0,85	0,914	0,285	0,998
Na <sub>2</sub> O	10,830	11,310	11,580	11,630	11,500	11,36	10,44	10,908	11,460	11,083
K <sub>2</sub> O	0,070	0,070	0,030	0,060	0,040	0,05	0,06	0,067	0,028	0,032
Total	95,540	97,170	98,300	96,620	96,830	97,140	95,050	100,501	101,186	100,783
Si *	11,864	11,583	11,519	11,521	11,741	11,731	11,604	11,931	11,957	11,849
Al	4,171	4,405	4,446	4,356	4,186	4,264	4,333	4,157	4,115	4,189
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,012	0,001	0,000	0,008	0,008	0,008	0,144	0,011	0,020	0,023
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000
Ca	0,090	0,063	0,055	0,048	0,044	0,033	0,168	0,171	0,053	0,186
Na	3,846	3,931	3,973	4,054	4,011	3,953	3,737	3,697	3,846	3,741
K	0,016	0,016	0,007	0,014	0,009	0,011	0,014	0,015	0,006	0,007
Total	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000
Ab %	97,30	98,02	98,47	98,50	98,68	98,90	95,35	95,21	98,49	95,09
An %	2,28	1,58	1,36	1,17	1,09	0,82	4,29	4,41	1,35	4,73
Or %	0,41	0,40	0,17	0,33	0,23	0,29	0,36	0,38	0,16	0,18

\* Fórmula Estructural 20 Cationes, 32 Oxígenos.